

MIKOVINY SÁMUEL FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA

Iskolavezető: PROF. DR. DOBRÓKA MIHÁLY

a műszaki tudomány doktora

**FELSZÍNKÖZELI FÖLDTANI SZERKEZETEK
VIZSGÁLATA REFRAKCIÓS INVERZIÓS
MÓDSZERREL**

DOKTORI (PHD) ÉRTEKEZÉS

Írta:

PARIPÁS ANIKÓ NOÉMI

Tudományos vezető:

DR. ORMOS TAMÁS

egyetemi magántanár

Miskolci Egyetem

Geofizikai és Térinformatikai Intézet

Geofizikai Intézeti Tanszék

Miskolc

2013

On the examination of near-surface geological structures through the inversion of seismic refraction data

PhD Thesis

Author: Anikó Noémi Paripás

Scientific adviser: Dr. Tamás Ormos

In my PhD thesis I give an outline of the characteristics of near-surface seismic methods and the inversion techniques related to them. My purpose is to give solutions for problems occurring during field measurements and in the forward and inverse seismic refraction problems.

During the seismic investigation of near surface structures the accuracy of the exact trigger time is very important but it had been barely studied before in the field of refraction seismic measurements. In my doctoral studies I examine this problem more precisely; in my thesis I present this trigger error with analytical derivations and as a result I present numerical correlations among the quantity of the trigger error, the parameter values and the estimation error of each parameter.

I developed two new inversion methods for the elimination of the trigger error. Using these methods the calculations are performed with traveltimes differences instead of the measured full traveltimes data. I applied the Damped Least Squares method for developing the inversion algorithms. In the so-called exact traveltimes difference algorithm a traveltimes difference dataset is created from the measured dataset. Properly chosen reference geophones are used for this purpose and the measured dataset is corrected with the reference traveltimes. In the inversion procedure a difference Jacobi's matrix is produced from the original Jacobi's matrix by subtracting the reference geophones' matrix lines from all the other matrix lines connected to the same source point. Therefore the method gives a mathematically exact solution however an essential change has to be performed on the original refraction inversion technique (as every newly calculated data is related to two rays instead of one).

It was necessary to develop an inversion method that applies traveltimes differences but the inversion algorithm remains as the one that uses full traveltimes data. This method is called iterative traveltimes difference algorithm as the inversion is solved in two cycles embedded into one another. A traveltimes difference dataset is created from the measured one and it is added together with the reference traveltimes calculated on the actual model. A new

‘measured dataset’ is calculated in each outer iteration step. The traveltimes calculated on the new model are compared to the new ‘measured dataset’ in the inner cycle.

Both new traveltimes difference refraction inversion methods were tested on synthetic datasets where the random noise (with Gaussian distribution), the trigger error and the impact of the initial model distance were studied.

In the following chapters of my PhD thesis I examined the resolution characteristics and reliability of the series expansion based refraction inversion method developed in the Department of Geophysics of the University of Miskolc. After a short theoretical introduction I present the results of my investigations on synthetic and field datasets, revealing the limitations and reliability of the method.

During the investigation of the series expansion refraction inversion I examined a relatively hardly studied problem: the problem of ambiguity. In this kinematic multilayer refraction inversion method the ambiguity problem can arise because all the propagation velocity and layer thickness parameters may vary laterally along the section and these parameters are described by continuous basis functions expanded in series. For the solution of this problem I give two possibilities: the ambiguous parameters has to be estimated with functions expanded in series with significantly different lengths or the estimation has to be done with different basis functions expanded in series for the ambiguous parameters. Both methods were successfully tested on synthetic and field datasets as well.

In the last part of my thesis I embedded the traveltimes difference refraction inversion algorithm into the series expansion based refraction inversion method, therefore creating a new inversion method for the evaluation of seismic refraction data. With this new method the impact of trigger error can be highly reduced and we can evaluate datasets measured above laterally varying two-dimensional geological structures. Similarly to my earlier studies, this method was also tested with synthetic and field datasets as well.

The newly developed refraction inversion methods can be successfully applied in the geophysical and engineering practice if trigger error exists in the measured dataset. It is especially significant if the measurement was fulfilled on hard geophysical site or in bad conditions and the poor quality measurement cannot be repeated. In such cases the dataset can only be qualitatively improved during processing and evaluation. A possible way for the further development of these methods is the introduction of new basis functions into the series expansion based inversion method and the estimation of additional physical parameters (geophysical terrain, elasticity modulus, etc.) in the inversion process.

Tartalom

1. Bevezetés	1
2. Felszínközeli szeizmikus módszerek áttekintése	3
2.1. A felszínközeli hullámterjedés és vizsgálati módszerei	3
2.2. Refrakciós módszerek	7
2.2.1. Bemerülő hullámok módszere: refrakciós tomográfia	7
2.2.2. A földtani szerkezetet rétegekkel közelítő refrakciós módszerek	8
3. Inverzió alkalmazása a refrakciós szeizmikában 1D modellek esetében	10
3.1. A refrakciós direkt feladat és megoldása sugárkövetéses módszerrel	10
3.2. A refrakciós inverz feladat és megoldása	11
3.2.1. Lokális (linearizált) inverziós módszerek	12
3.2.2. Globális inverziós módszerek	16
4. A felszínközeli refrakciós mérés indítási hibájának problémája	19
4.1. Az indítási hiba hatásának analitikus vizsgálata 1D modellen - direkt ág	21
4.2. Az indítási hiba hatásának analitikus vizsgálata 1D modellen - refraktált ág	27
5. Az indítási hiba problémájának megoldása különbségi idők alkalmazásával	32
5.1. A direkt feladat megoldása különbségi idők alkalmazásával	32
5.2. A refrakciós 1D inverz feladat megoldása különbségi idők alkalmazásával	33
5.2.1. Egzakt különbségi idő algoritmus (1D)	33
5.2.2. Iteratív különbségi idő algoritmus (1D)	43
5.2.3. A különbségi idő algoritmusok összehasonlítása	48
6. Sorfejtéses inverzió a szeizmikus refrakció területén – 2D kiértékelés	51
6.1. A refrakciós direkt feladat megoldása sorfejtéses diszkretizáció alkalmazásával: közelítő ray-tracing laterálisan változó fizikai és geometriai paraméterű közegben	52
6.2. A sorfejtéses refrakciós inverz feladat megoldása	53
7. Többréteges szerkezetek megbízhatósági vizsgálatai	57
7.1. A módszer korlátai, kiértékelhető földtani modellek a laterális változás gyorsaságára való tekintettel	57
7.2. A többréteges refrakciós inverz feladat megoldása során felmerülő többértelműség csökkentésére vonatkozó vizsgálatok	62
7.2.1. A többértelműség problémájának megoldása a sorfejtési együtthatók számának megfelelő megválasztásával	65

7.2.2. A többértelműség problémájának megoldása különböző bázisfüggvények szerinti sorfejtés alkalmazásával	67
7.3. A sorfejtéses refrakciós inverziós módszer további előnyei	69
7.4. Alkalmazás terepi példákon	72
7.4.1. Terepi alkalmazás többréteges, 2D szerkezet kiértékelésére	72
7.4.2. Alkalmazás terepi SH mérések kiértékelésére	74
8. Sorfejtéses refrakciós inverzió különbségi időekkel.....	77
8.1. A módszer bemutatása, tesztelése szintetikus adatrendszeren	77
8.2. Alkalmazás terepi adatrendszeren	82
9. Összefoglalás	85
Köszönetnyilvánítás.....	88
Irodalomjegyzék	89

1. Bevezetés

A geofizika a földtudományok közé tartozó tudományág, melynek célja a Föld belsejében és környezetében lezajló természetes és mesterségesen előidézett fizikai jelenségek és azok mérhető fizikai jellemzőinek vizsgálata. Ezzel egyrészt a tudományos megismerés, másrészt a mindenkori társadalmi elvárások igényeit szolgálja (Szűcs 2012). A geofizika tudományágnak két fő irányvonalát különböztetjük meg: az általános vagy elméleti geofizikát és az alkalmazott vagy gyakorlati geofizikát. Míg az általános geofizika a Föld egészével, öves szerkezeti felépítésével, a lemeztektonika folyamataival, valamint a Föld légkörével, mágneses terével foglalkozik, addig az alkalmazott geofizika módszerei a földtani kutatásokat, ill. mérnöki feladatok megoldását segítik elő. A különböző alkalmazott geofizikai kutatómódszerek segítségével a földkéreg sekélyebb és mélyebb szakaszait egyaránt vizsgálhatjuk.

Az alkalmazott geofizikai kutatási módszereket a kutatott mélység szerint felszínközeli (sekély- vagy mérnökgeofizikai) illetve mélyszerkezeti módszerekre osztjuk. Napjainkban a mélyszerkezeti geofizikai kutatási módszerek elsősorban a nyersanyagkutatás miatt kerülnek előtérbe. Szénhidrogén-kutatás során a felszínen végzett szeizmikus – elsősorban reflexiós – mérések mellett fúrólyuk szelvényezési módszereket is használnak a fúrólyuk körüli kőzetszerkezet pontos leírására. A felszíni reflexiós mérések nagy behatolású módszerek, a felszínközeli rétegek kutatására nem alkalmasak, ám felbontóképességük több ezer méteres behatolási mélység esetén is megfelelő. Érc- és vízkutatásra leggyakrabban felszíni geoelektromos, mágneses és radioaktív elven alapuló módszereket alkalmaznak. Ezekkel a módszerekkel olyan fizikai tulajdonságok mérhetők, melyek tekintetében a kutatandó ércetest vagy vizet tartalmazó réteg a környező kőzetektől könnyen elkülöníthető.

Mindezek mellett azonban a sekélykutatásoknak is van létjogosultsága a geofizika területén mérnökgeofizikai, geotechnikai, építésföldtani vagy hidrogeológiai feladatok megoldására.

A mérnökgeofizikai kutatás mérési tartománya a felszínközeli rétegeknek a felső 5-25 m vastagságú összletét fogja át. Ezen térrész kutatására, kőzethatárok kimutatására, a kőzetek szilárdsági jellemzőinek megadására a mágneses, gravitációs és geoelektromos módszerek mellett a mérnökszeizmika szerepe sem elhanyagolható, elsősorban a refrakció alkalmazható sekélyszerkezeti kutatási célokra (Ádám 1984). A mérnökszeizmika feladataiban a cél a felszínközeli struktúrák sebességszerkezetének meghatározása. Megfelelő érzékelők

segítségével a longitudinális és transzverzális hullámok sebessége is meghatározható, melyek ismeretében számos egyéb földtani paraméter (pl. Young modulus, Poisson szám) számíthatóvá válik.

Dolgozatomban a felszínközeli szeizmikus módszerek és a feladatok inverziós vizsgálati eljárásainak áttekintése után a refrakciós szeizmika területén részleteiben kevésbé tanulmányozott indítási idő pontatlanságából eredő hibát mutatom be. Ennek kiküszöbölésére több új inverziós módszert fejlesztettem, melyekkel a számítások a teljes mért futási idők helyett terjedési idő különbségeket felhasználva végezhetőek el (Paripás et al. 2012; Ormos, Paripás 2012). A dolgozat következő részében a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén fejlesztett refrakciós sorfejtéses inverzió felbontóképességét, megbízhatóságát vizsgálok szintetikus és terepi adatrendszerek segítségével, valamint egy – a refrakció területén keveset tanulmányozott – problémára, a többértelműség problémájára keresek megoldást (Paripás, Ormos 2011b; 2012). A dolgozat utolsó részében a különbségi időt alkalmazó algoritmust a sorfejtéses refrakciós inverziós algoritmusba illesztettem, ezzel egy új, kétdimenziós szerkezeteket is kiértékelni képes inverziós módszert hozva létre, mellyel a földtani szerkezet laterális változásai is leírhatóak, s indítási hibával terhelt adatrendszer esetén is jó inverziós megoldás kapható (Paripás et al. 2012).

2. Felszínközeli szeizmikus módszerek áttekintése

A felszínközeli geológiai struktúrák kutatásakor többféle geofizikai módszert alkalmazhatunk: többek között geoelektromos, mágneses, gravitációs és szeizmikus módszereket. Jelen dolgozatban a szeizmikus módszerekkel foglalkozom, használatuk a gyakorlatban széles körben elterjedt. Roncsolás-mentesen, viszonylag könnyen és gyorsan kivitelezhetőek a mérések. Ezek feldolgozása számítógéppel történik az adatrendszer szűrésével, majd az így feldolgozott adatrendszert általában inverziós módszerekkel értékelik ki.

2.1. A felszínközeli hullámterjedés és vizsgálati módszerei

A sekélykutató eljárások esetében a kutatási mélység általában a felszíntől számított 5-25 méterig terjed. A viszonylag kis kutatási mélységhez kis forrás-vevő távolságot kell választanunk, mely kicsi hullámfutási időket eredményez. A regisztrált szeizmogramokon a kis hullámfutási időkből kifolyólag a különböző hullámtípusok gyakran nem válnak szét, felismerésük nehéz, sokszor nem is lehetséges.

A terepen elvégzett mérést általában egy konkrét hullámtípus kiértékelését szem előtt tartva tervezzük. Ekkor a jel/zaj viszony szempontjából optimálisan lehet kialakítani a mérési rendszert mind forrás, mind vevő oldalon. Az értelmezést emellett azonban az is segíti, ha egy adott feladat megoldásához többféle hullámtípus kiértékelésére is lehetőség van.

Ha a forrást a sekélykutató méréshez optimalizáljuk, általában kisebb hullámhossz, ezzel együtt jobb felbontóképesség érhető el. Nagyobb domináns frekvenciájú hullámforrás alkalmazásával a felszín közelben észlelt kisebb terjedési sebesség mellett a hullámhossz csökken, így növelve a felbontóképességet. Transzverzális hullámok esetén a még kisebb sebességek miatt ugyanolyan frekvencián még jobb felbontóképesség érhető el. A felbontóképesség növelése azonban korlátokba ütközik, hiszen az alacsony sebességű, felszínhez közeli rétegek esetében jelentős az abszorpció jelensége (Törös 2006).

A nagyfrekvenciás szeizmikus hullámokat felszínen általában impulzusos vagy vibrációs rezgéskeltéssel gerjeszthetjük. A felszín közelében detektálható jellemző hullámtípusok az alábbiak lehetnek: direkt, reflektált, refraktált és felületi hullám.

- A *direkt hullám* (2.1. ábra) a felszínen, vagy közvetlenül a felszín alatt terjed a legfelső közegbeli terjedési sebességgel. Általában a forrás közvetlen közelében észlelhető, menetidőgörbéje fúrólukban keltett hullám, valamint homogén, izotróp esetben hiperbola, aszimptotájának dőlése adja meg a fedőrétegbeli terjedési sebességet (Ádám 1984). Az összefüggést a (2.1) egyenlet írja le, ahol x a hullámforrás és a geofon szelvény menti távolságát, v_1 pedig a rugalmas hullám első rétegbeli terjedési sebességet jelöli. Ennek értelmében a direkt hullám csupán az első réteg paramétereit tartalmazza:

$$t^{direkt} = \frac{x}{v_1}. \quad (2.1)$$

- A *reflektált hullám* (2.1. ábra) a mélybeli réteghatárokról verődik vissza a beesési szöggel megegyező visszaverődési szögben, menetidőgörbéje hiperbola (2.2),

$$\frac{t^{reflektált}^2}{\frac{4h^2}{v_1^2}} - \frac{x^2}{4h^2} = 1, \quad (2.2)$$

melyben a korábban leírt jelölések mellett h a reflektor mélységét jelöli.

A reflexiós hullám terjedési sebességét általában nem egy réteg sebességével, hanem a hullám által átjárt rétegek sebességéből számított átlagsebességgel jellemezzük (Ádám 1984). Felszínközeli szerkezetek kutatására ritkán alkalmazzák.

A reflexiós mérés célja a reflexiós együtthatók mélység szerinti eloszlásának meghatározása; a kőzetekre jellemző sebesség és sűrűség a kompakció miatt a mélységgel általában növekszik.

- A *refraktált hullám* (2.1. ábra) keletkezéséhez speciális körülmények szükségesek. Létrejöttének szükséges feltétele a rugalmas hullám terjedési irányában a terjedési sebesség ugrásszerű növekedése. Ez felszíni hullámkeltés esetén azt jelenti, hogy a felszíntől a mélységgel a hullámok egyre nagyobb sebességgel terjednek. Ez a növekvő sebességkontraszt definiálja azt az i_c kritikus beesési szöget (2.3), amellyel a réteghatárra beeső hullám refraktált hullámot kelt:

$$v_1 \ll v_2 \quad i_c = \arcsin \frac{v_1}{v_2}, \quad (2.3)$$

ahol v_1 és v_2 a terjedési sebességeket, i_c a beesés kritikus határszögét jelenti.

Fordított esetben refraktált hullám nem jöhet létre, amely a gyakorlat szempontjából azért lényeges, mert többréteges esetben ezen rétegek az ún. „rejtett rétegeként” hibás kiértékelést okoznak. A hullám menetidőgörbéje rétegenként homogén, izotróp közeget feltételezve eltérő meredekségű egyenes. (A hullámtípus detektálásán, feldolgozásán alapuló módszerek részletesebb leírását a 2.2. alfejezet tartalmazza)

- A *felületi hullámok* azért alakulhatnak ki, mert a szabad felszín közelében a kőzetek nagyon lazák, a mélységgel a tömörödés mértéke nagyon gyorsan nő, ennek következtében a kőzetbeli terjedési sebesség a mélységgel gyorsan növekszik. Ezért kialakulhat egy ún. „hullámvezető”, mely a keltett energia nagy részére nézve „csapdaként” viselkedik. Ezekben a csapdáknak a vezetett hullámok relatív kis veszteséggel terjednek egyrészt a „csapdázódás”, másrészt a terjedés geometriája miatt. Így a testhullámoktól eltérően az energia nem egyre nagyobb sugarú félgömbök felülete mentén, hanem egyre növekvő sugarú hengerfelület mentén oszlik el. Mindezek következményeként a szeizmogramon nagy amplitúdóval jelentkeznek, nagy intenzitásuk miatt megnehezítik a reflexiós beérkezések felismerését. A fent felsorolt tulajdonságaik miatt tekintették kezdetben minden geofizikai mérésnél, illetve napjainkban is a reflexiós mérések során a vezetett, illetve felületi hullámokat zavarhullámoknak (Ádám et al. 1988).

A felületi hullámok a hullámforrástól távolodva alakulnak ki, és diszperziót mutatnak, azaz a terjedési sebességük (fázis- és csoportsebesség) a frekvencia függvénye. Egy adott frekvencián menetidőgörbéjük az alábbi (2.4) összefüggéssel adható meg:

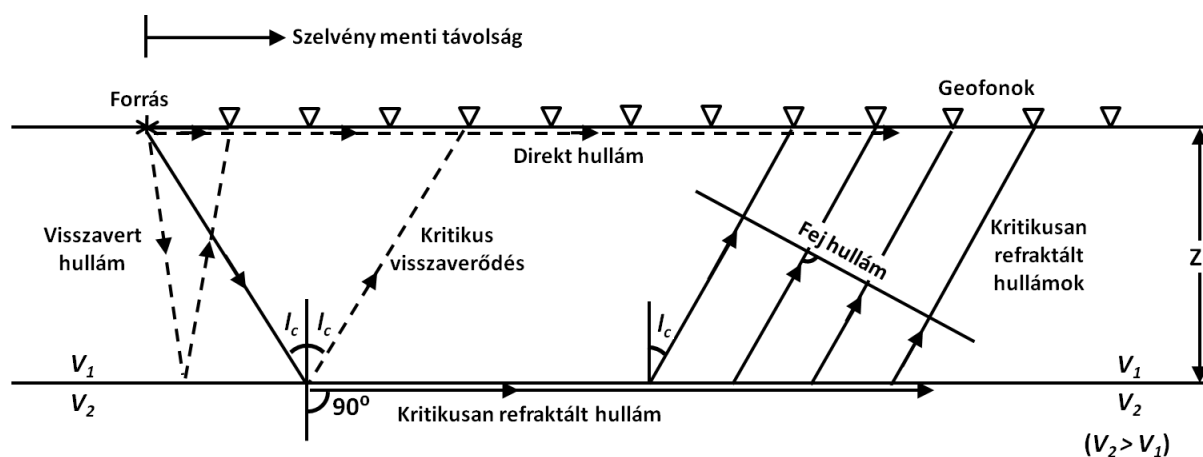
$$t^{felületi} = \frac{x}{C} + t_0, \quad (2.4)$$

ahol C a frekvenciafüggő fázissebességet és t_0 az időkorrekciós tagot jelöli.

A felületi hullámok amplitúdója a mélység függvényében exponenciálisan csökken. Ezen hullámok behatolási mélységének nagyságrendje megegyezik a hullámhossz nagyságrendjével.

Két alapvető felületi hullámtípust különböztetünk meg: a homogén féltér felszínén terjedő nem diszperzív Rayleigh, valamint a fentebb vázolt körülmények között kialakuló és a polarizáltságuk szerint megkülönböztetett Rayleigh- és Love-hullámokat. Az Rayleigh hullámok esetében a részecskék ellipszis mentén mozognak a felszínen, itt longitudinális (P) és vertikálisan poláros transzverzális (SV) komponenseket is megfigyelhetünk. A Love-hullámoknál azonban csak horizontálisan poláros transzverzális (SH) komponenseket láthatunk. Ezt a két típust a mélybeli hullámvezetők (széntelemek) esetében Krey- és Evison-hullámoknak nevezzük a bányageofizikai alkalmazást elsőként leíróik után (Daragó 2004).

A vezetett hullámok mind a felszínközeli geofizikai vizsgálatoknál, mind a bányageofizikai mérések során fontos szerepet játszhatnak a terület – hullámvezető közeg – szerkezeti és fizikai tulajdonságainak, inhomogenitásának meghatározásában (Dobróka 2004). Elsőként a diszperziós görbékkel kell előállítani – azaz a fázis- és csoportsebesség értékeit a frekvencia függvényében –, majd ezen adatokból geofizikai inverzióval juthatunk el a megoldásig, mely a szerkezet tulajdonságait tartalmazza.



2.1. ábra: A felszínen és a felszín alatt terjedő szeizmikus hullámtípusok

2.2. Refrakciós módszerek

A többréteges szerkezetek kutatásához használt refrakciós mérési módszer alapfeltétele a 2.1. alfejezetben leírt refrakciós hullám kialakulása. Eszerint a réteghatárra kritikus szögben beeső majd a réteghatáron továbbhaladó hullámokat nevezzük refraktált hullámoknak. A modellezéssel illetve kiértékeléssel foglalkozó módszereket két nagy csoportra oszthatjuk. Az egyik típus a szerkezetet folytonos, egymástól jól elkülöníthető rétegekkel közelíti (közvetlen eljárások), míg a másik típus a szerkezetre rácshálót fektetve, pontonként számítva írja le azt (tomográfiai módszerek) (Palmer, 2010).

2.2.1. Bemerülő hullámok módszere: refrakciós tomográfia

Felszínközeli kutatási célokra széles körben elterjedt módszerek a refrakciós első beérkezések detektálásán alapuló szeizmikus eljárások. Az ilyen módon mért adatok kiértékelésére az inverziós technikák terjednek egyre szélesebb körben. Az első beérkezések 2D kinematikus refrakciós inverziójában ma a tomográfiai módszereket elterjedten alkalmazzák, hiszen ezekkel mind a laterális, mind a vertikális folytonos sebességváltozásokat kezelni tudják. A módszer a mélységgel folyamatosan növekvő sebességek megléte esetén a felszínre visszaérkező bemerülő hullámokat „hasznosítja”. A futási időkből tomográfiai algoritmussal számítják a földtani modellre fektetett rácsháló pontjaiban a hullám terjedési sebességek lokális értékeit (Stefani 1995; Törös 2006; Zhang, Toksöz 1998; Zhu et al. 1992).

A tomográfiai módszer lényege az, hogy valamilyen fizikai mennyiség eloszlása egy tartományon belül meghatározható a tartomány keretén – vagy esetünkben a felszínen – végzett, átvilágítás típusú mérések adataiból, ha a mért értékek a vizsgált fizikai mennyiség vonalintegráljai. Természetesen a módszer alkalmazásához az adó-vevő párok geometriai elrendezésének ismerete és további peremfeltételek rögzítése szükséges (Törös 2006).

A szeizmikus tomográfiai módszerek esetében az egyik legsikeresebb a SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) eljárás, főként nagyméretű inverz probléma megoldására (Dobróka 2001; 2005). A hullám beérkezési ideje egy cellákra osztott tartomány egyes celláiban eltöltött idő összegeként adható meg. Azonban egy-egy cellán több átvilágítási sugár is áthalad, ezért egy cellát kell kiválasztanunk, s azt vizsgálnunk, hogy hány átvilágítási sugár metszi az adott cellát. Ismert korrekció értékével minden cella időértékét módosítanunk kell iterációnként, így elérve a mért és számított beérkezési idők eltéréseinek minimalizálását.

A refrakciós tomográfiai módszerekkel azonban a refraktáló réteghatárokat nem, vagy csupán körülményesen tudjuk figyelembe venni a szisztematikus diszkretizáció folyamán. Emellett szintén problémát jelent a módszer alkalmazásakor, hogy rétegzett szerkezetek esetén – főként, ha több réteg egyértelműen, élesen válik el egymástól – sokszor túl sűrű rácshálóra volna szükségünk, ami a meghatározandó ismeretlenek számát nagyon magasra emelné. Az inverzió során a nagyméretű egyenletrendszerek megoldásakor a magas számítási idő mellett a fellépő numerikus bizonytalanságok okozhatnak problémát.

Rétegzett, folytonos réteghatárokkal leírható szerkezetek esetén más refrakciós kiértékelési módszer alkalmazása gyorsabb, kevésbé számítógép- és időigényes megoldást hozhat.

2.2.2. A földtani szerkezetet rétegekkel közelítő refrakciós módszerek

A refrakciós tomográfia mellett a refrakciós kiértékelő módszerek másik klasszikus csoportját olyan eljárások alkotják, melyek rétegzett földtani szerkezetet feltételeznek, a kiértékelés során a szerkezetet rétegekkel közelítik (Palmer 1981; Polcz 1993).

Az ún. „közvetlen eljárásokkal” a földtani szerkezet rétegvastagságai, illetve a terjedési sebességek az első beérkezési időkből közvetlenül számíthatók. Ezen módszerek közé tartoznak a hullámfrontok módszere (Thornburgh 1930), a plusz-mínusz, vagy más néven t_0 módszer (Hagedoorn 1959), a GRM általánosított reciprok módszer (Palmer 1986), stb. (Lankston 1989; Xie et al. 1997). Ismert a közös referenciapontokhoz (CMP) rendelt első beérkezési időkre alapozott kiértékelés (Gebrande 1986), sőt CMP refrakciós időszelvény készítésének módszere is (Orlowsky et al. 1998). A módszerek alkalmazásának általános előfeltétele, hogy a szelvény mentén folytonosan álljanak rendelkezésünkre első beérkezések valamennyi kutatandó réteghatárról. E feltételt fedőágak mérésével tudjuk teljesíteni, melyhez azonban – különösen több réteg esetén – a forrásokat a szelvény mentén gyakran nagyon sűrűn kell telepítenünk. Ekkor azonban a nagyon nagyszámú mért futási idő adatok egy része az egyesített időfüggvények készítésekor szükségszerűen „elveszhet”. Ez egyrészt információvesztést jelent, másrészt gazdaságtalanná teszi a mérést. A gyakorlatban azonban sajnos még így sem ritka, hogy az aljzat feletti refraktáló rétegekről nem tudunk folytonos menetidőgörbét nyerni. Ezekben az esetekben a kiértékelés során csupán pontszerű és pontatlan információkat kaphatunk.

A széles körben alkalmazott közvetlen eljárások nagy részének további közös tulajdonsága, hogy a közeget terjedési sebességek tekintetében laterálisan „homogén

szakaszokból” felépítettnek tekintik, azaz amíg a réteghatárok meghatározása kétdimenziós, addig a terjedési sebességek laterális változásai csak konstans sebességgel jellemzett - sebesség szerint egydimenziós - szelvényszakaszok formájában állíthatók elő. Ezeknek az állandó sebességű blokkoknak a méretét a kiértékelő határozza meg azáltal, hogy a menetidőágak milyen hosszúságú szakaszt közelíti egyenessel. Ennek következményeként a sebességtérben elkövetett hiba mértékének megfelelő hibával kaphatjuk csak meg a határfelületek mélységét is. Az említett okok miatt a klasszikus kiértékelési eljárások olyan földtani szerkezetek esetén, ahol mind a rétegvastagságok, mind a rétegbeli terjedési sebességek laterálisan folytonosan változnak – ahogyan a felszín közelében is – gyakran nem kellően pontos eredményeket adhatnak.

Ezen hiányosság kiküszöbölésére olyan közvetlen eljárás kifejlesztésére volt szükség, mely az egyes rétegeket a terjedési sebesség tekintetében inhomogénnek feltételezi, azaz a földtani modell laterális irányban mind a rétegvastagság, mind a rétegbeli terjedési sebesség tekintetében változhat. Ilyen módszer került kifejlesztésre a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén, mely a földtani szerkezet paramétereit megfelelően választott bázisfüggvény szerinti sorfejtéssel írja le (Ormos 2002; Paripás, Ormos 2011b; 2012). A módszer részletes leírását a 6. fejezet tartalmazza.

3. Inverzió alkalmazása a refrakciós szeizmikában 1D modellek esetében

A geofizika tudományág számos kutatási területéhez hasonlóan a refrakciós szeizmika területén is a megoldandó probléma annak sajátosságai miatt közvetlenül (direkt módon) nem oldható meg, így ún. inverziós (optimalizációs) technika alkalmazása szükséges, melyhez azonban feltétlenül ismernünk kell a direkt feladatot és annak megoldási algoritmusát is.

3.1. A refrakciós direkt feladat és megoldása sugárkövetéses módszerrel

A refrakciós direkt feladat egy ismert fizikai paraméterekkel rendelkező földtani szerkezeten meghatározott forrás-vevő elrendezésben az első beérkezések idejének kiszámítását jelenti (Ormos 2011). A direkt feladat megoldását a mérésakor detektált hullámtípusok menetidőgörbéi egyenletének ismeretében adhatjuk meg. A felszínközeli méréseknél a geofonok által detektált – refrakciós mérés kiértékelés során releváns – hullámok a direkt hullám és a refraktált hullám. A menetidőgörbék ebben az esetben legfeljebb annyi görbeszakaszból állnak, ahány réteges szerkezet felett mértük időadatainkat. A továbbiakban a földtani szerkezetet egydimenziósra feltételezzük, azaz az egyes rétegek vastagságai laterális értelemben nem változnak, valamint az egyes rétegek homogén izotrópnak tekintendők, azaz egy rétegen belül a terjedési sebesség értékek állandók.

Amikor a direkt feladatot a kinematikai sugárkövetés módszerével oldjuk meg, azzal a feltevéssel élünk, hogy a felszínközeli összlet rétegekből áll, illetve rétegekkel közelíthető, ezért a rétegbeli terjedési sebességek a réteghatárokon ugrásszerűen változnak.

A sugárutakat – homogén rétegeket feltételezve - a rétegeken belül egyenes szakaszokkal közelítjük. Az első réteg paramétereit a direkt hullám írja le, mely a 2.1. fejezetben felírt (2.1) egyenlettel adható meg.

A refraktált hullám menetidőgörbe a direkt ág mellett annyi refraktált görbeszakaszból áll, ahány réteghatárról refraktált hullámbeérkezés detektálható. Az első réteghatárról beérkező refraktált hullámot leíró egyenlet a (3.1) szerint, a második és (n-1)-ik réteghatárokról beérkező refraktált hullámokat leíró egyenleteket a (3.2) és (3.3) összefüggés szerint adhatjuk meg:

$$t^{(\text{refraktált},1)} = \frac{2h_1 \cos i_{1,2}}{v_1} + \frac{x}{v_2}, \quad (3.1)$$

$$t^{(\text{refraktált},2)} = \frac{2h_1 \cos i_{1,3}}{v_1} + \frac{2h_2 \cos i_{2,3}}{v_2} + \frac{x}{v_3}, \quad (3.2)$$

$$t^{(\text{refraktált},n-1)} = \sum_{j=2}^n \frac{2h_{j-1} \cos i_{j-1,j}}{v_{j-1}} + \frac{x}{v_n}, \quad (3.3)$$

amelyekben h_1 az első, h_2 a második, h_j a j -ik réteg vastagságát, v_1 az első, v_2 a második, v_j a j -ik, v_n az n -ik rétegbeli terjedési sebességet, $i_{1,2}$ és $i_{j-1,j}$ a kritikus beesési szögeket jelentik, az alábbi (3.4) összefüggés szerint:

$$i_{j-1,j} = \arcsin \frac{v_{j-1}}{v_j}. \quad (3.4)$$

A refraktált direkt feladat megoldását az (2.1) és (3.1-3.3)-ben közölt függvények kiszámítása jelenti. Ismert modellen a paraméterek értékéből a felszínen mért terjedési idő minden detektáló geofonra számítható. Az inverz feladat megoldását minden esetben a direkt feladat megoldási algoritmus határozza meg. Modellparamétereken a továbbiakban a rétegvastagságokat, mint geometriai, valamint a rétegbeli terjedési sebességeket, mint fizikai paramétereket értjük (2D feladat esetén beleértve azok laterális változását is).

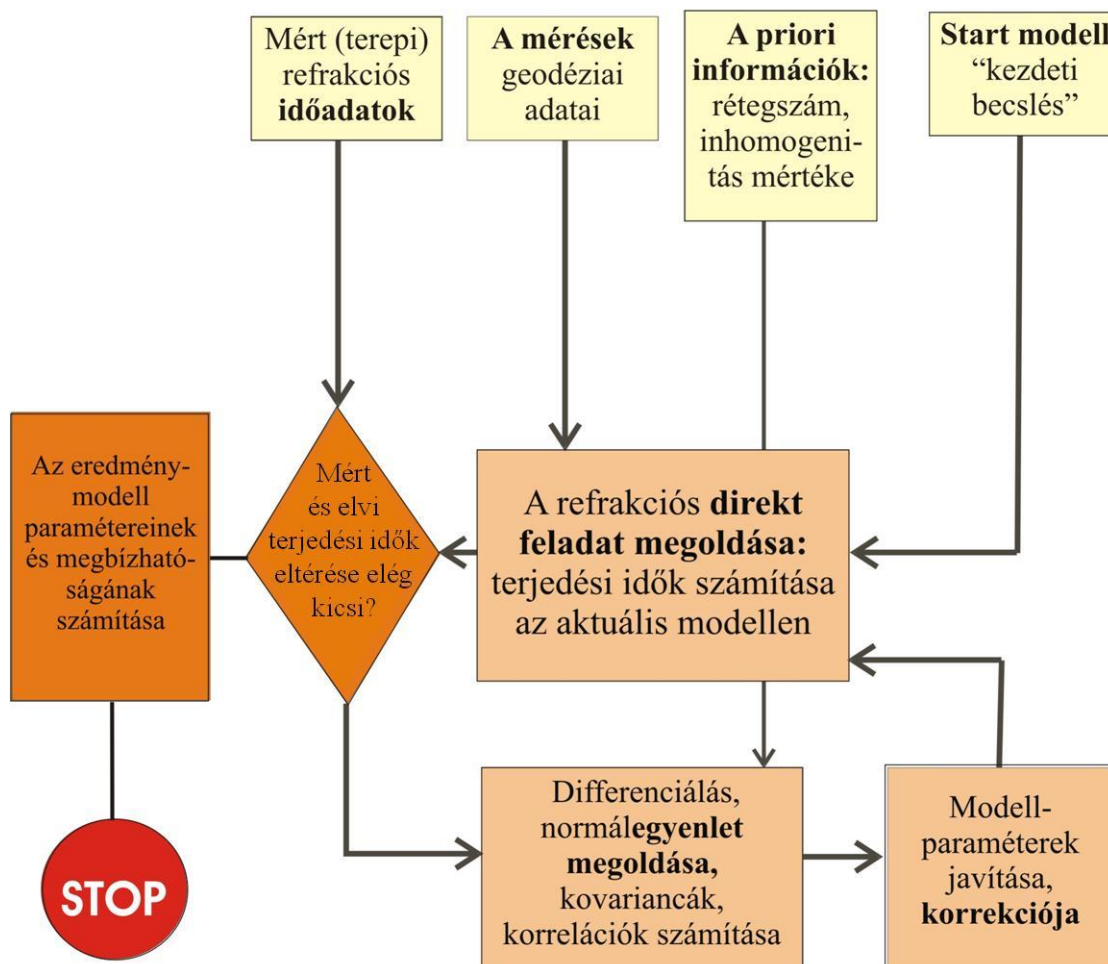
3.2. A refrakciós inverz feladat és megoldása

A refrakciós direkt feladat megoldásának ismeretében ismert modellparaméterekkel leírt földtani modellen menetidőgörbék számíthatók. Azonban a gyakorlatban a feladat ennek a fordítottja: mérési adatok (menetidőgörbék) ismeretében a földtani szerkezetet leíró fizikai és geometriai paraméterek meghatározása. Ennek értelmében inverz feladatot kell megoldanunk, valamely ismert lokális vagy globális inverziós módszer alkalmazásával, s ennek eredményeként a kívánt paraméterek állnak elő.

3.2.1. Lokális (linearizált) inverziós módszerek

A geofizikai optimalizálási probléma rendszerint bonyolult, megoldása linearizálás után válik lehetővé. A nemlineáris inverz probléma megoldását így lineáris problémák megoldásának sorozatára vezethetjük vissza. A feladatban általában az ismeretlenek száma sokkal kisebb, mint az adataink száma, így túlhatározott lineáris inverz problémával állunk szemben. Ennek azonban algebrai értelemben nincs megoldása, leggyakrabban a mért és számított adatok eltéréseit tartalmazó hibavektor normájának minimalizálásával állítjuk elő a megoldást.

A refrakciós paraméterbecslést végző inverz feladat megoldásának folyamatábráját a 3.1. ábra mutatja.



3.1. ábra: A refrakciós inverz feladat megoldásának folyamatábrája

A szeizmikus refrakciós inverz feladat linearizált algoritmus a (3.5) összefüggéssel írható le

$$t_k = \sum_{i=1}^M G_{ki} m_i, \quad (3.5)$$

ahol t_k a k-ik regisztrált terjedési időt, G_{ki} a terjedési idő adatok modell paraméterek szerinti parciális deriváltjaiból álló Jacobi mátrix megfelelő elemeit, míg m_i a modellparaméter vektor i-ik elemét, M a modellparaméterek számát jelenti. A modellparaméter vektor egydimenziós többréteges esetben az egyes rétegbeli hullámterjedési sebesség értékeket, valamint a rétegvastagságokat tartalmazza.

Az inverz feladat megoldásához a mért és számított adatrendszer különbségéből adódó e vektort kell megadnunk, amely normájának minimalizálása az inverz feladat lényege (3.6):

$$e_k = t_k^{(mért)} - t_k^{(számított)} = t_k^{(mért)} - \sum_{i=1}^M G_{ki} m_i, \quad (3.6)$$

ahol e_k a hibavektor k-ik eleme, $t_k^{(mért)}$ és $t_k^{(számított)}$ a mért és számított időadatokat jelzik.

3.2.1.1. Megoldás a legkisebb négyzetek elvével (LSQ)

Az alkalmazott geofizikában az inverzió terén általában az adatok és modellparaméterek száma nem egyezik meg, így a \underline{G} mátrix rangja sem egyenlő a modellparaméterek számával.

A réteghatárokat feltételező refrakciós szeizmikus feladatok megoldása során leggyakrabban túlhatározott problémáról beszélhetünk, mely esetén a mért adatok száma nagymértékben meghaladja a meghatározni kívánt modellparaméterek számát. A túlhatározott lineáris inverz probléma azonban hibával terhelt mérési adatok esetében ellentmondó egyenletrendszerre vezet, melynek algebrai értelemben nincs megoldása. A problémát ezért leggyakrabban – így jelen dolgozatban is – a legkisebb négyzetek elve szerint oldjuk meg, a minimalizálandó függvény ekkor a hibavektor L_2 normanegyze (3.7) lesz (Dobróka 1991)

$$E = \sum_{k=1}^N (e_k)^2 = \sum_{k=1}^N \left(t_k^{(mért)} - \sum_{i=1}^M G_{ki} m_i \right)^2 = \min, \quad (3.7)$$

ahol N a mérési adatok számát jelenti. A fenti egyenlet extrémumát a

$$\frac{\partial E}{\partial m_i} = 0 \quad (3.8)$$

egyenlet teljesülése esetén érjük el minden $i=1, 2, \dots, M$ értékre.

A (3.7) egyenletet megoldásával az alábbi lineáris normálegyenletre jutunk, melyet vektor alakban felírva és átrendezve a modellparaméter-vektorra megoldható (3.9) egyenletet kapunk. Ez a szeizmikus refrakciós inverz feladat megoldását írja le:

$$\begin{aligned} \underline{\underline{G}}^T \underline{\underline{G}} \vec{m} &= \underline{\underline{G}}^T \vec{t}^{(mért)}, \\ \vec{m} &= (\underline{\underline{G}}^T \underline{\underline{G}})^{-1} \underline{\underline{G}}^T \vec{t}^{(mért)}. \end{aligned} \quad (3.9)$$

A fenti összefüggésbe súlyozást is bevezethetünk az adattérben azért, hogy az adatok megbízhatóságuknak megfelelő súllyal járuljanak hozzá a probléma megoldásához.

A numerikus vizsgálatok során a becsült paraméterek hibájának és korrelációjának leírására bevezetem a kovariancia (3.10) és a korrelációs mátrixot (3.11), ahol a mérési adatokat korrelálatlannak feltételezem, varianciájukat σ_d^2 vektorba rendezem (Salát et al. 1982, Menke 1984)

$$\underline{\underline{COV}} = \sigma_d^2 (\underline{\underline{G}}^T \underline{\underline{G}})^{-1}. \quad (3.10)$$

Mérési információ hiányában a mérési adatok σ_d^2 variancia vektor elemeit azonosnak tekintem és

$$\sigma_d = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (t^{(mért)} - t^{(számított)})^2}$$

értékűnek feltételezem.

A korrelációs mátrix főátlón kívüli elemei az együtthatók korrelációját jellemzik (3.11)

$$CORR_{kj} = \frac{COV_{kj}}{\sqrt{COV_{jj} * COV_{kk}}} \quad (3.11)$$

Az inverzió eredményét, annak pontosságát és megbízhatóságát minden esetben ellenőriznünk, illetve minősítenünk kell.

Az inverziós folyamatban becsült paraméterek megbízhatóságának jellemzésére a korrelációs mátrixon túl a kovariancia mátrix alapján, Gyulai és szerzőtársai (2010) nyomán bevezetem a becslés átlagos %-os hibáját, amelyet a σ_i modellparaméter varianciákból (a kovariancia mátrix (3.10) főátlóbeli elemeiből) számítok (3.12):

$$F = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sigma_i^2} \cdot 100\% \quad (3.12)$$

Az inverzióval kapott eredményeket továbbá a gyakorlat számára szemléletesen a relatív adattérbeli eltéréssel (Da) és (szintetikus adatok esetén) a relatív modelltérbeli eltéréssel (dm) minősíthetjük. A relatív adattérbeli eltérésen a mért és az inverzió eredményeül kapott modellre számított időadatok eltérésének négyzetes középértékét értem (Paripás, Ormos 2011a), értékét az alábbi összefüggés alapján adom meg a teljes adatrendszerre vonatkoztatva (3.13):

$$Da = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{q=1}^N \left(\frac{t_q^{(mért)} - t_q^{(számított)}}{t_q^{(számított)}} \right)^2} \quad (3.13)$$

A kifejezésben Da az inverzió eredményeképpen számított adatrendszernek a mért adatrendszerrel való relatív adattérbeli eltérést jelenti a teljes adatrendszerre vonatkozóan, N az összes mérési adat számát, t_q pedig a *mért* illetve az invertált modellből *számított* terjedési idő adatokat jelenti. Az inverzió eredményét általánosan akkor fogadhatom el, ha a Da értéke minimális.

A módszer megfelelő működésének ellenőrzésére és vizsgálatára ismert modelleken mért (pl. analóg modellek), vagy számított (szintetikus) időadatokat alkalmazunk. Ez esetekben lehetőségünk nyílik a valódi és a becsült modellparaméterek illeszkedését is vizsgálni a teljes modellen. A relatív modelltérbeli eltérésen a modellparaméterek eltérésének

négyzetes középértékét értjük lokálisan, vagy a teljes szelvényre vonatkozóan (Paripás, Ormos 2011a), értéke az alábbi módon számítható a teljes modellre (3.14):

$$dm = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left(\frac{m_i^{(egzakt)} - m_i^{(becsült)}}{m_i^{(egzakt)}} \right)^2}. \quad (3.14)$$

Az összefüggésben dm az inverziós eredménynek az egzakt modelltől való relatív modelltérbeli eltérését, M a modellparaméterek számát, m_i pedig magukat a modellparamétereket jelenti.

3.2.1.2. Megoldás a csillapított legkisebb négyzetek elvével (DLSQ)

Amennyiben a $\underline{\underline{G}}^T \underline{\underline{G}}$ rosszul kondicionált, a (3.9) egyenlet numerikusan instabil inverzióra vezethet. Ennek elkerülésére bevezetem a csillapított legkisebb négyzetek elvénél (DLSQ = Damped Least Squares) alkalmazott vektornormát, mely a (3.7) egyenletben bemutatott minimalizálandó célfüggvénytől csupán egy járulékos tagban tér el:

$$E = \sum_k^N (e_k)^2 = \sum_k^N \left(t_k^{(mért)} - \sum_{i=1}^M G_{ki} m_i \right)^2 + \varepsilon^2 \sum_{j=1}^M m_j^2 \rightarrow \min.$$

A kifejezés második tagja egyszerre stabilizálja a LSQ algoritmust és érvényesíti az inverz feladat kevert határozottságának jellegét is (Szabó 2004).

3.2.2. Globális inverziós módszerek

A linearizált inverziós eljárások megoldásakor a paraméterek becslését a mért és számított adatok valamely normájaként definiált funkcionál minimalizálásával érjük el. Ezekkel a módszerekkel azonban nem garantált, hogy a megtalált minimumhely a paramétertérben egyben az abszolút minimumhely is (Dobróka 2001). A rendezett keresés elvével megtalálható az abszolút minimumhely, ám nagyon sok időt vehet igénybe, míg celláról-cellára végignézzük a teljes paraméterteret. Azonban, ha véletlen szám generátorral kisorsoljuk, hogy mely cellákat vizsgáljuk, a folyamat nagymértékben felgyorsítható. A

véletlen szám generáló, abszolút minimumhely meghatározásához vezető folyamatokat Monte Carlo módszereknek nevezzük.

Ebben a fejezetben a globális inverziós módszerek két nagy csoportját: a Simulated Annealing módszert és a Genetikus Algoritmust mutatom be röviden.

A Simulated Annealing elnevezés olyan módszer-együttest jelöl, mely első formájában az ún. Metropolis-algoritmus alkalmazásaként tűnt fel, majd ennek fejlesztéseként, főként gyorsabb módszer-változatok is megjelentek (Dobróka 2001). A módszer alapjául egy fizikai folyamat – a fémolvadékok hűtése illetve dermedése – és a sok adatot és ismeretlent tartalmazó inverziós feladat minimumhely keresése közötti hasonlóság szolgál. A fém olvadék nagy energiájú és nagy termikus mobilitással rendelkező atomjai a hűtési folyamat során fokozatosan energiavesztésen mennek át, kristályosodni kezdenek. Ha a hűtést kellően lassan végezzük, az atomok tökéletes kristályrendszerben tudnak kristályosodni, ahol a rendszer ún. szabadenergiája minimális. Az atomok igen magas száma miatt gyors hűtés esetén tökéletlen rácsszerkezet nagyon sokféleképpen kialakulhat. Az inverz feladat esetében is, ha a minimumhely keresése túlzottan nagy lépésekben, túl gyors inverziós folyamattal történik, akkor gyakran a megtalált hely nem a globális, csupán egy lokális minimumhely lesz – hasonlóan a tökéletlen rácsszerkezethez.

A folyamat modellezésére Metropolis és szerzőtársai (1953) rendkívül hatékony és gyors módszert, a Metropolis-algoritmust dolgozták ki. Az algoritmust később sokan használták nagyszámú adatot és ismeretlent tartalmazó geofizikai inverz feladat megoldására (Rothman 1985; Sen, Stoffa 1991, 1992; Dobróka, Szabó 2001; Szabó 2004). Az eljárás konvergenciája a hűtési ütemre nagyon érzékeny. Rothman (1986) megállapította, hogy az eljárás indításakor magas hőmérsékletet kell megadni, így a rendszer megfelelően sok állapotot kipróbálhat. Ezt követően gyors hűtéssel alacsonyabb hőmérsékletet – az ún. kritikus hőmérsékletet – érünk el, s innen lassan csökkenthetjük tovább a hőmérsékletet az ún. geometriai csillapodás módszerével (Dobróka 2001). A módszernek létezik gyors (FSA = Fast Simulated Annealing) és nagyon gyors (VFSA = Very Fast Simulated Annealing) változata is.

A Genetikus Algoritmus (GA = Genetic Algorithm) névvel az optimalizációs módszerek egy olyan családját illetjük, mely természeti analógián alapul, azaz a biológiai természetes szelekciót és genetikát a geofizikai inverz feladat megoldásával kapcsolja össze. (Álmos et al. 2002). Ez az analógia vezetett olyan optimalizációs módszer megalkotásához

(Holland 1975), melyben „az elemi műveletek (operációk) az előnyös genetikai információ biológiai szelekción keresztül történő érvényesülésének (továbbélésének) folyamatát modellezik” (Dobróka 2001).

A módszer alkalmazása során véletlen számokból generált modellparaméterekkel leírható modellesoportot (ún. populációt) generálunk, majd a direkt feladatot az i -ik modellel megoldva számított adatvektor állítható elő. A mért és számított adatok eltérésvektorának skalár reciprokát képezve az ún. alkalmassági- vagy fitness-függvény áll elő, melynek globális minimumhelyéhez köthető az inverz feladat megoldása. Minden modellt így az alkalmassági függvény által definiált számérték minősít, a populációban minél nagyobb egy modell fitness értéke, annál értékesebb tulajdonságokkal rendelkezik, a további iterációk folyamán ezekkel a modellekkel kiemelten foglalkozunk.

A genetikus algoritmusok alapvető műveletei a kódolás (dekódolás), szelekció, keresztezés és mutáció. A kódolás többféle módszerrel (kódolási ABC-vel) történhet, ugyanez az ABC szükséges a folyamat végén a dekódoláshoz (legismertebbek a bináris, Gray- és valós kódolási módszerek). A szelekció során modellegyedeket választunk ki és párosítunk egymással az alkalmasságuk alapján, a kiválasztás valószínűsége egyenes arányban van az alkalmassági függvény értékével (a szelekció három alapvető típusa: fitness-arányos vagy rulett szelekció, rang szelekció, verseny szelekció). A keresztezéssel (egyszeres, ill. többszörös keresztezés) a genetikus információ a párosított modellek között megosztódik, ill. cserélődik, azaz a geofizikai terminológiával olyan új modellpár generálódik, mely a „szülő” modellek információit egyszerre hordozza. A mutáció folyamán véletlenszerűen kiválasztott gén (bit) átkapcsolása történik, ez felfrissíti a génanyagot, mely segíthet a generációnak „inhomogenizálódni” (lokális minimumba esést gátolja). Túlzott mutációval azonban lassul a minimumhely keresésének folyamata.

4. A felszínközeli refrakciós mérés indítási hibájának problémája

A szeizmikus refrakciós módszerek felszínközeli szerkezetek kutatására való alkalmazása során nyert tapasztalatok azt mutatják, hogy a hullámkeltés idejének (trigger idő) pontossága, azaz az indítási idő hibája nagy jelentőséggel bír. Ez a probléma főként mérnökgeofizikai, geotechnikai problémák megoldása során kerül felszínre, amikor a kutatott mélység esetenként csupán néhány méter. Ekkor ugyanis a regisztrált terjedési idők értékei 40-50 ms nagyságrendűek, melyekhez mérten a terepi mérés során előálló 1-5 ms indítási hibák már jelentős mértékűek.

A felszínközeli kutatásokban gyakran előforduló szeizmikus refrakciós módszerek esetén különböző forrásokat használhatunk hullámok gerjesztésére. Korábbi tapasztalataink alapján a sekély földtani szerkezetek mérnökgeofizikai kutatása esetén a rövid futási idők miatt a trigger idő pontossága illetve hibája nagyobb jelentőséggel bír, mint a mélyszerkezeti (több km mélységű) vizsgálatoknál. Az ilyenkor tapasztalt indítási hiba főként a felszínközeli kis sebességű rétegek paramétereinek a meghatározásában okoz nagyobb problémát, ez azonban kihathat a mélyebb rétegek paramétereire is (Ormos, Paripás 2012).

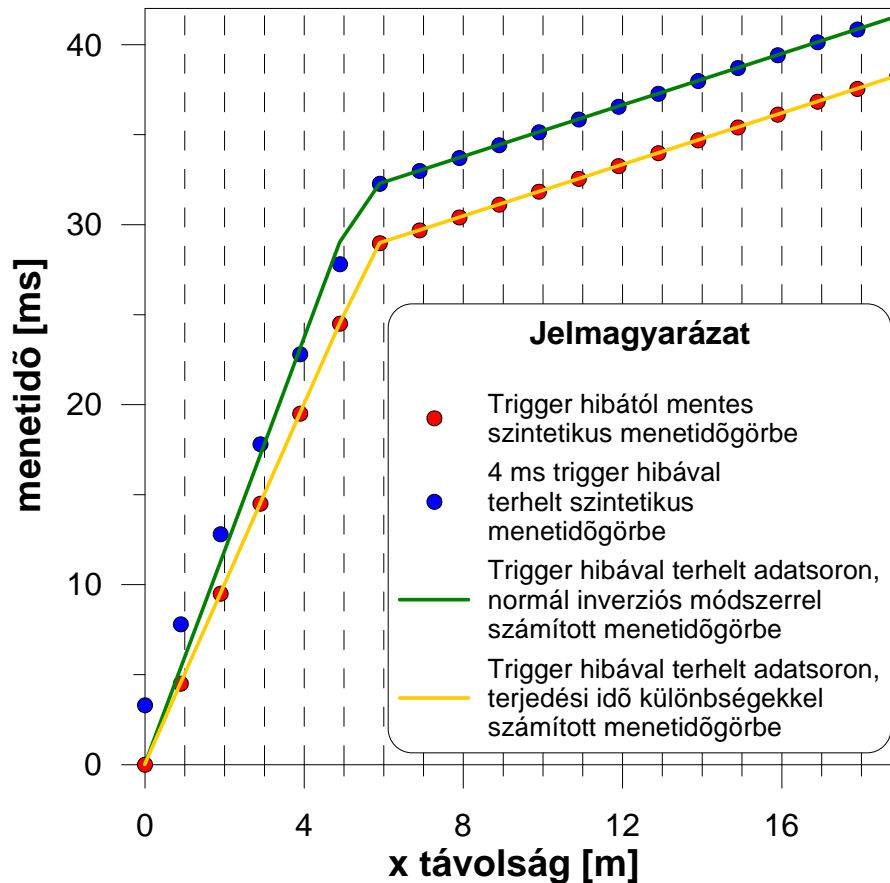
A szeizmológia területén az „indítási idő” meghatározása nagy jelentőséggel bír, hiszen egy-egy detektált földrengés hipo- és epicentrumának kiszámításakor erre az információra – azaz a rengés kipattanásának idejére – van szükség. Mivel a „hullámkeltés” egzakt ideje nem ismert (Martino, Scarascia Mugnozza 2005), így ezen a területen olyan kiértékelési módszert kell használni, mely a „start időre” érzéketlen. A szeizmológiai gyakorlatban általában a hullám keletkezési helyének meghatározása az elsődleges feladat. Ehhez olyan modellezési módszereket is alkalmaznak, amik az „idő visszaforgatását” demonstrálják (Time Reversal = TR módszerek), így megadva a hullám kipattanásának helyét. Ehhez azonban a forrásidő ismeretének hiányában a sebességtér pontos ismerete szükséges, mely azonban gyakran nagy bizonytalanságot hordoz (Larmat et al. 2010).

Ha a rugalmas hullámokat mesterségesen, robbantással gerjesztjük, a hozzávetőleges 1-2 ms nagyságú trigger hiba a (geofizikai) gyutacs hibájából adódhat, amennyiben a gyújtó feszültséget tekintjük indítási időnek. Felszíni súlyejtés, vagy kalapáccsal történő rezgéskeltés alkalmazásakor az indítási időt a forráson, vagy annak közelében elhelyezett piezokerámia vagy geofon által adott feszültség impulzus jelenti. A forrásközeli hullámtér, valamint a

feszültségimpulzus nagysága és a komparálási szint egymáshoz való viszonyából adódóan néhány ms-os trigger hiba ez esetben is adódhat. Nagyobb „trigger-érzékenység” alkalmazása esetén az indítási idő pontosabb lesz ugyan, azonban a regisztrálást a zajok is elindíthatják – a felvétel hamarabb indulhat, mint maga a hullám. Kisebb „trigger érzékenység”, alkalmazásakor előfordulhat, hogy a felvétel később indul, mint maga a hullám (Havskov, Alguacil 2006). A trigger beállítása tehát – a szeizmológiai vizsgálatok mellett – a felszínközeli szeizmikus vizsgálatok esetén is fontos momentum, hiszen ebben az esetben is lényeges, hogy a regisztrálás a rezgéskeltéssel azonos időben elinduljon.

Gyakran előfordul azonban, hogy minden elővigyázatosság és odafigyelés ellenére is terheli bizonyos mértékű indítási hiba az adatrendszert. Mivel ez az indítási hiba egy-egy rezgéskeltéshez köthető, így jelenléte esetén az azonos hullámforrásból származó időadatokat azonos mértékű trigger hiba terheli – mintha a teljes menetidőgörbe az idő tengely menti eltolást szenvedett volna.

A 4.1. ábrán a pontatlan indítási hiba jelenségét és a gyakorlatban alkalmazott kiértékeléskor fellépő problémát ábrázoltam – a legegyszerűbb, kétréteges, egydimenziós modell esetében. Az ábrán piros szimbólumokkal az egzakt modellen számított, „kvázi mért” menetidőgörbét, kék szimbólumokkal az indítási hibával terhelt ugyanezen adatsort jelöltem. Az indítási hibával terhelt adatrendszer kiértékelésére egy egyszerű, az első beérkezéseket figyelembe vevő, gyakorlatban alkalmazott elven működő (Kis 1998), 1D refrakciós inverziós módszert hoztam létre, az ezzel kapott eredmény zöld folytonos vonallal látható. Ezután szintén a hibás adatsort egy általam fejlesztett új, különbségi idők elvén alapuló refrakciós inverziós módszerrel is kiértékeltem, az eredményt sárga folytonos vonal jelzi (a módszert jelen fejezetben mutatom be). Az ábrán jól látható, hogy kétréteges, rétegenként homogén szerkezet esetében, kiértékeléskor a legnagyobb hibával az első réteg sebessége és a rétegvastagság becsülhető.



4.1. ábra: A trigger hiba megjelenése a menetidőgörbén és a kiértékelés hibái

4.1. Az indítási hiba hatásának analitikus vizsgálata 1D modellen - direkt ág

A refraktált hullám menetidőgörbéje $x=0$ helynél végzett rezgéskeltés és detektálás esetén, kétréteges esetben a 3. fejezetben bemutatott jól ismert képlettel (3.1), a direkt hullám menetidőgörbéje pedig az (2.1) összefüggéssel írható le (Ádám 1984).

Az (2.1) egyenlet alakja azonban csak szintetikus, hibamentes esetben ilyen egyszerű, ha indítási hiba terheli a mérést – azaz a regisztrálás és a rezgéskeltés időpontja nem esik egybe a gyutacs hibája és/vagy a piezo kristály vagy trigger geofon hibája miatt –, akkor természetesen a görbe nem a $t=0$ pontból indul, hanem az alábbi módon változik az összefüggés:

$$t^{(ih)} = \frac{x}{v_1} + t^{(h0)}, \quad (4.1)$$

ahol $t^{(ih)}$ az indítási hibával terhelt terjedési időt, $t^{(h0)}$ pedig az indítási hiba értékét jelöli. Ilyen esetben a regisztrált menetidőgörbe tehát az ordináta mentén eltolódik, s ez a kiértékelés során problémákat okozhat (4.1. ábra).

Az ábra alapján jól látható, hogy a fent vázolt indítási hiba esetén csupán az ordináta mentén történő eltolásról beszélünk. Ha a fenti hibás adatrendszert a gyakorlatban jól ismert, egyszerű 1D inverziós módszerrel értékeljük ki, az eredmény nagy illesztési hibával rendelkezik, melynek okai a következők:

- az eredményül kapott menetidőgörbe a $t=0$ pontból indul ki (ez a direkt feladat megoldásából következik);
- a direkt ág meredeksége a mért menetidőgörbénél nagyobb lesz az ún. „kritikus pontig” (ahol a refraktált hullám megelőzi a direkt hullámot);
- a refraktált ág esetében azonban meredeksége a mért görbéével megegyezik, csupán a helye változhat meg.

A fent felsoroltak a 4.1. ábrán meg is figyelhetők; szembevetve, hogy az első rétegbeli terjedési sebességet és a rétegvastagságot az egyszerű inverziós módszer látható hibával becsüli, hiszen a refraktált ág esetén a számított adatok a hibás adatrendszerre illeszkednek, nem pedig az egzakt adatrendszerre.

Indítási hiba jelenléte esetén is az egyszerű refrakciós inverziós módszer a direkt feladatot olyan menetidőgörbével számítja – a (4.1) egyenlet használata helyett –, mely a (2.1) egyenlethez lesz hasonló, de az első rétegbeli terjedési sebességének értéke a direkt ág eltérő meredeksége miatt hibás lesz ($v_1^{(ih)}$). Így a számítás eredménye a direkt ág tekintetében a (4.2) egyenlettel írható le:

$$t^{(számított)} = \frac{x}{v_1^{(ih)}}. \quad (4.2)$$

Az inverzió során a mért és számított adatok közti különbség normájának minimalizálására írjuk fel a feladatot, mely esetemben a két egyenes időadatai közti különbséget jelenti. Ezt az inverz feladatot jelen dolgozatban a legkisebb négyzetek elvén (LSQ) alapuló gradiens módszerrel oldom meg, azaz a minimalizálandó függvény az eltérések vektorának L_2 normanégyzete lesz:

$$\sum_{i=1}^N \left(t_i^{(ih)} - t_i^{(\text{számított})} \right)^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i}{v_1} + t^{(h0)} - \frac{x_i}{v_1^{(ih)}} \right)^2 = \min. \quad (4.3)$$

Természetesen v_1 és $v_1^{(ih)}$ értékének is zérustól különbözőnek kell lennie. A függvény szélsőértékét úgy kapom meg, ha a meghatározandó paraméter szerint parciálisan deriválom azt. A szélsőérték (minimum) helye a derivált zérus értékénél adódik.

Előbb azonban a (4.3) egyenletet részletezve írom fel a következőképpen:

$$\begin{aligned} & \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i}{v_1} + t^{(h0)} - \frac{x_i}{v_1^{(ih)}} \right) \left(\frac{x_i}{v_1} + t^{(h0)} - \frac{x_i}{v_1^{(ih)}} \right) = \\ & \sum_{i=1}^N \frac{x_i^2}{v_1^2} + \sum_{i=1}^N t^{(h0)^2} + \sum_{i=1}^N \frac{x_i^2}{v_1^{(ih)^2}} + 2 \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{v_1} t^{(h0)} - 2 \sum_{i=1}^N \frac{x_i^2}{v_1 v_1^{(ih)}} - 2 \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{v_1^{(ih)}} t^{(h0)} = \min \end{aligned} \quad (4.4)$$

Ennek szélsőértékét tehát úgy találom meg, hogy a (4.4) összefüggés minden tagját $v_1^{(ih)}$ szerint parciálisan deriválom. Az első, második és negyedik tag deriváltja zérus lesz, a további tagok deriváltjai a következőképpen alakulnak:

$$\frac{\partial}{\partial v_1^{(ih)}} \left(\sum_{i=1}^N \frac{x_i^2}{v_1^{(ih)^2}} \right) = -2 \sum_{i=1}^N \frac{x_i^2}{v_1^{(ih)^3}}, \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial}{\partial v_1^{(ih)}} \left(-2 \sum_{i=1}^N \frac{x_i^2}{v_1 v_1^{(ih)}} \right) = 2 \sum_{i=1}^N \frac{x_i^2}{v_1 v_1^{(ih)^2}}, \quad (4.6)$$

$$\frac{\partial}{\partial v_1^{(ih)}} \left(-2 \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{v_1^{(ih)}} t^{(h0)} \right) = 2 \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{v_1^{(ih)^2}} t^{(h0)}. \quad (4.7)$$

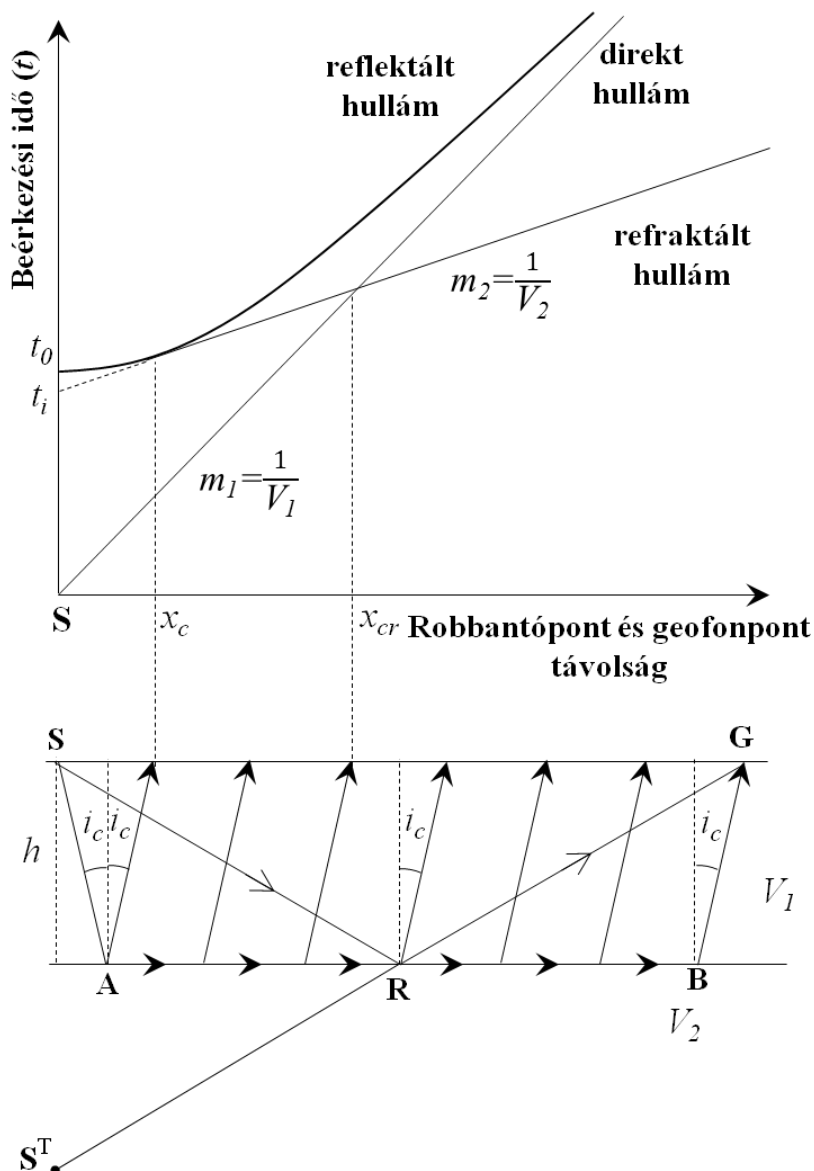
A (4.4) egyenlet minimalizálására a (4.5-4.7) egyenleteket összevonom, azokat zérussal egyenlővé teszem. Közös nevezőre hozva és átrendezve az egyenletet az alábbi összefüggéshez jutok:

$$\frac{2}{v_1 v_1^{(ih)^3}} \sum_{i=1}^N \left(-x_i^2 v_1 + x_i^2 v_1^{(ih)} + x_i t^{(h0)} v_1 v_1^{(ih)} \right) = 0. \quad (4.8)$$

Mivel egy egyenest két pontja meghatározza, így elégséges célszerűen az $x=0$ és a refraktált hullám megjelenésének $x=x^{(cr)}$ távolságát figyelembe venni. Ebből és a (4.8) összefüggésből a $v_1^{(ih)}$ kifejezhető:

$$v_1^{(ih)} = \frac{x^{(cr)^2} v_1}{x^{(cr)^2} + x^{(cr)} t^{(h0)} v_1} = \frac{x^{(cr)} v_1}{x^{(cr)} + t^{(h0)} v_1}, \quad (4.9)$$

melyből jól látszik, hogy az indítási hibával terhelt esetben a számított hibás $v_1^{(ih)}$ első rétegbeli terjedési sebesség az indítási hiba és az eredeti (valós) v_1 sebesség értéke mellett az $x^{(cr)}$ kritikus távolságtól függ, mely távolságnál a refraktált hullám „megelőzi” a direkt hullámot. Ezt a távolságot a (4.10) alapján számoljuk (Ádám 1984), grafikusán a 4.2. ábrán tüntetem fel:



4.2. ábra: A szeizmikus hullámtípusok felszíni és felszín alatti terjedése és menetidőgörbéik (Pethő, Vass 2011)

Az $x^{(cr)}$ távolságot, melynél a direkt hullám és a refraktált hullám azonos időpontban érkezik be, az alábbi összefüggéssel számítjuk:

$$\frac{x^{(cr)}}{v_1} = \frac{x^{(cr)}}{v_2} + \frac{2h \cos i}{v_1}. \quad (4.10)$$

A (4.10) egyenletből az $x^{(cr)}$ értékét kifejezve és az egyszerűsítéseket elvégezve az alábbi jól ismert formulához juthatunk (Ádám 1984):

$$x^{(cr)} = 2hv_2 \frac{\cos i}{v_2 - v_1} = 2h \frac{v_2 \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}}{v_2 - v_1} = 2h \sqrt{\frac{\frac{v_2}{v_1} + 1}{\frac{v_2}{v_1} - 1}}. \quad (4.11)$$

A $\frac{v_2}{v_1} = \lambda$ sebességkontraszt bevezetésével – mely jellemző a vizsgált szerkezetre – a

(4.11) egyenlet egyszerűbb alakra hozható:

$$x^{(cr)} = 2h \sqrt{\frac{\lambda + 1}{\lambda - 1}}. \quad (4.12)$$

Azzal a feltételezéssel élve, hogy az $x^{(cr)}$ kritikus távolság indítási hibával terhelt és hibamentes adatrendszerek esetén is megegyezik – hiszen az indítási hiba csupán a t ordináta tengely mentén tolja el a menetidőgörbéket –, a (4.12) egyenlettel kiegészítve a (4.9) összefüggést az alábbi kapcsolatot hoztam létre:

$$v_1^{(ih)} = \frac{x^{(cr)} v_1}{x^{(cr)} + t^{(ih)} v_1} = \frac{2hv_1 \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}}{2h \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}} + t^{(h0)} v_1} = \frac{2hv_1 \sqrt{\frac{\lambda + 1}{\lambda - 1}}}{2h \sqrt{\frac{\lambda + 1}{\lambda - 1}} + t^{(h0)} v_1} = \frac{v_1 \sqrt{\frac{\lambda + 1}{\lambda - 1}}}{\sqrt{\frac{\lambda + 1}{\lambda - 1}} + \frac{t^{(h0)} v_1}{2h}}. \quad (4.13)$$

Eszerint az indítási hibával terhelt adatrendszeren számított $v_1^{(ih)}$ hibás sebesség az egzakt modell minden egyes paraméterétől és az indítási hiba értékétől függ.

A refrakció létrejöttének feltétele a $v_2 > v_1$ teljesülése, mely szerint a hullámforráshoz vertikálisan közelebb eső (felszíni rezgéskeltés esetén a felsőbb) rétegbeli terjedési sebességnek az alsóbb rétegéhez képest alacsonyabbnak kell lennie. Például $\lambda=2$ esetén a szerkezet alsóbb rétegében éppen kétszeres sebességgel terjed a hullám a felsőbb réteghez képest. Ekkor a (4.10) egyenletben látható $x^{(cr)}$ távolság az alábbi értéket veszi fel a rétegmélység függvényében (4.14):

$$x^{(cr)} = 2h\sqrt{\frac{\lambda+1}{\lambda-1}} = 2h\sqrt{\frac{2+1}{2-1}} = 2h\sqrt{3} \approx 3,46h. \quad (4.14)$$

Ha az arányt $\lambda=4$ -re növeljük, akkor a fenti érték $x_{cr} = 2h\sqrt{5/3} \approx 2,58h$ -ra csökken. Az összefüggésből megfigyelhető, hogy a λ értékének – azaz a kétréteges szerkezet rétegeinek sebességkontrasztjának – növelésekor $x^{(cr)}$ csökkenése következik be, mely a két mennyiség fordított arányát mutatja.

4.2. Az indítási hiba hatásának analitikus vizsgálata 1D modellen - refraktált ág

A direkt hullám sebességének vizsgálatát követően a refraktált hullám sebességével is foglalkoznom kell ahhoz, hogy az indítási hiba hatásait széleskörűen vizsgálni tudjam. A (4.13) egyenletben kifejezett $v_1^{(ih)}$ (indítási hibával terhelt adatrendszeren számított) sebesség értéke a réteghatár mélységének meghatározására használható a refrakciós 1D kiértékeléskor a t_0 idővel együtt. A jól ismert összefüggésből (Ádám 1984) az indítási hibával terhelt adatrendszeren számított $t_0^{(ih)}$ tengelymetszeti idő kapcsolatban áll az indítási hiba esetén kapott mélységgel és sebességgel:

$$t_0^{(ih)} = t_0 + t^{(h0)} = \frac{2h^{(ih)}}{v_1^{(ih)}} \cos i^{(ih)}, \quad (4.15)$$

ahol $t_0 = \frac{2h \cos i}{v_1}$ az indítási hiba nélküli tengelymetszeti idő a sebesség és a mélység

kapcsolatát írja le, $i^{(ih)} = \arcsin \frac{v_1^{(ih)}}{v_2}$ pedig az indítási hiba esetén érvényes kritikus beesési

szöveget, mely a refrakció létrejöttének szükséges feltétele. A 4.1. ábra alapján az inverzió eredményeül kapott modell második rétegében a terjedési sebesség az egzakt modellével megegyezik. A (4.15) kifejezésbe az $i^{(ih)}$ kritikus szög definícióját helyettesítve, az alábbi eredményre jutottam:

$$t_0^{(ih)} = \frac{2h^{(ih)}}{v_1^{(ih)}} \cos\left(\arcsin \frac{v_1^{(ih)}}{v_2}\right) = \frac{2h^{(ih)}}{v_1^{(ih)}} \sqrt{1 - \frac{v_1^{(ih)2}}{v_2^2}} = 2h^{(ih)} \sqrt{\frac{1}{v_1^{(ih)2}} - \frac{1}{v_2^2}}. \quad (4.16)$$

A (4.16) összefüggésből az indítási hibával terhelt adatrendszeren számított modell réteghatárának $h^{(ih)}$ mélységére az alábbi összefüggés adódik:

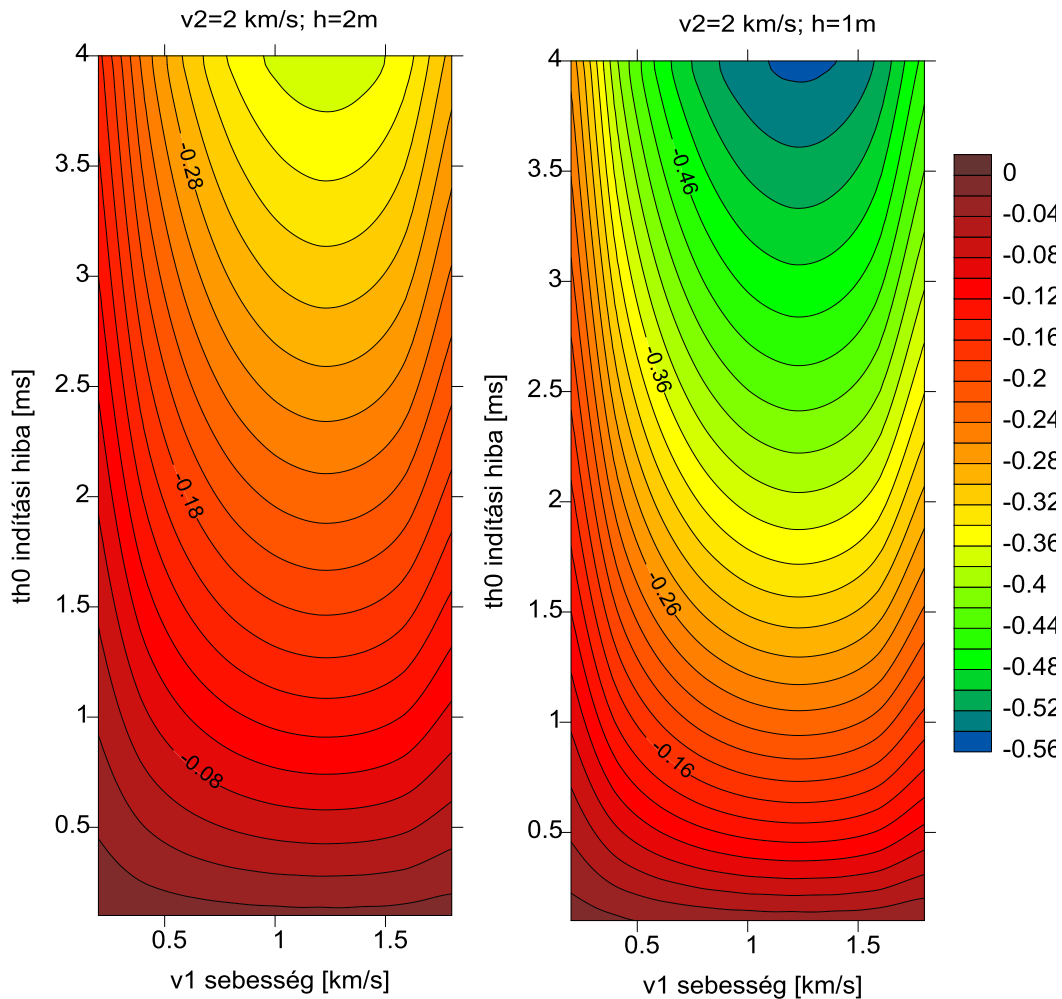
$$\begin{aligned} h^{(ih)} &= \frac{t_0^{(ih)}}{2 \sqrt{\frac{1}{v_1^{(ih)2}} - \frac{1}{v_2^2}}} = \frac{t_0 + t^{(h0)}}{2 \sqrt{\left(\frac{1}{v_1} + \frac{t^{(h0)}}{2h \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}}\right)^2 - \frac{1}{v_2^2}}} \\ &= \frac{2h \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}} + t^{(h0)}}{2 \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2} + \frac{t^{(h0)2}}{4h^2 \frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}} + \frac{t^{(h0)}}{v_1 h \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}}}} \end{aligned} \quad (4.17)$$

A (4.17) összefüggés alapján az indítási hibával terhelt adatrendszeren számított rétegvastagság értéke az egzakt modell és az indítási hiba ismeretében pontosan megadható.

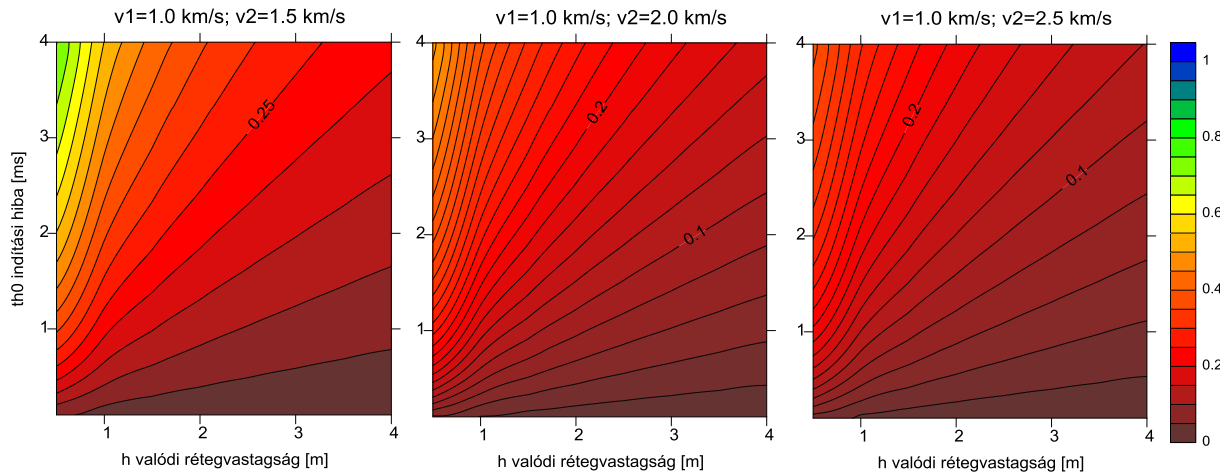
A fenti analitikus levezetések eredményeit a 4.3. és 4.4. ábrákon szemléltetem. A (4.14) összefüggés alapján analitikus számításokat végeztem úgy, hogy a v_2 és h paramétereket rögzítettem, s a $t^{(h0)}$ indítási hiba és a v_1 sebesség függvényében számítottam a v_1 paraméter relatív meghatározási pontatlanságát $((v_1^{(ih)} - v_1)/v_1)$. Ennek értékét ábrázoltam a 4.3. ábrán a mellékelt színskála szerint. A 4.3. bal oldali ábrán a modell rétegvastagsága 2m, míg a jobb oldali ábrán a rétegvastagság 1m. Az ordinátákon az indítási hiba, míg az abszcisszán a v_1 sebesség látható. A két ábra különbsége alapján megfigyelhető, hogy kisebb rétegvastagság esetén a v_1 paraméter meghatározásának pontossága rosszabb. Emellett a szisztematikus vizsgálat eredményeként azt is megállapítottam, hogy olyan modell esetén, ahol a v_2/v_1 arány hozzávetőleg 1,6 értékű, az indítási hiba által okozott v_1 paraméter meghatározási pontossága minimális, ennél eltérő v_2/v_1 arány esetén ennek értéke növekszik (pontossága romlik).

A 4.4. ábrán a (4.17) összefüggés alapján végzett analitikus számítások eredményét mutatom be. Az ábrán a $h^{(ih)}$ rétegvastagság relatív meghatározási pontatlansága $((h^{(ih)} - h)/h)$

látható a színskála szerint, indítási hibával terhelt adatrendszerek kiértékelésekor. Az ábrákon az ordinátán a 4.3. ábrához hasonlóan az indítási hibát vettem fel, míg az abszcisszán ebben az esetben a h rétegvastagság látható. A bal oldali ábrán a modellek v_2/v_1 aránya 1,5, a középső ábrán 2, míg a jobb oldali ábrán 2,5. Az ábrákat összehasonlítva jól látszik, hogy minél kisebb adott modell v_2/v_1 aránya, annál nagyobb a h paraméter meghatározási pontatlansága.



4.3. ábra: A (4.13) összefüggés alapján folytatott analitikus vizsgálat eredménye. Az indítási hibával terhelt adatrendszer esetében számított v_1 paraméter relatív meghatározási pontatlanságát ($(v_1^{(ih)} - v_1)/v_1$) ábrázoltam a színskála szerint a $t^{(h_0)}$ indítási hiba és a v_1 sebesség függvényében rögzített h és v_2 paraméterek mellett.



4.4. ábra: A (4.17) összefüggés alapján folytatott analitikus vizsgálatom eredménye. Az indítási hibával terhelt adatrendszer esetében számított h paraméter relatív meghatározási pontatlanságát $((h^{(ih)} - h)/h)$ ábrázoltam a színskála szerint a $t^{(h0)}$ indítási hiba és a rétegvastagság függvényében rögzített v_2/v_1 arány mellett.

Az ábrákon is jól látható, hogy az indítási hiba értékének növekedésével a v_1 és h relatív meghatározási pontatlansága növekszik. Emellett a 4.3. ábra azt a megállapítást támasztja alá, mely szerint a rétegvastagság növekedésével (bal oldali ábra) az indítási hibával terhelt adatrendszer kiértékelésekor ez a paraméter nagyobb pontossággal határozható meg. A 4.4. ábra azt bizonyítja, hogy minél nagyobb a kétréteges szerkezetben a v_2/v_1 arány (balról jobbra növekszik), annál kisebb a meghatározás pontatlansága, ugyanakkora indítási hiba mellett. A v_2/v_1 sebességarányra vonatkozóan a 4.3. ábra alapján megállapítható, hogy ennek mintegy 1,6 érték alá csökkenése esetén a trend megfordul, a becslési hiba növekedni kezd. Ezt az magyarázza, hogy az ilyen esetben a rétegek sebességviszonya egyre inkább homogenitás felé tart.

1. tézis: *A felszíni szeizmikus refrakciós mérés indítási idő hibájának hatását analitikusan megvizsgáltam kétréteges, egydimenziós szerkezet esetében a kiértékelt sebességekre és rétegvastagságra vonatkozóan. Analitikus levezetéssel a (4.13) és (4.17) összefüggéssel megadtam a $v_1^{(ih)}$ illetve $h^{(ih)}$ értékeit, melyek az indítási hibával terhelt adatrendszer kiértékelésekor előálló hibásan meghatározott v_1 és h paraméterek értékeit jelenti. Vizsgálataim eredményeként az alábbi megállapításokat tettem:*

a) Az *analitikus levezetés eredményeként előálló (4.13) összefüggés segítségével megállapítottam, hogy indítási hibával terhelt adatrendszer kiértékelésekor kisebb rétegvastagságú modell esetén a v_1 paraméter kisebb pontossággal határozható meg. Emellett a szisztematikus vizsgálat eredményeként azt is megállapítottam, hogy a modellben a v_2/v_1 arány $\sim 1,6$ értékénél, az indítási hiba által okozott v_1 paraméter meghatározási pontossága minimális, ettől eltérő v_2/v_1 arány esetén ennek értéke növekszik:*

$$v_1^{(ih)} = \frac{x^{(cr)} v_1}{x^{(cr)} + t^{(h0)} v_1} = \frac{2h v_1 \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}}{2h \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}} + t^{(h0)} v_1} = \frac{v_1 \sqrt{\frac{\lambda + 1}{\lambda - 1}}}{\sqrt{\frac{\lambda + 1}{\lambda - 1}} + \frac{t^{(h0)} v_1}{2h}}. \quad (4.13)$$

b) Az *analitikus levezetés eredményeként előálló (4.17) összefüggés segítségével megállapítottam, hogy indítási hibával terhelt adatrendszer kiértékelésekor a kétréteges szerkezetben a v_2/v_1 arány növekedésével a h rétegvastagság kisebb pontatlansággal számítható:*

$$h^{(ih)} = \frac{2h \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}} + t^{(h0)}}{2 \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2} + \frac{t^{(h0)2}}{4h^2 \frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}} + \frac{t^{(h0)}}{v_1 h \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}}}. \quad (4.17)$$

5. Az indítási hiba problémájának megoldása különbségi idők alkalmazásával

Terepi szeizmikus mérések során a fent vázolt különböző okok miatt indítási hiba terhelheti a mért adatrendszert, melyből következően egyazon rezgéskeltéshez tartozó terjedési idő adatok ugyanazzal a hibával terheltek, azaz egy adott menetidőgörbe minden pontja ugyanazzal az értékkel van eltolva az időtengely mentén. Ezt a problémát korábban szénbányában végzett kétszer háromkomponenses VSP mérések inverziója során a felső és az alsó geofon-triplet időkülönbségeit alkalmazva oldották meg (Breitzke et al. 1987); valamint sekély szeizmikus reflexiós mérések során az indítási hibát a felvételek időbeli eltolásával küszöbölték ki (Sun 2000).

5.1. A direkt feladat megoldása különbségi idők alkalmazásával

Az indítási hibával terhelt szeizmikus refrakciós adatrendszer kiértékelésére olyan új algoritmus fejlesztése szükséges, mely a terepen mért adatrendszer helyett annak módosított változatát, ún. különbségi adatrendszert alkalmaz. Ehhez Dobróka et al. (1992) elve alkalmazható, akik az inverziós kiértékelés során egy tomográfiai adat előállításához két sugárút adatait alkalmazták; a feladat megoldására a módosított konjugált gradiens módszert és a SIRT módszert használták eredményesen.

Jelen dolgozatban a mérés során előálló indítási hiba modellparaméterekre gyakorolt hatását a kiértékelés folyamán úgy csökkentem minimálisra, hogy a terepen mért normál (teljes) terjedési idő adatok helyett azokból számított terjedési idő különbség adatokkal végzem a számításokat. Ehhez minden hullámforrás (robbantás, kalapácsütés) esetén egy referencia geofont kell kiválasztani, majd az ezen regisztrált terjedési idő értékét (t_r) minden további geofonon mért idő értékéből (t_k) ki kell vonni. Az így előálló különbségi idő adatrendszer (Δt_k) független lesz az indítás idejétől, illetve annak pontatlanságától (5.1)

$$\Delta t_k^{(mért)} = t_k^{(mért)} - t_r^{(mért)}, \quad (5.1)$$

ahol $k=1, \dots, K_r$, és K_r a rezgéskeltéshez rendelt geofonok számát jelenti.

A gyakorlatban alkalmazott refrakciós inverzióban egy mérési idő adat egyetlen sugárútra vonatkozik, a fent leírt esetben azonban egy adat két sugárútra (az adott geofon és a

referencia geofon által detektált hullám útjára) vonatkozik, mely lényeges különbség, főként inverziós szempontból, így a különbségi idők felhasználására új algoritmus kifejlesztése szükséges.

5.2. A refrakciós 1D inverz feladat megoldása különbségi idők alkalmazásával

A direkt feladat megadása után a 3. fejezetben leírtakhoz hasonlóan ebben az esetben is a földtani probléma inverz úton oldható meg, hiszen a mért adatrendszerből közvetlenül nem tudjuk meghatározni a modell paramétereit. Egy kezdeti modell felállítása szükséges, melyen terjedési idő adatokat számítunk, majd egy optimalizálási feladat keretében ezeket hasonlítjuk a mért adatrendszerünkhöz. Az inverz feladat az alábbi alfejezetekben leírtak szerint többféle módszerrel oldható meg.

5.2.1. Egzakt különbségi idő algoritmus (1D)

Az alkalmazható inverziós algoritmusok közül elsőként a matematikailag egzakt megoldást, az ún. egzakt különbségi idő algoritmust mutatom be (Paripás, Ormos 2013). A 3.3.1. alfejezetben bemutatott inverz feladat megoldása alapján ebben az esetben is a linearizált algoritmus az (5.2) összefüggéssel írható le, ahol t_k a k-ik geofonon regisztrált terjedési időt, G_{ki} a Jacobi mátrix megfelelő elemeit, míg m_i az i-ik modellparaméter vektort jelenti

$$t_k = \sum_{i=1}^M G_{ki} m_i. \quad (5.2)$$

Az előző fejezetben leírtak szerint a referencia geofon által detektált beérkezési időt – azaz az n-ik referencia sugárútra vonatkozó időadatot – is meg kell adnunk, mely a fentihez hasonló formát ölt (5.3):

$$t_n = \sum_{i=1}^M G_{ki} m_i, \quad (5.3)$$

ahol t_n a referencia geofonon detektált terjedési időt, G_{ni} pedig a hozzá tartozó Jacobi mátrix megfelelő elemét jelenti. Az (5.2) és (5.3) egyenletek alapján a különbségi idő az (5.4) összefüggés szerint írható fel:

$$\Delta t_k^{(\text{számított})} = t_k - t_n = \sum_{i=1}^M (G_{ki} - G_{ni}) m_i. \quad (5.4)$$

Az összefüggésben Δt_k a k-ik geofonon mért terjedési időadatból a referencia idővel korrigált számított érték.

Az inverz feladat esetében az eltérésvektor a mért és számított különbségi idő adatok különbségéből adódik (5.5). Ehhez a mért adatokból különbségi mért adatrendszert kell előállítani az (5.1) összefüggés alapján, a számított különbségi idő adatokat pedig a Jacobi mátrixok különbségeiből számíthatjuk:

$$e_k = \Delta t_k^{(\text{mért})} - \Delta t_k^{(\text{számított})} = \Delta t_k^{(\text{mért})} - \sum_{i=1}^M (G_{ki} - G_{ni}) m_i. \quad (5.5)$$

Az inverz feladatot a legkisebb négyzetek elve szerinti megoldáshoz az e_k vektor normanégyzetének minimalizálása szükséges az (5.6) alapján:

$$E = \sum_{k=1}^N (e_k)^2 = \sum_{k=1}^N \left(\Delta t_k^{(\text{mért})} - \sum_{i=1}^M (G_{ki} - G_{ni}) m_i \right)^2 = \min. \quad (5.6)$$

A fenti összefüggés egyszerűbben felírható, ha az alábbi jelölést bevezetem:

$$J_{ki} = G_{ki} - G_{ni}.$$

A 3.2.1. alfejezetben megismert szeizmikus refrakciós inverz feladat tehát az (5.7) összefüggéssel írható fel, melyet átrendezve a megoldás az (5.8) egyenlettel áll elő:

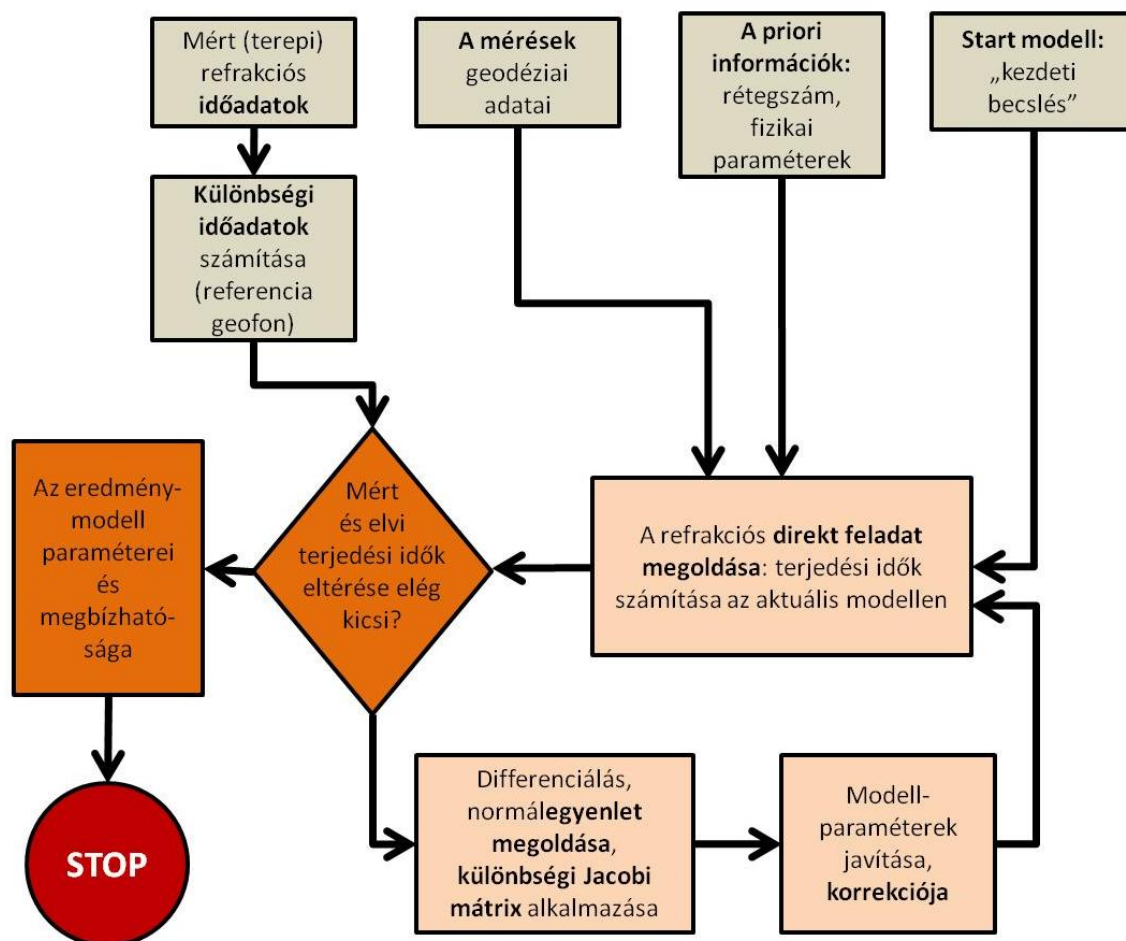
$$\underline{\underline{J}}^T \underline{\underline{J}} \vec{m} = \underline{\underline{J}}^T \vec{\Delta t}^{(\text{mért})}, \quad (5.7)$$

$$\vec{m} = \left(\underline{\underline{J^T J}} \right)^{-1} \underline{\underline{J^T}} \vec{\Delta t}^{(mért)} \quad (5.8)$$

A módszer megbízhatósági vizsgálataihoz a 3.2.1. alfejezetben megismert relatív adattérbeli távolság (3.13) és becslési hiba (3.12) számítását változatlan formában alkalmazom, ám azzal a megjegyzéssel, hogy, mivel feltételezéseink szerint a mért adatrendszer eleve mérési (indítási) hibával terhelt, így ezen megbízhatósági mérőszámok félrevezetőek lehetnek az eredmények minősítésekor. A relatív modelltérbeli eltérés (3.14) összefüggés ezzel ellentétben a módszerek használhatóságára enged következtetni.

A gyakorlati alkalmazhatóság bizonyításához az új algoritmus tesztelése szükséges a mért adatrendszerre vonatkozó zajérzékenység és startmodell-függés szempontjából.

Az 5.1. ábrán az egzakt különbségi idő algoritmus folyamatábrája látható. Az egyszerű refrakciós inverzió folyamatától abban különbözik, hogy a mért adatrendszerből különbségi idő adatrendszert állítok elő, az inverzió folyamán pedig különbségi Jacobi mátrixot számítok.



5.1. ábra: Az egzakt különbségi idő algoritmus folyamatábrája

5.2.1.1. Az egzakt különbségi idő algoritmus vizsgálati paraméterei

Az új módszer tesztelését elsőként egydimenziós, háromréteges szintetikus modellen végeztem számos futtatással úgy, hogy az indítási hiba és a hozzáadott zaj mértékét, valamint a startmodell (illetve annak távolságát az egzakt modelltől) változtattam. A kapott eredményeket olyan refrakciós inverziós módszerrel hasonlítottam össze, melynek direkt feladat megoldását a 3.1. fejezet tartalmazza, a számításokat teljes futási idő adatokkal végzem.

A vizsgált szintetikus egzakt modell:

A szintetikus modell 1D, háromréteges modell, a szelvény hossza 80 m. 5 db hullámforrást helyeztem el a szelvény mentén, valamint geofonokat 2 méterenként, gerjesztésenként 48-48 db-ot (azaz 1-1 terítés 48 geofonból állt). Így 131 mért adat adódott a meghatározandó 5 paraméterrel szemben. A feladatot így nagymértékben túlhatározottnak tekinthetjük. Az egzakt modellparaméter-vektor rendre a három réteg sebességértékeit tartalmazza km/s-ban, valamint a felső két réteg vastagságát m-ben $(v_1, v_2, v_3, h_1, h_2)$: $m_e = [0.5, 1.2, 2.0, 3.0, 4.0]$.

Referencia geofonok:

A referencia geofonokat véletlenszerűen választottam ki egy-egy gerjesztés esetén a regisztráló geofonok közül. A továbbiakban a módszerek tesztelését ugyanazon modell és mérési elrendezés esetén ugyanazon referencia geofonokkal végeztem.

A kvázi mért szintetikus adatrendszer:

A számításokhoz használt „mért” adatrendszert egy, a tesztelt inverziós módszer direkt feladat megoldásától eltérő megoldást alkalmazó módszerrel számítottam a Reflex programcsomag FD-Vidale moduljával. Így a bemenő adatrendszernek kismértékű hibája a direkt feladat megoldások különbségéből további zajosítás nélkül is adódott.

Az indítási hiba mértéke:

A mért adatrendszerben hullámforrásonként eltérő mértékű, ám az azonos hullámforráshoz tartozó terjedési idő adatsorokhoz ugyanazon indítási hibát adtam. Ezzel a módszerrel kétféle mértékű indítási hibával dolgoztam:

- „kismértékű” indítási hibával, értéke: 0,5-2 ms között véletlenszerűen változik hullámforrásonként;
- „nagyértékű” hibával, értéke: 3-8 ms között véletlenszerűen változik hullámforrásonként.

Ahhoz, hogy a későbbiekben a különböző kiértékelési módszerekkel kapott eredményeket össze tudjam hasonlítani, az indítási hiba vektorok elemeit a megadott intervallumokon belül véletlenszerűen generáltam, s a későbbiekben ezt a 2 indítási hiba vektort alkalmaztam a számításaimhoz.

A mért adatrendszer zajtartalma:

A szintetikus adatrendszert normál eloszlású, ún. Gauss-zajjal is terheltem, s az új módszer zajérzékenységét összehasonlítottam a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó módszer zajérzékenységével. A Gauss-zaj mértékét vizsgálataim során 1, 2 vagy 5%-nak választottam, a zaj a teljes adatrendszerre vonatkozóan egyforma mértékű. Értékét úgy adtam meg, hogy a szintetikus adatrendszer minden egyes elemét 1, 2 vagy 5%-os normál eloszlású véletlen számmal szoroztam meg. Így a forrásponttól távolabb eső adatok abszolút értéküket tekintve nagyobb mértékű hibát hordoznak, mint a forráspontokhoz közelebb eső geofonokon detektáltak. Ez gyakorlatban azért jelenhet így meg, mert a forráspontokhoz közelebb eső geofonokon detektált időadatok nagyobb pontossággal olvashatók ki a szeizmogramon.

Startmodell:

A vizsgálataimhoz a startmodellt elsőként az egzakt modelltől hozzávetőleg 30% modelltávolságra ($dm^{(0)}_1=32,5\%$) választottam, a vektor elemeinek sorrendje és mértékegységei megegyeznek az egzakt modellparaméter-vektoréval: $m^{(0)}_1=[0.8, 1.5, 2.5, 3.5, 3.5]$. Emellett vizsgálataimat kiterjesztettem az egzakt modelltől távolabb eső startmodellre is: $m^{(0)}_2=[1.0, 1.8, 2.8, 3.7, 3.2]$ ($dm^{(0)}_2=54,9\%$).

5.2.1.2. Az egzakt különbségi idő algoritmus vizsgálatának eredményei

Indítási hiba hatása:

Az indítási hiba mértékének hatását úgy vizsgáltam, hogy az 1% Gauss zajjal terhelt mért adatrendszert a fent leírtak szerint alap esetben nem terheltem indítási hibával (A1 adatrendszer), majd kismértékű (0,5-2 ms) (B1 adatrendszer), illetve nagymértékű hibával (3-

8 ms) terheltem (C1 adatrendszer). Minden esetben a többi inverziós paramétert (egzakt modell, startmodell, iterációk száma, stb.) változatlanul választottam.

Mindhárom adatrendszert kiértékeltem mind a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó inverziós módszerrel, mind az egzakt különbségi idős algoritmussal is. Az eredmények minősítését a (3.12) és (3.14) összefüggésekkel bemutatott relatív modelltérbeli eltéréssel, valamint a becslés átlagos hibájával jellemeztem. Az adattérbeli eltérés jellemzésére a teljes terjedési adatokat alkalmazó refrakciós inverzió esetében a (3.13) összefüggést alkalmaztam, az egzakt különbségi idő inverzió esetében azonban ehelyett – mivel az inverziós algoritmusban különbségi időket használok – Dak különbségi időkkel számított adattérbeli eltérést alkalmaztam (5.9):

$$Dak = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{q=1}^N \left(\frac{\Delta t_q^{(mért)} - \Delta t_q^{(számított)}}{\Delta t_q^{(számított)}} \right)^2}. \quad (5.9)$$

A különbségi időkből számított adattávolság (Dak) azonban, főként nagy Gauss-eloszlású hiba esetén – a hibaszámítás sajátja miatt – (arányokat tekintve) nagyobb értékű lehet, mint a teljes időkkel történő számítás eredménye.

Az egzakt modellen számított adatoktól való adattérbeli eltérés jellemzésére pedig bevezetek egy új értéket (Dae), ami az egzakt modellen számított adatok és a mért hibás adatok ($Dae^{(mért)}$) (5.10) illetve az egzakt modellen számított adatok és az inverzió eredményeként előálló modellen számított adatok ($Dae^{(számított)}$) négyzetes eltérését jelöli (5.11):

$$Dae^{(mért)} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{q=1}^N \left(\frac{t_q^{(mért, hibás)} - t_q^{(egzakt)}}{t_q^{(egzakt)}} \right)^2}, \quad (5.10)$$

$$Dae^{(számított)} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{q=1}^N \left(\frac{t_q^{(számított)} - t_q^{(egzakt)}}{t_q^{(egzakt)}} \right)^2}. \quad (5.11)$$

A fenti jellemzőkkel minősített eredményeim az 5.1. táblázatban láthatók.

5.1. táblázat: Az indítási hiba hatásának vizsgálata az egzakt különbségi idő algoritmus esetében

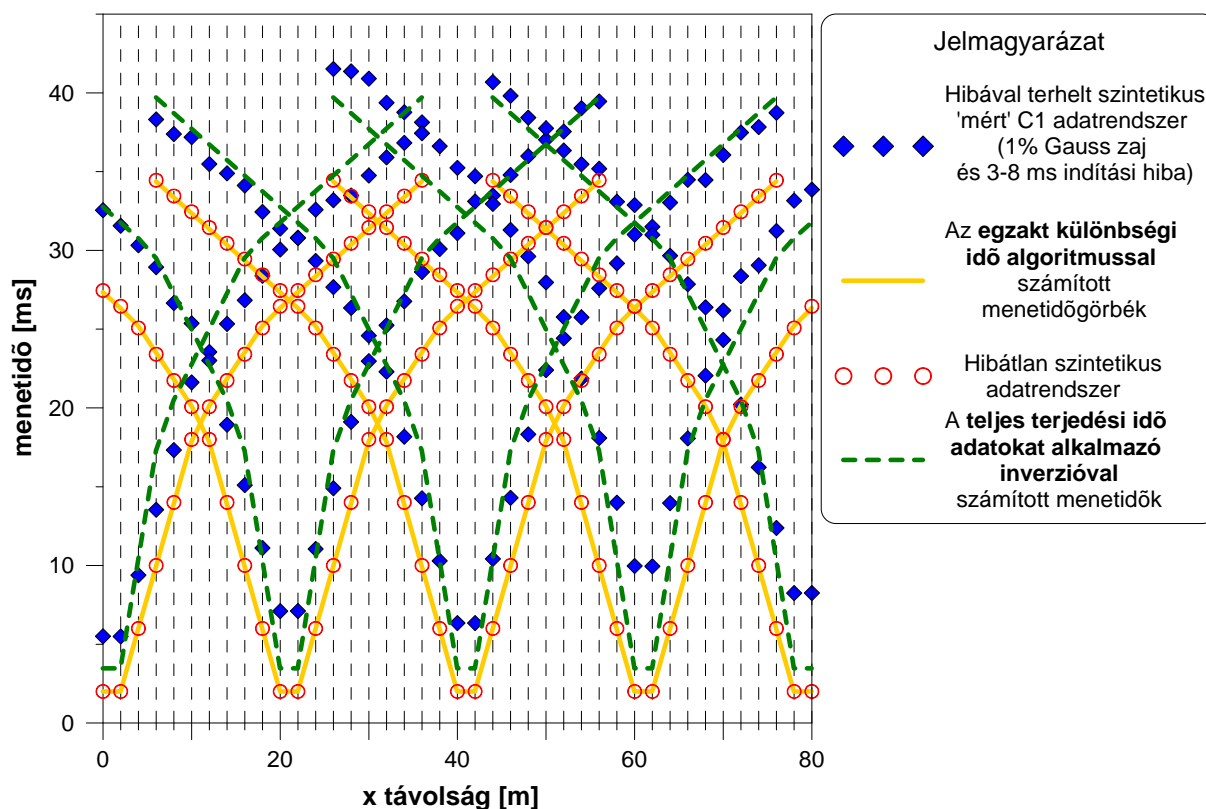
1% Gauss zaj	Teljes terjedési idő adatokat alkalmazó refrakciós inverzió	Egzakt különbségi idő refrakciós inverzió
A1 adatrendszer $Dae^{(mért)}=1,0\%$	$Da=1,02\%$ $Dae^{(számított)}=0,2\%$ $dm=1,5\%$ $F=0,55\%$	$Dak=8,44\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ $dm=1,2\%$ $F=0,54\%$
B1 adatrendszer $Dae^{(mért)}=18,3\%$	$Da=12,85\%$ $Dae^{(számított)}=6,2\%$ $dm=5,7\%$ $F=1,87\%$	$Dak=8,44\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ $dm=1,2\%$ $F=0,54\%$
C1 adatrendszer $Dae^{(mért)}=85,7\%$	$Da=34,98\%$ $Dae^{(számított)}=25,2\%$ $dm=28,0\%$ $F=10,30\%$	$Dak=8,44\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ $dm=1,2\%$ $F=0,54\%$

A táblázat értékeiből azt a következtetést vontam le, hogy a relatív adattérbeli távolság értékeket (Da) a további vizsgálataim szempontjából nem szabad „mérvadónak” tekintenem – amennyiben indítási hiba is terheli az adatrendszert. Ennek oka, hogy a „mért” adatrendszer nagymértékű hibával terhelt és az adattérben ehhez „közeli” eredmény nem a jó eredményt jelenti. A Dak értékével más okból, de hasonló a helyzet. Ennek értékét azért nem tekinthetem „mérvadónak”, mert különbségi időkből számítottam, s ezeknek a viszonylagos különbsége (a kis időértékek miatt) nagyobb lesz ugyanakkora eltérés esetén – a teljes idők különbségéhez képest.

Az egzakt modellen számított adatoktól való relatív adattérbeli eltérés ($Dae^{(számított)}$) és az átlagos becslési hiba (F) értékét megfigyelve azonban szembetűnő a két módszer közti megbízhatósági különbség. Indítási hibától mentes esetben hasonló megbízhatóságú eredményt kaptam, azonban nagy indítási hiba esetén az átlagos becslési hiba 20-szor, míg az egzakt modellen számított adatoktól való relatív adattérbeli eltérés esetén 50-szer jobb eredményt kaptam az egzakt különbségi idő inverziós algoritmus alkalmazásával.

Az átlagos becslési hiba mellett a relatív modellterbeli eltérés az az érték, mely a legjobban minősíti a módszer alkalmazhatóságát. Ha a dm értékét figyeljük, akkor szembetűnő, hogy míg a teljes időadatokat alkalmazó inverziós módszer az indítási hiba mértékével arányosan veszít a megbízhatóságából, pontatlanabb eredményeket ad, addig az egzakt különbségi idő algoritmus az indítási hibára – jellegéből adódóan – teljes mértékben érzéketlen. Hozzávetőleg 5-szörös javulást tapasztaltam a modellterben, ha az 1% Gauss-eloszlású véletlen zaj mellett kismértékű indítási hiba is terhelte a mért adatrendszert, illetve több, mint 20-szoros javulást tapasztaltam nagymértékű indítási hiba esetében (5.1. táblázat).

Az 5.2. ábrán a C1 adatrendszer (1% Gauss zajjal és 3-8 ms nagyságú indítási hibával terhelt adatok) kétféle módszerrel történő kiértékelésének eredménye látható, valamint összehasonlításuk a hibás „mért” adatrendszerrel, illetve az egzakt modellen számított adatokkal.



5.2. ábra: Az egzakt különbségi idő algoritmussal és a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó inverzióval számított eredmények a C1 adatrendszeren (1% Gauss zajjal és 3-8 ms indítási hibával terhelt szintetikus adatrendszer)

Gauss zaj hatása:

Az indítási hiba hatása mellett a Gauss zaj hatását is megvizsgáltam, az előbbiekhöz hasonló adatrendszereken, csupán annyit változtattam, hogy a Gauss hiba mértékét 1% helyett 2%-ra, majd 5%-ra növeltem (C2, illetve C5 adatrendszerek). Az indítási hiba mértékét 3-8 ms-nak választottam. A vizsgálatok eredményeit az 5.2. táblázatba rendeztem, így szemléltetve a Gauss zaj hatását.

5.2. táblázat: A Gauss zaj hatásának vizsgálata az egzakt különbségi idő algoritmus esetében II. (trigger hiba=3-8 ms)

3-8 ms indítási hiba	Teljes terjedési idő adatokat alkalmazó refrakciós inverzió	Egzakt különbségi idő refrakciós inverzió
C1 adatrendszer $Dae^{(mért)}=85,7\%$	$Da=34,98\%$ $Dae^{(számított)}=25,2\%$ $dm=28,0\%$ $F=10,30\%$	$Dak=8,44\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ $dm=1,2\%$ $F=0,54\%$
C2 adatrendszer $Dae^{(mért)}=85,8\%$	$Da=35,1\%$ $Dae^{(számított)}=25,2\%$ $dm=28,0\%$ $F=10,80\%$	$Dak=16,3\%$ $Dae^{(számított)}=0,8\%$ $dm=2,3\%$ $F=2,10\%$
C5 adatrendszer $Dae^{(mért)}=86,2\%$	$Da=35,4\%$ $Dae^{(számított)}=25,2\%$ $dm=27,2\%$ $F=24,20\%$	$Dak=25,2\%$ $Dae^{(számított)}=2,0\%$ $dm=5,8\%$ $F=12,87\%$

A táblázat értékeit megfigyelve jól látszik, hogy 1-2-5% Gauss zaj esetén az egzakt különbségi idő algoritmus hozzávetőleg egy nagyságrenddel jobb eredményt szolgáltat az általánosan használt refrakciós inverziós módszerrel összehasonlítva (azaz több, mint 10-szeres javulást tapasztaltam a Gauss zaj mértékétől alig függő mértékben). Emellett az is szembetűnő, hogy a C5 „mért” adatrendszer távolsága az egzakt adatrendszertől alig magasabb, mint a C1 adatrendszeré, mégis megbízhatóbb – kisebb átlagos becslési hiba értékű – eredményeket kaptunk a C1 adatrendszer esetében. Ebből az a következtetés vonható le, hogy nem csupán az adatrendszer hibájának, zajtartalmának mértéke, hanem a hiba

minősége is nagymértékben befolyásolja a kiértékelés megbízhatóságának, pontosságának megadását.

A vizsgálataim alapján megállapítható, hogy az egzakt módszer 1-5% véletlen zajjal terhelt adatrendszer esetén gyors konvergenciával, nagy megbízhatósággal, jó megoldásra jut.

Startmodell távolság hatása:

Egy új inverziós módszer tesztelése során, ha szintetikus adatrendszert használunk, a startmodell és a célmodell távolságának és a kapott eredmény ismeretében a stabilitásra, konvergencia sugárra vonatkozó következtetéseket vonhatunk le.

Két különböző startmodellt alkalmaztam, melyek célmodelltől való távolsága is különbözik. A célmodell (egzakt modell) és a startmodellek ($m^{(0)}_1$, $m^{(0)}_2$) paramétereit az 5.3. táblázat tartalmazza.

5.3. táblázat: Az egzakt modell és a startmodellek fizikai paramétereit

modell paraméterek	v₁ [m/s]	v₂ [m/s]	v₃ [m/s]	h₁ [m]	h₂ [m]
Egzakt modell	500	1200	2000	3,0	4,0
$m^{(0)}_1$ (dm=32,5%)	800	1500	2500	3,5	3,5
$m^{(0)}_2$ (dm=54,9%)	1000	1800	2800	3,7	3,2

A fenti paraméterekkel rendelkező startmodelleken indítottam az inverziós számításaimat, az eredményeket az 5.4. táblázat tartalmazza, melyben az előző vizsgálataimhoz hasonlóan az általános refrakciós inverziós módszer és az egzakt különbségi idő algoritmus eredményeit hasonlítom össze.

5.4. táblázat: A startmodell hatásának vizsgálata az egzakt különbségi idő algoritmus esetében

1% Gauss zaj, indítási hiba nélkül	Teljes terjedési idő adatokat alkalmazó refrakciós inverzió	Egzakt különbségi idős refrakciós inverzió
$m^{(0)}_1$ $dm^{(0)}_1=32,5\%$	$Da=1,0\%$ $Dae^{(számított)}=0,2\%$ $dm=1,5\%$ $F=0,55\%$	$Da=1,1\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ $dm=1,2\%$ $F=0,54\%$
$m^{(0)}_2$ $dm^{(0)}_2=54,9\%$	$Da=1,0\%$ $Dae^{(számított)}=0,2\%$ $dm=1,5\%$ $F=0,55\%$	$Da=1,1\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ $dm=1,2\%$ $F=0,54\%$

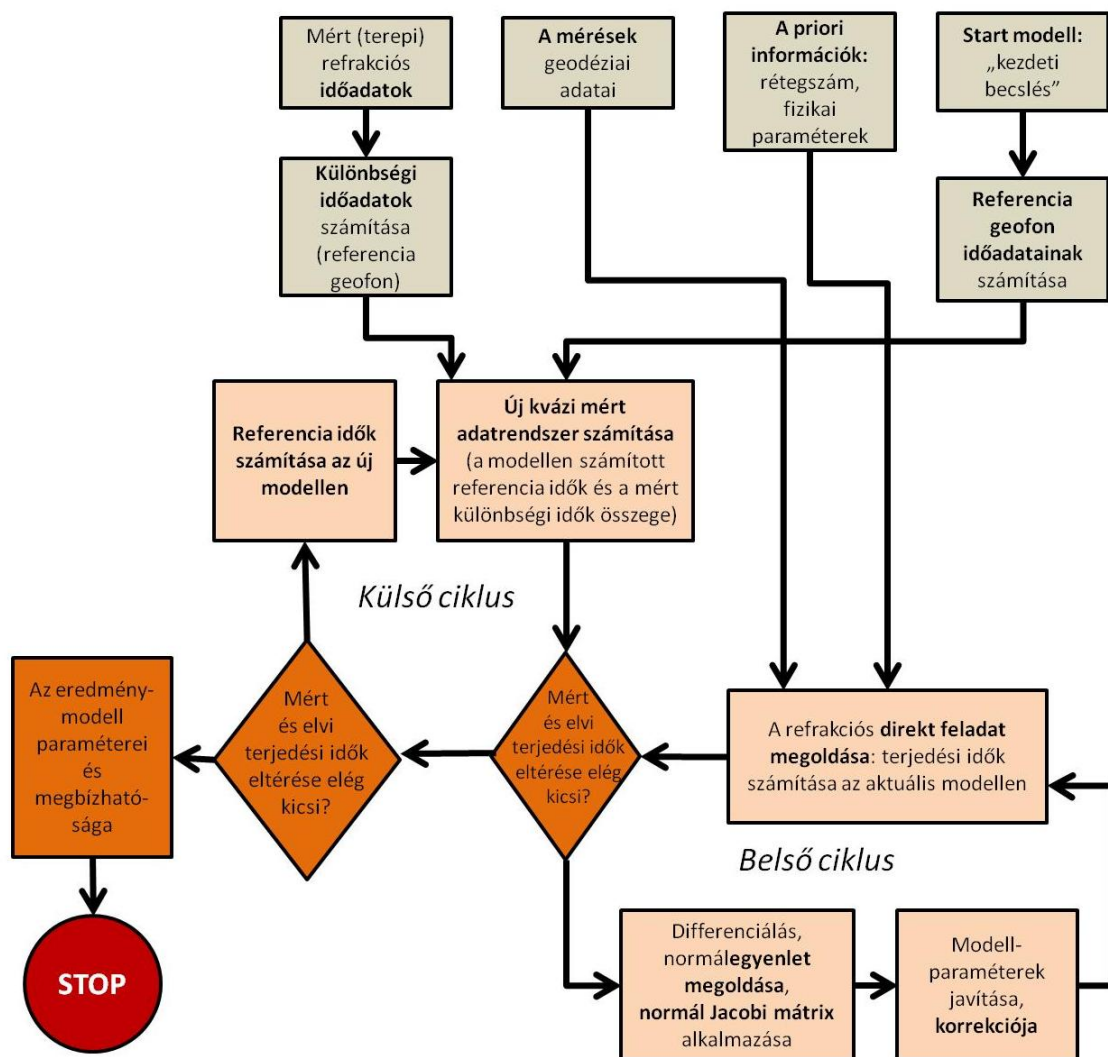
Az eredmények alapján megállapítom, hogy nagy ($dm^{(0)}=55\%$) startmodell-távolság esetén is jó eredményre vezet a módszer, így a vizsgált tartományban startmodell-függetlennek tekinthető.

5.2.2. Iteratív különbségi idő algoritmus (1D)

Az egzakt megoldás mellett egy másik megoldási lehetőséget is megvizsgáltam, az egzakt algoritmus helyett a következőkben egy új, a referencia geofon időadatát felhasználó iteratív közelítő algoritmussal oldom meg az inverz feladatot.

Ehhez az előzőekhez hasonlóan minden hullámforráshoz egy-egy referencia geofont választok ki, majd az ezeken mért időadatokat a teljes mért adatrendszerből kivonva különbségi idő adatrendszert hozok létre. Ezután egy, a feladathoz legjobban illeszkedő startmodellt határozok meg, majd ezen a referencia geofonok idejét számítom, s ezeket a számított referencia időket hozzáadva a mért különbségi időkhöz, közelítő mért adatrendszert kapok. Ebben az esetben a referencia geofonok kiválasztása – főként többréteges szerkezeteknél – nagyobb jelentőséggel bír, hiszen a számított adatrendszer ezen geofonokra eső elemeit a továbbiakban a mért adatrendszerbe „iktatva” használom. A referencia geofonokat ezért úgy választom ki, hogy 1D szerkezet esetén mind a direkt ágra, mind a refraktált ágakra essenek referencia idő adatok (egyik hullámkeltésnél a direkt ágra, másikonál 1-1 refraktált ágra).

A következő lépésben egy ún. belső iterációban az előzőekben kapott közelítő mért adatrendszerhez hasonlítom a teljes számított adatrendszert a tapasztalataim szerint megfelelő számú iterációs lépésben. A következő külső iterációs lépésben a közelítő mért adatrendszert annyiban változtatom meg, hogy a különbségi mért adatrendszerhez az új, módosított modellen számított referencia időket adom hozzá. A külső iterációs ciklust addig folytatom, míg a mért és számított adatok eltérésvektora minimális lesz, azaz a stop kritérium teljesül. Az 5.3. ábrán az iteratív különbségi idő algoritmus folyamatábrája látható.



5.3. ábra: Az iteratív különbségi idő algoritmus folyamatábrája

Az iteratív módszer lényege, hogy az inverziós folyamatban a Jacobi mátrix és azt követően az egyenletrendszer megadásakor teljes időket tartalmazó adatrendszerrel dolgozom. Ekkor egy idő adat egyetlen sugárúthoz tartozik (az egzakt különbségi algoritmussal ellentétben, ahol különbségi időkkel végeztem a számításokat, tehát egy adat két sugárúthoz

kapcsolható), így az algoritmus egyszerűen beilleszthető bonyolultabb szerkezeteken mért adatok kiértékelésére alkalmas inverziós folyamatba.

5.2.2.1. Az iteratív különbségi idő algoritmus vizsgálata

Indítási hiba hatása:

Az indítási hiba mértékének hatását az iteratív algoritmus esetében is a fentiekhez hasonló módon különböző (A1, B1, C1) adatrendszeren vizsgáltam. Mindhárom adatrendszert kiértékeltem mind a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó inverziós módszerrel, mind az iteratív különbségi idő algoritmussal is. Eredményeim az 5.5. táblázatban láthatók.

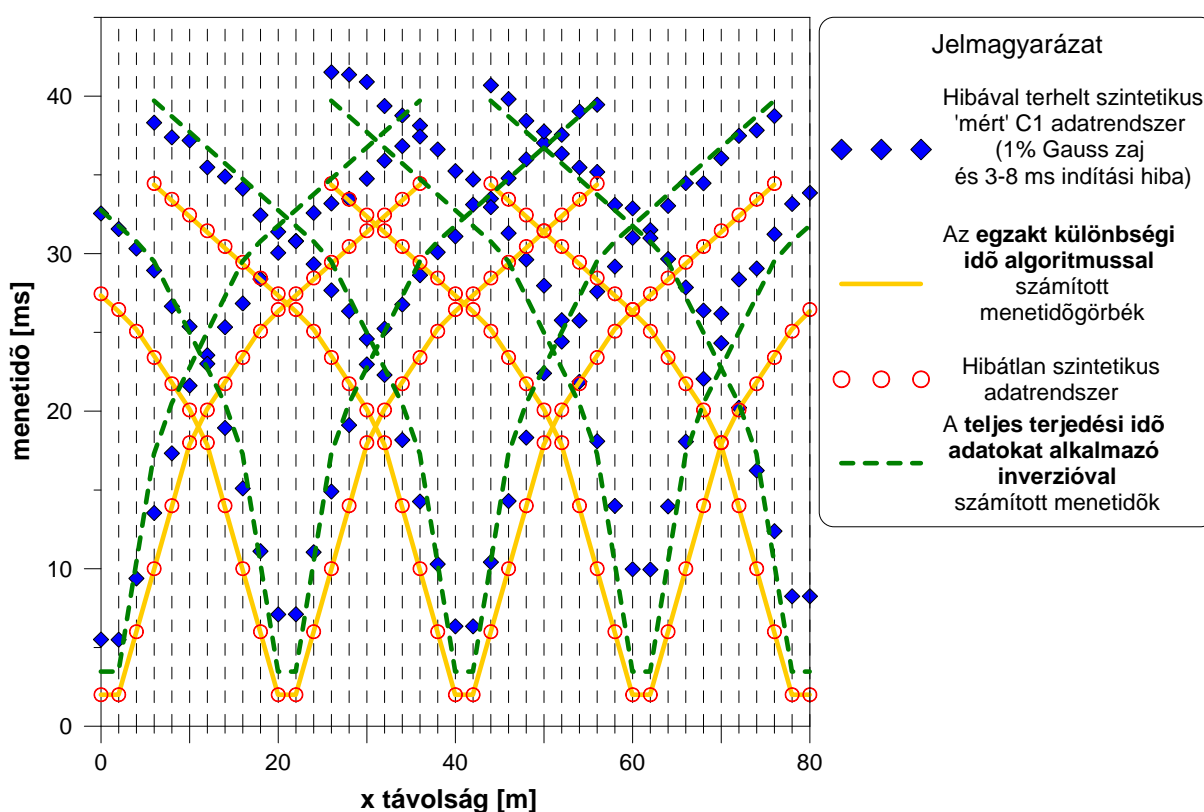
5.5. táblázat: Az indítási hiba hatásának vizsgálata az iteratív különbségi idő algoritmus esetében

1% Gauss zaj	Teljes terjedési idő adatokat alkalmazó refrakciós inverzió	Iteratív különbségi idő refrakciós inverzió
A1 adatrendszer $Dae^{(mért)}=1,0\%$	$Da=1,02\%$ $Dae^{(számított)}=0,2\%$ $dm=1,5\%$ $F=0,55\%$	$Da=1,40\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ $dm=1,6\%$ $F=0,57\%$
B1 adatrendszer $Dae^{(mért)}=18,3\%$	$Da=12,85\%$ $Dae^{(számított)}=6,2\%$ $dm=5,7\%$ $F=1,87\%$	$Da=1,40\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ $dm=1,6\%$ $F=0,57\%$
C1 adatrendszer $Dae^{(mért)}=85,7\%$	$Da=34,98\%$ $Dae^{(számított)}=25,2\%$ $dm=28,0\%$ $F=10,30\%$	$Da=1,40\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ $dm=1,6\%$ $F=0,57\%$

A táblázat értékeiből az előző fejezetben bemutatott következtetések mellett további konklúziókat is levontam. Az iteratív különbségi idő algoritmus a módszer sajátjaiból következően minden külső iterációban újabb adatvektorral végzi a további számításokat. Így a relatív adattérbeli távolság értéke egy mesterségesen előállított adatrendszertől számított adattérbeli távolságot mutat. Így ezen érték helyett az egzakt modellen számított adatoktól

való relatív adattérbeli eltérés értékét hasonlítom össze a két módszer esetében. A különbség szembetűnő, nagy indítási hiba esetén $Dae^{(számított)}$ értéke hozzávetőleg 50-szer jobb eredményt szolgáltatott az iteratív különbségi idő inverzió alkalmazása esetén.

A táblázat értékeiből – mind az adattávolságok, a modelltávolságok és az átlagos becslési hiba értékekből – szintén jól látszik, hogy indítási hiba nélküli adatrendszer esetén hasonló megbízhatóságú eredményeket kaptam mindkét módszerrel. Azonban az indítási hiba növelésével az eredmény megbízhatósága a teljes időadatokat alkalmazó általános refrakciós inverzió esetében nagymértékben csökken. Az iteratív különbségi idő algoritmus esetében azonban az eredmények megbízhatósága nem változik az indítási hiba növelésével (hozzávetőleg 20-szor megbízhatóbb eredményt kaptam az iteratív különbségi idő módszer alkalmazása esetén). Az 5.4. ábrán az iteratív különbségi idő algoritmussal és a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó inverzióval számított eredmények összehasonlítása látható.



5.4. ábra: Az iteratív különbségi idő algoritmussal és a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó inverzióval számított eredmények összehasonlítása

Gauss zaj hatása:

Az indítási hiba hatása mellett a Gauss zaj hatását is megvizsgáltam az iteratív módszer esetében is, az előbbiekhöz hasonló adatrendszereken (C1, C2 és C5 adatrendszerek). Az eredményeket az 5.6. táblázat tartalmazza.

5.6. táblázat: A Gauss zaj hatásának vizsgálata az iteratív különbségi idő algoritmus esetében (trigger hiba= 3-8 ms)

3-8 ms trigger hiba	Teljes terjedési idő adatokat alkalmazó refrakciós inverzió	Iteratív különbségi idő refrakciós inverzió
C1 adatrendszer $Dae^{(mért)}=85,7\%$	Da=34,98% $Dae^{(számított)}=25,2\%$ dm=28,0% $F=10,30\%$	Da=1,40% $Dae^{(számított)}=0,4\%$ dm=1,6% $F=0,57\%$
C2 adatrendszer $Dae^{(mért)}=85,8\%$	Da=35,1% $Dae^{(számított)}=25,2\%$ dm=28,0% $F=10,80\%$	Da=2,62% $Dae^{(számított)}=0,6\%$ dm=4,6% $F=3,40\%$
C5 adatrendszer $Dae^{(mért)}=86,2\%$	Da=35,4% $Dae^{(számított)}=25,2\%$ dm=27,2% $F=24,20\%$	Da=9,06% $Dae^{(számított)}=2,6\%$ dm=9,6% $F=21,50\%$

A táblázatokból jól látható, hogy ha az adatrendszert 1-2-5 % Gauss zaj és bármilyen mértékű indítási hiba terheli, az iteratív különbségi idő algoritmus az általános refrakciós inverzióhoz viszonyítva számottevően: 5-10-szer jobb eredményt ad. Emellett az is megfigyelhető, hogy a Gauss zajtól szinte függetlenül az indítási hibával terhelt adatrendszer kiértékelése esetén a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó refrakciós inverzió nagy bizonytalanságú eredményeket szolgáltat. Az iteratív különbségi idő algoritmus ezzel szemben az indítási hibára érzéketlen.

5.2.3. A különbségi idő algoritmusok összehasonlítása

Az előző két alfejezet eredményeinek összesítését az alábbi táblázatok (5.7. és 5.8. táblázatok) mutatják. Az indítási hiba mértékének hatását itt nem taglalom, hiszen a fentiekben bebizonyítottam, hogy a dolgozatban bemutatott mindkét új inverziós módszer érzéketlen a trigger hibára.

A módszerek összehasonlításához az adatrendszert 3-8 ms indítási hibával, valamint 1-2-5% Gauss zajjal terheltem. Ezeket az adatokat mindhárom módszerrel kiértékeltem, az eredményeket az 5.7. és 5.8. táblázatok tartalmazzák.

5.7. táblázat: A különbségi idő algoritmusok összehasonlítása a Gauss zaj hatásának vizsgálatával (trigger hiba=3-8 ms)

3-8 ms indítási hiba	Teljes terjedési idő adatokat alkalmazó refrakciós inverzió	Egzakt különbségi idős refrakciós inverzió	Iteratív különbségi idő refrakciós inverzió
C1 adatrendszer $Dae^{(mért)}=85,7\%$	$Da=34,98\%$ $Dae^{(számított)}=25,2\%$ dm=28,0% $F=10,30\%$	$Dak=8,44\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ dm=1,2% $F=0,54\%$	$Da=1,40\%$ $Dae^{(számított)}=0,4\%$ dm=1,6% $F=0,57\%$
C2 adatrendszer $Dae^{(mért)}=85,8\%$	$Da=35,1\%$ $Dae^{(számított)}=25,2\%$ dm=28,0% $F=10,80\%$	$Dak=16,3\%$ $Dae^{(számított)}=0,8\%$ dm=2,3% $F=2,10\%$	$Da=2,62\%$ $Dae^{(számított)}=0,6\%$ dm=4,6% $F=3,40\%$
C5 adatrendszer $Dae^{(mért)}=86,2\%$	$Da=35,4\%$ $Dae^{(számított)}=25,2\%$ dm=27,2% $F=24,20\%$	$Dak=25,2\%$ $Dae^{(számított)}=2,0\%$ dm=5,8% $F=12,87\%$	$Da=9,06\%$ $Dae^{(számított)}=2,6\%$ dm=9,6% $F=21,50\%$

5.8. táblázat: Az inverziók eredményeül kapott modellvektorok paraméterei (C1 adatrendszer kiértékelése esetén)

C1 adatrendszer	v ₁ [m/s]	v ₂ [m/s]	v ₃ [m/s]	h ₁ [m]	h ₂ [m]
Egzakt modell	500	1200	2000	3	4
Teljes terjedési idő refrakciós inverzió eredménymodell	289,4	886,2	2014,8	1,93	4,52
Egzakt különbségi idő refrakciós inverzió eredménymodell	502,2	1189,1	1991,5	2,96	4,07
Iteratív különbségi idő refrakciós inverzió eredménymodell	503,2	1230,3	2010,3	3,06	4,04

Az 5.7. táblázat harmadik és negyedik oszlopa alapján megállapíthatjuk, hogy 1-2-5 % Gauss zajjal és indítási hibával terhelt adatrendszer kiértékelése esetén mindkét különbségi idő algoritmus jobb eredményeket szolgáltat a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó inverziós módszernél. Az egzakt módszerrel kapott eredmények 2-5% Gauss zaj esetén hozzávetőleg kétszer jobb modelltérbeli illeszkedést mutatnak, mely az iteratív módszer bonyolultabb működési elvéből származtatható. Az egzakt modellen számított adatoktól való adattérbeli eltérés, illetve becslési hiba értéke szintén a modelltávolság értékeket támasztják alá. Minden minőségjellemző szerint jobb, megbízhatóbb eredményt kaptam különbségi időt alkalmazó inverziós módszer alkalmazásával – amennyiben indítási hiba is terheli az adatrendszert.

Vizsgálataim kimutatták, hogy az iteratív megoldás pontossága, megbízhatósága – bár az egzakt megoldásétól rosszabb illeszkedést mutat, teljes mértékben elfogadható. Emellett, mivel az iteratív algoritmus az eredeti refrakciós feladat megoldásától kevésbé tér el, így ez az algoritmus sikeresen beágyazható a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén kifejlesztett sorfejtéses refrakciós inverziós módszerbe. Ezzel a fent bemutatott módszer laterálisan változékony, kétdimenziós szerkezetek kiértékelésére is alkalmassá válik, a sorfejtéses módszer pedig eredményesen kezelni tudja az indítási hibával terhelt szeizmikus adatrendszereket is. Ilyen irányú vizsgálataimat a 8. fejezetben mutatom be.

2. tézis: *A felszíni szeizmikus refrakciós méréskor tapasztalható indítási hiba hatásának kiküszöbölésére két új, többreteges, egydimenziós szerkezetek kiértékelésére alkalmas algoritmust, az ún. egzakt különbségi idő illetve az ún. iteratív különbségi idő inverziós eljárást fejlesztettem. A módszerekkel Gauss-eloszlásból származó különböző mértékű zajjal terhelt szintetikus adatrendszerek felhasználásával vizsgáltam az indítási hiba hatásait.*

a) *Az ún. egzakt különbségi idő módszer matematikailag egzakt megoldást ad, melyhez a teljes terjedési időt alkalmazó megoldáshoz képest új inverziós algoritmust fejlesztettem. A módszer különbségi időket, illetve különbségi Jacobi mátrixot alkalmaz a számítások során. Vizsgálataimmal bebizonyítottam, hogy az ún. egzakt különbségi idő módszer alkalmazásával az indítási hiba hatása kiküszöbölhető, a kapott eredmények megbízhatóak.*

b) *Az ún. iteratív különbségi idő inverziós eljárással a számítás két egymásba ágyazott iterációs ciklusban zajlik, mely során a Jacobi mátrix számításakor teljes terjedési időt alkalmazok. Vizsgálataimmal bebizonyítottam, hogy használatával kiküszöbölhető az indítási hiba hatása, az ezzel kapott eredmények megbízhatóak.*

6. Sorfejtéses inverzió a szeizmikus refrakció területén – 2D kiértékelés

A természetben előforduló földtani szituációk egydimenziós szerkezetekkel való modellezése számos esetben durva közelítést tartalmaz, így a terepen mért szeizmikus adatok ritkán értékelhetők ki megfelelő pontossággal és megbízhatósággal. Ennek megoldására kétdimenziós modellezés használata elterjedt, hiszen az ilyen módszerekkel a geológiai szerkezetek laterális változásai megfelelő pontossággal leírhatók.

A refrakciós időadatok inverzióját elsőként Bernabini és szerzőtársai (1988) oldották meg függvény-közelítéssel úgy, hogy a laterálisan állandó sebességgel jellemzett többréteges szerkezet refraktáló felületeit negyedfokú hatványfüggvénnyel közelítették (diszkretizálták), s az együtthatók inverziós becslésével oldották meg az inverz feladatot. Később többen is alkalmazták a sorfejtéses diszkretizációt refrakciós kinematikai inverzió során (Zanzi 1990), együttes inverzió esetében is (De Nardis et al. 2005). Azonban ahhoz, hogy a természetben előforduló rétegzett földtani szerkezeteket képesek legyünk a lehető legmegbízhatóbban leírni, olyan inverziós módszert szükséges létrehozni, mellyel a rétegvastagságok és rétegbeli terjedési sebességek laterális változásai egyszerre, ugyanazon algoritmusban „kezelhetők”. A rétegvastagságok laterális változásainak sorfejtéssel történő leírását elsőként Dobróka (1994) alkalmazta. A sorfejtéssel – amely egyben a modell diszkretizációját is jelenti – a modell fizikai és geometriai jellemzői helyett a sorfejtési együtthatók lesznek a meghatározandó ismeretlenek. A Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén korábbi geoelektromos, GP, mélyfúrési és szeizmikus mérések inverziója során szerzett tapasztalatok azt mutatják, hogy kétdimenziós esetben megfelelő felbontású és megbízhatóságú eredmények érhetők el a sorfejtéses inverziós módszerrel (Dobróka et al. 2009; Dobróka, Szabó 2011; Gyulai et al. 2010; Ormos, Dobróka 2007; Turai et al. 2010).

A sorfejtéses eljárást szeizmikus refrakciós adatrendszerre Ormos (2002) adaptálta a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén, mely lehetővé teszi, hogy mind a rétegvastagságokat, mind a rétegbeli terjedési sebességeket sorfejtéssel diszkretizálhassuk, valamint a modell tulajdonságainak leginkább megfelelő – akár paraméterenként különböző – függvénytípusok szerinti sorfejtést alkalmazhassunk.

6.1. A refrakciós direkt feladat megoldása sorfejtéses diszkretizáció alkalmazásával: közelítő ray-tracing laterálisan változó fizikai és geometriai paraméterű közegben

A direkt feladat a refrakció terminológiájában az első beérkezések kiszámítását jelenti a forrás és a geofonok távolságának, valamint a modellparaméterek függvényében (Ormos, Dobróka 2007). A feladat megoldásakor feltételezzük, hogy a kutatóandó szerkezet rétegekkel közelíthető. Ennek megoldására 2D ray-tracing (sugárkövetéses) módszert dolgoztak ki a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén, mely az alábbi feladat megoldását takarja (6.1):

$$t_i(x) = t_i(x_s, z_s, x_g, z_g, \vec{m}(x)), \quad (6.1)$$

ahol t_i a mért időadatot, x_s és z_s a forrás, x_g és z_g a geofon szelvény menti (x) és vertikális irányú (z) koordinátáit, $\vec{m}(x)$ pedig a modellparaméterek vektorát jelenti. A modellparamétereket a sorfejtési együtthatók és bázisfüggvények segítségével adhatjuk meg (6.2):

$$m_i(x) = \sum_{j=1}^{J_i} C_{ij} \cdot \Psi_{ij}(x), \quad (6.2)$$

ahol i a paraméterszámot, J_i az i -ik geofizikai paraméter sorfejtéséhez szükséges tagok számát, C_{ij} az i -ik paraméter j -ik sorfejtési együtthatóját, valamint $\Psi_{ij}(x)$ az i -ik paraméter j -ik bázisfüggvényét jelöli. A C_{ij} sorfejtési együtthatók a szelvény menti x távolságtól függetlenek, így értékük az inverziós módszerrel közelíthető (Paripás, Ormos 2011b).

A direkt feladat megoldásakor a sugárútkövetés (ray-tracing) módszerét alkalmaztuk, amely során a sorfejtési együtthatókból kiindulva számítjuk ki a lokális modellparamétereket és ebből a hullám beérkezési idejét. Ez az algoritmus közelítéseket használ, amelyek a direkt feladat megoldását egyszerűsítik, és a számítási időt jelentősen csökkentik. Az alkalmazott közelítések a következők (Ormos 2011):

- Feltételezzük a nagyfrekvenciás esetet (sugár-közelítés), melynek következtében a modell paraméterei a hullámhosszhoz viszonyítva lassan változhatnak.

- A korlátozott felbontóképesség miatt a réteghatárok görbületi sugarainak lényegesen nagyobbak kell lenniük a felület mélységénél.
- Csupán azokat a hullámokat vesszük figyelembe a számítás során, melyek a réteghatárok mentén terjednek (fejhullámok), ezzel elhanyagoljuk a „bemerülési” effektust.
- A rétegeken belüli sugárutakat egyenesekkel közelítjük, változó sebesség mellett is.
- A rétegek vastagságait és a rétegbeli terjedési sebességeket, illetve ezek laterális változásait folytonos függvényekkel, ill. függvénysorokkal írjuk le.
- A sorfejtéses diszkretizáció esetén a paramétereket ismert bázisfüggvényekkel írjuk le.
- A rétegbeli terjedési sebességek a réteghatárokon ugrásszerűen változnak.

A közelítés annál jobb, minél kisebb mértékű a laterális sebességváltozás és minél nagyobb a rétegek közti sebesség kontraszt. A jelentős sebességkontraszt vélelmezése gyakorlati szempontból is lényeges, hiszen kis kontrasztok esetében csak nagyon nagy forrás távolságnál jelentkeznek a refraktált hullámok első beérkezésekként (Ormos, Daragó 2005; Paripás, Ormos 2011b). A felszínközeli struktúrák kutatásában az elérhető legnagyobb domináns frekvenciák és a felszínközeli sebességviszonyok által determinált hullámhosszakat figyelembe véve a fenti megszorítások az alkalmazás szempontjából elfogadhatóak.

A fenti közelítésekkel leírt algoritmus gyors számítást eredményez, amely az inverz feladat megoldása során gyakorlati jelentőséggel bír. (pl. 1500 mért adat és 40 ismeretlen esetén 100 iterációs lépést csupán néhány percig számít egy átlagos teljesítményű asztali számítógép.) (Paripás, Ormos 2011b).

6.2. A sorfejtéses refrakciós inverz feladat megoldása

A direkt feladat megoldása után a földtani szerkezet paramétereinek megadásához az inverz feladatot kell megfogalmaznunk és azt megoldanunk. A geofizikai problémákat általában csupán inverz feladatként oldhatjuk meg, hiszen a földtani szerkezetek meghatározandó fizikai paraméterek közvetlenül nem mérhetőek, azonban ismert paraméterű modellen a mérendő geofizikai mennyiségek (szeizmikus módszer esetén a terjedési idő) számíthatóak. Így megfelelő startmodell felvéve, megfelelő fizikai paramétereinek és a

mérési elrendezés ismeretében a terjedési idő adatok számíthatók, majd ezeket összehasonlítva a ténylegesen mért terjedési idő adatokkal a modell iteratív úton javítható.

A direkt feladatból is következően a sorfejtésen alapuló refrakciós inverz feladat megoldását a C_{ij} sorfejtési együtthatók becslése jelenti. Az inverz feladat klasszikus megoldását alkalmaztuk, amely során a sorfejtési együtthatókból számított terjedési idők és a mérési adatok eltérés vektorának valamely normáját minimalizálva jutunk megoldásra. A felvázolt optimalizációs feladatot többféle módszerrel oldhatjuk meg.

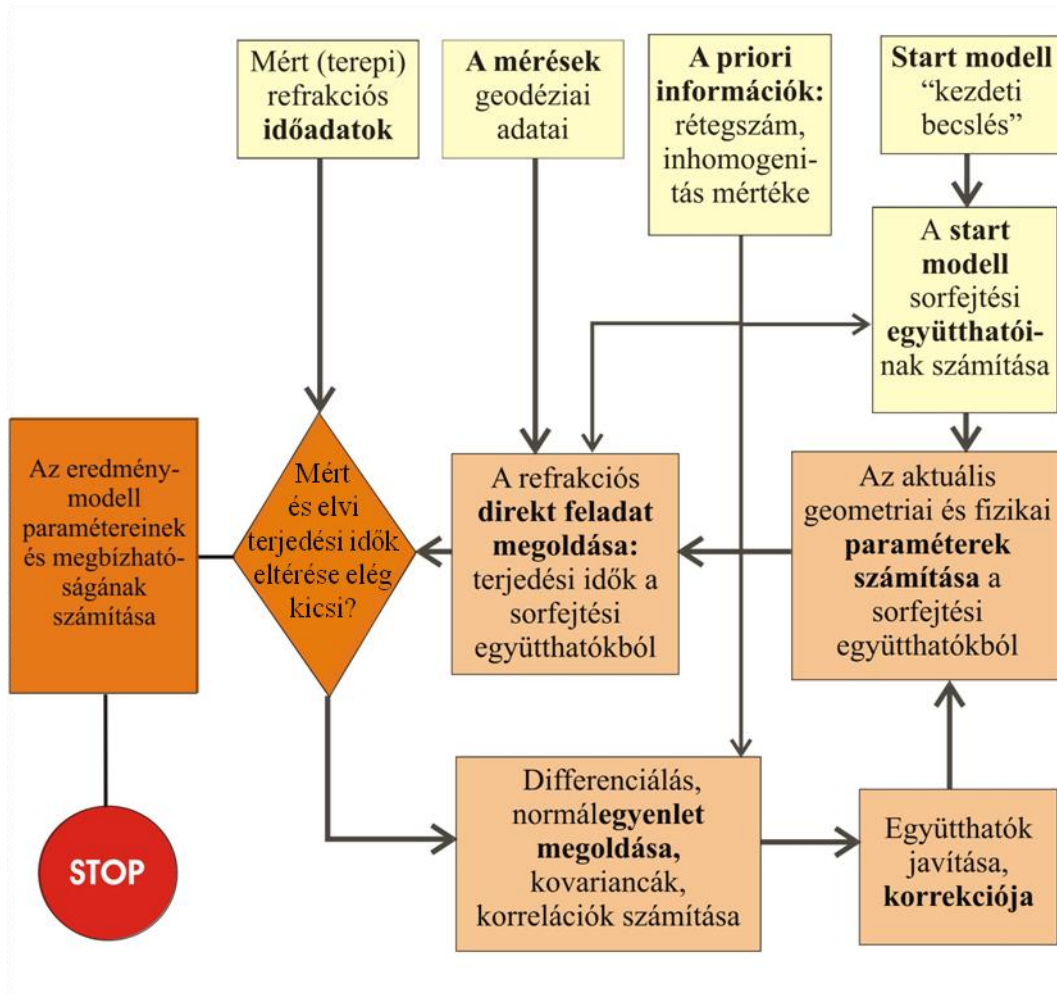
A választott eljárás – a korábbiakhoz hasonlóan – a linearizált L_2 norma szerinti optimalizálást valósítja meg, amelyet csillapított legkisebb négyzetek módszerének (LSQ) is nevezünk. A (2.3) egyenletben vázolt nemlineáris feladatot numerikusan (könnyebben) megoldható közelítő lineáris egyenletrendszerre kell visszavezetni, melynek iteratív úton való megoldásával jutunk az eredményhez, azaz a sorfejtési együtthatók becsült értékeihez. Ahhoz, hogy megbízható eredményt kaphassunk, az inverz problémának ebben az esetben is túlhatározottnak kell lennie, azaz számottevően több mérési adat (beérkezési idők) szükséges, mint a meghatározandó ismeretlenek (sorfejtési együtthatók) száma. Ez a feltétel esetünkben általában mindig teljesül, hiszen több száz mérési adat „áll szemben” néhányszor tíz meghatározandó együtthatóval (Ormos, Dobróka 2007).

Az iteratív megoldás eredményeként becsült sorfejtési együtthatókból a függvények folytonossága miatt a modell paraméterei – így a rétegvastagság és rétegbeli terjedési sebesség értékek – a szelvény mentén bárhol számíthatók. A linearizált csillapított legkisebb négyzetek módszerének megfelelő inverz feladat az alábbi lineáris egyenletrendszer (6.3) megoldásához vezet:

$$\bar{c} = (\underline{\underline{G}}^T \underline{\underline{G}} + \varepsilon \underline{\underline{I}})^{-1} \underline{\underline{G}}^T \Delta \bar{t}, \quad (6.3)$$

ahol \bar{c} az együtthatók korrekció vektorát (annak az előző iterációhoz viszonyított korrekcióját), $\underline{\underline{G}}$ a terjedési időknek a C_{ij} együtthatók szerinti parciális differenciál hányadosainak (Jacobi-) mátrixát, ε skalár a csillapítási tényezőt, $\underline{\underline{I}}$ az egységmátrixot, $\Delta \bar{t}$ pedig a mért és a (becsült együtthatókból) számított első beérkezési idők különbségeinek vektorát jelöli.

A bemutatott refrakciós sorfejtéses inverz feladat megoldásának folyamatábráját a 6.1. ábra mutatja.



6.1. ábra: A refrakciós sorfejtéses inverz feladat megoldásának folyamatábrája

A 3.2.1. alfejezetben részletesen bemutatott adattérbeli távolságot (3.13) változatlan formában alkalmazhatjuk a sorfejtéses inverzió eredményeinek jellemzésére, azonban a relatív modelltérbeli távolság számítására a (3.14)-től eltérő összefüggés (6.4) szükséges a kétdimenziós modell és eltérő direkt feladat megoldás alkalmazása miatt

$$dm = \sqrt{\frac{1}{S} \frac{1}{M} \sum_{s=1}^S \sum_{i=1}^M \left(\frac{m_i(x_s)^{(egzakt)} - m_i(x_s)^{(becsült)}}{m_i(x_s)^{(egzakt)}} \right)^2}. \quad (6.4)$$

Az összefüggésben dm az inverziós eredménynek az egzakt modelltől való relatív modelltérbeli eltérését jelenti a lokális modellekre vonatkozóan (ahol a robbantópontok

találhatóak), S a forrásponatok (lokális modellek) számát, M az inverziós algoritmusban becsülendő modellparaméterek számát lokális modellenként, m_i pedig a lokális modell i -ik modellparaméterét mutatja.

Az eredmények minősítésére – a 3. fejezetben leírtak analógiáját követve – az inverziós folyamat eredményeként előálló együtthatók kovariancia mátrixa is kiszámítható, mely lehetővé teszi a modellparaméterek megbízhatóságának - a közelítő lineáris hibaterjedési elv szerinti - megadását bárhol a szelvény mentén (3.10). A kovariancia mátrix főátlójában szereplő értékek abszolút értékben a hozzájuk tartozó függvény együtthatók becslési hibáját jelentik (Ormos 2011).

A kovariancia mátrix mellett az együtthatók korrelációs mátrixa is számítható (3.11)-hez hasonlóan. A számított paraméterek további minősítésére az i -ik modellparaméter becslési hibáját $\sigma_i(x_s)$ is megadhatjuk (6.5), minden x_s távolságban lévő lokális modellre, mely az együtthatók kovariancia mátrixából és az alkalmazott bázisfüggvényekből származtatható az alábbi módon:

$$\sigma_i(x_s) = \frac{\sqrt{\sum_{j=1}^{J(i)} \sum_{k=1}^{J(i)} (\Psi_{ij}(x_s) \Psi_{ik}(x_s) COV_{jk})}}{m_i(x_s)}, \quad (6.5)$$

ahol a (6.4)-ben bemutatott változók mellett x_s a szelvény menti távolságot jelenti az s -ik lokális modell (általában a forrásponat) esetében, valamint COV_{jk} a becsült sorfejtési együtthatók kovariancia mátrixának elemeit adja meg. Továbbá Gyulai és szerzőtársai (2010) bevezették az ún. átlagos becslési hibát ($F^{(sorf)}$), mely a teljes modell paraméterbecslésének minősítésére szolgál az (6.6) egyenlet alapján:

$$F^{sorf} = \sqrt{\frac{1}{SM} \sum_{s=1}^S \sum_{i=1}^M \sigma_i^2(x_s)} \cdot 100\%. \quad (6.6)$$

7. Többréteges szerkezetek megbízhatósági vizsgálatai

Egy inverziós módszer tulajdonságainak leírásához elsőként szintetikus vizsgálatokat érdemes végezni a legmegbízhatóbb eredmények elérése érdekében (Engelsfeld et al. 2011). A direkt feladat (ray-tracing) megoldása során alkalmazott egyszerűsítések és közelítések inverziós eredményre gyakorolt hatásának megismerése előfeltétele a gyakorlati alkalmazásnak. A megbízhatóság vizsgálatok az inverziós módszerrel számított modellek a célmodellel egyértelműen összehasonlíthatók. Egy átfogó, széles körű vizsgálat eredményeként a módszer megbízhatósága, a nagy megbízhatósággal számítható modellek laterális fizikai változékonyságának korlátai megadhatók.

7.1. A módszer korlátai, kiértékelhető földtani modellek a laterális változás gyorsaságára való tekintettel

Ahhoz, hogy a sorfejtéses refrakciós inverziós módszer megbízhatóságát megvizsgáljam, elsőként a segítségével előállítható modellek laterális változékonyságát vizsgáltam. Ennek érdekében különböző modelleken számolt szintetikus futási idők felhasználásával tanulmányoztam az inverziós algoritmus működését. Több, különböző mértékben változó, háromréteges földtani szerkezetet vizsgáltam, melyek esetében a rétegbeli terjedési sebességek laterális értelemben állandóak. A modellek csupán a harmadik réteg mélységében, ezzel együtt a második réteghatár lefutásában, laterális változékonyságában térnek el. A 250 m hosszú szintetikus szelvény felszínén geofonokat 2 m-enként (126 db geofon), hullámforrásokat pedig 20 m-enként (13 db forrás) helyeztem el. A modellek további fizikai paramétereit, tulajdonságait a 7.1. táblázat tartalmazza, ahol v_{P1} , v_{P2} , v_{P3} a rugalmas longitudinális hullám terjedési sebességét jelenti az egyes rétegekben, h_1 és h_2 pedig az első (felszínnel párhuzamos lefutású) és a második (laterálisan változó) réteg vastagságát adja meg (Paripás, Ormos 2010).

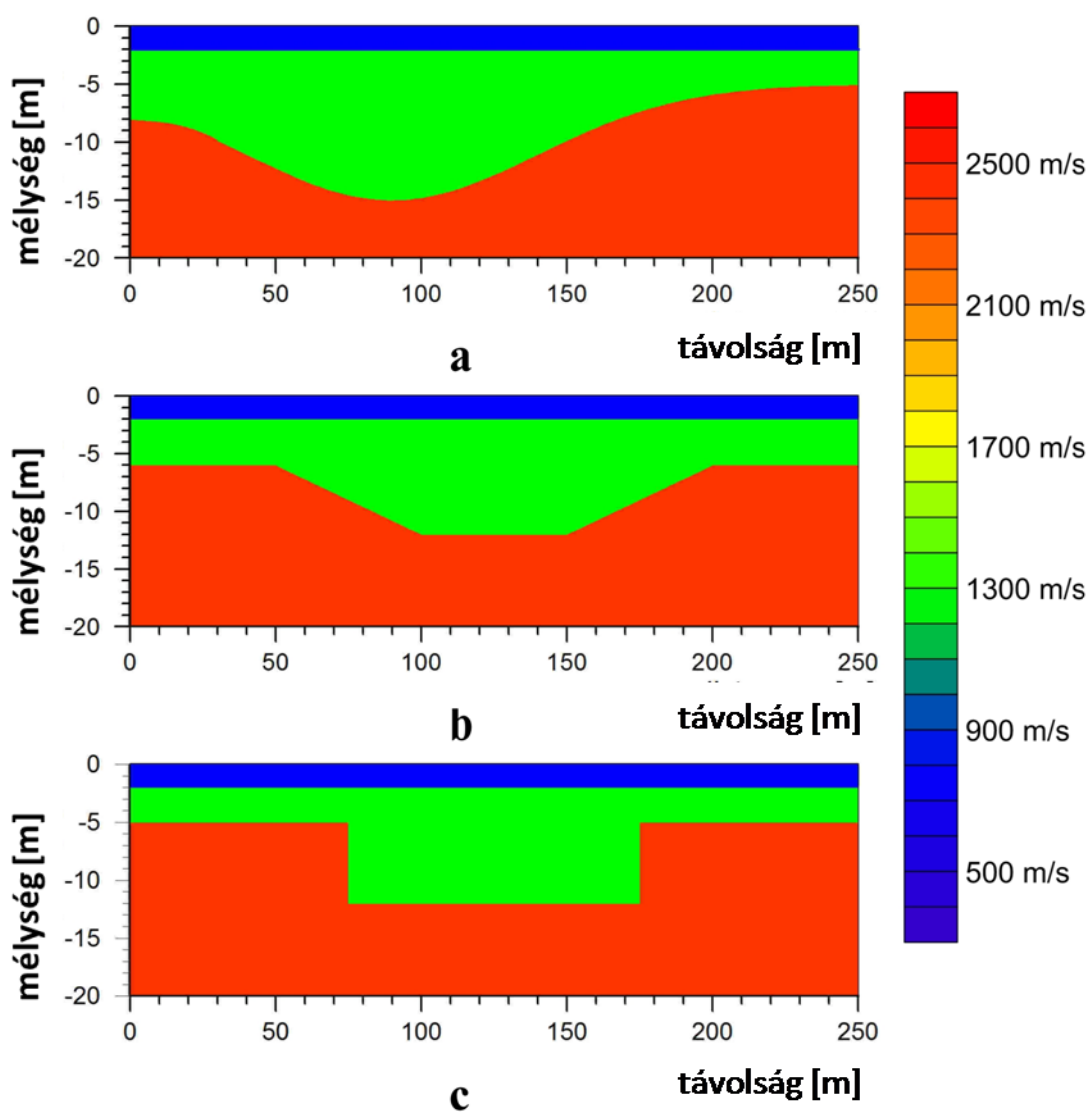
7.1. táblázat: A sorfejtéses refrakciós inverziós módszer megbízhatósági vizsgálataihoz használt szintetikus modellek paraméterei

	v_{P1} [m/s]	v_{P2} [m/s]	v_{P3} [m/s]	h_1 [m]	h_2 [m]
A modell	400	1400	2400	2	3-13 m (a réteghatár lefutása folytonos, szakadásmentes)
B modell	400	1400	2400	2	4-10 m (7° dőlésszögű vetők a szerkezetben)
C modell	400	1400	2400	2	3-10 (90° vetők a szerkezetben)

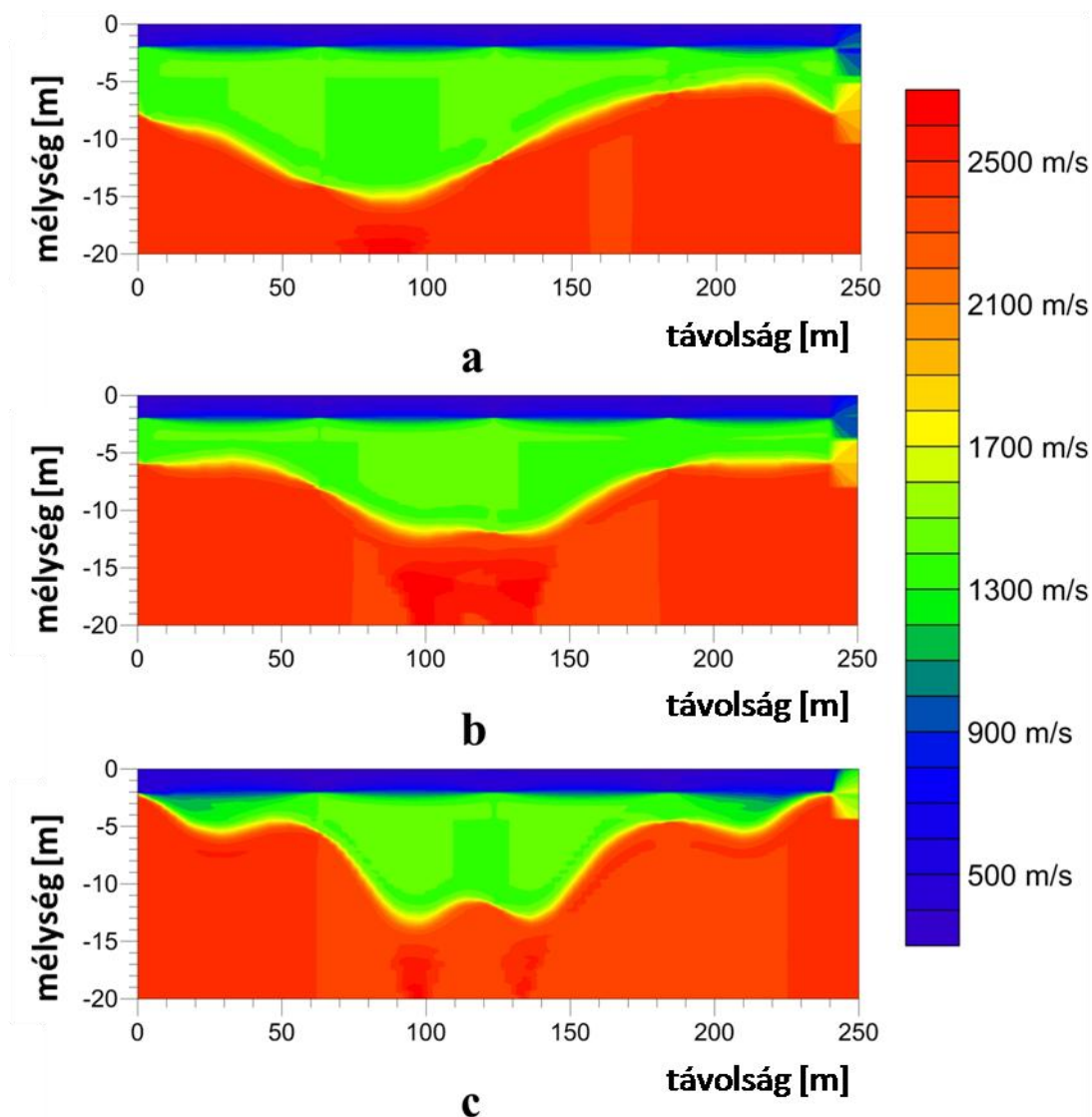
A 7.1. táblázat alapján jól látszik, hogy a vizsgálatom kiterjedt olyan modelleken való számításokat, melyek laterális értelemben lassan, folytonosan változtak, így a folytonos függvényekkel való leírásuk előreláthatólag nem okozott problémát. Azonban a számítások kiterjedtek olyan modellekre is, melyek az előzetes ismereteim alapján egyértelműen nem illettek bele a módszer által kiértékelhető modellek sorába.

A vizsgálat elvégzéséhez a szintetikus időadatokat egy, az általam alkalmazott algoritmustól teljesen eltérő elven alapuló, az eikonal egyenlet véges differenciákkal való közelítését megvalósító eljárással számítottam (Vidale 1988). E módszer a forrás és geofon közti valamennyi lehetséges hullámutat, valamint a diffrakciót is figyelembe veszi az elsőnek beérkező hullámok terjedési idejének számítása során. A felhasznált algoritmus a ReflexW szeizmikus adatfeldolgozó programcsomag moduljaként (Sandmeier 2006) a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszéken rendelkezésre áll. Valamennyi szintetikus vizsgálatom esetében ezt az utat követtem. Az adatok előállításakor és az inverz feladat megoldásakor használt direkt feladat megoldásából következő természetesen előálló differencia mellett 2% további mesterséges, Gauss eloszlású zajjal is terheltem az adatrendszert.

Minden modell esetén – a mérési elrendezés megegyezése miatt – ugyanannyi, 783 'mért' adat áll rendelkezésre, s az inverziós algoritmusban a laterálisan változó paraméterek meghatározásához összesen 33 sorfejtési együttható meghatározása, becslése szükséges. Szintetikus tesztlejtem során más sorfejtési együttható kombinációkkal is végeztem vizsgálatokat, az itt bemutatottak adták a legjobb eredményt. Minden esetben egy közel egydimenziós startmodellről indítottam a számítást, s 100 iteráció alatt kaptam meg az alább látható megoldást, a mért és számított adatok minimalizálásával (3.13, 6.4). Az eredmények minősítésére minden esetben feltüntettem az átlagos becslési hibát is ($F^{(sorf)}$, 6.6).



7.1. ábra: A háromréteges egzakt modellek képei különböző mértékben változó második rétegvastagsággal



7.2. ábra: A refrakciós sorfejtéses inverzióval (100 iterációval) becsült földtani modellek képei: a rétegvastagságokat 5 és 13 együtthatóval, a terjedési sebességeket 5, 5, 5 sorfejtési együtthatóval közelítettem.

Az A modell esetében az inverziós közelítés eredményének adattávolsága $Da=0,8\%$, modelltávolsága pedig $dm=1,2\%$ adódott ($F^{(sorf)}=1,0\%$). Ez az eredmény a számított és az egzakt modellek közötti jó illeszkedést mutatja, mely a 7.1a és 7.2a ábrák hasonlóságában is megfigyelhető. A laterálisan lassan, folytonosan változó modell leírásának sikerességét bizonyítják az eredmények. A B modell esetén az eredmények adattérbeli távolsága $Da=1,6\%$, modelltérbeli távolsága pedig $dm=2\%$ adódott ($F^{(sorf)}=1,6\%$). Ezen modell második rétegében viszonylag kis (7°) dőlésű vetőket helyeztem el, mely az eredmények alapján a kiértékelést kis mértékben rontotta, a módszer megbízhatóságát is csupán kis mértékben csökkentette (7.1b és 7.2b ábrák hasonlósága).

Azonban a C modell esetében a számított eredményeknek a mért adatoktól való eltérése $D_a=3,7\%$, a számított modell és az egzakt modell eltérései pedig $d_m=8,5\%$, melyek az előző modellekéhez viszonyítva nagy értékek ($F^{(sort)}=4,8\%$). Ha figyelembe vesszük, hogy az illeszkedési hibát javarészt a második rétegvastagság becslése növeli (hozzávetőleg 12-13% mértékű az adatillesztés, a paraméter becslése még nagyobb hibát hordoz), akkor megállapítható, hogy a paraméterek diszkretizációját folytonos függvényekkel megoldó inverziós módszer megbízhatósága a számítandó szerkezetekben a rétegek szakadásakor, a réteghatárra merőleges vető leírásakor nagymértékben csökken. A 7.1c és 7.2c ábrák összehasonlításakor is szembevetendő, hogy míg a rétegbeli terjedési sebességek becslésében is látunk – ám kisebb mértékű – hibát, addig a második rétegvastagság leírásakor az inverzió eredménye nem egyezik meg az egzakt modellel. A függőleges vetők, rétegbeli szakadások helyett – a folytonos függvényekkel történő közelítés miatt – hullámzó, szinusz függvény-jellegű réteghatár adódott (Paripás, Ormos 2012).

Az eredményeket összegezve megállapítottam, hogy amennyiben a laterálisan változó paramétereket folytonos bázisfüggvények sorfejtésével akarjuk leírni, minél meredekebb a réteghatár (azaz minél nagyobb mélységváltozás következik be adott szelvényhosszon), a kiértékelés eredménye annál kevésbé lesz megbízható. Ám az eredményeket még a felszínre merőleges réteghatár-szakaszok, azaz függőleges, viszonylag nagy elvetésű vetők esetén sem szabad elvetnünk, csupán megfelelő hozzáértéssel és az előzetes információk ismeretében kell azokat kezelni. A módszerrel elérhető felbontás korlátait az éles, hegyes letörések jelentik a rétegvastagságok tekintetében, valamint az, ha a laterális változás mértéke a vertikális távolsággal összemérhető (laterálisan gyorsan változó szerkezet). Legfőképpen vetők, vertikális elmozdulások eredményeként jönnek létre ilyen szerkezetek (Paripás, Ormos 2012). A vizsgált modell alapján a gyakorlat számára elfogadható eredményt kaphatunk, ha a rétegvastagság változása hozzávetőleg egy nagyságrenddel kisebb a szerkezet laterális irányú változásával (Paripás 2011).

A fenti megállapítások mellett természetesen meg kell említeni azt – az ábrák alapján szembevetendő jelenséget – is, mely szerint a szelvény szélein bizonytalanság tapasztalható. Ennek oka az, hogy a szelvény széleihez közel eső szakaszokról a hullámterjedési törvények miatt nem kaphatunk refraktált beérkezéseket (Ormos, Dobróka 2007).

3. tézis: *A Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén fejlesztett sorfejtéses refrakciós inverziós módszer megbízhatóságára, alkalmazhatóságára vonatkozó vizsgálataim eredményeképpen megállapítottam, hogy a módszer laterálisan „gyorsan változó” közegben is alkalmazható a mérnöki gyakorlat számára elfogadható mértékben. Szintetikus vizsgálataim eredményei alátámasztották, hogy a vizsgált modell alapján a gyakorlat számára hasznosítható eredményt kaphatunk (a modelltávolság 5%-nál kisebb értékű), ha a rétegvastagság változása hozzávetőleg egy nagyságrenddel kisebb a szerkezet laterális irányú változásánál.*

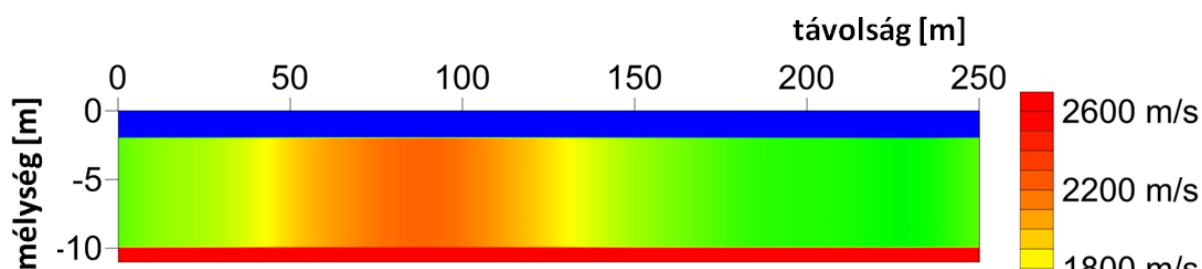
7.2. A többréteges refrakciós inverz feladat megoldása során felmerülő többértelműség csökkentésére vonatkozó vizsgálatok

A fentiekben bemutatott inverziós módszerrel a széles körű gyakorlattal ellentétben, az algoritmusban egyszerre kettőnél több réteg paramétereinek egyidejű, egyazon eljárásban való meghatározására van lehetőség úgy, hogy valamennyi paraméter (rétegvastagság és sebesség) laterális változása megengedett (Ormos 2002; Paripás, Ormos 2012). Ez a lehetőség a mért adatok kiértékelése során egy – a refrakciós módszerek esetében kevéssé ismert – problémát vetett fel: a többértelműség problémáját.

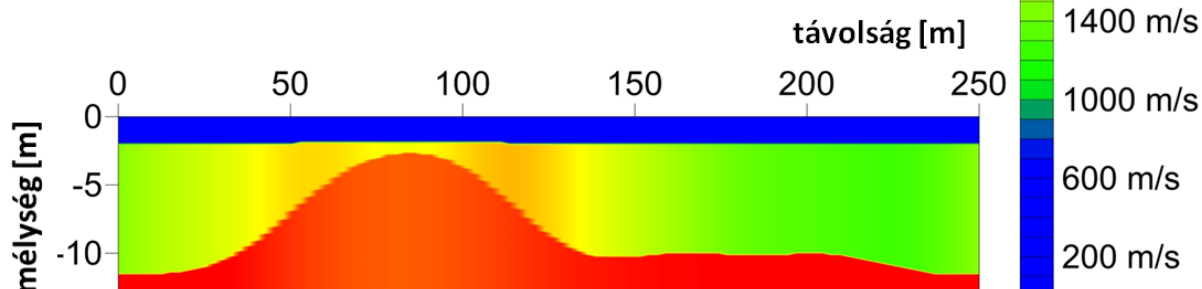
Ez a probléma azért nem gyakori a refrakciós kiértékelésben, mert a széles körben elterjedt, rétegekkel közelítő kiértékelési módszerekkel általában egyszerre csak kétréteges esetet (egy réteghatár jelenléte) értékelnek ki. Többréteges földtani modell esetében is kétréteges kiértékelések sorozatára vezetik vissza a megoldást. Azonban olyan módszerek esetén, ahol a többréteges szerkezet összes rétegének kiértékelése egy algoritmusban történik, ez a probléma előállhat. Korábban ezt a kérdéskört a mérések megtervezésének viszonylatában Ackermann és szerzőtársai (1986) vizsgálták; a refraktáló felületek többértelműségét Palmer (2001) az amplitúdók és a rétegsebesség kapcsolatának alkalmazásával oldotta fel. További geofizikai módszerek esetén a felmerülő többértelműség problémáját általában együttes vagy kényszerített inverziós módszerek alkalmazásával oldották meg (Christiansen, Auken 2004; Foti et al. 2003; Gyulai, Ormos 2004; Gyulai et al. 2007; Kis 2002). Ezen megközelítésekben az a közös, hogy a kiértékelés során több különböző geofizikai módszerrel és/vagy mérési geometriával mért adatot is felhasználnak az együttes inverzió során, ezzel növelve a modellparaméterek becslésének megbízhatóságát.

A többértelműség problémájának vizsgálatához a rétegvastagság laterális változása mellett az inverziós módszert a laterálisan változó rétegbeli terjedési sebesség tekintetében is megvizsgáltam. A többértelműség alapos vizsgálatára olyan szintetikus modellt hoztam létre, mely a rétegvastagságok tekintetében homogén, izotróp, egydimenziós szerkezet, ám a háromréteges szerkezet második rétegében a terjedési sebesség laterálisan változik. A vizsgált szerkezet képe a 7.3a ábrán látható, ahol a színek a P-hullám rétegbeli terjedési sebességét jelölik a színskála alapján. Az x tengely mentén a vizsgált szelvény hosszúsága 250 m, melyen 26 forrást (10 m közzel) és 126 geofont (2 m közzel) helyeztem el, így összesen 1566 időadatot regisztráltam. Így a teljes szelvény sugarakkal tökéletesen lefedett, adathiányból származó probléma nem léphetett fel. A szintetikus adatokat az előző fejezetben leírtakhoz hasonlóan Vidale véges differenciás módszerével számítottam, az adatrendszert további 2% Gauss zajjal terheltem. Célmódként az egzakt modellt beállítva a korábban bemutatottakhoz hasonlóan az eredményeket az adattérbeli távolság (D_a) mellett a modelltérbeli távolság (d_m) és az átlagos becslési hiba ($F^{(sorf)}$) értékével is minősítettem.

A hibával terhelt adatrendszeren az inverziós kiértékelést az alábbi diszkretizálással hajtottam végre: trigonometrikus függvényekkel közelítettem mind a rétegvastagságokat, mind a terjedési sebességeket – melyek ennek értelmében laterális irányban változhattak. Az első és a harmadik réteg paramétereit 5 tagú függvénysorral, a második réteg paramétereit pedig 11 tagú függvénysorral közelítettem. Az inverziós folyamat 120 iterációs lépése után a keletkező eredmény adattérbeli távolsága $D_a=1,0\%$, azonban a modelltérbeli távolságra $d_m=18,9\%$ adódott ($F^{(sorf)}=1,7\%$) (Paripás, Ormos 2012). A többértelműség hatása a 7.3b ábrán látható, melyet összehasonlítva a 7.3a ábrával – mely az egzakt modellt mutatja – szembetűnő a különbség.



7.3a ábra

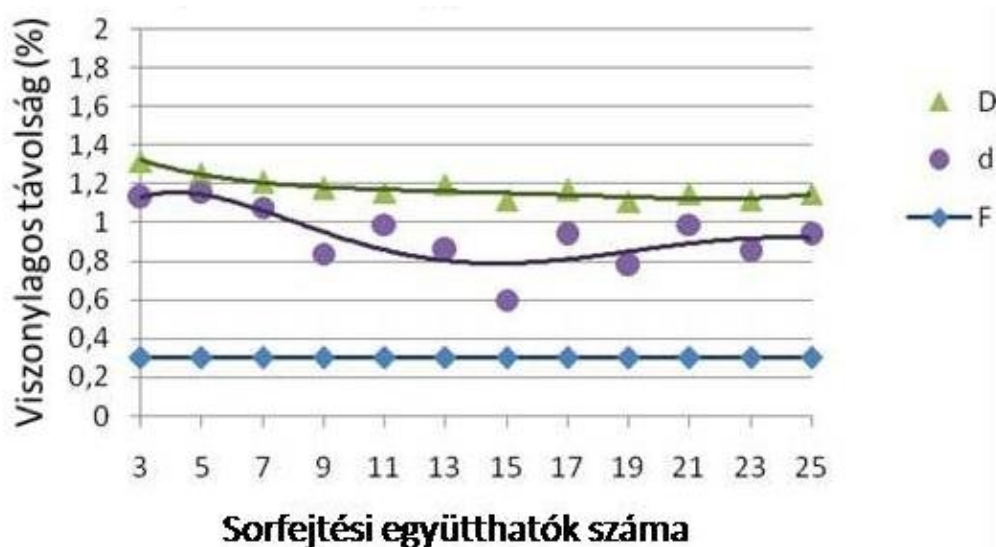


7.3b ábra

7.3. ábra: A többrétegműség kérdésének vizsgálatakor felvett egzakt modell (a) és a többrétegmű megoldást mutató inverziós eredmény (b) képe

A probléma megoldásának első lépését az optimális együtthatószám kiválasztása adja, mely a bázisfüggvények sorfejtését alkalmazó inverziós módszer használata miatt szükséges; geoelektromos esetben ezt Gyulai és szerzőtársai (2010) mutatták be. Az optimális együtthatószám alkalmazása a bázisfüggvények szerinti sorfejtést alkalmazó inverziós kiértékelés során a lehető legmegbízhatóbb eredményeket biztosítja az adott esetben (Gyulai et al. 2010).

Ezt a vizsgálatot az inverziós folyamat többszöri végrehajtásával lehet lefolytatni, minden esetben változtatva az együtthatók számát, figyelve az adattérbeli távolság D_a (3.13), a modell térbeli távolság d_m (6.4) és az átlagos becslési hiba $F^{(sorf)}$ (6.6) alakulását. Így egy adott adatrendszerre a legmegfelelőbb sorfejtési együttható számok érthetők el. A fent bemutatott példa esetében csupán a második rétegbeli terjedési sebesség együttható számait változtattam, a többi paraméter a vizsgálat folyamán állandó volt. Az optimális együtthatószámot a három vizsgált faktor minimumánál kapjuk meg. A 7.4. ábra az optimális együtthatószám vizsgálatának eredményeit mutatja a 7.3. ábra modelljén 'mért' adatokkal elvégezve. A zöld háromszögek a relatív adattérbeli eltérést ($D=D_a$), a lila pöttyök a relatív modell térbeli eltérést ($d=d_m$), a kék négyzetek pedig az átlagos becslési hibát ($F=F^{(sorf)}$) mutatják.



7.4. ábra: Az optimális együtthatószám megállapítására vonatkozó vizsgálatok eredménye

A 7.4. ábrán látható eredmények alapján megállapítható, hogy a vizsgált modell esetében az optimális együtthatószám értéke hozzávetőleg 15. Alacsonyabb együtthatószám stabil megoldást ad, de kevésbé pontos modellt eredményez, míg magasabb együtthatószám esetén a valamivel magasabb modellterbeli eltérés mellett numerikus instabilitást is tapasztaltam (Paripás, Ormos 2012).

Az átlagos becslési hiba ($F^{(sorf)}$) értéke vélhetően azért nem változott az együtthatószámok változtatása esetén, mert a modell többi paraméterét leíró sorok együtthatóit állandó értékűnek választottam és így az átlagos becslési hiba értéke nem változott számottevően egyetlen együtthatószám módosításával.

7.2.1. A többértelműség problémájának megoldása a sorfejtési együtthatók számának megfelelő megválasztásával

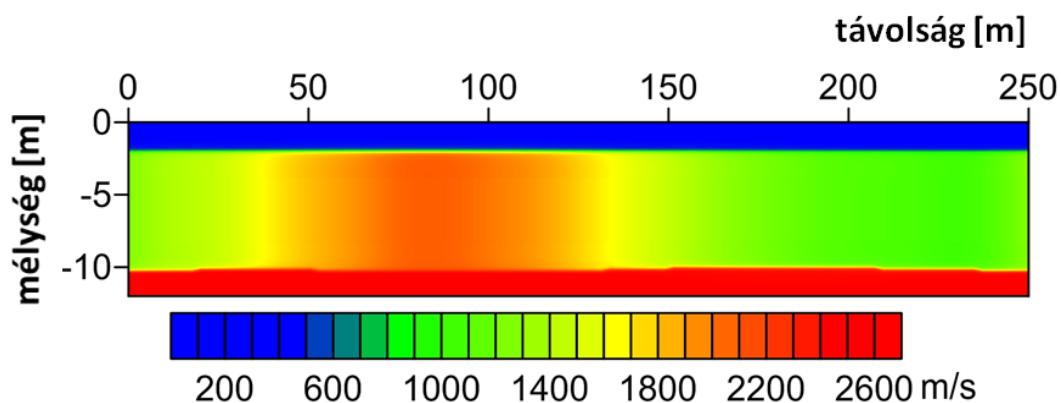
Az eredmények alapján a többértelműség csökkentésének egyik módját a paraméterek sorfejtési együttható számainak megfelelő megválasztásában láttam. A 3. fejezetben bevezetett modellparaméter korrelációs mátrixot (3.11) az ott bemutatott háromréteges, egydimenziós szerkezetre kiszámítottam és analitikusan megvizsgáltam annak érdekében, hogy az egymással korreláló paramétereket meghatározhassam. Az alább látható korrelációs mátrixban a paraméterek sorrendje: v_1, v_2, v_3, h_1, h_2 .

$$CORR = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0,199 & -0,040 \\ 0 & 1 & 0 & 0,961 & -0,252 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0,869 \\ 0,199 & 0,961 & 0 & 1 & -0,316 \\ -0,040 & -0,252 & 0,869 & -0,316 & 1 \end{bmatrix}$$

A korrelációs mátrix elemei alapján jól látszik, hogy a rétegbeli terjedési sebesség paraméterek egymással nem, csupán a rétegvastagság paraméterekkel korrelálnak, azonban a rétegvastagságok egymással is korrelációban vannak. Kevésbé korrelál ($\text{corr}_{ij} < 0,4$) a v_1 sebesség a h_1 vastagsággal, a v_2 sebesség a h_2 vastagsággal, valamint a h_1 vastagság a h_2 vastagsággal. Ennél nagyobb jelentőséggel bír, hogy jelentős a korreláció ($\text{corr}_{ij} > 0,8$) v_2 és h_1 paraméterek, valamint v_3 és h_2 paraméterek között. Feltételezem, hogy kétdimenziós szerkezet esetén is hasonló korrelációs viszonyok állnak fenn a modellparaméterek között.

Az egymással nagy értékű korrelációt mutató paraméterek a kiértékelés során többértelműséget okozhatnak. A sorfejtéses diszkretizáció miatt azonban nem csupán paraméterek közötti korreláció (természet okozta ekvivalencia), hanem együtthatók közötti korreláció is fennáll. Ennek oka az, hogy a módszer alkalmazásakor a szerkezet minden rétegének minden laterálisan változó paraméterét egyetlen algoritmusban becsüljük sorfejtéses együtthatók alkalmazásával. A probléma kiküszöbölésére vizsgálataim alapján megállapítottam, hogy a többértelműséget okozó paraméterek esetén jelentősen különböző együtthatószám megadása fontos. Így ugyanis az egyforma diszkretizálási módszer elkerülése is megoldott (Paripás, Ormos 2011a).

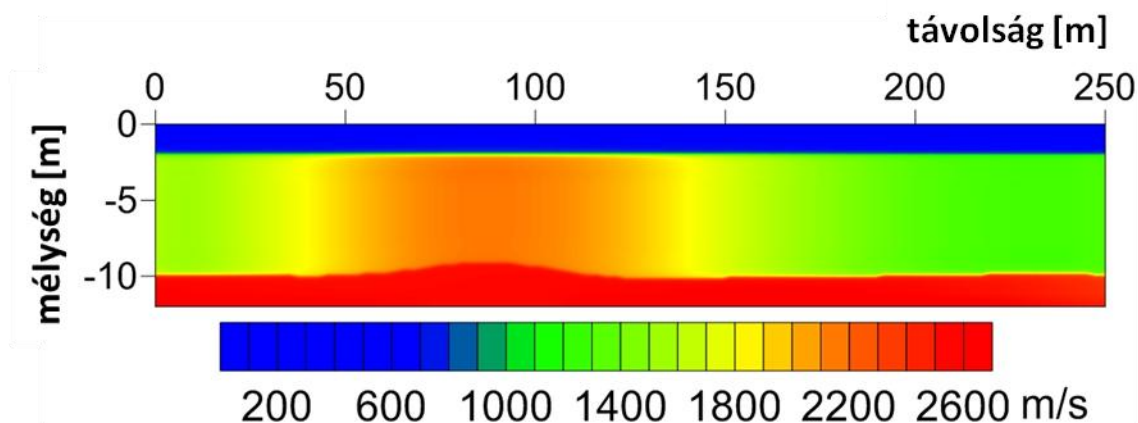
A probléma megoldására a három réteges szerkezet második rétegbeli terjedési sebességet trigonometrikus függvény 15 tagú sorfejtésével írtam le, a modell többi paraméterét pedig szintén trigonometrikus függvény 5 tagú sorba fejtésével. Így az első esethez hasonlóan 120 iteráció után a 7.5. ábrán látható eredményt kaptam. A 7.5. és 7.3a ábrák közötti hasonlóság jól látható, az adattérbeli távolság $D_a=0,8\%$, a modelltérbeli eltérés pedig $d_m=1,3\%$ adódott ($F^{(\text{sorf})}=0,6\%$).



7.5. ábra: A többértelműség problémáját úgy oldottam meg, hogy az optimális együttthatószám alkalmazása mellett a többértelműséget okozó paramétereket eltérő hosszúságú függvénysorokkal írtam le

7.2.2. A többértelműség problémájának megoldása különböző bázisfüggvények szerinti sorfejtés alkalmazásával

A többértelműség problémájának csökkentésére a fenti mellett egy másik módszert is kidolgoztam, melyet a sorfejtéses inverziós módszer megoldására vezettem vissza. A többértelműséget okozó paramétereket ugyanis akkor is eltérő diszkretizálási módszerrel írhatom le, ha a különböző hosszúságú sorok helyett különböző bázisfüggvények szerinti sorfejtést alkalmazok. A 7.6. ábrán a fent leírt problémát úgy küszöböltem ki, hogy a második réteg vastagságát hatvány-, a terjedési sebességét pedig trigonometrikus függvény szerinti, 15-15 tagú sorba fejtettem. A hasonlóság az egzakt modellel kevésbé szembetűnő, mint a 7.5. ábra esetében; 150 iteráció után az eredményeket $D_a=0,7\%$ adattérbeli távolsággal és $d_m=2,0\%$ modelltérbeli távolsággal jellemezhetjük ($F^{(sorf)}=1,5\%$).



7.6. ábra: A többértelműség problémájának megoldása a többértelműséget okozó paraméterek leírásakor használt eltérő bázisfüggvények szerinti sorfejtéssel

A többértelműségi problémát háromréteges modelleken vizsgálva azt találtam, hogy a geoelektromos sorfejtéses inverzió vizsgálata során kifejlesztett optimális együtthatószám meghatározása (Gyulai et al. 2010) mellett pontosabb és megbízhatóbb eredmények kaphatók, ha a többértelműséget okozó paraméterek leírásakor eltérő diszkretizálási paramétereket alkalmazok (Paripás, Ormos 2011b, 2011c). Amikor ugyanis a háromréteges szerkezet második rétegbeli terjedési sebességének leírásához a többi paramétertől különböző bázisfüggvény szerinti sorfejtést, vagy jelentősen eltérő hosszúságú függvényt alkalmaztam, az eredmények pontosabbak és megbízhatóbbak lettek. (Paripás, Ormos 2011a; Paripás, Ormos 2012).

4. tézis: *A refrakciós sorfejtéses inverzió alkalmazása során felmerült, korábban kevésbé vizsgált többértelműség problémáját kétféle módon oldottam meg. Meghatároztam a többértelműséget okozó paramétereket és sorfejtési együtthatókat. A probléma megoldására a geoelektromos inverziós feladat megoldása során Gyulai et al. (2010) által sikerrel alkalmazott optimális együtthatószám használata mellett kétféle javaslatot tettem, javasolataimat szintetikus vizsgálati eredményekkel támasztottam alá.*

a) *A többértelműséget a sorfejtéses refrakciós inverziós eljárás esetén, kétdimenziós, háromréteges szerkezet becslésekor úgy csökkentettem, hogy a többértelműséget okozó modellparamétereket azonos bázisfüggvény szerint*

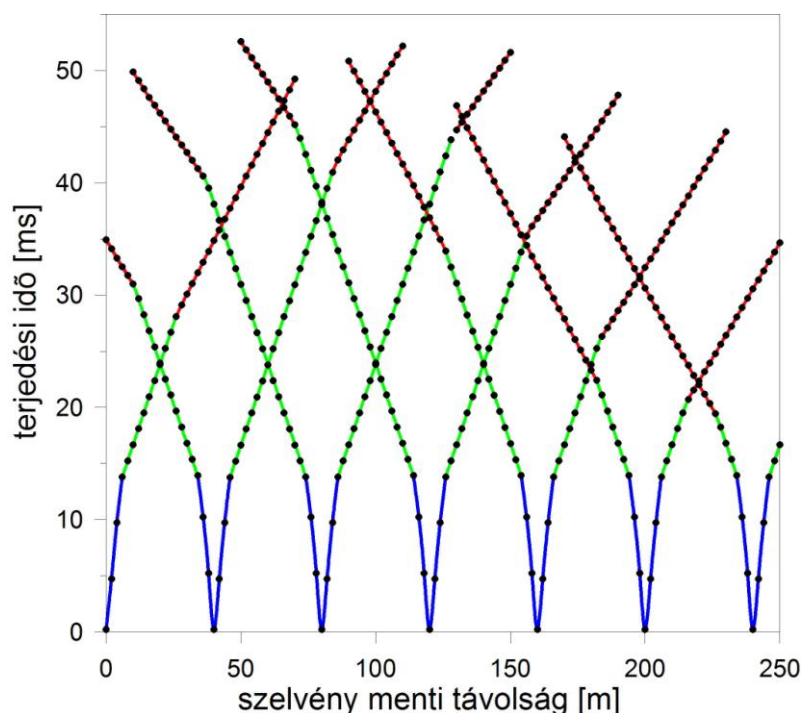
sorba fejtett (Fourier-sor) eltérő hosszúságú függvényekkel írtam le. A javasolt módszert szintetikus és terepi adatrendszeren sikerrel teszteltem.

b) A többértelműséget a sorfejtéses refrakciós inverziós eljárás esetén, kétdimenziós, háromréteges szerkezet becslésekor úgy csökkentettem, hogy eltérő bázisú függvényeket (Fourier-sor, hatványsor) alkalmaztam a többértelműséget okozó modellparaméterek diszkretizálásakor. A javasolt módszert szintetikus és terepi adatrendszeren sikerrel teszteltem.

7.3. A sorfejtéses refrakciós inverziós módszer további előnyei

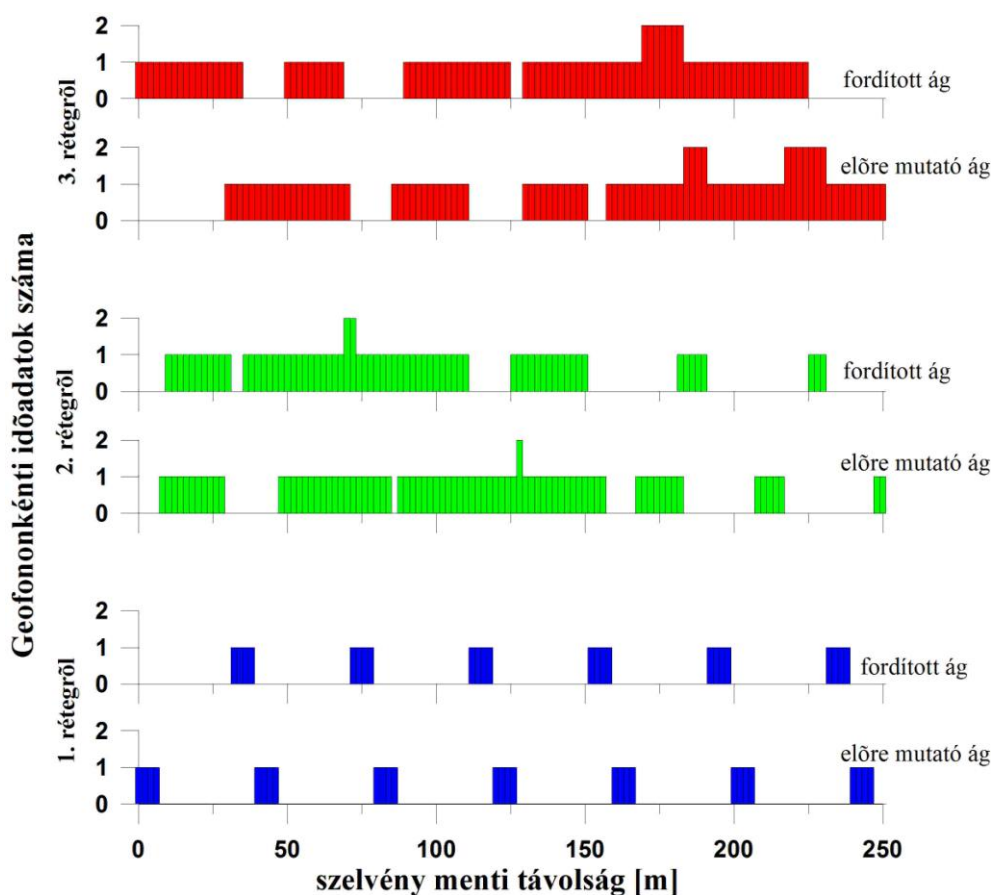
A sorfejtéses refrakciós módszer elvénél fogva egyben egyfajta interpolációs funkciót is ellát. A gyakorlatban elterjedt refrakciós kiértékelési módszerek többsége nem alkalmazható abban az esetben, ha a mért menetidő függvények „szakadásosak”, azaz nem áll rendelkezésünkre első beérkezés folytonosan valamennyi rétegről a szelvény mentén. Ez főként többréteges esetben fontos gyakorlati probléma, a közbenső rétegekre vonatkozóan. Ezt az esetet vizsgáltam meg szintetikus adatok segítségével (Paripás, Ormos 2012).

Egy laterálisan „lassan” változó háromréteges modellt választottam (Paripás, Ormos 2010), amelyen 40 m-enként helyeztem el összesen 7 hullámforrást, valamint 2 m-es közzel összesen 126 geofont. A számított szintetikus menetidőágak ebben az esetben olyan rövidek, hogy azok „fedőágakat” nem alkotnak, azaz egyáltalán nem, vagy csupán rövid szakaszokon fedik egymást (7.7. ábra).



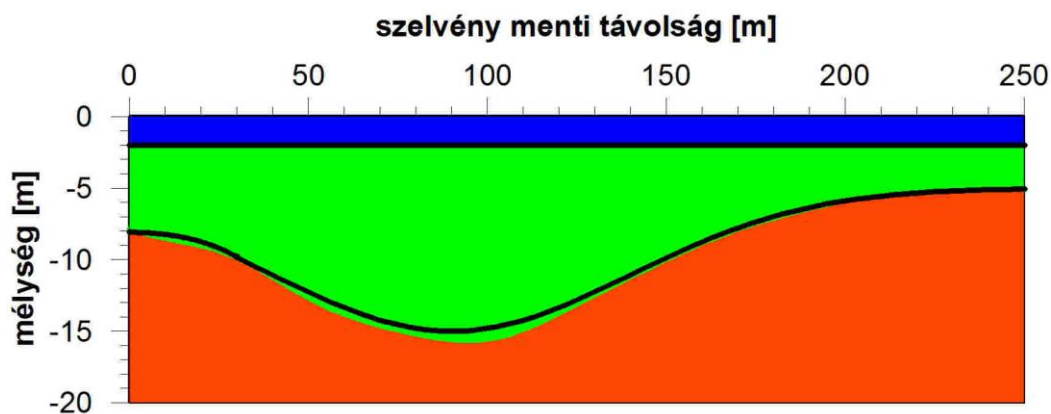
7.7. ábra: Háromréteges szintetikus szerkezet menetidő görbéi („fedőágak” hiánya)

Szemléletesen is meggyőződhetünk erről, ha a felszínre vonatkozó lefedettséget ábrázoljuk; azaz az egyes réteghatárokhoz rendelt első beérkezések számát geofononként és rétegenként ábrázoljuk (7.8. ábra). Az előre mutató és a fordított ágakat külön-külön mutatom be. Jól látható, hogy adott rétegről származó egynél több beérkezésből geofononként kevésszer fordul elő, azaz fedőágak gyakorlatilag nincsenek a „mért” adatrendszerben. Ilyen adatokból ún. egyesített menetidőgörbe nem szerkeszthető, ezért a gyakorlatban széles körben elterjedt módszerek - hullámfrontok módszere, reciprok módszer, GRM módszerek (Polcz 1993) - nem alkalmazhatók.



7.8. ábra: Az első beérkezések felszínre vonatkozó lefedettsége rétegenként és geofononként (1. réteg kék színnel, 2. réteg zöld színnel, 3. réteg piros színnel látható)

A sorfejtéses inverziót az alábbi beállításokkal hajtottam végre: a rétegvastagságokat 5 és 13 együtthatóból álló sorfejtéssel, míg a rétegbeli terjedési sebességeket 5 tagú sorokkal közelítettem, így 407 adat ismeretében 33 ismeretlen becslése volt szükséges. 100 iteráció után az átlagos becslési hiba $F^{(sort)}=1,6\%$ -nak adódott. Az eredményből (7.9. ábra) jól látszik, hogy ilyen hiányos adatrendszer esetében is jó eredményt kaptam: $D_a=0,8\%$ adatillesztési hibával és $d_m=1,9\%$ relatív modelltávolsággal. Az ábrán az egzakt modell rétegeit a sebességeiknek megfelelő színekkel, míg az inverzió eredményét fekete folytonos vonallal jelöltem. Kétszer ilyen sűrűn telepített források esetében, ami a fedőágak tekintetében megfelelő adatrendszer volt, az inverzió eredménye csak kissé volt jobb: $D_a=0,8\%$, $d_m=1,2\%$. (Paripás, Ormos 2012). A sorfejtéses refrakciós inverzió ezen tulajdonsága a mérések és kiértékelések gazdaságossága szempontjából jelentős.



7.9. ábra: Szintetikus „mért” (színekkel jelölt) és számított (vonallal jelölt) modell

7.4. Alkalmazás terepi példák

A szintetikus vizsgálatok mellett a módszerek, megállapítások terepi adatrendszereken történő tesztelése is szükséges. A módszer használhatósága, a megállapítások érvényességének bizonyítása érdekében több terepi példát is bemutatok.

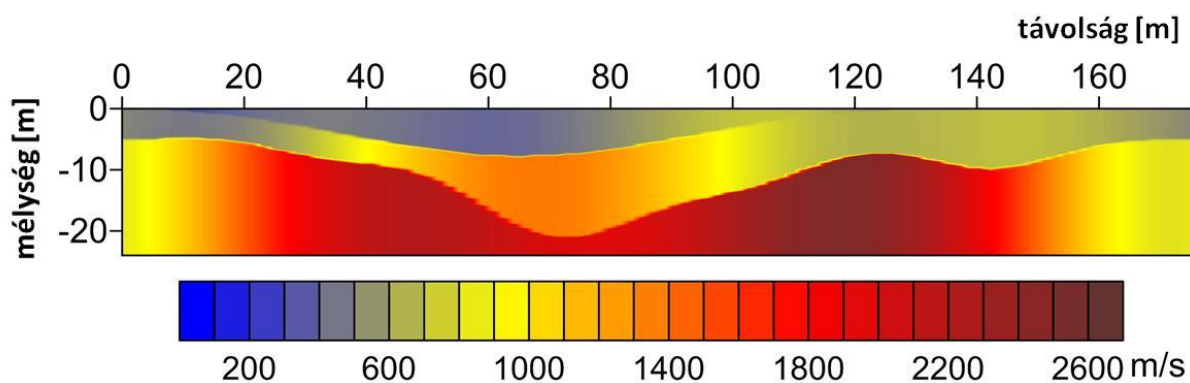
7.4.1. Terepi alkalmazás többréteges, 2D szerkezet kiértékelésére

Az első terepi példa méréseit Telkibányán végeztük, a mért adatokat Summit II szeizmikus mérőberendezéssel mértük, földcsuszamlást vizsgáltunk. A mérés egy vonalban, de két részletben történt, sajnos a két mérési félvonal között nem történt olyan rezgéskeltés, mellyel fedőágak jöttek volna létre (Paripás, Ormos 2012).

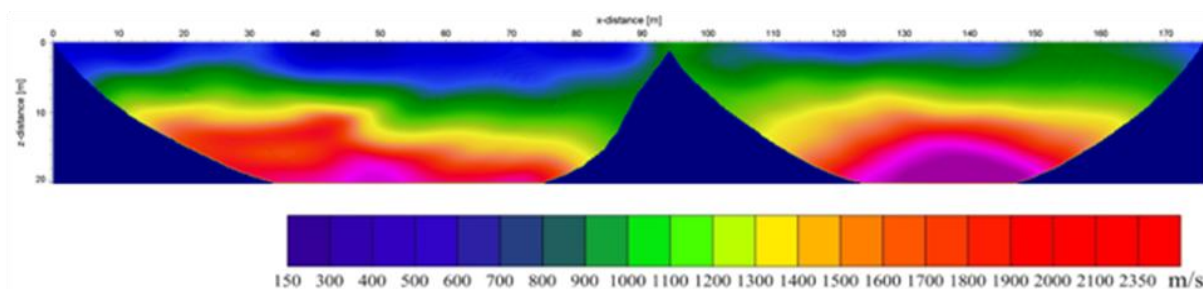
A mérési adatokat a dolgozatban tanulmányozott sorfejtéses refrakciós inverziós módszerrel értékeltem ki. A 7.10. ábrán a többréteges inverziós kiértékelésnek az eredménye látható, mely a többértelműség tanulmányozása során nyert tapasztalatokon alapulva a második réteg paramétereit eltérő hosszúságú függvénysorokkal becsüli. A mért adatokat háromréteges szerkezettel írtam le, a sorfejtési együtthatók száma rendre: 5,15,5,5,3 volt. Mélyebb rétegek esetén a sorfejtés hossza a jól ismert mintázási törvénynek megfelelően kisebb értéket vehet fel, hiszen a mélység növekedésével a hullám frekvenciája csökkenni fog, s a nagyobb hullámhossz kisebb változékonyságot eredményez. Azzal a ténnyel együtt, hogy nagyobb mélységből kevesebb információ áll rendelkezésünkre, a harmadik rétegbeli terjedési sebesség kevesebb együtthatót tartalmazó sorfejtéssel írható le. A 7.10. ábrán látható eredményt 100 iteráció után értem el, a mért és számított adatok távolsága $D=19,8\%$ (a

viszonylag magasabb adattérbeli távolságot a szelvény közepén levő fedőágak hiánya okozza).

A módszer megbízhatóságának alátámasztására az adatrendszert a kereskedelemben is elérhető tomográfiai módszerrel is kiértékeltem. A 7.11. ábrán a ReflexW programcsomagban található bemerülő hullámos tomográfiai módszerrel történt kiértékelés eredménye látható, a pixelméret 0,2 m volt, emellett a kiértékeléskor x irányban 20 pixeles, z irányban 10 pixeles simítást végeztem. Bár a két kép eltérő kiértékelési eljárással készült, mégis látható rajtuk 40-50 m és 140-150 m szelvény menti távolságnál egy-egy magas sebességű kiemelkedő zóna. Emellett az adathiány a tomográfiai kiértékelés eredményét nagymértékben befolyásolta (hiányzó háromszög a szelvény közepén), ám a többréteges inverzió ezt a fajta adathiányt nagyon jól kezelte, folytonos réteghatárt illesztett a szelvény kérdéses részére (Paripás 2011).



7.10. ábra: A terepi adatok többréteges inverziós kiértékelésének eredménye

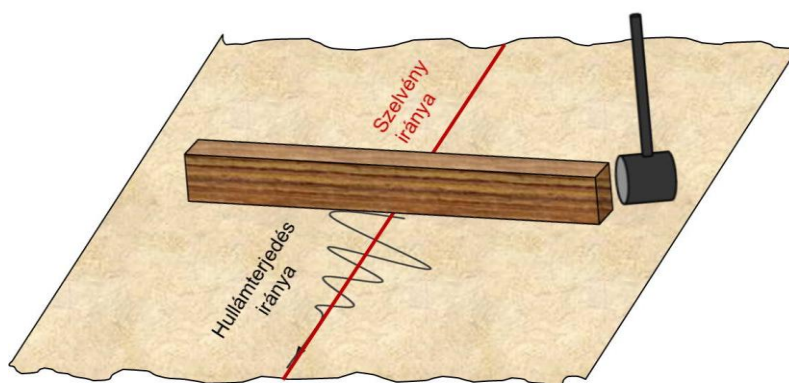


7.11. ábra: A terepi adatok tomográfiai kiértékelés eredménye (ReflexW szoftver, Sandmeier, 2006)

7.4.2. Alkalmazás terepi SH mérések kiértékelésére

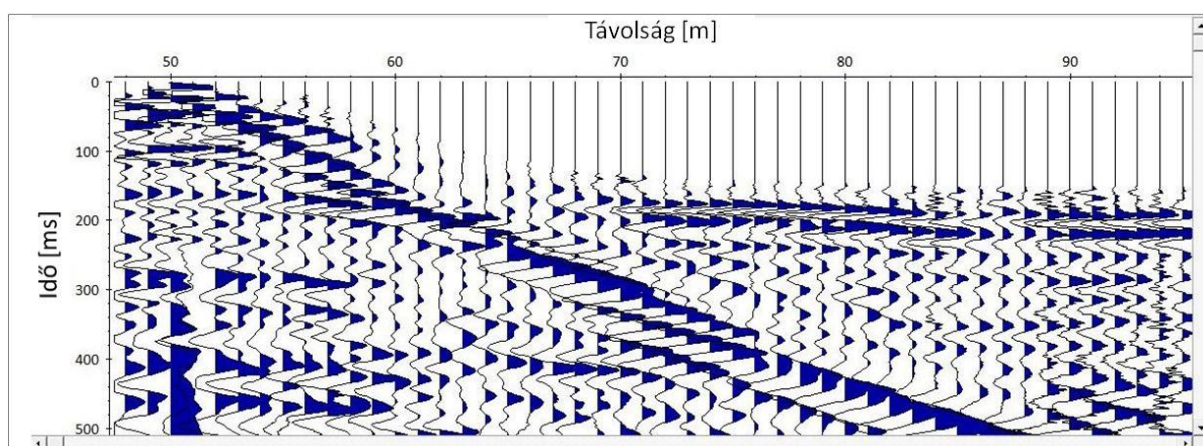
A fent bemutatott refrakciós inverziós módszert korábban többször sikeresen alkalmazták terepi adatok feldolgozására is (Ormos, Daragó 2005; Paripás, Ormos 2011c). Az algoritmus alkalmas horizontálisan poláros transzverzális (SH) hullámok első beérkezéseinek kiértékelésére is. Ezek ismeretében olyan kőzetfizikai jellemzők határozhatók meg, amik a hidrogeológiai, mérnökgeofizikai, geotechnikai gyakorlatban jelentősek, többek között a kőzetek állékonyságának, terhelhetőségének megállapításában, felszínközeli szerkezeti tulajdonságok meghatározásában, a felszín alatti vízszint kimutatásában, valamint földrengés-veszélyes területek minősítésében (Brocher 2005; Tezcan et al. 2006; Völgyesi 2002). Jelen fejezetben egy kísérleti szeizmikus mérés horizontálisan poláros transzverzális hullám beérkezéseinek feldolgozását és kiértékelését mutatom be (Paripás, Ormos 2011b).

A mérést a Miskolc-Tapolcán folyó Hejő patak mellett végeztük. A területen kis mélységben a felszín közelben laza üledékes homokos, agyagos, helyenként meszes kőzetek találhatóak. Az SH hullámok első beérkezéseinek mérését és kiértékelését az teszi lehetővé, hogy feltételezzük: a horizontálisan poláros hullámok a vertikálisan poláros hullámokkal ellentétben terjedés közben nem szenvednek konverziót, nem alakulnak át P hullámmá. Előbbi feltételezésünk természetesen közelítés, inhomogén közegekben – mint a vizsgált terület is – mindig fellép a hullámkonverzió, amely esetünkben zajként jelentkezik. A jel/zaj viszony növelésére horizontálisan polarizált forrást és szenzorokat alkalmazunk. Az SH hullámok keltését klasszikus módon a talajra szorított mintegy 2m hosszú fagerenda végére mért kalapácsütésekkel oldottuk meg (Uyanik 2010) (7.12. ábra). Horizontális geofonként SM7 típusú 30Hz-es szeizmometert alkalmaztunk. A szeizmogramok rögzítésére a Geofizikai Tanszék Summit II Plus 48 csatornás telemetrikus mérő-adatgyűjtő rendszere szolgált.



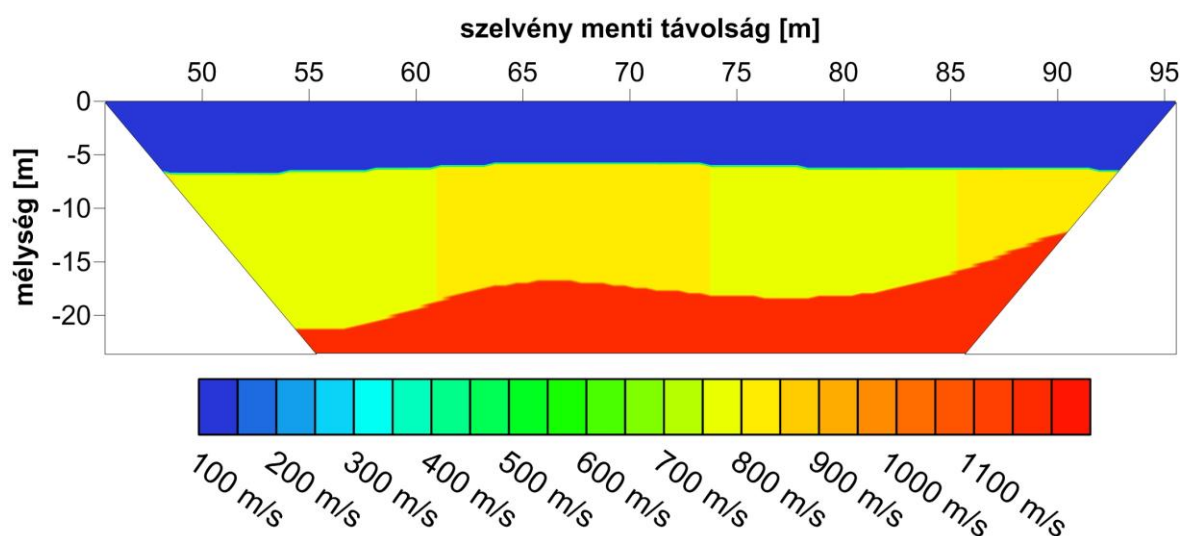
7.12. ábra: A terepen alkalmazott SH hullám keltése és terjedésének képe

A kísérleti mérések paraméterei: szelvényhossz: 47 m, geofonköz: 1m, rezgékeltetés 5 méterenként. Mintavételi idő: $\frac{1}{4}$ ms, felvételhossz: 500 ms, összegszám: 5. A mérés alatt az erős szél és a közúti közlekedés következtében kedvezőtlen jel/zaj viszonyon az összegzés sem javított számottevően nagyobb összegszám esetén sem. A mért szeizmogramokat a ReflexW programmal dolgoztuk fel, és készítettük elő az első beérkezések kiolvasására. A feldolgozás során némítást, polaritás váltást, valamint AGC-t alkalmaztunk. Egy tipikus módon feldolgozott szeizmogram képe a 7.13. ábrán látható. Az első beérkezések kijelölését kézzel végeztük, a magas zajszint miatt az automatikus eljárás nem volt alkalmazható. Az így elkészült menetidőgörbéket az indítási idő (trigger) 1-2 ms-os nagyságrendű hibái miatt még egy lépésben korrigáltuk, a továbbiakban az így kapott első beérkezésekkel dolgoztam.



7.13. ábra: Terepen mért és feldolgozott szeizmogram képe

A mért adatokból a fent részletesen tárgyalt sorfejtéses inverziós módszerrel becsültem a modell paramétereit. Az inverz feladat megoldását többször is megismételtem, megkeresve az optimális sorfejtési hosszakat és rétegszámot. A legjobb megoldás - legkisebb adatillesztési és becslési hibák mellett - a 7.14. ábrán látható. Mind a laterálisan változó réteghatárokat és rétegbeli szeizmikus terjedési sebességeket trigonometrikus függvények sorfejtésével (Fourier sorokkal) közelítettem. Az első és második réteg vastagságát leíró sorfejtés 5 illetve 7 együtthatóból állt, míg a szeizmikus sebességeket 5,5,3 tagú sorfejtéssel közelítettem, így a rendelkezésre álló 356 adatból 25 ismeretlent kellett meghatároznunk. A 7.14. ábrán is jól látható, hogy sebességek tekintetében a vizsgált szelvény laterális irányban nagyon kevésbé változik. Az ábrán a horizontálisan poláros transzverzális szeizmikus hullám terjedési sebességek láthatók, a jelmagyarázatban látható színskálával ábrázolva.



7.14. ábra: A Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén kifejlesztett refrakciós sorfejtéses inverzióval kapott terepen mért adatrendszer kiértékelése

Az inverzió során 50 iterációt végeztem, az eredmény adatillesztési hibájaként (relatív adattérbeli eltérés) $D_a=8,5\%$ adódott. Magyarázat erre a mért szelvény szélein jelentkező bizonytalanság, pontatlanság. A módszer a laterálisan lassan változó szerkezet esetén ahhoz viszonyítva, hogy a mérés zajjal terhelt és az első beérkezések – horizontálisan poláros hullámbeérkezések lévén – nem voltak könnyen kijelölhetők, viszonylag nagy megbízhatóságú eredményt adott, főként a felsőbb rétegek paramétereinek esetén. A paraméterek tekintetében a felsőbb rétegek nagyobb pontossággal, az alsóbb rétegek kisebb pontossággal írhatók le (Paripás, Ormos 2011b).

8. Sorfejtéses refrakciós inverzió különbségi időekkel

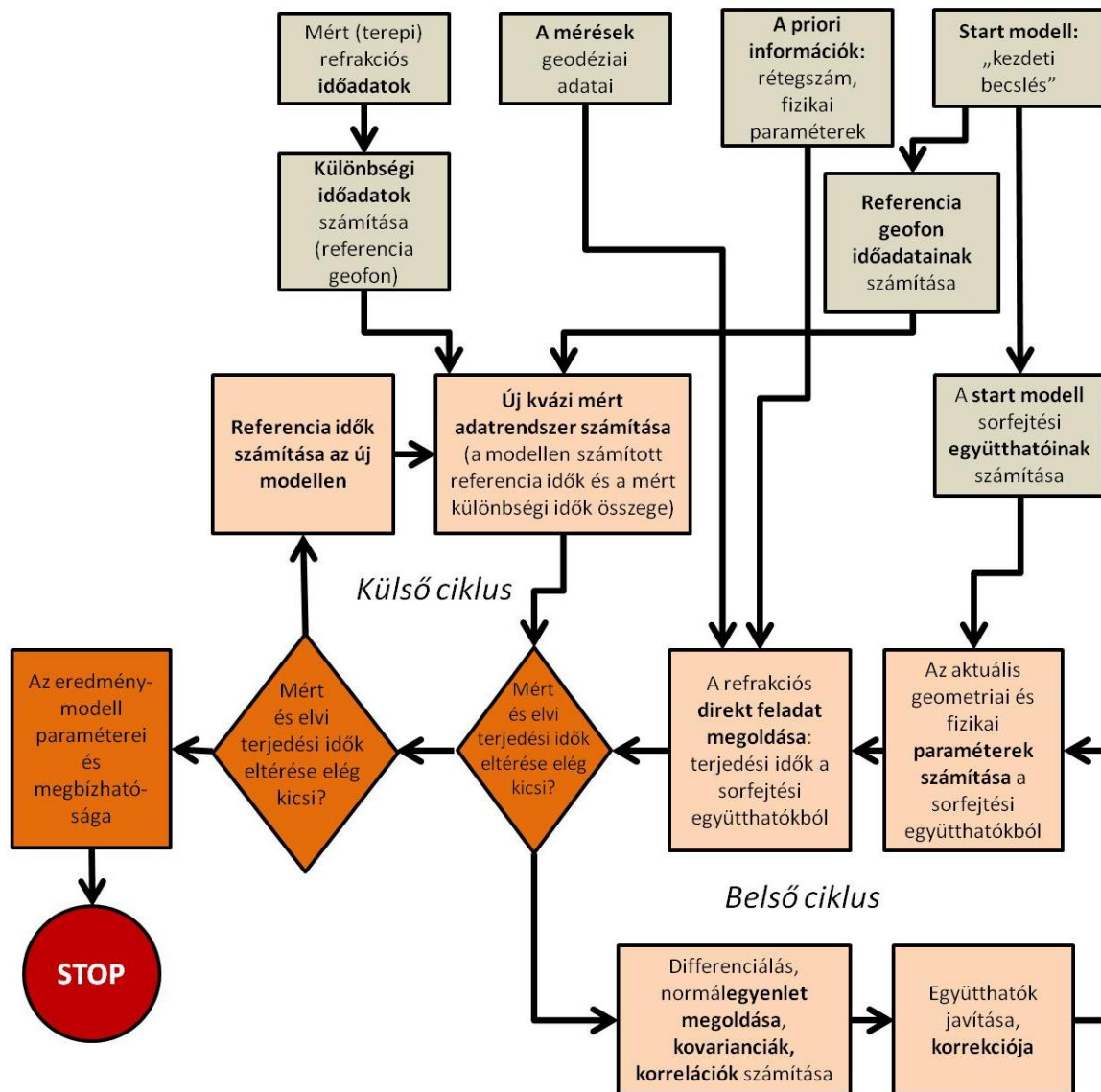
A dolgozat 5. fejezetében leírt indítási hiba a természetben előforduló többdimenziós, laterálisan változékony szerkezetek kiértékelésekor is gyakorlati problémát okozhat. Ennek megoldására olyan módszer fejlesztése szükséges, mely mind az indítási hiba hatásának kiküszöbölésére, mind a kétdimenziós szerkezet laterálisan változékonyságának leírására alkalmas. Jelen fejezetben az 5.2.2. alfejezetben bemutatott iteratív különbségi idő algoritmus és a 6-7. fejezetben bemutatott, a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén fejlesztett refrakciós sorfejtéses inverziós módszerek egy eljárásba integrálását mutatom be.

8.1. A módszer bemutatása, tesztelése szintetikus adatrendszeren

Az 5.2.2. és 7. fejezetekben bemutatott módszerek összeillesztésével olyan refrakciós inverziós algoritmus állítható elő, mellyel a terepi körülmények között mért adatrendszer által hordozott indítási hibára érzéketlen, s laterális értelemben változékony –azaz kétdimenziós – földtani szerkezetek kiértékelhetővé válnak.

Az iteratív különbségi idő inverziós módszer lényege, hogy az inverziós folyamat két egymásba ágyazott ciklusban zajlik. Első lépésként a mért, indítási hibával terhelt adatrendszerből kvázi mért adatrendszert állítok elő különbségi mért idők és a startmodellen számított referencia idők segítségével. Ezután minden külső iterációs ciklusban ezt a kvázi mért adatvektort változtatom a megváltozott modellen számított új referencia időekkel. A belső ciklusban az aktuális kvázi mért vektorhoz hasonlítom a modellen számított adatokat. A módszer előnye, hogy a Jacobi mátrixban, így a normál egyenlet megoldásakor is teljes terjedési időket alkalmaz. Ez azért fontos, mert így az algoritmus könnyen más inverziós módszerbe illeszthető, ezzel többdimenziós szerkezetek kiértékelésére is alkalmassá téve azt.

Az iteratív különbségi idő eljárás így a direkt feladat megoldásának megváltoztatása nélkül illeszthető a sorfejtéses módszer sémájába. A 8.1. ábra az iteratív sorfejtéses különbségi idő algoritmus folyamatábráját mutatja.



8.1. ábra: Az iteratív sorfejtéses különbségi idő algoritmus folyamatábrája

Az ilyen módon előálló inverz feladat megoldása – az együtthatók korrekció vektora – a (6.3) összefüggéshez hasonlóan áll elő, a különbség csupán a külső iterációs ciklus megléte, ezzel együtt a kvázi mért adatvektor előállítás és iterációnkénti megváltoztatása.

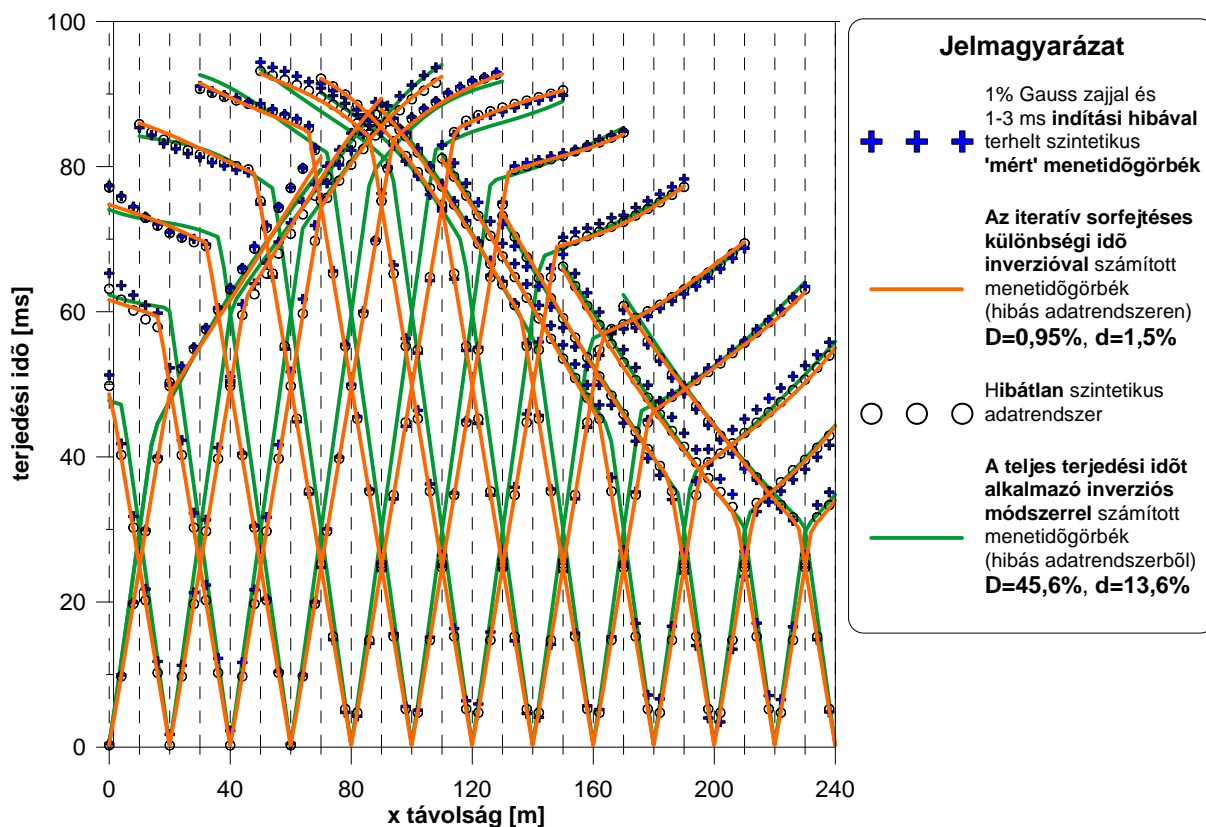
Az új módszer megbízhatóságának bizonyítására szintetikus tesztekkel végeztem olyan adatrendszeren, melyet 1% Gauss zajjal és 1-3 ms indítási hibával terheltem. A modell kétréteges, a rétegvastagság laterális értelemben nem állandó, vastagsága 5-15 m között változik. A két rétegbeli terjedési sebesség 400 m/s és 2400 m/s.

A kétdimenziós modellen számított adatokat a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó sorfejtéses inverzióval és az iteratív sorfejtéses különbségi idő inverziós módszerrel is kiértékeltem. Mindkét esetben azonos sorfejtést (Fourier-sor) és azonos hosszúságú sort (11 együtthatóból álló sort) választottam az egyszerűbb összehasonlíthatóság kedvéért. Az eredményeket a 8.1. táblázatban foglalom össze, a 'mért' és számított menetidőgörbékét a 8.2. ábra tartalmazza. Az ábrán megfigyelhető, hogy míg a teljes terjedési időt alkalmazó módszer eredményei az indítási hibával terhelt mért adatrendszerre illeszkednek, addig az iteratív sorfejtéses különbségi idő inverzió eredménye az egzakt modellen számított adatokra illik.

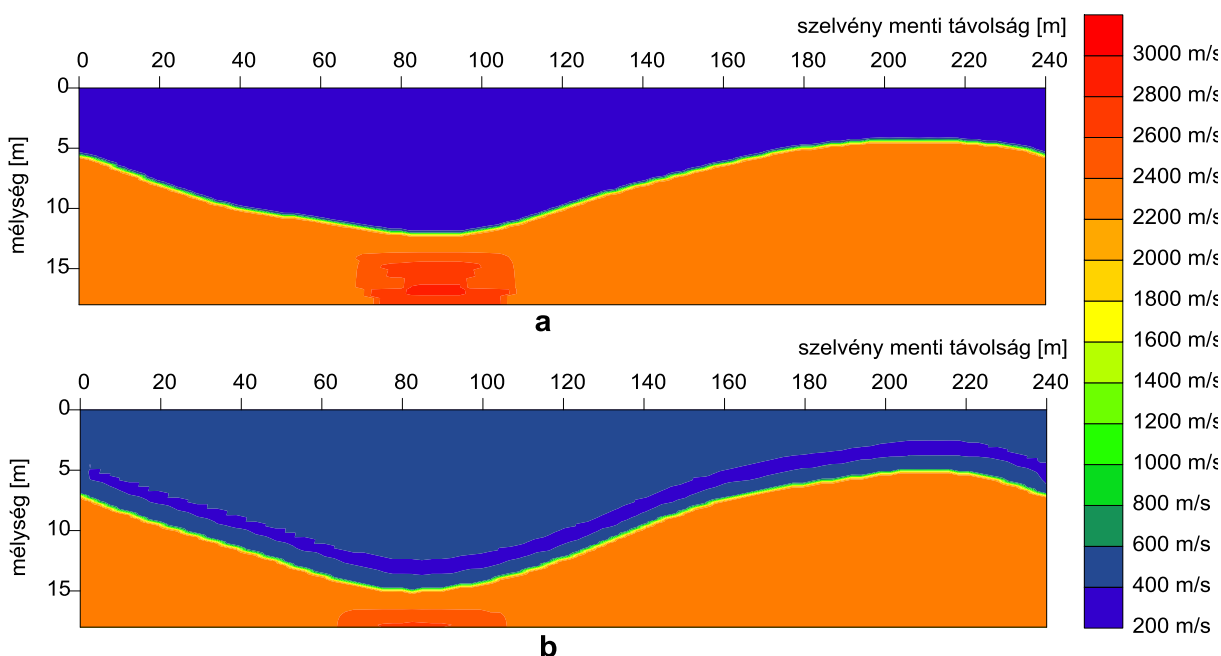
8.1. táblázat: Az iteratív sorfejtéses különbségi idő algoritmussal és a teljes terjedési idő sorfejtéses módszerrel számított eredmények összehasonlítása 1% Gauss zajjal és 1-3 ms indítási hibával terhelt adatrendszer esetén

1-3 ms indítási hiba, 1% Gauss zaj	Teljes terjedési idő adatokat alkalmazó sorfejtéses refrakciós inverzió	Iteratív sorfejtéses különbségi idő refrakciós inverzió
2D adatrendszer	$D_a=45,6\%$ $d_m=13,6\%$ $F^{(sorf)}=225,3\%$	$D_a=1,0\%$ $d_m=1,5\%$ $F^{(sorf)}=5,4\%$

A teljes terjedési idő adatokat alkalmazó sorfejtéses (a) és az iteratív sorfejtéses különbségi idő inverziós módszerrel kapott (b) eredményszelvények a 8.3. ábrán láthatók. A legszembetűnőbb különbség a rétegvastagság becslésében látható, azonban a terjedési sebességet is pontosabban becsülte az iteratív különbségi idő módszer. Az egzakt modell és a számított modellek paramétereit a 8.2. táblázatban hasonlítom össze.



8.2. ábra: Az iteratív sorfejtéses különbségi idő inverzió eredményeinek összehasonlítása a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó sorfejtéses módszerrel



8.3. ábra: A teljes terjedési idő adatokat alkalmazó sorfejtéses inverziós módszerrel kapott eredménysszelvény (8.3.a) és az iteratív sorfejtéses különbségi idő inverzió eredményeként kapott szelvény (8.3.b) összehasonlítása

A 8.2. és 8.3. ábrákon bemutatott eredményeken jól látszik az indítási hiba eredményre gyakorolt hatása a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó inverziós módszer esetében. A leglátványosabb hiba a rétegvastagság becslésében tapasztalható. Az egzakt modell réteghatára a 8.3.b ábra fehér vonala mentén fut.

8.2. táblázat: Az egzakt modell, valamint a teljes terjedési idő sorfejtéses módszerrel számított eredmények és az iteratív sorfejtéses különbségi idő algoritmussal számított paraméterek összehasonlítása

Paraméterek összehasonlítása	h [m]	v ₁ [m/s]	v ₂ [m/s]
Egzakt modell	5,1-15,0	400,0	2400,0
Teljes terjedési idő sorfejtéses refrakciós inverzió eredménye	4,5-12,2	334,6	2348,8
Iteratív sorfejtéses különbségi idő refrakciós inverzió eredménye	5,0-15,0	402,5	2374,9

Az előző fejezetekben bemutatott különbségi idő algoritmusokkal kapott eredményekhez hasonlóan ebben az esetben is a becslési hiba ($F^{(sorf)}$) és a relatív modelltérbeli távolság értékei (dm) hordoznak több információt – nagymértékben hibás adatrendszerrel lévén szó. Ezt tekintve megállapítható, hogy egy nagyságrenddel jobb eredmény érhető el a különbségi idő alkalmazásával a sorfejtéses inverzió esetében is, emellett az iteratív különbségi idő algoritmus beágyazása nem rontott a sorfejtéses refrakciós inverzió használhatóságán. (Valamint a relatív adattérbeli távolság értékeit tekintve is megfigyelhető, hogy nagyobb modelltávolsághoz nagyobb adattávolság is tartozik.) Az eredmények megbízhatósága nagyon jó, ezzel egy új, az indítási hibára rezisztensebb módszer állt elő. Az átlagos becslési hiba ($F^{(sorf)}$) értékek is alátámasztják ezt: indítási hibával terhelt adatrendszer kiértékeléskor a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó sorfejtéses inverziós módszerrel kapott eredmények esetén az átlagos becslési hiba $F^{(sorf)}=225,3\%$, míg az iteratív sorfejtéses különbségi idő inverzióval kapott eredmények esetén $F^{(sorf)}=5,4\%$ adódott.

8.2. Alkalmazás terepi adatrendszeren

A szintetikus adatrendszeren történő tesztelés után a módszer használhatóságát terepi adatokon is bizonyítani kell. Az alább bemutatott terepi mérések a Borsod-Abaúj-Zemplén megyei Izsófalván születtek, ahol a felszínközeli földtani szerkezet viszonylag egyszerű, kétréteges, egy agyagos és egy kavicsos réteggel. A rugalmas hullámokat kalapácsütéssel gerjesztettük és 30 Hz-es, SM7 típusú geofonokkal detektáltuk, melyeket 2 m-es közzel telepítettük.

A forrásidő triggerét közvetlenül a forrás mellé telepített 10 Hz-es geofonnal oldottuk meg, mégis hozzávetőleg 1-3 ms értékű indítási hiba terhelte a mérési adatokat. A terepi méréskor az adatok regisztrálását és feldolgozását a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékének Summit II Plus telemetrikus mérési és adatgyűjtő rendszerével végeztük. A 8.4. ábrán a terepen mért adatrendszer egy szeizmogramja látható, melyet 10-200 Hz-es sávszűréssel és 70 ms ablakos AGC-vel dolgoztuk fel. Az indítási hiba jól látható az ábrán, főként a forrás (23 m) közelében telepített geofonok által regisztrált csatornákon.

A bemutatott szelvény-részlet 34 m hosszú, melyen 5 forrás és 18 geofon található. A teljes szelvény azonban ennél hosszabb, 94 m hosszúságú, melyen 13 forrás és 48 geofon található. A teljes adatrendszert kétréteges, laterális értelemben változó rétegvastagságú 2D szerkezetként értékeltük ki. Az inverzió során Fourier sorfejtést alkalmaztunk, így 15 sorfejtési együtthatót kellett a rendelkezésre álló hozzávetőleg 300 adatból.



8.4. ábra: Izsófalván mért adatrendszer egy szeizmogramjának képe

Az adatrendszert többféle módszerrel kiértékeltek: korábban a Geofizikai Tanszékünkön kifejlesztett (teljes terjedési időekkel számító) 2D többréteges refrakciós inverziós módszerrel, majd ennek eredményeit az új, iteratív sorfejtéses különbségi idő

inverzióval kapott eredményekkel hasonlítottuk össze. Az eredményeket a 8.3. táblázat tartalmazza.

8.3. táblázat: Az Izsófalván mért terepi adatrendszer kiértékelésének eredménye

	Eredmények
Teljes terjedési idő sorfejtéses inverzió (2D)	Da=24,3% $F^{(sorf)}=144,0\%$
Iteratív sorfejtéses különbségi idő inverzió (2D)	Da=11,3% $F^{(sorf)}=73,8\%$

A szintetikus teszteléssel ellentétben terepi példa esetében a relatív modellterbeli eltérés nem számítható, így csupán a relatív adattérbeli eltérés, valamint a becslési hiba értékekre támaszkodhatunk az eredményeink minősítése során. A korábbiakban említést nyert, hogy az adattávolság értékek által hordozott információ mennyisége kisebb – hibás adatokról lévén szó, a jó eredmény nem feltétlenül a legjobban illeszkedő eredmény. Az iteratív módszer esetében azonban az illesztési hibát nem a hibás adatrendszerrel számítom, hanem az inverziós folyamat során számított 'kvázi mért' adatrendszerrel. Így nagyobb megbízhatóságú eredmény és stabilabb számítási folyamat érhető el.

A 8.3. táblázat értékeiből jól látható, hogy az indítási hibával terhelt terepi adatrendszer kiértékelése eredményeként, amennyiben az iteratív sorfejtéses különbségi idő inverziós módszert alkalmaztam, mind az adattérbeli távolság, mind az átlagos becslési hiba értéke hozzávetőleg kétszer jobbnak bizonyult, összehasonlítva a teljes terjedési idő sorfejtéses inverzió eredményeivel.

A különbségi időket alkalmazó módszerrel is viszonylag magasabb értékű illesztési hiba és becslési hiba nagy része abból adódik, hogy a terepi adatrendszerek nagyobb mértékű és rendszertelen zajjal terheltek, mint az általam korábban vizsgált szintetikus (Gauss zajjal és indítási hibával terhelt) adatrendszerek. Így a kapott eredmények pontatlanságát (az adattérbeli távolság értékét) mérési és modellezési hibák is terhelhetik (Ormos, Paripás 2012; Paripás et al. 2012).

5. tézis: *Új különbségi idő refrakciós sorfejtéses inverziós módszert alkottam úgy, hogy a 2.b tézisben bemutatott iteratív különbségi idő algoritmust a sorfejtéses refrakciós*

inverziós eljárásba illeszttem. Az inverziós folyamatban paraméterek becslése helyett sorfejtési együtthatók becslése történik. Vizsgálataimmal bebizonyítottam, hogy az új módszer sikeresen használható laterálisan változó (kétdimenziós) szerkezeteken mért, indítási hibával terhelt adatok kiértékelésére. A módszerrel kapott eredmények a mérnöki gyakorlatnak megfelelő megbízhatóságúak.

Az új módszert különböző hibával terhelt szintetikus adatrendszeren sikeresen teszteltem, valamint terepi adatsorok kiértékelésére is alkalmaztam.

9. Összefoglalás

Doktori értekezésemben a felszínközeli szeizmikus módszerek sajátosságait és a hozzájuk kapcsolódó feladatok inverz megoldási módszereit tekintettem át, majd a mérés során, illetve a direkt és inverz feladatok megoldása során felmerülő problémákra kerestem megoldást.

Elsőként a refrakciós szeizmika területén korábban nem tanulmányozott indítási idő pontatlanságából eredő hibát mutattam be analitikus levezetéssel. Ennek eredményeként összefüggésre mutattam rá az indítási hiba nagysága és a kiértékelt szerkezet paramétereire illetve a paraméterbecslési hiba között.

Az indítási idő pontatlanságából eredő hiba kiküszöbölésére két új inverziós módszert fejlesztettem, melyekkel a számítások a teljes mért futási idők helyett terjedési idő különbségeket felhasználva végezhetőek el (Paripás et al. 2012; Ormos, Paripás 2012; Paripás, Ormos 2013). Az inverzió végrehajtásához a csillapított legkisebb négyzetek elvét alkalmaztam. Az ún. egzakt különbségi idő algoritmusban a mért adatrendszerből megfelelően megválasztott referencia geofonok idejével korrigált különbségi idő adatrendszert állítottam elő. Az inverziós folyamatban a számított paramétereiből álló Jacobi mátrixból különbségi Jacobi mátrixot hoztam létre – úgy, hogy a referencia geofonokon számított mátrix sorokat kivonom a mátrix ugyanazon robbantópontához tartozó többi sorából. A módszer matematikailag egzakt megoldást ad, ám az eredeti módszer nagymértékű megváltoztatása szükséges hozzá. Az indítási hiba mértékétől függően akár 20-50-szer jobb illeszkedést értem el a modellterben a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó inverzióval összehasonlítva.

Azonban olyan módszer fejlesztése is szükségessé vált, mely különbségi időket alkalmaz, de az inverziós algoritmust a korábban megszokott formában alkalmazza. Ezt a módszert iteratív különbségi idő algoritmusnak neveztem el, mert az inverziós folyamatot két egymásba ágyazott ciklusban oldja meg. Ehhez az adatrendszerből különbségi idő adatrendszert alkotok s a modellen számított referencia időkhöz hozzáadva ezeket, minden külső iterációs ciklusban új adatrendszer áll elő. Az új modellen számított menetidőket a belső iterációs ciklusban az új adatrendszerhez hasonlítom. A módszer így a korábban fejlesztett refrakciós inverziós módszerekbe ágyazhatóvá vált, s az indítási idő pontatlanságából eredő hibára is érzéketlen. A módszerrel tesztelésem során az indítási hiba mértékétől függően akár 20-50-szer jobb illeszkedést értem el a modellterben, a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó

inverziós módszerrel összehasonlítva. Mindkét módszert széleskörű tesztelésnek vettem alá, melyben a Gauss zaj, az indítási hiba és a startmodell hatását vizsgáltam szintetikus adatrendszerek segítségével.

A dolgozat következő fejezeteiben a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékén fejlesztett refrakciós sorfejtéses inverzió felbontóképességét, megbízhatóságát vizsgáltam szintetikus és terepi adatrendszereken egyaránt. A módszer korlátait, a kiértékelhető terepi szerkezetek csoportjára tettem javaslatot.

Szintén a sorfejtéses refrakciós módszer vizsgálata során egy – a refrakció területén keveset tanulmányozott – problémára, a többértelműség problémájára bukkantam és kerestem megoldást (Paripás, Ormos 2011b; Paripás, Ormos 2012). A többértelműség ebben a feladatban azért állhat elő, mert a vizsgált inverziós módszerrel mind a rétegbeli terjedési sebesség, mind a rétegvastagságok laterális értelemben változnak, s a paraméterbecslés megfelelően választott bázisfüggvény szerinti sorfejtéssel végezhető. A problémára két megoldási javaslatot adtam: a többértelműséget okozó paraméterek különböző hosszúságú sorba fejtése, illetve a különböző bázisfüggvények szerinti sorfejtés is célravezetőnek bizonyult. A módszereket terepi adatrendszereken is teszteltem.

A dolgozat utolsó részében a korábban bemutatott iteratív különbségi idő algoritmust a sorfejtéses refrakciós 2D inverziós algoritmusba illesztettem. Az így létrejövő módszerrel a kétdimenziós földtani szerkezet laterális változásai is leírhatóak, s indítási hibával terhelt adatrendszer esetén is jó megoldás kapható (Paripás et al. 2012). A módszert mind szintetikus, mind terepi adatrendszereken teszteltem. Szintetikus tesztelésem során hozzávetőleg 10-szeres javulást tapasztaltam a modelltérbeli illeszkedésben, míg terepi adatrendszer esetén is több, mint kétszer jobb adattérbeli illeszkedést értem el – a teljes terjedési idő adatokat alkalmazó inverziós módszer eredményeivel összehasonlítva.

Az új, kétdimenziós inverziós módszert a geofizikai, mérnöki gyakorlatban olyan geológiai szerkezeteken mért refrakciós időadatok kiértékelésére is sikerrel alkalmazhatjuk, melyekben nagymértékű, a feldolgozás és kiértékelés minőségét gyengítő indítási hiba is szerepel. Ez főként akkor jelentős, ha a mérést nehéz földrajzi terepen végeztük, vagy különböző okok miatt a mérés meg nem ismételhető. Így a mért adatrendszer csupán utólag, a feldolgozás, kiértékelés folyamán javítható. Szintén gyakorlati jelentőséggel bírnak a

dolgozatban bemutatott fejlesztési eredmények a mélyfúrású geofizikai akusztikus mérések feldolgozása és kiértékelése területén is.

A sorfejtéses refrakciós inverziós módszer legfőbb továbbfejlesztési lehetőségének a sorfejtéses inverziós módszerbe újabb bázisfüggvények bevezetését látom, melyek a különböző geológiai modelleken mért adatok kiértékelésének pontosságát növelhetnék. A jövőben a már meglévő iteratív sorfejtéses különbségi idő inverziós módszert további teszteknek vetem majd alá ahhoz, hogy újabb modellparaméterek (pl. a modell felszínének egyenletlensége), illetve az ezekből lezármasztatható további paraméterek, fizikai jellemzők (pl. rugalmassági állandók) számítását is lehetővé tegyem. Ezzel segítve a pontosabb és megbízhatóbb geotechnikai alkalmazást.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni elsősorban témavezetőm, Dr. Ormos Tamás támogatását, a doktori tanulmányaim folyamán és a doktori disszertáció írása során nyújtott segítségéért, tanácsaiért. Szakmai hozzáértésével nagymértékben hozzájárult az általam elért eredményekhez. Emellett kiemelten köszönöm Prof. Dobróka Mihály segítségét, a különbségi idők alkalmazására tett javaslatát és a munka folyamán végig kísérő figyelmével, szemléletével a dolgozatom színvonalát jelentősen emelte. Megkülönböztetett köszönetemet fejezem ki továbbá Dr. Szabó Norbert Péternek is, aki a dolgozatom előbírálásával annak matematikai, formai pontosításában jelentős szerepet vállalt.

A Miskolci Egyetem Geofizikai és Térinformatikai Intézetének oktatóinak, dolgozóinak, PhD hallgatóinak is köszönöm a támogatást, melyet az ott töltött évek alatt korlátlanul magaménak érezhettem. Szintén hálával tartozom jelenlegi munkahelyem, a MOL Nyrt. GGA osztályának, illetve a szolnoki petrofizikai csoportjának támogatásukért, megértésükért.

Végül, de nem utolsó sorban szeretném megköszönni Családomnak, főként Szüleimnek és Férjemnek a belém vetett bizalmat, a folyamatos biztatást, támogatást és türelmet.

„A tanulmány/kutató munka a TÁMOP-4.2.2/B-10/1-2010-0008 jelű projekt részeként – az Új Magyarország Fejlesztési Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.”

Irodalomjegyzék

- Ackermann H. D., Pankratz L. W., Dansereau D., 1986: Resolution of ambiguities of seismic refraction travelttime curves. *Geophysics*, 51 (2), 223-235.
- Ádám O., 1984: Szeizmikus kutatás. Kézirat. Nehézipari Műszaki Egyetem, Bányamérnöki Kar, Tankönyvkiadó, Budapest, 472.
- Ádám O., Steiner F., Takács E., 1988: Bevezetés az alkalmazott geofizikába I. (Szerk. Takács E.) Tankönyvkiadó, Budapest, 360.
- Álmos A., Györi S., Horváth G., Várkonyiné Kóczy A., 2002: Genetikus algoritmusok. Typotex Kiadó, 255.
- Bernabini M., Brizzolari E., Cardarelli E., 1988: Interpretazione interattiva automatica di prospezioni sismiche a rifrazione. (Interactive automatic interpretation of refraction seismic investigation, in Italian) *Atti del 7° Convegno Annuale del Gruppo Nazionale di Geofisica Della Terra Solida*. Roma, 657-670.
- Breitzke M., Dresen L., Csókás J., Gyulai Á., Ormos T., 1987: Parameter estimation and fault detection by three-component seismic and geoelectrical surveys in a coal mine. *Geophysical Prospecting*, Vol. 35, 832-863.
- Brocher T., 2005: Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95 (6), 2081-2092.
- Christiansen A.V., Auken E., 2004: Optimizing a layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data using Broyden's update and 1D derivatives. *Journal of Applied Geophysics*, 56, 247-261.
- De Nardis R., Cardarelli E., Dobróka M., 2005: Quasi-2D hybrid joint inversion of seismic and geoelectric data. *Geophysical Prospecting*, 53, 705-716.
- Daragó A., 2004: Felületi hullámok elvek-feldolgozások. Miskolci egyetemi oktatási segédlet.
- Dobróka M., 1994: Változó rétegvastagságú inhomogén szeizmikus hullámvezetőben terjedő Love-típusú hullámok diszperziós relációja; Az abszorpciós-diszperziós jellemzők inverziója. Doktori értekezés, Miskolc.
- Dobróka M., 2001: Bevezetés a geofizikai inverzióba. Miskolci Egyetemi Kiadó, 2001. 210.
- Dobróka M., 2004: Horizontal inversion of guided wave dispersion data. *Geophysical Transactions*. 44, No. 3-4, 241-255.
- Dobróka M., 2005: Tomographic Imaging of 3D Wave-guide Structures. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, Vol. 40. No. 2, 259-267.

- Dobróka M., Dresen L., Gelbke C., Rüter H., 1992: Tomographic inversion of normalized data: double-trace tomography algorithms. *Geophysical Prospecting*, Vol. 40, pp 1-14.
- Dobróka M., Szabó N. P., 2001: The inversion of well log data using Simulated Annealing method. *Geosciences, Publications of the University of Miskolc, Series A - Mining*, Vol. 59, 115-137.
- Dobróka M., Szabó N. P., Cardarelli E., Vass P., 2009: 2D inversion of borehole logging data for simultaneous determination of rock interfaces and petrophysical parameters. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 44 (4), 459-479.
- Dobróka M., Szabó N. P., 2011: Interval Inversion of Well-Logging Data for Objective Determination of Textural Parameters. *Acta Geophysica*, 59 (5), 907-934.
- Engelsfeld T., Sumanovac F., Krstic V., 2011: Classification of near-surface anomalies in the seismic refraction method according to the shape of the time-distance graph: A theoretical approach. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 74, 59-68.
- Foti S., Sambuelli L., Socco V., Strobbia C., 2003: Experiments of joint acquisition of seismic refraction and surface wave data. *Near Surface Geophysics*, 2003, 119-129.
- Gyulai Á., Ormos T., Dobróka M., Kavanda R., 2007: The strategy of joint inversion using function series. *EAGE 13th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Extended Abstracts*, P24, 1-4.
- Gyulai Á., Ormos T., 2004: New geoelectric-seismic joint inversion method to determine 2D structures for different layer thicknesses and boundaries. *Geophysical Transactions*, 44, 273-300.
- Gyulai Á., Ormos T., Dobróka M., 2010: A quick 2-D geoelectric inversion method using series expansion. *Journal of Applied Geophysics*, 72, 232-241.
- Hagedoorn I. G., 1959: The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting* 7. 158-182.
- Holland J. H., 1975: adaptation in natural and artificial systems. *University of Michigan Press*, 183.
- Kis M., 1998: Felszínközeli földtani szerkezetek vizsgálata szeizmikus és egyenáramú geoelektromos adatok együttes inverziójával. *Doktori értekezés*. Miskolc. 125.
- Kis M., 2002: Generalized Series Expansion (GSE) used in DC geoelectric-seismic joint inversion. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 50, 401-416.
- Lankston R. W., 1989: The seismic refraction method: A viable tool for mapping shallow targets into the 1990s. *Geophysics*, 54 (12), 1535-1542.

- Larmat C. S., Guyer R. A., Johnson P. A. 2010: Time-reversal methods in geophysics. *Physics Today*, August 2010. American Institute of Physics. 31-35.
- Martino S., Scarascia Mugnozza G., 2005: The role of the seismic trigger in the Calitri landslide (Italy): historical reconstruction and dynamic analysis. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 25, pp. 933-950.
- Menke W. 1984: *Geophysical Data Analysis: The Discrete Inverse Theory*. academic Press Inc.
- Metropolis N., Rosenbluth A. W., Rosenbluth M. N., Teller A. H. 1953: Equation of state calculations by fast computing machines. *The Journal of Chemical Physics*, Vol. 21., Nr.6., 1087-1093.
- Orlowsky D., Rüter H., Dresen L. 1998: Combination of common-midpoint-refraction seismic with the generalized reciprocal method. *Journal of Applied Geophysics* 39. 221-235.
- Ormos T., 2002: Inversion of Refracted Travel-times for Near-surface Investigation. EAGE 64th Conference and Exhibition, Extended Abstract, D025.
- Ormos T., 2011: A refrakciós szeizmikus inverz feladat megoldása. Tanszéki segédlet. Miskolci Egyetem, Geofizikai Intézeti Tanszék. 52 p.
- Ormos T., Daragó A., 2005: Parallel inversion of refracted travel times of P and SH waves using a function approximation. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 40 (2), 215-228.
- Ormos T., Dobróka M., 2007: Refrakciós szeizmikus adatok inverziós feldolgozása. In: *Mechatronika, Anyagtudomány, Miskolc*, 1 (3), 29-38.
- Ormos T., Paripás A. N., 2012: Traveltime differences in seismic refraction inversion. *Geosciences and Engineering*, 1 (2), 123-128.
- Palmer D., 1981: An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics*, 46 (11), 1508-1518.
- Palmer D., 1986: *Refraction seismics: the lateral resolution of structure and seismic velocity*: Geophysical Press.
- Palmer D., 2001: Resolving refractor ambiguities with amplitudes. *Geophysics*, 66 (5), 1590-1593.
- Palmer D., 2010: Are refraction attributes more useful than refraction tomography? *First Break*, 28, 43-52.

- Paripás A. N., 2011: Többréteges szerkezetek refrakciós sorfejtéses inverziója. Doktoranduszok Fóruma, Műszaki Földtudományi Kar Szekciókiadványa, Miskolc, 2011.11.08. 65-72.
- Paripás A. N., Ormos T., 2010: Investigations on Kinematic Refraction Inversion at Different Geological Models. Near Surface 2010 - 16th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Zurich, Conference Proceedings, P52. 1-5.
- Paripás A. N., Ormos T., 2011a: Ambiguity question on kinematic multilayer refraction inversion. Near Surface 2011 – 17th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Leicester, Conference Proceedings, P13. 1-5.
- Paripás A. N., Ormos T., 2011b: Refrakciós SH hullámbeérkezések sorfejtéses inverziója. Magyar Geofizika, 52. évf. (2011) 4. szám, 185-192.
- Paripás A. N., Ormos T., 2011c: Inversion of first breaks on multilayered media. 6th Congress of Balkan Geophysical Society, Budapest, Conference Proceedings, A21.
- Paripás A. N., Ormos T., 2012: Resolution and ambiguity studies for a series expansion based multilayer refraction inversion method. Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica, 47(2), pp. 197-209.
- Paripás A. N., Somogyi Molnár J., Ormos T., Pethő G. 2012: Inversion of refracted first breaks using traveltimes differences. Near Surface Geoscience 2012 - 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Paris, Conference Proceedings, P50. 1-5.
- Paripás A. N., Ormos T., 2013: New inversion techniques for the elimination of trigger errors in seismic refraction data. Geosciences and Engineering, 2 (3), 73-82.
- Pethő G., Vass P., 2011: Geofizika alapjai. Digitális Egyetem.
- Polcz I., 1993: Az értelmezési eljárások fejlődése a sekélyrefrakciós kutatásban: a felbontóképesség javítása I. rész. Magyar Geofizika, 34 (3), 115-125.
- Rothman D. H., 1985: Nonlinear inversion, statistical mechanics and residual statics estimation. Geophysics, 50, 2784-2796.
- Rothman D. H., 1986: Automatic estimation of large residual statics corrections. Geophysics, 51, 332-346.
- Salát P., Tarcsai Gy., Cserepes L., Vrnes M., Drahos D. 1982: A geofizikai interpretáció információs-statisztikus módszerei. Tankönyvkiadó, Budapest.

- Sandmeier, K. J., 2006: ReflexW Version 4.0 Windows 9x/NT/2000/XP-program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection and transmission data. Manual. Karlsruhe, 2006. 400.
- Sen M. K., Stoffa P. L., 1991: Non-linear One-dimensional Seismic Waveform Inversion Using Simulated Annealing. *Geophysics*, 56(10), 1624-1638.
- Sen M. K., Stoffa P. L., 1992: Rapid sampling of model space using genetic algorithms: examples from seismic waveform inversion. *Geoph. Journal Intern.*, 108, 281-292.
- Stefani J. P., 1995: Turning-ray tomography. *Geophysics*, 60, 1917-1929.
- Sun, R., 2000: Trigger Time Synchronization in Shallow Seismic Exploration. *TAO*, Vol. 11(2), 381-392.
- Szabó N. P., 2004: Mélyfúrési geofizikai adatok értelmezésének modern inverziós módszerei. Doktori (PhD) Értekezés. Miskolci Egyetem, 126.
- Szűcs I., 2012: Fizikai módszerek a Föld megismerésében: a geofizika tudománya, Földtudományi Alapismeretek 19. fejezet. Megtekintés: 2012.09. 24.
<http://tamop412a.ttk.pte.hu/files/kornyezettan9/www/book.html>.
- Tezcan S. S., Keceli A., Ozdemir Z., 2006: Allowable bearing capacity of shallow foundations based on shear wave velocity. *Geotechnical and Geological Engineering*, 24, 203-218.
- Thornburgh, H. R., 1930: Wavefront diagram in seismic interpretation. *Bulletin of American Association of Petroleum Geology* 14. 185-200.
- Törös E., 2006: A szeizmikus módszer geotechnikai alkalmazásainak kritikai vizsgálata. Doktori (PhD) értekezés, Sopron.
- Turai E., Dobróka M., Herczeg Á., 2010: Sorfejtéses inverzió III – Gerjesztett polarizációs adatok inverziós feldolgozása. *Magyar Geofizika*, 51 (2), 88-98.
- Uyanik O., 2010: Compressional and shear-wave velocity measurements in unconsolidated top-soil and comparison of the results. *International Journal of the Physical Sciences*, 5 (7), 1034-1039.
- Vidale J., 1988: Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1988, 78(6), 2060-2076.
- Völgyesi L., 2002: *Geofizika*. Műegyetemi Kiadó, Budapest.
- Xie X., Macnae J. C., Palmer D., 1997: Rapid automated determination of shallow velocity-depth structure using first breaks and the generalised reciprocal method. *Exploration Geophysics*, 170-177.

- Zanzi L., 1990: Inversion of refracted arrivals. A few problems: Geophysical Prospecting. 38, 339-364.
- Zhang J., Toksöz M. N., 1998: Nonlinear refraction travelttime tomography. Geophysics, 63, 1726-1737.
- Zhu X., Sixta D. P., Andstman B. G., 1992: Tomostatics: turning-ray tomography + static corrections. The Leading Edge, 11, 15-23.