

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KUYU İÇİ JEOFİZİĞİNDE BİRLEŞİK  
TERS-ÇÖZÜM MODELLEMESİ**

**Atila ONGAR**

**Ocak, 2020**

**İZMİR**

# **KUYU İÇİ JEOFİZİĞİNDE BİRLEŞİK TERS-ÇÖZÜM MODELLEMESİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü**

**Doktora Tezi**

**Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Atilla ONGAR**

**Ocak, 2020**

**İZMİR**

## DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ATILLA ONGAR, tarafından PROF. DR. MAHMUT GÖKTUĞ DRAHOR yönetiminde hazırlanan “KUYU İÇİ JEOFİZİĞİNDE BİRLEŞİK TERS-ÇÖZÜM MODELLEMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof. Dr. Mahmut Göktuğ DRAHOR

Yönetici



Prof. Dr. Mehmet Yalçın KOCA



Doç. Dr. Mustafa ÖZEL

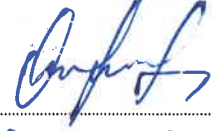
Tez İzleme Komitesi Üyesi



Prof. Dr. Ar. İsmet KANU

Jüri Üyesi

Tez İzleme Komitesi Üyesi



Doç. Dr. Osman UYANIK

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Kadriye ERTEKİN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

## TEŞEKKÜR

Yükseköğrenimimin tüm aşamaları boyunca, hayata ve akademiye bakış açımı şekillendiren, on yılı aşkın süredir beraber çalışmaktan onur duyduğum sayın danışmanım Prof. Dr. Mahmut G. DRAHOR'a her zaman minnettar olacağım. Tüm bu süreçte; hayat felsefesi, kültürel birikimi ve yol gösterici yönüyle hayatımı değiştirdiği için kendisine müteşekkirim.

Doktora süresince karşılaştığım engelleri aşmamda yardımcı olan; önerileriyle beni bir adım daha ileri taşıyan sayın Doç. Dr. Meriç Aziz BERGE'ye teşekkürü bir borç bilirim.

Değerli görüşleriyle tezimin ilerlemesine buldukları katkıdan dolayı, sayın Prof. Dr. Mehmet Yalçın KOCA ve Doç. Dr. Mustafa ÖZEL'e teşekkür ederim.

Karamsar bir güne neşe getiren *Bella*,

En zor anlarda desteklerini her zaman arkamda hissettiğim *Ailem*.. iyi ki varsınız.

Atilla ONGAR

# KUYU İÇİ JEOFİZİĞİNDE BİRLEŞİK TERS-ÇÖZÜM MODELLEMESİ

## ÖZ

Sağlıklı bir jeofizik değerlendirmesi için yeraltı modelleri arasında uyum ve uyumsuzluk önemlidir. Jeofizik yöntemlerin birbirinden bağımsız ters-çözüm modelleri, aynı yeraltı yapıları için farklı ve hassas sonuçlar üretebilmektedir. Bu tezde, aynı model ağında farklı yöntemlerden elde edilen ters-çözüm modelleri birlikte değerlendirilmiştir. Bu amaçla, kuyu içi elektrik özdirenç ve sismik iletim yöntemleriyle ilgili matlab tabanlı düz-çözüm algoritmaları üretilmiştir. Elektrik özdirenç tomografi yöntemi için “Res2BH-FW” programı geliştirilmiştir. Dört elektrotlu ölçüm protokollerinin duyarlılık dağılımları, homojen bir yer modeli için karşılaştırılmıştır. Karmaşık yeraltı yapıları için en uygun yeraltı modelini en az veri setiyle üretmesi beklenen dört elektrotlu bir kuyu içi elektrik özdirenç ölçüm protokolü önerilmiştir. Sismik iletim tomografi yöntemi için “Ray2BH-FW” programı üretilmiştir. Her iki yöntemin ayrı ve birleşik ters-çözümünü yapabilen BH2D-INV ve BH2D-JointINV programları geliştirilmiştir. Birleşik ters-çözüm algoritmasının, karmaşık yeraltı modellerinde yapılan sınamaları ayrı çözümlerle karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmalarda ters-çözüm sonuçlarının veri ve model uyumsuzluk değerleri irdelenmiştir. Jeolojik yapılarla ilgili uygun başlangıç modelleri yardımıyla, gerçek modele daha yakın ters-çözüm model sonuçları bu çalışmada elde edilmiştir. Sonuç olarak, sismik iletim tomografi sonuçlarının daha fazla yapay dağılıma sahip elektrik özdirenç modelini iyileştirdiği anlaşılmıştır. Bu bağlamda, elektrik özdirenç ve sismik iletim yöntemlerinin birleşik ters-çözüm sonuçlarının bağımsız ters-çözüme göre karmaşık yeraltı yapılarının belirlenmesinde daha başarılı olduğu ortaya çıkarılmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Kuyu içi, sismik iletim, özdirenç, tomografi, birleşik ters-çözüm

# JOINT INVERSION MODELLING IN BOREHOLE GEOPHYSICS

## ABSTRACT

For a healthy geophysical assessment, compatibility and unconformity between subsurface models is important. Discrete inversion models of various geophysical methods can produce different and precise results for the same subsurface structures. In these thesis, inverse solution models obtained from different geophysical methods in the same model network was interpret together. For this purpose, Matlab based forward solution algorithms related to borehole electrical resistivity and seismic transmission tomography methods have been produced. “Res2BH-FW” program has been developed for the electrical resistivity tomography method. Sensitivity distributions of four-electrode measurement protocols were compared for a homogeneous model. A four-electrode borehole electrical resistivity measurement protocol, which is expected to produce the most suitable underground model with the least data set for complex underground structures, was proposed. “Ray2BH-FW” program has been produced for seismic transmission tomography method. BH2D-INV and BH2D-JointINV programs have been developed, which can make the discrete and joint inversion of both methods, respectively. The joint and discrete inverse solution results were compared in the complex subsurface models. In these comparisons, the data and model misfit values of the inversion results were examined. The results of inverse-solution models closer to the true model were obtained in this study with appropriate initial models related to geological structures. As a result, it has been understood that the electrical resistivity model result, which has more artificial distribution, has been improved by seismic transmission tomography. In this context, it has been revealed that the joint inversion results of electrical resistivity and seismic transmission methods are more successful than the discrete inversion in determining of complex underground structures.

**Keywords:** Crosshole, seismic transmission, resistivity, tomography, joint inversion

## İÇİNDEKİLER

	<b>Sayfa</b>
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU .....	ii
TEŞEKKÜR .....	iii
ÖZ .....	iv
ABSTRACT .....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ .....	ix
TABLolar LİSTESİ .....	xiii
<b>BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....</b>	<b>1</b>
<b>BÖLÜM İKİ - KUYU İÇİ ELEKTRİK ÖZDİRENÇ TOMOGRAFİ YÖNTEMİ</b> <b>.....</b>	<b>6</b>
2.1 Elektrik Özdirenç Yöntemi Genel Özellikleri .....	6
2.2 Elektriksel Potansiyel Dağılımı .....	13
2.3 Düz-Çözüm .....	15
2.3.1 İki Boyutlu Sonlu Farklar Düz-Çözümü .....	16
2.4 Kuyu İçi İki Boyutlu Sonlu Farklar Düz-Çözümü (Res2BH-FW) .....	21
2.5 Elektrot Dizilimleri.....	24
2.5.1 Dipol-Dipol Dizilimi .....	25
2.5.2 Bipol-Bipol Dizilimi .....	27
2.5.3 Tripol-Pol Dizilimi.....	29
2.6 Ölçüm Protokolleri .....	30

## **BÖLÜM ÜÇ - KUYU İÇİ SİSMİK İLETİM (TRANSMISSION) TOMOGRAFİ YÖNTEMİ .....33**

3.1 Sismik Metodoloji .....	37
3.1.1 Cisim Dalgaları .....	39
3.1.2 Yüzey Dalgaları .....	42
3.1.3 Kayaçların Sismik Hızları .....	43
3.1.4 Dalga Cephesi Ve Işın Yolları .....	45
3.2 Işın İzleme (Ray Tracing) .....	47
3.3 En Kısa Işın Yolu İzleme .....	49
3.3.1 Ağ Yöntemi .....	49
3.3.2 Genişleyen Yıldız Yöntemi .....	52
3.3.3 En Kısa Işın Yolunun Bulunması .....	53
3.4 Sismik İletim Tomografisi Düz-Çözüm Programı (Ray2BH-FW) .....	54
3.4.1 Işın Yolu Çizimi.....	57

## **BÖLÜM DÖRT - KUYU İÇİ SENTETİK MODELLEME .....61**

4.1 Ters-Çözüm İşlemi .....	62
4.2 Elektrik Özdirenç ve Sismik İletim Tomografi Yöntemlerinde İki Boyutlu Ters-Çözüm .....	68
4.2.1 İki Boyutlu Ters-Çözüm Programı (BH2D-INV).....	70
4.2.1.1 En Küçük Kareler Eşlenik Türev Yöntemi .....	73
4.2.2 Ters-Çözüm Güvenirliği.....	73
4.2.3 Duyarlılık Kavramı .....	75
4.3 Modelleme Çalışması.....	79
4.3.1 Küp Modeli.....	81
4.3.2 Karmaşık Model Bir.....	84
4.3.3 Karmaşık Model İki .....	88
4.3.4 BH2D-INV Yazılımının Diğer Yazılımlarla Karşılaştırılması.....	92



4.4 Birleşik Ters-Çözüm .....	94
4.4.1 İki Boyutlu Birleşik Ters-Çözüm Programı (BH2D-JointINV) .....	95
4.4.1.1 Küp Modeli Birleşik Ters-Çözüm Sonuçları .....	97
4.4.1.2 Karmaşık Model Birin Birleşik Ters-Çözüm Sonuçları .....	103
4.4.1.3 Karmaşık Model İkinin Birleşik Ters-Çözüm Sonuçları .....	106
<b>BÖLÜM BEŞ - SONUÇLAR.....</b>	<b>111</b>
<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>114</b>



## ŞEKİLLER LİSTESİ

### Sayfa

Şekil 2.1 Gömülü nokta akım kaynağının (Misse-à-la-masse), homojen ve izotrop bir ortamdaki akım ve potansiyel çizgileri.....	7
Şekil 2.2 Çeşitli kayaçların öz direnç değerleri.....	9
Şekil 2.3 Akım ve potansiyel elektrotlarının birbirlerine göre konumları.....	12
Şekil 2.4 Öz direnç modelleme için kullanılan iki boyutlu sonlu farklar ağ sistemi ..	17
Şekil 2.5 $\Delta A_{ij}$ alanının ayrıklaştırılması .....	19
Şekil 2.6 Res2BH-FW programının akış şeması.....	22
Şekil 2.7 Akım elektrotlarının a) farklı kuyuda ve b) aynı kuyuda bulunduğu durumda yeraltında oluşan elektriksel potansiyel dağılımı.....	23
Şekil 2.8 Dipol-dipol diziliminde akım ve potansiyel elektrotlarının farklı konumları için duyarlık dağılımı .....	26
Şekil 2.9 Bipol-bipol diziliminde akım ve potansiyel elektrotlarının farklı konumları için duyarlık dağılımı .....	28
Şekil 2.10 Tripol-pol diziliminde akım ve potansiyel elektrotlarının farklı konumları için duyarlık dağılımı.....	30
Şekil 2.11 Karşılıklı iki kuyu arasında kullanılan a) CHDP, b) Yarım-CHDP, c) SKIP, d) MEKEES, e) BP-BP ve f) Combine ölçüm protokollerinin şematik gösterimi .....	32
Şekil 3.1 Sismik yöntemde tomografi yaklaşımının uygulandığı bazı araştırma konuları.....	34
Şekil 3.2 Kuyu içi sismik iletim tomografi yönteminde, ölçüm geometrilerine göre a) kuyu-yüzey, b) iki kuyu arası ve c) kuyu-yüzey-kuyu uygulamaları. d) üç tabakalı bir ortamda tanımlanan fay, karstik boşluk veya düşük hızlı zayıf alan ile gömülü bir nesne içeren şematik yeraltı modeli .....	36
Şekil 3.3 Bir cisme etkileyen a) çekme kuvveti, b) basınç kuvveti ve c) makaslama gerilmesi .....	38

Şekil 3.4 Gerilim ve birim şekil değiştirme ilişkisi .....	39
Şekil 3.5 Malzeme içinde a) boyuna ve b) enine cisim dalgalarının yayılımı .....	40
Şekil 3.6 Malzeme içinde a) Rayleigh ve b) Love yüzey dalgalarının yayılımı .....	43
Şekil 3.7 Çeşitli kayaçların cisim dalga hızları .....	44
Şekil 3.8 Kaynak noktasından yayılan dalga cephesi ve ışın yolları .....	45
Şekil 3.9 Fiziksel özellikleri farklı iki tabaka sınırında Huygens ilkesi ve Snell kanununun şematik gösterimi .....	46
Şekil 3.10 Fermat ilkesine göre, iki nokta arasındaki en kısa ışın yolunun şematik gösterimi .....	47
Şekil 3.11 Rastgele noktalardan oluşan ağ sistemi .....	49
Şekil 3.12 Bir kaynak noktasından çıkan ışının, Huygens prensibine göre ağ sisteminde hesaplanması .....	51
Şekil 3.13 Genişleyen yıldız yönteminin şematik gösterimi .....	52
Şekil 3.14 İki pivotlu hızlı sıralama algoritması .....	55
Şekil 3.15 Ray2BH-FW programının akış şeması.....	56
Şekil 3.16 İki farklı sismik hız modeli için ışın yolları çizimi .....	58
Şekil 3.17 a) sismik hız değerleri soldan sağa artan ve b) yüksek hız değerli küp modeli için ışın yolları çizimi .....	60
Şekil 4.1 Sentetik modelleme kavramı .....	62
Şekil 4.2 İki boyutlu ters-çözüm işleminde a) yatay ve düşey yönde b) çarpaz hücrelerin dahil edildiği düzgünleştirme matrislerinin şematik gösterimi .....	68
Şekil 4.3 BHinv-2D programının akış şeması.....	71
Şekil 4.4 Normalize edilmiş veri ve model uyumsuzluğu değişimi .....	75
Şekil 4.5 Ölçüm protokollerinin homojen ortam için duyarlılık dağılımları .....	78
Şekil 4.6 Modelleme çalışmasında kullanılan yeraltı modelleri ve fiziksel özellikleri .....	79

Şekil 4.7 Küp modelinde elektrik özdirenç tomografi yöntemi için a) Gürültüsüz veri ve 1 m x 1 m hücre boyutu, b) Gürültüsüz veri ve 0,5 m x 0,5 m hücre boyutu, c) Gürültülü veri ve 1 m x 1 m hücre boyutu, c) Gürültülü veri ve 0,5 m x 0,5 m hücre boyutu ters-çözüm özdirenç model sonuçları .....	82
Şekil 4.8 Küp modelinde elektrik özdirenç tomografi yöntemi için a) Gürültüsüz veri ve 1 m x 1 m hücre boyutu, b) Gürültüsüz veri ve 0,5 m x 0,5 m hücre boyutu, c) Gürültülü veri ve 1 m x 1 m hücre boyutu, c) Gürültülü veri ve 0,5 m x 0,5 m hücre boyutu ters-çözüm özdirenç model uyumsuzluğu sonuçları ..	84
Şekil 4.9 Karmaşık model birin elektrik özdirenç tomografi ters-çözüm sonuçları...	86
Şekil 4.10 Karmaşık model birin sismik iletim tomografi ters-çözüm sonuçları.....	87
Şekil 4.11 Karmaşık model ikinin elektrik özdirenç tomografi ters-çözüm sonuçları .....	90
Şekil 4.12 Karmaşık model ikinin elektrik özdirenç tomografi ters-çözüm sonuçları .....	91
Şekil 4.13 BH2D-INV, R2 ve Res2Dinv yazılımlarının karmaşık model a) bir ve b) ikinin ters-çözüm model sonuçları .....	93
Şekil 4.14 BH2D-JointINV programının akış şeması.....	96
Şekil 4.15 Sabit özdirenç değerli küp modeli için birleşik ters-çözüm model sonuçları. Yapının sismik hızları değerleri a) 1 km/s b) 1,5 km/s ve c) 2 km/s .....	99
Şekil 4.16 Sabit özdirenç değerli küp modeli için birleşik ters-çözüm veri ve model uyumsuzluk değişimi. Yapının sismik hızları değerleri a) 1 km/s b) 1,5 km/s ve c) 2 km/s.....	100
Şekil 4.17 Sabit sismik hız değerli küp modeli için birleşik ters-çözüm model sonuçları. Yapının özdirenç değerleri a) 1000 $\Omega$ .m b) 500 $\Omega$ .m ve c) 200 $\Omega$ .m .....	101
Şekil 4.18 Sabit sismik hız değerli küp modeli için birleşik ters-çözüm veri ve model uyumsuzluk değişimi. Yapının özdirenç değerleri a) 1000 $\Omega$ .m b) 500 $\Omega$ .m ve c) 200 $\Omega$ .m.....	102

Şekil 4.19 Karmaşık model ikinin ayırık ters çözüm (sol) birleşik ters-çözüm (sağ) a) elektrik özdirenç b) sismik iletim tomografi model sonuçları .....	104
Şekil 4.20 Karmaşık model birin ayırık ters çözüm (sol) birleşik ters-çözüm (sağ) a) elektrik özdirenç b) sismik iletim tomografi veri ve model uyumsuzluk değişimi.....	106
Şekil 4.21 Karmaşık model ikinin ayırık ters çözüm (sol) birleşik ters-çözüm (sağ) a) elektrik özdirenç b) sismik iletim tomografi model sonuçları .....	108
Şekil 4.22 Karmaşık model ikinin ayırık ters çözüm (sol) birleşik ters-çözüm (sağ) a) elektrik özdirenç b) sismik iletim tomografi veri ve model uyumsuzluk değişimi.....	109

## TABLULAR LİSTESİ

	<b>Sayfa</b>
Tablo 3.1 Çeşitli kuyu içi sismik iletim tomografi yöntemi çalışmaları.....	35
Tablo 4.1 Elektrik özdirenç ölçüm protokollerinin veri özellikleri.....	80



## BÖLÜM BİR

### GİRİŞ

Kuyu içi jeofizik incelemeler, açılan sondaj veya araştırma kuyuları yardımıyla yeraltının fiziksel özelliklerinin ölçüldüğü ve değişimlerin incelenerek yorumlandığı bir araştırma alanıdır. Kuyu içi jeofizik araştırmalarda çeşitli donanımlar yardımıyla kuyu içine indirilen alıcı-kayıtçı, farklı fiziksel özellikleri sürekli ya da nokta ölçümler biçiminde kaydeder. Bu ölçümler, bir kuyu içerisinde (borehole, downhole, well-logging), karşılıklı iki kuyu arasında (hole-to-hole, borehole-to-borehole, cross-borehole, crosshole) ya da çok sayıda kuyu kullanılarak (multi-hole) yapılabilir.

Kuyu içinden yapılan ölçümler ilk olarak kuyu logu çalışmalarıyla başlamıştır. Kuyu logu terimi ilk kez 1927 yılında Fransa’da yapılan çalışmalar sonucunda “*carrottage électrique*” olarak kullanılmıştır. Türkçeye çevirisi “elektrik karotlaması” olan bu uygulama, kuyu sondajında geçilen kayaç formasyonlarının elektriksel özelliklerinin bir kaydı olarak tanımlanabilir. Ancak, kuyu logu değişik araştırmacılar için farklı anlamlar taşımaktadır. Örneğin bir jeolog için yeraltının haritalanmasında ve stratigrafinin çıkarılmasında bir teknik olarak görülürken; bir petrofizik uzmanı için incelenen rezervuarın hidrokarbon ya da jeotermal sıvı üretim potansiyelinin değerlendirilmesinde bir araç; bir jeofizikçi için ise genelde yüzey ölçümlerinin yeraltı ölçümleriyle tamamlandığı ve yoruma katkı sağlayan bir veri kaynağı olarak görülür. Yeraltı sorunları/araştırmaları için farklı fiziksel özellikleri belirleyen kuyu logu ölçümleri geliştirilmiştir. Bunlardan bazıları, akustik loglar (*acoustic logs*), radyoaktif loglar (*radioactivity logs*) ve doğal potansiyel ile öz direnç değerlerini ölçen loglardır (*SP-resistivity logs*). Bu uygulamalar sırasında ortamdaki doğal kaynaklara bağlı ya da yapay kaynak kullanılarak, yeraltındaki değişimler belirlenir. Yapay kaynaklar, kuyu içinden ya da yüzeyden uygulanabilir.

Karşılıklı iki kuyu uygulamalarının başlangıcında, bir alıcı-verici çiftinin iki ayrı kuyu içinde aynı derinlik seviyesinde bulunduğu konumlara bağlı olduğu bir düzen içinde ölçümler yapılmıştır. Bu uygulamalara ait ilksel çalışmalar, sismik yöntemde Stokoe ve Woods (1972), Bois ve diğer. (1972); elektromanyetikte Lytle ve Lager (1976), Lytle ve diğer. (1979); elektrik öz direnç ve yapay uçuşma uygulamalarında

Scott ve diğeri. (1975); manyetometrik öz direnç’de ise Nabighian ve diğeri. (1984) olarak sıralanabilir.

1970’li yılların sonlarına doğru jeofizik ölçüm tekniklerinde, hızlı ilerleme yaşanmıştır. İki teknolojik gelişim bu sürecin oluşmasını sağlamıştır. Bunlardan ilki, o dönemin büyük araştırma enstitülerinin ve kurumlarının ana sistem (mainframe) bilgisayarlarla verileri işleme sonucunda ortaya çıkmıştır. Bu dönemde jeofizikte modelleme anlamında önemli gelişimler sağlanmıştır Coggon (1971), Hohmann (1975) ve Dey ve Morrison (1979a, b). İkinci ilerleme 1980’li yıllarda kullanıma giren düşük-güçlü mikro işlemci teknolojisinin getirmiş olduğu veri işleme aşamasıdır. Elektronikteki gelişime bağlı olarak mikro işlemciler karmaşık veri toplama sistemlerini de uygulanabilir hale getirmiştir. Yüksek hızlı bilgisayarın ortaya çıkışıyla, yeni modelleme yöntemleri geliştirilmiştir. Aynı dönemde bir boyutlu verilerde ters-çözüm ve iki boyutlu veriler üzerinde model benzetme çalışmaları yapılmıştır (Tripp ve diğeri., 1984).

Aynı dönemde sağlık alanında etkin kullanılan tomografi görüntüleme tekniği, yer bilimcilerin dikkatini çekmiştir. Tomografi kelimesi, “*Tomos*”(kesit) ve “*Graphos*”(çizmek) Yunanca kelimelerinden türetilmiştir. Günümüzde, doğa bilimleri, tıbbi görüntüleme, malzeme testleri, inşaat mühendisliği ve yer bilimleri gibi birçok alanda etkin olarak kullanılmaktadır. İlk tomografi çalışmalarına örnek Radon’un (1917) “*Inverse radon transform*” çalışmasıdır. Radon’un çalışmasından sonra farklı alanlarda bu görüntüleme tekniği kullanılmıştır. 1956 yılında astronomi ve uzay bilimleri alanında Bracewell’in astronomik parlaklığı görüntülemesi, bakteriyofaj alanında deRosier ve Klug (1968)’un elektron mikroskop görüntülerinden 3B yapıların görüntülenmesi, tıp alanında ilk ticari x-ışını bilgisayarlı tomografi cihazı (Hounsfield, 1972) ve manyetik rezonans tomografisi (Lauterbur, 1973) bu çalışmalara örnek gösterilebilir.

Yüzeysel yapılan jeofizik tomografi çalışmalarıyla oluşturulan yeraltı modellerinin çözünürlüğü araştırma derinliğine bağlı olarak değişmektedir. Ayrıca, özellikle kent içi çalışmalarda yüzeysel uygulanan jeofizik yöntemler uygun ölçüm alanlarına ihtiyaç duymaktadır. Bu amaçla kuyu içinden yapılan ölçümler, derindeki



jeolojik yapıların fiziksel ve geometrik özelliklerinin belirlenmesinde kullanılmaya başlanmıştır. Özellikle iki kuyu arasında yapılan tomografi ölçümleriyle, derinliğe bağlı olmayan kapsamlı yeraltı modelleri üretilebilmektedir.

1980'li yıllarda karşılıklı iki kuyu arasında ilk tomografi çalışmaları görülür. Bu anlamda jeoradar tomografisi (Lager ve Lytle, 1977), sismik tomografi (Mason, 1981; Pan ve Kak, 1983; Worthington, 1984; Daily, 1984) ve elektrik tomografi (Daily ve Owen, 1991) olarak uygulananlardır.

Karşılıklı kuyu içi yöntemleri üzerine yapılan araştırmalarda uygulama alanları genişleyerek artmıştır. Bu alanlar, çevresel ve mühendislik sorunları, hidrojeoloji, arkeolojik, maden aramacılığı, jeotermal ve fay çalışmaları gibi çeşitli konuları kapsamaktadır. Yüzeiden yapılan araştırmaların derinliğe bağlı olarak çözünürlüğü ve etki derinliğindeki azalma fiziksel koşullarla sınırlanır. Bu koşullar doğrultusunda, kent içi uygulamalarda araştırma derinliğine bağlı olarak, yüzey ölçümleri için gereken ölçüm alanlarının yetersizliği ve kullanılan kaynak enerjisinin yeraltı koşullarına bağlı olarak sönümlenmesi önemli bir etkidir. Bu olguların çözümü kuyu içi çalışmalarla daha iyi aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Diğer jeofiziksel yöntemlerde olduğu gibi, kuyu içi jeofizik uygulamalarda da yeraltı modellemesi iki kısımdan oluşur. Bunlardan ilki; bazı kabuller kullanarak ve yeraltının karmaşık jeolojik yapısının modelini oluşturarak, sayısal çözüm teknikleriyle ortamın modellenmesi ve bu modelin ölçüm noktasında/noktalarında oluşturacağı tepkilerin hesaplanmasıdır. Bu işlem jeofizikte düz-çözüm olarak adlandırılır. İkincisi ise, ölçüm sonuçlarına göre elde edilen verilerden yola çıkarak, doğrusal olmayan bir yaklaşım yardımıyla, yeraltına ait doğru (true) model parametreleri hesabıdır ve ters-çözüm işlemi olarak bilinir.

Ters-çözüm, hesaplanan değerler ile ölçülen değerler arasında farkın azaltılması yaklaşımıyla, doğru yanıtı veren modeli oluşturma işlemidir. Hesaplanan değerler, fiziksel ve geometrik özellikleri belirlenen başlangıç modelinden yola çıkarak, düz-çözüm işlemiyle ulaşılan model yanıtıdır. Ters-çözüm işlemi bu aşamada, ölçülen değerlerle model yanıtı arasındaki farkın yinelemeli yaklaşımla azaltılmasını amaçlar.

Her yinelemede, modelin fiziksel ve geometrik özellikleri (model parametreleri) matematiksel ifadelerle dayanarak, değiştirilir ve yeni bir model yanıtını oluşturur. Jeofiziksel uygulamalarda doğrusal problemlerin çözümü ve genelleştirilmiş ters-çözüm sonucunda uygun model sonucuna ulaşılır. Böylece araştırma alanının yeraltı modeli elde edilir. Bu model ortamın elektriksel iletkenlik, sismik hız, geometrik yapısı gibi fiziksel özellikleri içermektedir. Uygulanan araştırma yöntemine bağlı olarak (elektrik özdirenç, jeoradar, sismik yöntemler vb) farklı fiziksel ve kimyasal parametrelere bağlı modeller elde edilir. Model sonuçlarının birbirleriyle olan ilişkileri göz önünde bulundurularak yerbilimsel yeraltı yorumu yapılır. Modeller arasındaki uyum ve uyumsuzluklar sağlıklı bir yorumlama için önemlidir. Birbirinden bağımsız hesaplanan ters-çözüm modelleri, aynı yeraltı yapıları için farklı sonuçlar üretebilmektedir. Model parametrelerinin birbirini desteklediği birleşik ters-çözüm işlemiyle, doğru yeraltı modeline yakın çözümler elde etmek mümkündür.

Bilindiği üzere, tüm ters-çözüm işlemlerinin doğasından kaynaklanan sorunlar bulunmaktadır. Birleşik ters-çözüm bu sorunların azaltılması ve model uyumunun artırılması amacıyla kullanılmaktadır. Farklı araştırma yöntemlerinden elde edilen verilerin aynı ters-çözüm adımında çözülmesi veya yineleme adımlarında modellerin karşılaştırılması esasına dayanmaktadır. Birleşik ters-çözüm algoritmasına Vozoff ve Jupp (1975) manyetotellürik ve özdirenç verileriyle ilk örneklerini vermişlerdir. Bu çalışmadan sonra geometrik model benzerliği (Hering ve diğer., 1995; Lines ve diğer., 1988; Linde ve diğer., 2006; Hu ve diğer., 2009; Jegen ve diğer., 2009; Doetsch ve diğer., 2010; Moorkamp ve diğer.; 2011), bazı petrofiziksel özellikleri model parametresi olarak (Berge ve diğer., 2000; Tillman ve Stocker, 2001; Gao ve diğer., 2010, 2011; Dell'Aversana ve diğer., 2011) kullanmıştır. Hering ve diğer. (1995) ve Misiek ve diğer. (1997) görünür özdirenç ile yüzey dalga dispersiyonlarını, Gallardo ve Meju (2003, 2004), Nardis ve diğer. (2005) ise görünür özdirenç ile P dalgası kırılma hızlarını birleştirmişlerdir. Jeofiziksel parametrelerden birinin değiştirildiği diğerininse sabit tutulduğu birleşik ters-çözüm sonuçlarının daha başarılı oldukları belirtilmiştir (Comina ve diğer., 2002; Piatti ve diğer., 2013). Comina ve diğer. (2002) sentetik modellemede, görünür özdirenç değerlerinin sabit, yüzey dalgası hız değerlerini değişken olarak belirlemiştir. Piatti ve diğer. (2013) P dalga hızının neredeyse sabit, S dalga hızlarının ise hızlı değişken değerler aldığı birleşik ters-çözüm

sonuçlarını arazi verilerine başarıyla uygulamıştır. Tomografik jeofiziksel verilerin birleşik ters-özümleri Zhang ve Morgan (1997) ile başlamıştır. İki model arasında genel yapısal sınırları içeren elektrik ve sismik tomografi verilerinde gradyen operatörü kullanılarak, birleşik ters-çözümü uygulanmıştır (Haber ve Oldenburg, 1997; Gallardo ve Meju, 2003, 2004).

Bu tez çalışmasında, karşılıklı iki kuyu arasında;

- Elektrik özdirenç tomografi yöntemini etkileyen ölçüm parametreleri, ölçüm dizilimleri ve ters-çözüm modellemesi,
- Sismik iletim tomografisi, modelleme çalışmaları, ters-çözüm parametreleri,
- İki yöntemin ayrıık ve birleşik ters-çözüm model sonuçlarının, farklı yeraltı modelleri üzerinde karşılaştırılması,

konularını araştırılmıştır.

Bölüm Bir, Kuyu içi jeofiziğin kısa tanıtımı ve tez çalışmasının amacı,

Bölüm İki, Kuyu içi Elektrik tomografi yöntemi ve kullanılan ölçüm dizilimleri,

Bölüm Üç, Kuyu içi Sismik iletim tomografi yöntemi,

Bölüm Dört, Genel ters-çözüm kavramı, kuyu içi modelleme çalışması, ayrıık ve birleşik ters-çözüm algoritmaları,

Bölüm Beş, sonuçlar ve önerileri kapsamaktadır.

## BÖLÜM İKİ

### KUYU İÇİ ELEKTRİK ÖZDİRENÇ TOMOGRAFİ YÖNTEMİ

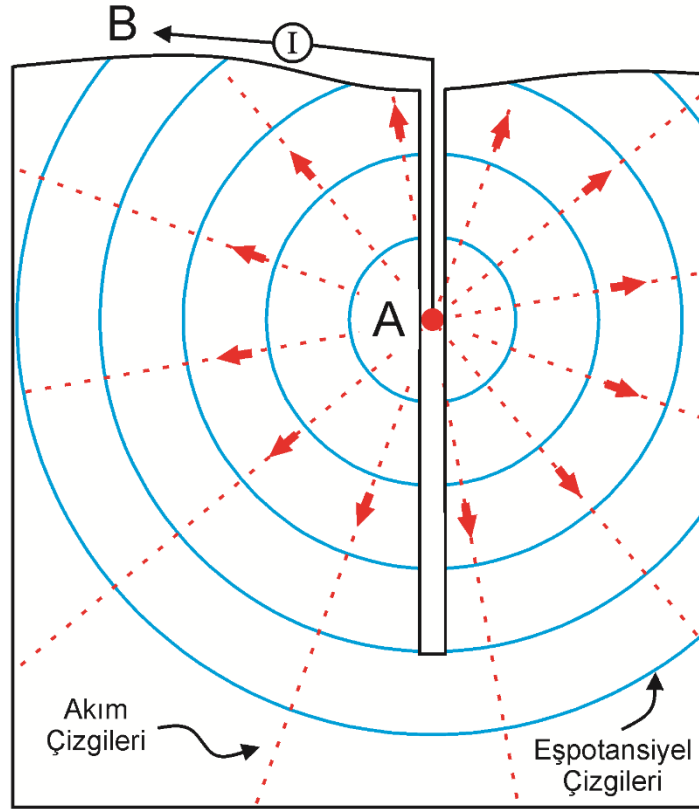
#### 2.1 Elektrik Özdirenç Yöntemi Genel Özellikleri

Elektrik özdirenç yönteminin temel amacı, jeolojik ortamlardaki karstlaşma, tabakalanma, su/nem içeriği, gömülü jeolojik ortamlar, fay, kırık ve çatlak gibi jeolojik özelliklerdeki fiziksel ve kimyasal farklılıklarından kaynaklanan özdirenç dağılımlarının görüntülenmesidir. 1900'lerin başlarında Wenner (1915) ve Schlumberger'in (1920) tarafından genel ilkeleri ortaya konulan yöntemde 1980'li yılların sonlarına kadar profillemeye (*Profiling*) ve düşey elektrik sondaj (*Vertical Electrical Sounding*) ölçümleri yaygın olarak kullanılmıştır. Takip eden yıllarda bilgisayar kullanımının yaygınlaşması, yeraltının iki ve üç boyutlu incelenmesini sağlamıştır. İki boyutlu araştırmalar, yeraltını yatay ( $x$ ) ve düşey ( $z$ ) yönde değişimlerle tanımlamaya çalışırken, üç boyutlu çalışmalarda ikinci yatay eksenindeki ( $y$ ) dağılımda göz önüne alınır. Özellikle araştırmaların sığ jeofiziksel sorunlara yönelmesi, yöntemin arkeoloji, mühendislik jeofiziği, çevresel araştırmalar, maden yataklarının araştırılması gibi dallarda yaygın kullanılmasına neden olmuştur. Bu bağlamda iki ve üç boyutlu araştırmalar tomografik veri işleme ve görüntüleme teknikleriyle daha tanımsal bir düzeyde yapılabilir olmuştur.

Yeryüzünden yapılan ölçümlerinin ters-çözüm sonuçlarının çözünürlüğü, hedeflenen araştırma derinliğine ve özdirenç zıtlığına bağlıdır. Elektrik akımının yeraltında küresel yayılımı, iletilen enerjinin soğurulmasına bağlı olarak yeraltındaki özelliklerin belirlenmesinde etkili olacaktır. Dolayısıyla, ölçümlerin hedef yapıya yakın olması, ayrımlılığın daha iyi belirlenmesini sağlamaktadır. Ayrıca kullanılan ölçüm düzenine bağlı olarak, araştırmanın inceleme derinliği (DOI) değişmektedir. İnceleme derinliğini artırmak amacıyla, daha geniş ölçüm hatlarına ihtiyaç duyulur. Kentsel alanlarda yapılan çalışmalarda, uygun ölçüm alanlarını bulmak her zaman mümkün olmayabilir. Bu etkenler göz önünde bulundurulduğunda, araştırmacılar farklı ölçüm tekniklerine ihtiyaç duymuşlardır. Bunlardan biri, kuyu içi elektrik özdirenç yöntemidir. Önceleri tek bir kuyu içerisinde, kuyu logu olarak adlandırılan

özdirenç ölçümleri, daha sonraları tomografik teknikler ile birlikte karşılıklı kuyular arasındaki özdirenç dağılımının elde edilmesine yönelik gelişim göstermiştir.

Kuyu içi elektrik özdirenç yöntemi, yeraltının kuyu içerisine yerleştirilmiş akım kaynağının oluşturduğu elektriksel potansiyelin değişiminin ölçülmesi esasına dayanmaktadır. Gömülü nokta akım kaynağının (Misse-à-la-masse), homojen ve izotrop bir ortamda oluşturduğu eşpotansiyel değerler birleştiğinde, küre yüzeyi dağılımı gösterirler. Aynı kaynaktan yayılan akım çizgileri ise, bu eşpotansiyel yüzeylere diktir (Şekil 2.1). Yeraltını oluşturan kayaçların farklı fiziksel ve kimyasal özellikleri, bu eğrilerin düzenlerini bozmaktadır.



Şekil 2.1 Gömülü nokta akım kaynağının (Misse-à-la-masse), homojen ve izotrop bir ortamdaki akım ve potansiyel çizgileri

Elektrik akımının yer içinde yayılımı, üç temel esasa dayanmaktadır. Bunlar elektronik (metalik), elektrolitik (iyonik) ve dielektrik iletimdir. Elektronik iletim, metallerde olduğu gibi serbest elektronlar yoluyla gerçekleşmektedir. Elektrolitik iletim, iyonların bir elektrolit içindeki nispeten yavaş hareketi ile oluşur. Bu iletim,

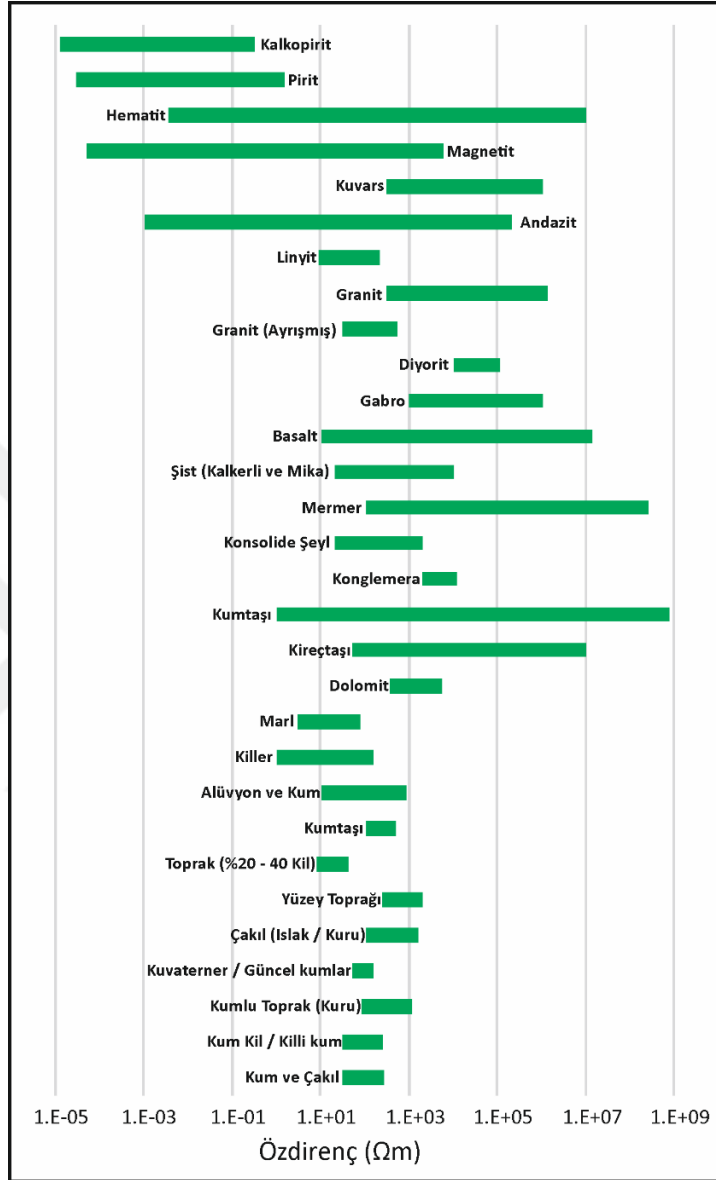
iyonların türüne, konsantrasyonuna ve hareket edilebilirliklerine bağlıdır. Dielektrik iletim, az sayıda serbest elektron içeren ya da yalıtkan malzemelerde alternatif akım uygulandığında atomik elektronların çekirdeklerine göre hafifçe kaymasıyla meydana gelir. Kayaçların çoğunda iletkenlik, elektrolitler gibi hareket eden gözenekli sıvılar yoluyla yapılır. Mineraller, iyi elektronik iletken olanlar dışında, kayaçların genel iletkenliğine çok az katkıda bulunurlar. Elektriksel direnç ölçümünde kullanılan frekanslarda, dielektrik iletimi göz ardı edilebilirken, spektral uyarılmış kutuplaşma (SIP) ve karmaşık özdirenç ölçümlerinde oldukça önem taşımaktadır.

Kayaçların fiziksel özelliklerinden dolayı özdirenç değerleri,  $6 \times 10^{-8}$  ile  $10^{16}$   $\Omega\text{m}$ 'lik geniş bir aralıkta değişmektedir. Volkanik ve başkalaşım kayaçlar genellikle daha dirençli; tortul kayaçlara yüksek gözenekli yapılarından dolayı sıvı ihtiva edebilme özelliği taşıdığından, iyi iletken olma eğilimindedirler. Kayaçların jeolojik yaşları özdirençlerini etkilemektedir. Örneğin, Kuvaterner volkanik kayanın özdirenci 10-200  $\Omega\text{m}$  aralığında olabilirken, Prekambriyen yaşlarda eşdeğer bir kayacın özdirenci daha büyük olabilir. Bunun nedeni, kayaç matrisindeki boşluk ve gözeneklerin mineralizasyon olgusu ile dolmasına bağlı olarak, gözeneklik ve geçirgenliğinin azalmasıdır. Tortul kayaçlarda, gözenek ve çatlaklarda bulunan sıvı özdirenci, ana-kayaç özdirencinden daha önemlidir. Yeraltında elektrik akımı çoğunlukla gözenekler arasındaki sıvılarda bulunan iyonlar vasıtasıyla gerçekleşmektedir. Dolayısıyla gözeneklilik ve gözenekler arası sıvı bulundurma durumu kayaçların özdirenç değerlerini belirleyen ana etken olmaktadır. Archie (1942), bir kayacın özdirenciyle ilgili deneysel bir formül geliştirmiştir. Bu bağıntı *Archie Yasası* olarak bilinir (2.1).

$$\rho = a\varphi^{-m}s^{-n}\rho_w \quad (2.1)$$

Bu formülde,  $\rho$  kayacın özdirenci,  $\rho_w$  gözenek sıvısı özdirenci,  $\varphi$  porozite,  $s$  doygunluk (saturation) oranını,  $a$ ,  $m$  ve  $n$  ise katsayıları ifade eder. Çoğu kayaç için  $a$  katsayısı 1 civarındayken,  $m$  katsayısı 2'ye yakın değerlerde bulunmaktadır. Kil içeriği oranına bağlı olarak, tortul kayaçlar için daha karmaşık denklemler kullanılmaktadır (de Lima ve Sharma, 1990). Tuzlu yeraltı suyu 0,05  $\Omega\text{m}$ , bazı yeraltı suyu ve eriyik

buzul sularınsa 1000  $\Omega$ m'yi aşan öz dirençleri olabilir. Bazı kayaç ve minerallere ait öz direnç değerleri Şekil 2.2'de yer almaktadır.



Şekil 2.2 Çeşitli kayaçların öz direnç değerleri (Telford ve diğer., 1990; Reynolds, 2011)

Bir iletken ortamda, elektriksel potansiyel ve öz direnç hesaplamaları için Ohm kanunu ve Maxwell denklemlerinden yararlanır. Ohm kanuna göre, iletken bir malzemenin taşıdığı elektrik akımı ( $I$ , amper), oluşturulan elektrik potansiyelle ( $V$ , volt) doğru, direnciyle ( $R$ ,  $\Omega$ ) ters orantılıdır (2.2).

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.2)$$

Silindirik bir katı malzemenin elektriksel özdirenci ( $\rho$ ,  $\Omega\text{m}$ ), direnci  $R$ , uzunluğu  $L$  (m) ve kesiti  $A$  ( $\text{m}^2$ ) olan birim uzunlukta bir malzemeden hesaplanır (2.3). Elektriksel iletkenlik ( $\sigma$ , S/m) ise, özdirencin tersidir ve denklem (2.4)'de şeklinde gösterilebilir.

$$\rho = \frac{RA}{L} \quad (2.3)$$

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2.4)$$

Denklem 2.2, 2.3 ve 2.4 düzenlenirse,

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{RA} = \frac{\left(\frac{I}{A}\right)}{\left(\frac{V}{L}\right)} = \frac{J}{E} \quad (2.5)$$

ifadesi elde edilir. Burada  $J$  akım yoğunluğu ve  $E$  elektrik alanıdır. Sabit bir elektrik alan konservatif olduğuna göre,

$$\vec{E} = -\nabla\phi \quad \text{ve} \quad \vec{J} = -\sigma\nabla\phi \quad (2.6)$$

şeklinde yazılabilir. Burada  $\phi$  elektrik potansiyeli ve  $\nabla$  gradyen operatörüdür. Bu ifade de Maxwell denklemlerinden yararlanılarak (2.7) ve vektör çarpımına ( $\cdot$ ) bağlı olarak (2.8) elde edilir.

$$\nabla \cdot \vec{J} = 0 \quad \text{ve} \quad \nabla \cdot (\sigma\nabla\phi) = 0 \quad (2.7)$$

$$\nabla\sigma\nabla\phi + \sigma\nabla^2\phi = 0 \quad (2.8)$$



İletkenlik sabit bir değer olduğuna göre, birinci terim sıfırdır. Böylelikle, Laplace denklemi (2.9) şeklinde ifade edilir.

$$\nabla^2 \phi = 0 \quad (2.9)$$

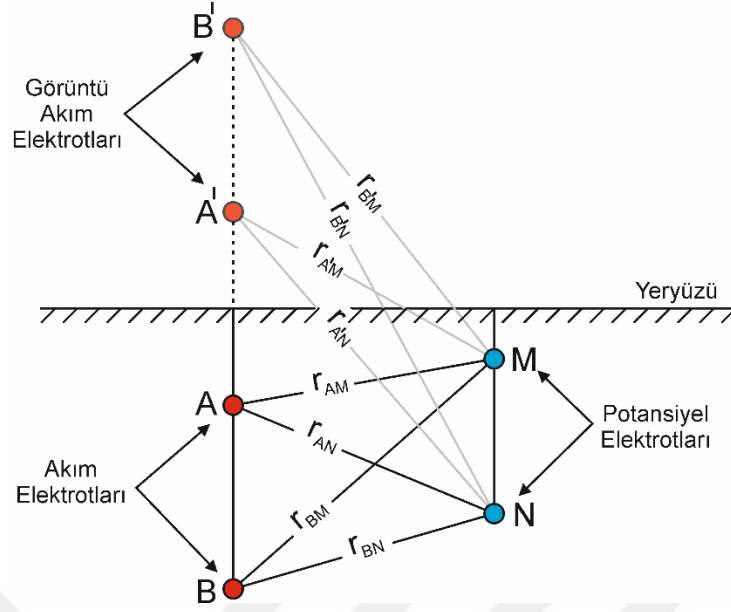
Herhangi bir noktadan uygulanan nokta akımın, homojen ve izotrop bir ortam içinde R uzaklıkta oluşturacağı akım yoğunluğu,

$$J = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \phi}{\partial R} \quad (2.10)$$

ile ifade edilir. Kaynaktan, R uzaklıkta bulunan tüm noktaların oluşturduğu küre yüzeyinin potansiyeli, integral işlemiyle yapılır. Kaynaktan sonsuz uzaklıkta gerilim sıfır olacağından, integral alma işleminden gelen C sabit değeri sıfır olur (2.11).

$$\phi = \frac{\rho I}{4\pi R} \quad (2.11)$$

Elde edilen bu denklem, iletken ortam sınırlarında olmayan noktaların potansiyel değerinin hesaplanmasında kullanılır. Yeraltında elektrik akımının iletimi, A ve B noktaları arasında dağılırken, elektriksel potansiyel fark ise M ve N elektrotları arasında ölçülür. Görüntü kuramına göre, yüzey sınırını ara yüz kabul eden akım elektrotlarının görüntüsü (A' ve B') görüntü ortamında tanımlanır. Tüm ortamlarda akım elektrotlarının, potansiyel elektrotlarına olan uzaklıkları r ile gösterilmiştir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Akım ve potansiyel elektrotlarının birbirlerine göre konumları

İki nokta arasındaki elektriksel potansiyel, (2.12) denklemiyle hesaplanır.

$$\Delta\phi = \frac{\rho I}{4\pi} \left[ \left( \frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right) + \left( \frac{1}{r_{A'M}} - \frac{1}{r_{B'M}} - \frac{1}{r_{A'N}} + \frac{1}{r_{B'N}} \right) \right]^{-1} \quad (2.12)$$

(2.12) denklemi ve şekil incelendiğinde, akım ve potansiyel elektrotlarının yüzeyden çok derinde bulunması  $|r_{A'M} - r_{B'M}|$  ve  $|r_{A'N} - r_{B'N}|$  değerlerinin sıfıra yaklaşmasına neden olur. Buradan,  $\left( \frac{1}{r_{A'M}} - \frac{1}{r_{B'M}} - \frac{1}{r_{A'N}} + \frac{1}{r_{B'N}} \right)$  ifadesinin de sıfıra yaklaşacağı sonucu çıkarılır. Diğer bir durumsa, elektrotların yüzeyde olmasıdır. Bu durumda  $\left( \frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right)$ ,  $\left( \frac{1}{r_{A'M}} - \frac{1}{r_{B'M}} - \frac{1}{r_{A'N}} + \frac{1}{r_{B'N}} \right)$  ifadesine eşit olacaktır. Gerekli sadeleştirme yapılması sonucunda, yüzey dizilimleri için kullanılan denklem elde edilir.

Gerçekte yeraltı heterojen yapıdadır. Bu ortamda hesaplanan özdirenç değeri, görünür özdirenç ( $\rho_a$ ) olacaktır. Tüm özdirenç ölçümleri için görünür özdirenç, (2.13) denklemi kullanılarak hesaplanır.

$$\rho_a = k \frac{\Delta\phi}{I} \quad (2.13)$$

$$k = \frac{4\pi}{\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}\right) + \left(\frac{1}{r_{A'M}} - \frac{1}{r_{B'M}} - \frac{1}{r_{A'N}} + \frac{1}{r_{B'N}}\right)} \quad (2.14)$$

Denklem (2.14), elektrotların birbirlerine göre konumlarına bağlı olan hesaplanan dizilim katsayısıdır ( $k$ , geometrik faktör). Kuyu içi uygulamalarda bu katsayı oldukça önemlidir.

## 2.2 Elektriksel Potansiyel Dağılımı

Yeraltı potansiyel dağılımının hesabı için akımın süreklilik denklemi kullanarak, bir hacim üzerinde yükün korunumu ilkesi uygulanır.

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta(x) \delta(y) \delta(z), \quad (2.15)$$

$(x, y, z)$  uzayındaki bir nokta için yük yoğunluğu ( $q$ ), birim impuls fonksiyonuyla hesaplanabilir. Denklem (2.15) üç boyutlu uzay için yeniden düzenlenirse,

$$-\nabla \cdot [\sigma(x, y, z) \nabla \phi(x, y, z)] = \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta(x_s) \delta(y_s) \delta(z_s) \quad (2.16)$$

elde edilir. Buradaki  $(x_s, y_s, z_s)$ ,  $(x, y, z)$  uzayında nokta akım kaynağının koordinatlarını belirtmektedir. Temel vektör işlemi uygulanırsa, bu ifade (2.17) gibi yazılabilir.

$$\begin{aligned} \nabla \sigma(x, y, z) \cdot \nabla \phi(x, y, z) + \sigma(x, y, z) \cdot \nabla^2 \phi(x, y, z) \\ = -\frac{\partial q}{\partial t} \delta(x_s) \delta(y_s) \delta(z_s) \end{aligned} \quad (2.17)$$

$\nabla$  ifadesi üç boyutlu Laplacian operatörüdür. Üç boyutlu uzay için oluşturulan (2.17) denkleminin iki boyutlu çözümü için  $y$  ekseninde iletkenlik değerlerinin değişmediği kabul edilir. Buna göre (2.16) ve (2.17) denklemleri düzenlenirse,

$$-\nabla \cdot [\sigma(x, z)\nabla\phi(x, y, z)] = \frac{\partial q}{\partial t} \delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s) \quad (2.18)$$

$$\begin{aligned} \nabla\sigma(x, z) \cdot \nabla\phi(x, y, z) + \sigma(x, z) \cdot \nabla^2\phi(x, y, z) \\ = -\frac{\partial q}{\partial t} \delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s) \end{aligned} \quad (2.19)$$

denklemlerine ulaşılır. (2.19) denkleminde, (2.20) vektör ilişkisi kullanılırsa, (2.21)'e ulaşılır.

$$\nabla\sigma \cdot \nabla\phi = \frac{1}{2} [-\sigma\nabla^2\phi + \nabla^2(\sigma\phi) - \phi\nabla^2\sigma] \quad (2.20)$$

$$\begin{aligned} \nabla^2\{\sigma(x, z)\phi(x, y, z)\} + \sigma(x, z)\nabla^2\phi(x, y, z) - \phi(x, y, z)\nabla^2\sigma(x, z) \\ = -2\frac{\partial q}{\partial t} \delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s) \end{aligned} \quad (2.21)$$

(2.18) ve (2.21) denklemlerinde, potansiyel ve kaynak terimleri  $(x, y, z)$  değişkenlerinin birer fonksiyonuyken, iletkenlik  $(x, z)$  değişkenlerinin bir fonksiyonudur. Bu denklemlerin çözümü hesaplama kolaylığı için,  $(x, K_y, z)$  uzayında Fourier kosinüs dönüşümü yapılır (Dey ve Morrisson, 1979a). Böylelikle (2.18) ve (2.20),

$$\begin{aligned} -\nabla \cdot [\sigma(x, z)\nabla\tilde{\phi}(x, K_y, z)] + K_y^2\sigma(x, z)\tilde{\phi}(x, K_y, z) \\ = -\tilde{Q}\delta(x_s)\delta(z_s) \end{aligned} \quad (2.22)$$

$$\begin{aligned}
& \nabla^2\{\sigma(x, z)\tilde{\phi}(x, K_y, z)\} + \sigma(x, z)\nabla^2\tilde{\phi}(x, K_y, z) \\
& \quad - \tilde{\phi}(x, K_y, z)\nabla^2\sigma(x, z) - 2K_y^2\sigma(x, z)\tilde{\phi}(x, K_y, z) \quad (2.23) \\
& \quad = -2\tilde{Q}\delta(x_s)\delta(z_s)
\end{aligned}$$

denklemleri şeklinde ifade edilir. Burada  $\tilde{\phi}$  dönüştürülmüş potansiyel ve  $\tilde{Q}$  akım yoğunluğudur. (2.23) denklemini çözümü için,  $K_y$  sabit bir seridir.  $\tilde{Q}$  parametresi sabit bir akım yoğunluğu için,

$$\tilde{Q}\delta(x_s)\delta(z_s) = \frac{I}{2} \frac{\partial q}{\partial t} \delta(x_s)\delta(z_s) \quad \text{ve} \quad \tilde{Q} = \frac{I}{2\Delta A} \quad (2.24)$$

şeklinde ifade edilir. Burada  $\Delta A$ , x-z düzleminde  $(x_s, z_s)$  akım noktasıyla ilgili temsili bir alandır. Belirli sınır koşullarında, (2.21) ve (2.23) denklemlerinin sayısal çözümleri elde edilebilir. Bu koşullar,  $\phi(x, y, z)$  gerilimi ve akım yoğunluğunun normal bileşeninin tüm sınırlarda sürekli olmasıdır.

$(x_s, z_s)$  koordinatlarına yerleştirilen I akım kaynağının,  $\Delta A$  hücresinde oluşturacağı potansiyel değeri bu denklemin çözümüyle hesaplanır. (2.13) ve (2.14) denklemleriyle, herhangi bir  $(x, z)$  koordinatında bulunan akım ve potansiyel elektrotları için görünür özdirenç değeri bulunabilir (Dey ve Morrisson, 1979a).

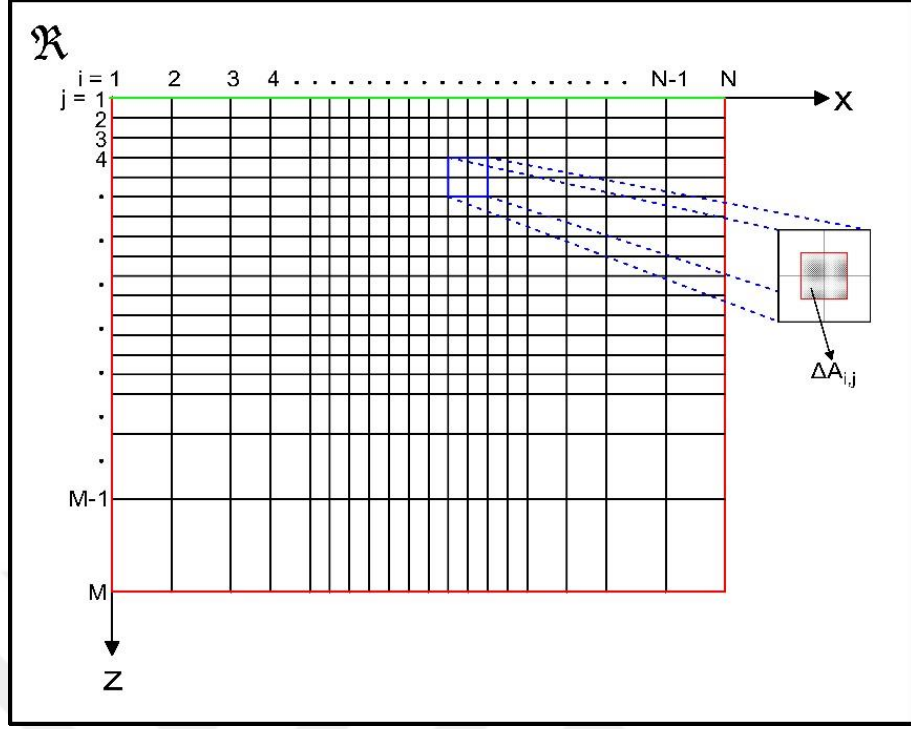
### 2.3 Düz-çözüm

Elektriksel potansiyel dağılımı, analitik yaklaşım, integral teknikleri ve sayısal tekniklerle (Sonlu farklar, SF; Sonlu elemanlar, SE) modellenabilir. Analitik yaklaşım, iki ve üç boyutlu basit modellerin (yatay tabakalar, fay, geometrik yapılar) çözümünde kullanılmaktadır (Apparao ve diğer., 1969; Van Nostrand ve Cook, 1966; Dey, 1967). Ayrıca bu modellerin büyük iletkenlik zıtlıklarının olması gerekmektedir. Homojen olmayan basit şekillerin görünür özdirençlerini birçok araştırmacı sayısal olarak hesaplamışlardır. İki boyutlu yapılarda sonlu farklar yöntemi, Jepsen (1969) bir nokta akım kaynağı ve Aiken ve diğer. (1973) tek düze bir ortam için yaptığı çalışmalarla gelişmiştir. Madden (1967), iki boyutlu bir yapının yakınındaki potansiyel dağılımını

değerlendirmek için ağ çözümü tekniği kullanmıştır. Aynı problem sonlu elemanlar yöntemini kullanılarak Coggon (1971) tarafından da çözülmüştür. Tez kapsamında elektrik özdirenç düz-çözüm işlemi SF yöntemiyle hesaplandığından, ilerleyen bölümde bu yöntem üzerinde durulacaktır.

### **2.3.1 İki Boyutlu Sonlu Farklar Düz-Çözümü**

İki boyutlu elektrik özdirenç yönteminde düz-çözüm işlemi, Poisson denkleminin matris formunda gösterimiyle sağlanır. Bu gösterimle, geometrik ve fiziksel parametreleri bilinen hücrelerden oluşan ağ sisteminde, belirli sınır koşullarında potansiyel dağılımlarını hesaplamak mümkündür. İki boyutlu ortam için sonlu farklar özdirenç modellemesi Dey ve Morrison (1979a) tarafından sunulmuştur. Yeraltı model alanı ve sınır değerleri kapsayan kısımlar farklı dikdörtgen hücrelerden oluşmaktadır. Her bir hücre,  $x$  ve  $z$  yönlerinde sınırlarla tanımlanmıştır. Hücrelerin köşe noktaları, iki boyutlu  $\mathcal{R}$  ortamında yer alan düğüm noktalarıdır.  $x$  ve  $y$  yönünde düğüm noktaları sırasıyla,  $i=1,2,3,\dots,N$ ,  $j=1,2,3,\dots,M$  şeklindedir (Şekil 2.4). Yarı sonsuz bu alanın sağ (Right) ve sol (Left) sınırları,  $i=1$  ve  $i=N$ ; üst (Top) ve alt (Bottom) sınırları,  $j=1$  ve  $j=M$  olduğu varsayılır.  $M$  ve  $N$  değerleri yeteri kadar büyük seçilir ve sınır koşulları uygulanırsa, bu sınırların sonsuzda olduğu varsayımı yapılabilir. Nokta akım kaynağının ve süreksizliklerin oluşturduğu gerilimler (birincil ve ikincil gerilim),  $(x, y, z)$  ve  $K_0(K_y, r)$  uzayında uzaklığa bağlı olarak azalmaktadır.  $K_0$  değiştirilmiş Bessel fonksiyonu,  $r$  ise kaynaktan olan uzaklıktır. Şekil 2.4’de taranmış olarak gösterilen  $\Delta A$  yüzeyi, herhangi bir nokta akım için iki boyutlu yeraltının ayrıklaştırma alanıdır. Bu ayrıklaştırma alanında, Neumann (yeşil) ve Dirichlet (kırmızı) sınır koşulları uygulanır. Bu sınırdaki düğüm noktalarında potansiyelin sıfır olduğu kabul edilir.



Şekil 2.4 Özdirenç modelleme için kullanılan iki boyutlu sonlu farklar ağ sistemi (Dey ve Morrison, 1979a)

Herhangi bir  $(i, j)$  düğüm noktasının potansiyel değeri, bu noktayı çevreleyen dört alanın toplamına eşittir. Her düğüm noktası için bu hesaplamanın yapılmasıyla, 2.22 denkleminin sayısal çözümü elde edilir.  $\Delta A_{i,j}$  kapalı alanını temsil ettiği düşünülen  $(i,j)$  düğüm noktası için;

$$\Delta A_{i,j} = \frac{(\Delta x_i + \Delta x_{i-1})(\Delta z_j + \Delta z_{j-1})}{4} \quad (2.25)$$

ve düğüm noktasının yüzeyde olması durumunda,

$$\Delta A_{i,j} = \frac{(\Delta x_i + \Delta x_{i-1})\Delta z_j}{4} \quad (2.26)$$

ifadeleri yazılabilir. Denklem 2.22 ve 2.26 birleştirildiğinde,

$$\begin{aligned}
& - \iint_{\Delta A_{i,j}} \nabla \cdot \{ \sigma(x_i, z_j) \nabla \tilde{\phi}(x_i, K_y, z_j) \} dx_i dz_j \\
& + \iint_{\Delta A_{i,j}} K_y^2 \sigma(x_i, z_j) \tilde{\phi}(x_i, K_y, z_j) dx_i dz_j \\
& = \iint_{\Delta A_{i,j}} \tilde{Q} \delta(x_s) \delta(z_s) dx_i dz_j
\end{aligned} \tag{2.27}$$

ve  $\tilde{Q} = \frac{I}{2\Delta A_{i,j}}$  ilişkisini kullanırsak denklem 2.28'e ulaşılır.

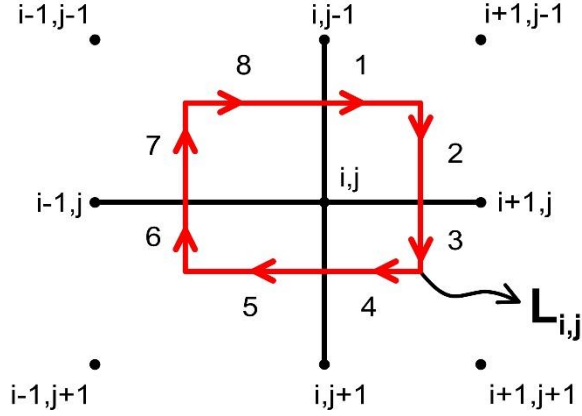
$$\begin{aligned}
& - \iint_{\Delta A_{i,j}} \nabla \cdot \{ \sigma(x_i, z_j) \nabla \tilde{\phi}(x_i, K_y, z_j) \} dx_i dz_j \\
& + \iint_{\Delta A_{i,j}} K_y^2 \sigma(x_i, z_j) \tilde{\phi}(x_i, K_y, z_j) dx_i dz_j \\
& = \frac{I}{2} \delta(x_s) \delta(z_s)
\end{aligned} \tag{2.28}$$

Alansal integral, Green teoremiyle çizgisel integral olarak ifade edilebilir.

$$- \iint_{\Delta A_{i,j}} \nabla \cdot (\sigma \nabla \tilde{\phi}) da = \oint_{L_{i,j}} \sigma \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial \eta} dl \tag{2.29}$$

Burada,  $\eta$  dışa doğru normal yönü ve  $\Delta A_{i,j}$  alanı kapatan sınır çizgileri  $L_{i,j}$  ile tanımlanmıştır. Şekil 2.5'te,  $(i,j)$  düğüm noktası için bu ifadelerin şematik çizimi bulunmaktadır.





Şekil 2.5  $\Delta A_{i,j}$  alanının ayrıklaştırılması (Dey ve Morrison, 1979a)

$L_{i,j}$  üzerinde hesaplanması gereken integral işleminin, sekiz kısma ayrılarak çözülmesi daha kolaydır. Tüm  $L_{i,j}$  parçaları için toplam integral 2.30 fark yaklaşımı şeklinde ifade edilebilir.

$$\begin{aligned}
-\oint_{L_{i,j}} \sigma_{i,j} \frac{\partial \tilde{\phi}_{i,j}}{\partial \eta} dl &= \frac{\Delta x_i \sigma_{i,j-1}}{2} \left( \frac{\tilde{\phi}_{i,j-1} - \tilde{\phi}_{i,j}}{\Delta z_{j-1}} \right) + \frac{\Delta z_{i-1} \sigma_{i,j-1}}{2} \left( \frac{\tilde{\phi}_{i+1,j} - \tilde{\phi}_{i,j}}{\Delta x_i} \right) \\
&+ \frac{\Delta z_i \sigma_{i,j}}{2} \left( \frac{\tilde{\phi}_{i+1,j} - \tilde{\phi}_{i,j}}{\Delta x_i} \right) + \frac{\Delta x_i \sigma_{i,j}}{2} \left( \frac{\tilde{\phi}_{i-1,j-1} - \tilde{\phi}_{i,j}}{\Delta z_j} \right) \\
&+ \frac{\Delta x_{i-1} \sigma_{i-1,j}}{2} \left( \frac{\tilde{\phi}_{i-1,j-1} - \tilde{\phi}_{i,j}}{\Delta z_j} \right) + \frac{\Delta z_j \sigma_{i-1,j}}{2} \left( \frac{\tilde{\phi}_{i-1,j} - \tilde{\phi}_{i,j}}{\Delta x_{i-1}} \right) \\
&+ \frac{\Delta z_{i-1} \sigma_{i-1,j-1}}{2} \left( \frac{\tilde{\phi}_{i-1,j} - \tilde{\phi}_{i,j}}{\Delta x_{i-1}} \right) + \frac{\Delta x_{i-1} \sigma_{i-1,j-1}}{2} \left( \frac{\tilde{\phi}_{i,j-1} - \tilde{\phi}_{i,j}}{\Delta z_{j-1}} \right)
\end{aligned} \tag{2.30}$$

2.28 ve 2.30 eşitlikleri düzenlenirse,

$$C_L^{ij} \tilde{\phi}_{i-1,j} + C_R^{ij} \tilde{\phi}_{i+1,j} + C_T^{ij} \tilde{\phi}_{i,j-1} + C_B^{ij} \tilde{\phi}_{i,j+1} + C_P^{ij} \tilde{\phi}_{i,j} = \frac{I}{2} \delta(x_s) \delta(z_s) \tag{2.31}$$

ifadesine ulaşılır. Burada  $C_L$  (sol),  $C_R$  (sağ),  $C_T$  (üst),  $C_B$  (alt) ve  $C_P$  bağlaşım katsayılarını tanımlanmaktadır.  $(i,j)$  düğüm noktasındaki gerilim değeri,  $(i-1,j)$ ,  $(i+1,j)$ ,  $(i,j-1)$  ve  $(i,j+1)$  komşu noktadaki gerilim değerlerine bağlıdır. Modelin geometrisine ve fiziksel özelliklerine bağlı olan bağlaşım katsayıları, her model için farklı değerlere sahiptir.

2.31 denkleminin çözümü yinelemeli veya matris transpoze yaklaşımlarıyla hesaplanır. Birkaç bin düğüm noktasını içeren model ağ sistemlerinde, yinelemeli çözümler çok sayıda tekrarlı çözüme ihtiyaç duymaktadır. Ayrıca yakınsama hızı, hücre boyutlarına ve modelin fiziksel özelliklerine bağlıdır. Matris transpoze yaklaşımı, çoklu sayıda nokta akım kaynağı için bu işlemi daha hızlı ve kesin yapar. 2.30 denklemi,

$$C\phi = S \quad (2.32)$$

matris biçiminde yazılabilir. Burada  $C$  bağlaşım katsayılarından oluşan Kapasitans matrisi,  $\phi$  gerilim ve  $S$  nokta akım konumunu belirten vektörlerdir. Kapasitans matrisi, bağlaşım katsayılarından oluşan  $MN \times MN$  boyutunda blok köşegen ve kare matristir ( $i= 1,2,3,\dots,N, j= 1,2,3,\dots,M$ ).  $C\phi=S$  denklem sistemiyle gösterilebilir (2.33).

$$\begin{bmatrix} C_p(1)C_B(1) & 0 & 0 & C_R(1) & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ C_T(2)C_p(2)C_B(2) & 0 & 0 & C_R(2) & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & C_T(3)C_p(3)C_B(3) & 0 & 0 & C_R(3) & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & C_T(4)C_p(4) & 0 & 0 & 0 & C_R(4) & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ C_L(5) & 0 & 0 & 0 & C_p(5) & C_B(5) & 0 & 0 & C_R(5) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & C_L(6) & 0 & 0 & C_T(6) & C_p(6) & C_B(6) & 0 & 0 & C_R(6) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & C_L(7) & 0 & 0 & C_T(7) & C_p(7) & C_B(7) & 0 & 0 & C_R(7) & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_L(8) & 0 & 0 & C_T(8) & C_p(8) & 0 & 0 & 0 & C_R(8) \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_L(9) & 0 & 0 & 0 & C_p(9) & C_B(9) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_L(10) & 0 & 0 & C_T(10)C_p(10)C_B(10) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_L(11) & 0 & 0 & C_T(11)C_p(11)C_B(11) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_L(12) & 0 & 0 & C_T(12)C_p(12) & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \phi_1 \\ \phi_2 \\ \phi_3 \\ \phi_4 \\ \phi_5 \\ \phi_6 \\ \phi_7 \\ \phi_8 \\ \phi_9 \\ \phi_{10} \\ \phi_{11} \\ \phi_{12} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2.33)$$

Kapasitans matrisinde, bir (i,j) noktasına komşu olan düğüm noktaları için uygun bağlaşım denklemleri kullanılır. Dirichlet ve Neumann sınır koşulları, bağlaşım denklemleri olmayan tüm düğüm noktalara sıfır değeri yazılmasıyla uygulanır.  $S$  vektöründe nokta akım kaynağı dışında kalan noktalar sıfır değerini alır. Böylelikle, bu noktalar için Laplace denklemi sağlanmış olur.

$C\phi=S$  denklem sisteminin çözümü için, ön koşullu eşlenik türev yöntemi (Conjugate gradient method) kullanılmıştır. Eşlenik türev yöntemi, matrisi simetrik ve pozitif olan doğrusal denklem sistemlerinin sayısal çözümü için kullanılan bir algoritmadır. Yöntem genellikle yinelemeli bir yaklaşımla çözüme ulaşmaktadır. Sayısal çözümlerde, yakınsama hızının artırılması (yineleme sayısını azaltma)

amacıyla ön koşullar kullanılabilir. Bu amaçla, tamamlanmamış Cholesky ayrışımı (incomplete Cholesky decomposition) koşulu kullanılmıştır. Sistem sonucunda Fourier dönüşüm uzayı için  $\phi(x, K_y, z)$  değerlerine ulaşılır.  $(x,y,z)$  uzayı için Ters Fourier dönüşümü yapılması gerekmektedir. Dönüşüm için kullanılacak  $K_y$  serisinin eleman sayısı konusunda bir kısıtlama bulunmamaktadır. Serinin eleman sayısı ve değerleri, sına veya optimizasyon yöntemleriyle belirlenir (Dey ve Morrison, 1979a; Xu ve diğer., 2000; Pidlisecky ve Knight, 2008). Her iki yöntemde  $\phi(x, K_y, z)$ ,  $K_y$  değeri sıfıra yaklaşırken asimptotik olarak düz tepki fonksiyonuna ve sonsuza giderken düzgün azalarak sıfıra yaklaşmaktadır. Seçilen  $K_y$  serisinden hesaplanan potansiyel değerlerin toplamlarının çözüme eklenmesiyle  $(x,y,z)$  uzayı için potansiyel değerler hesaplanır.

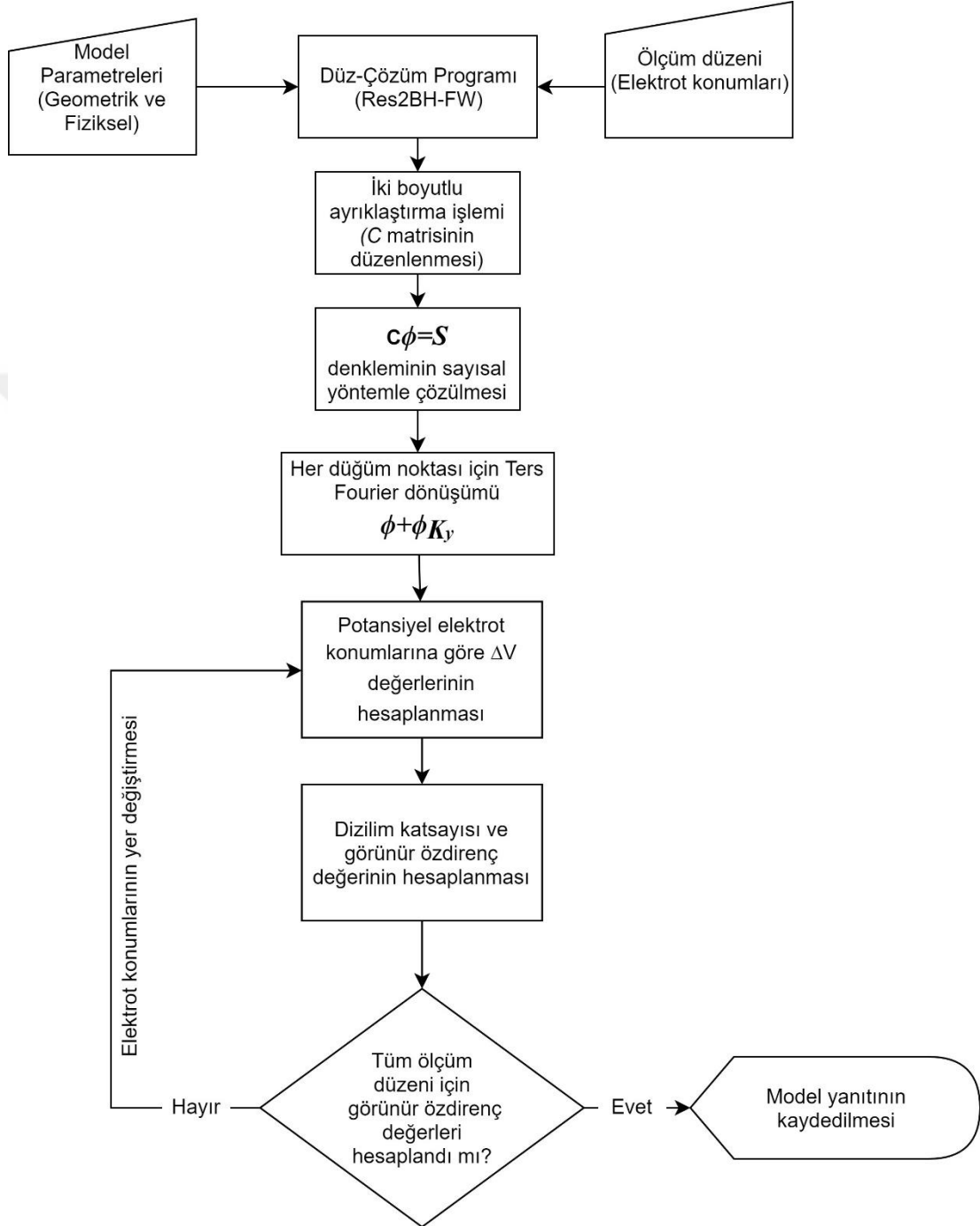
#### 2.4 Kuyu içi iki boyutlu Sonlu Farklar Düz-Çözümü (Res2BH-FW)

Yeraltı özdirenç dağılımının sonlu-farklar yöntemiyle çözümü için, üç boyutlu hücre sisteminde çözüm yapan Matlab-SFY programından yararlanılarak, Res2BH-FW yazılımı oluşturulmuştur. Matlab-SFY programı ayrıntıları Berge (2011)'de verilmektedir. Res2BH-FW yazılımında,

- Sınır koşullarının değiştirilmesi,
- Bağlaşım katsayılarının  $C_L$ ,  $C_R$ ,  $C_T$ ,  $C_B$  ve  $C_P$  iki boyutlu çözüme dönüştürülmesi,
- Kapasitans matrisinin yeniden düzenlenmesi,
- $K_y$  serisinin belirlenmesi ve ters Fourier işlemi yapılarak her düğüm noktasına eklenmesi

değişiklikleri yapılmıştır. Programın akış şeması Şekil 2.6'da yer almaktadır. Düz-çözüm algoritmasında, nokta akım kaynaklarının diğer düğüm noktalarında oluşturduğu potansiyel değerleri hesaplanır. Elektrot konumları ve potansiyel elektrotları arasındaki gerilim, 2.13 ve 2.14 denklemlerinde kullanılarak görünür özdirenç değeri elde edilir. Sabit akım kaynakları için potansiyel dağılımı değişmemektedir. Ölçüm düzeni dosyaları hazırlanırken aynı akım noktalarını

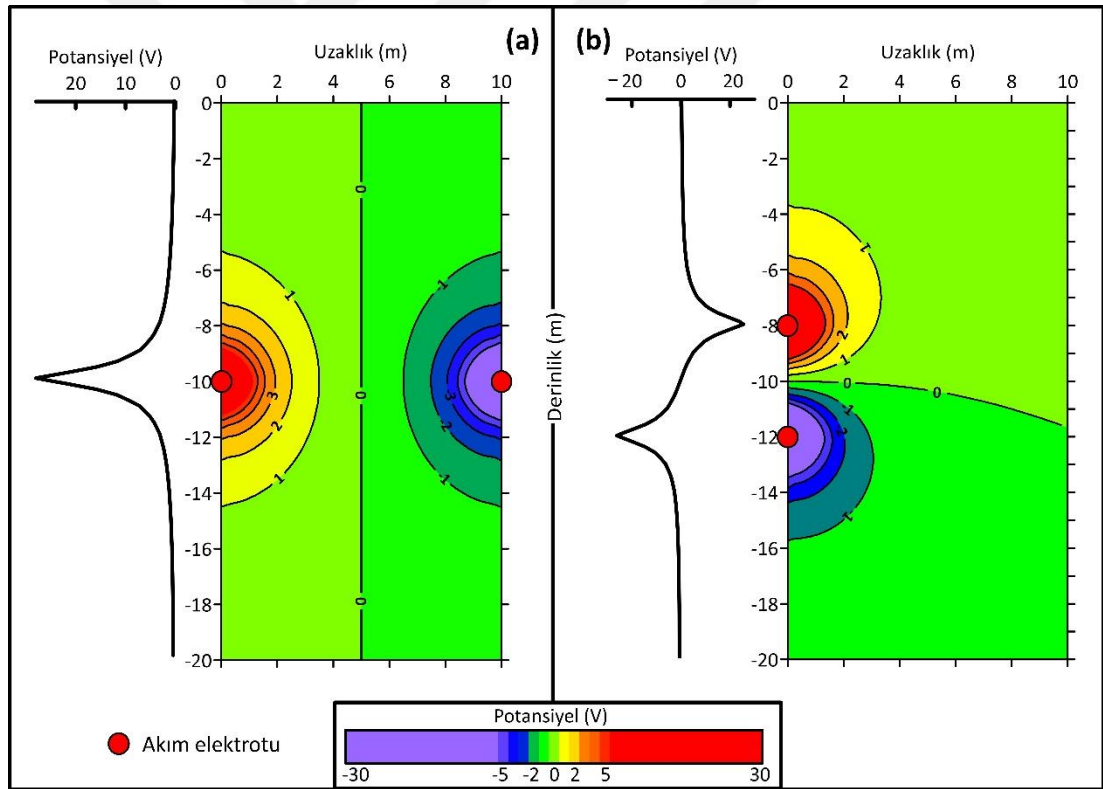
kullanan dizilimlerin birbiri ardına sıralı olması, tekrarlı hesaplamaları engellemektedir. Tüm ölçüm düzeni elemanları için bu işlemler tekrarlanır.



Şekil 2.6 Res2BH-FW programının akış şeması

Res2BH-FW programının hesaplamaların doğruluğunu araştırmak amacıyla, homojen bir ortamdaki potansiyel dağılımı iki farklı durum için irdelenmiştir. Kuyu aralığı ve derinliği sırasıyla, 10 ve 20 m olarak belirlenmiştir. Kuyular arasında kalan

bölgede hücre genişliği 0,5 m, dış bölgelerdeyse 1, 1, 3, 5, 20 ve 100 m seçilmiştir. 100  $\Omega$ .m'lik bir ortam için A pozitif (*source*) ve B negatif (*sink*) elektrotlarının oluşturduğu potansiyel alan dağılımı Şekil 2.7' verilmektedir. Birinci durumda akım elektrotları farklı kuyularda aynı derinlik seviyesinde (-10m) yer almaktadır. İkinci durumdaysa, aynı kuyuda -8 ve -12m derinliklerine yerleştirilmişlerdir. Akım elektrotlarının ayrı kuyuda olduğu durumda, potansiyel değerleri düzgün bir dağılım göstermektedir. A ve B elektrotlarına yaklaştıkça, potansiyel değerler en yüksek ve en düşük değerlere ulaşmaktadır. İki kuyunun tam orta kısmındaysa sıfır potansiyel değerleri görülmektedir (Şekil 2.7 a). İkinci durumda, elektrotlara yakın bölgelerdeki potansiyel dağılım benzer sonuçlar vermektedir. Sıfır potansiyel değerlerindeyse, elektrotların yüzey sınırına ve birbirleri arasındaki uzaklığa bağlı olarak değişmektedir (Şekil 2.7 b).



Şekil 2.7 Akım elektrotlarının a) farklı kuyuda ve b) aynı kuyuda bulunduğu durumda yeraltında oluşan elektriksel potansiyel dağılımı

## 2.5 Elektrot Dizilimleri

Elektrik özdirenç yönteminin yüzey uygulamasında iki, üç ve dört elektrotlu ölçüm dizilimleri bulunmaktadır. İki akım ve iki potansiyel elektrotla yapılan ölçümlerde, elektrotların sistematik dağılımlarına göre farklı dizilimler mevcuttur. Bu dizilimler araştırma hedefine, derinliğe ve ayrımlılığına göre seçilmektedir. Yeryüzünden yapılan ölçümlerde yüzden fazla dizilim kullanmak mümkündür (Szalai ve Szarka, 2008). Kuyu içi ölçümlerde, yüzeyde uygulanan tüm dizilimleri uygulamak olası olmakla beraber, her dizilimin kendine özgü özelliklerinin de bulunduğu belirtilmelidir. Kullanılan elektrot sayısına göre, araştırmacılar farklı dizilimler geliştirmişlerdir. Bunlardan en bilinenleri; pol-pol, pol-bipol, pol-dipol, bipol-bipol, tripol-pol ve dipol-dipol'dir (Lytle ve Hanson, 1983; Daniels ve Dyck; 1984; Parra ve Owen, 1988; Poirmeur ve Vasseur, 1988; Daily ve Owen, 1991; Sasaki, 1992; Shima, 1992). 1983-2018 yılları arasında yayınlanan makaleler incelendiğinde, pol-pol dizilimleri ilk on sene sıklıkla kullanılırken, 2000'li yıllardan sonra dört elektrot dizilimlerinin tercih edildiği görülmektedir. Bu dizilimlere ait özellikler literatürde detaylı anlatılmaktadır (Bing ve Greenhalgh, 2000; Leontarakis ve Apostolopoulos, 2012; Demirel ve Candansayar, 2017). Bu tez çalışması, iki akım ve potansiyelden oluşan dört elektrotlu dizilimler ve bu dizilimlerden oluşturulan ölçüm protokollerini kapsamaktadır. Kuyu içi özdirenç çalışmasında ölçüm protokolü, kullanılan elektrot diziliminin belirli bir düzene bağlı olarak, karşılıklı kuyular içerisinde hareket ettirilmesiyle oluşturulur.

Elektrot dizilimleri tez içeriğinde aşağıdaki kurallara göre yazılmıştır;

- Aynı kuyuda bulunan elektrotlar yan yana: “ $AB$ ”,
- Ayrı kuyuda bulunanların aralarında “-” işaretle: “ $ABM-N$ ”
- Aynı kuyuda bulunan elektrotlar, soldan sağa doğru daha derinde bulunmaktadır.
- Elektrot aralığı ( $a$ ) ile tanımlanır

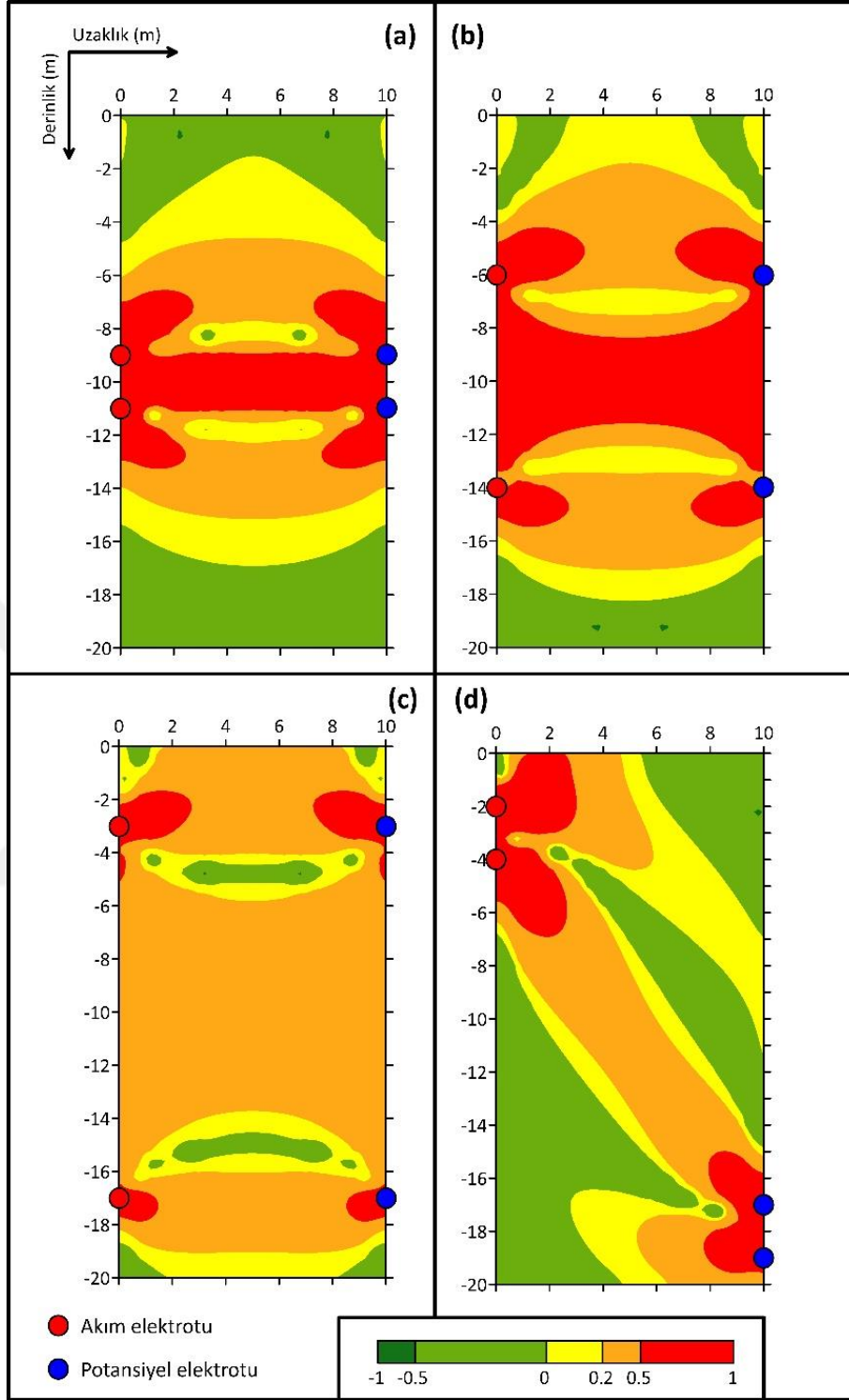
Dört elektrot dizilimleri, dipol-dipol, bipol-bipol ve tripol-pol olmak üzere üç farklı biçimde olabilmektedir. Elektrotların konumlarına göre  $AB-MN$ ,  $AM-BN$ ,  $ABM-N$  ve

*AMN-B* dizilimleri bulunmaktadır. Arazi çalışmalarında sinyal/gürültü oranı iyileştirmesi amacıyla, akım ve potansiyel elektrotlarının kendi içlerinde yer değiştirmeleriyle karşılıklı ölçümler alınmaktadır.

### **2.5.1 Dipol-dipol dizilimi**

Dipol-dipol diziliminde, akım ve potansiyel elektrotları, çiftler halinde ayrı kuyularda yer almaktadır (*AB-MN*). Çiftleri oluşturan elektrotların birbirlerinden uzaklıkları  $a$  kadardır ve eşittir. Dizilim duyarlılığı (*sensitivity*), elektrot aralıklarıyla doğrudan ilişkilidir. Elektrot çiftleri aynı seviyede olduğunda, homojen ortam için duyarlık, simetrik bir görünüm sunar (Şekil 2.8 a, b ve c). Elektrot aralığı küçük seçildiğinde, aynı seviyede ki elektrot ölçümlerinde odaklanmış pozitif duyarlılık elde edilir. Aralık arttıkça, pozitif duyarlılık alanı genişlemektedir. Kuyu aralığından büyük olduğundaysa, sadece elektrotlara yakın bölgelerde yüksek duyarlık değerleri görülür.

Elektrot çiftlerinin farklı derinlik seviyelerinde olması duyarlık değerlerini etkilemektedir. Çiftler birbirinden uzaklaştıkça, kuyular arası duyarlık değerleri azalmaktadır (Şekil 2.8 d). Ayrıca elektrot aralıklarının çok küçük veya büyük olması, ölçülen potansiyel değerlerinin sinyal/gürültü oranını düşürmektedir. Dizilimin duyarlık kesitlerine göre, kuyular arasındaki yatay ve düşey özdirenç değişimlerine daha duyarlı olduğu söylenebilir. Bu dizilimle hazırlanan ölçüm düzenlerinde, bahsedilen etkilerin göz önünde bulundurulması gerekmektedir. Olası tüm  $a$  değerleri ve elektrot çiftlerinin birbirine olan uzaklıklarıyla hazırlanan ölçüm düzenleri, yöntemin uygulanmasını ve değerlendirilmesini olumsuz etkilemektedir.

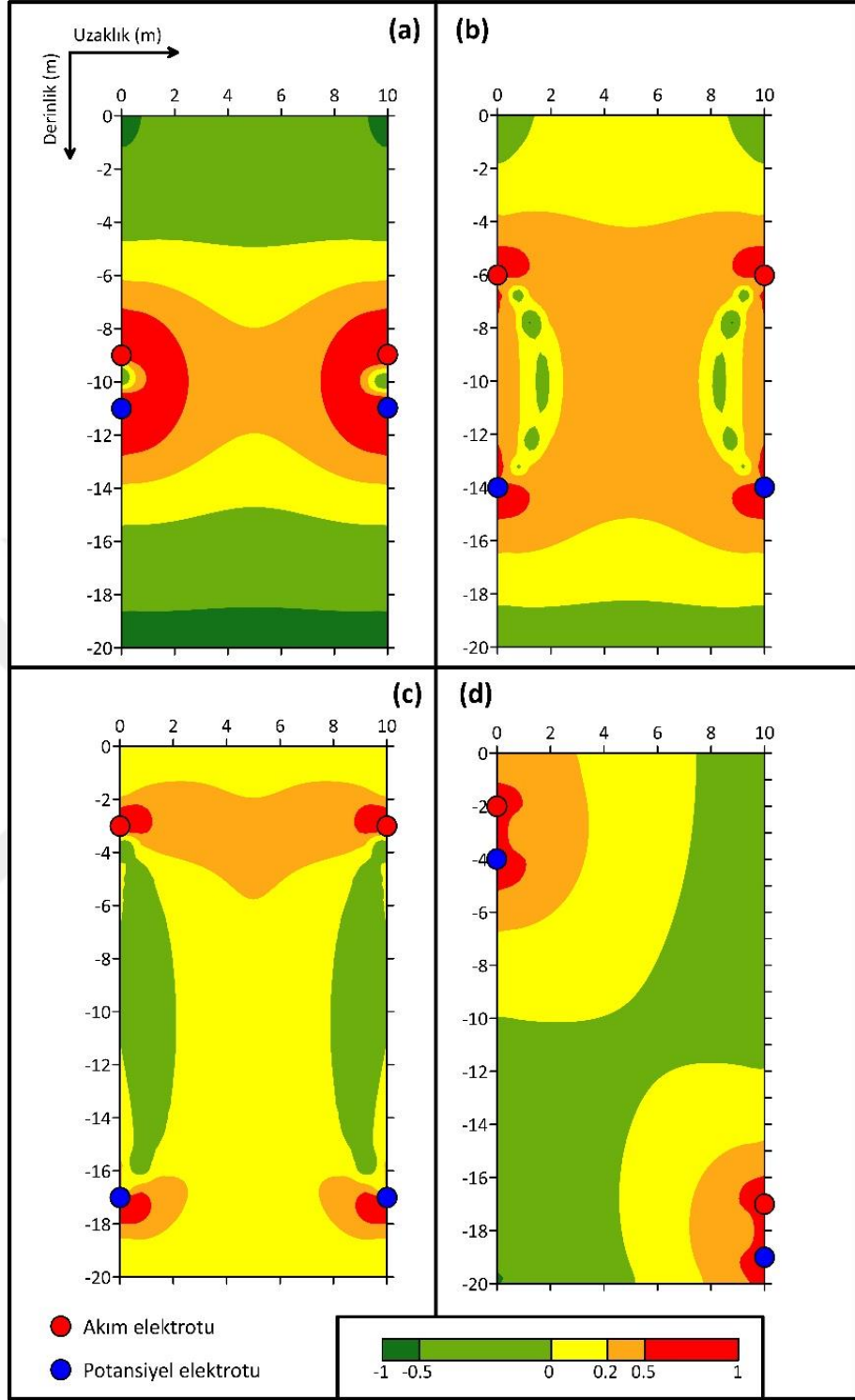


Şekil 2.8 Dipol-dipol diziliminde akım ve potansiyel elektrotlarının farklı konumları için duyarlık dağılımı



### 2.5.2 Bipol-bipol dizilimi

Bipol-bipol diziliminde, her kuyuda birer akım ve potansiyel elektrotu bulunmaktadır ( $AM-BN$ ). Aynı kuyuda bulunan elektrotların aralığı küçük seçildiğinde, yüksek pozitif duyarlılık değerleri elektrotlara yakın bölgelerde odaklanır (Şekil 2.9 a). Elektrot aralığı arttıkça, kuyular arasındaki bölge daha fazla pozitif duyarlılık göstermektedir (Şekil 2.9 b). Kuyu aralığından çok yüksek seçildiğinde, duyarlılık değerleri sıfıra yaklaşmaktadır (Şekil 2.9 c). Bir bölgenin duyarlılığının sıfıra yakın olması, yeraltı ters-çözüm modellemesine olan katkısının azaldığı anlamına gelmektedir. Aynı seviyede olmayan elektrotların duyarlılık kesitlerinin, derinlik farkı arttıkça hızla azaldığı görülmektedir (Şekil 2.9 d). Bu dizilim, kuyu sınırlarına yakın olan bölgelerin modellenmesinde kullanışlıdır. Kuyular arasındaki alanın, ortalama özdirenç değerlerinin belirlenmesinde etkili olduğu söylenebilir. Tez çalışmasında elde edilen sonuçlara göre, Bipol-bipol dizilimiyle oluşturulan ölçüm düzenlerinin, yeraltının karmaşık özdirenç dağılımını belirlemede yetersiz kaldığı görülmüştür. Fakat diğer dizilimlerle birleştirildiğinde ters-çözüm model sonuçlarına olumlu katkıları bulunmaktadır.

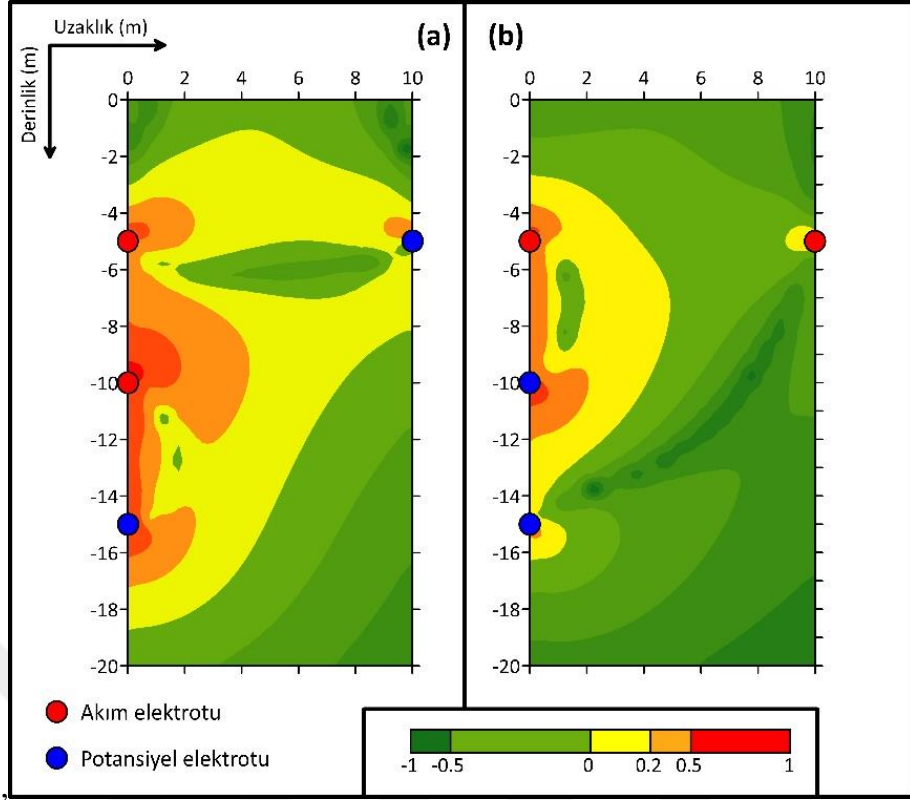


Şekil 2.9 Bipol-bipol diziliminde akım ve potansiyel elektrotlarının farklı konumları için duyarlık dağılımı

### 2.5.3 Tripol-pol dizilimi

Tripol-pol dizilimi iki farklı biçimde kullanılmaktadır (Şekil 2.10). *ABM-N* dizilimi, kuyulara yakın bölgelerde pozitif duyarlılık gösterir. Akım elektrot aralığı arttıkça, pozitif duyarlılık kuyular arasına doğru genişlemektedir. Aynı derinlik seviyesinde seçilen potansiyel elektrotlar, düşey öz direnç değişimlerinin belirlenmesinde etkili olmaktadır. *AMN-B* diziliminde elektriksel potansiyel değerleri *ABM-N*'ye göre daha düşük seviyededir. Potansiyel elektrotların aynı kuyuda yer alması ve farklı aralıklarla yapılan ölçümler, kuyulara yakın bölgelerin incelenmesinde etkilidir. Pozitif duyarlılık kesitlerinde görüldüğü üzere, üç elektrotlu kuyudan yatayda 5 m uzaklığa kadar etkin araştırma alanına sahiptir. *ABM-N* ve *N-ABM* dizilimleriyle hazırlanan ölçüm düzenlerinde, tüm alanın incelenmesi yapılabilir. Elektrot dağılımı simetrik olmadığı için, bu dizilimle oluşturulan ölçüm düzenlerinde, *N-ABM* ve *B-AMN* dizilimleri de kullanılmalıdır. Böylelikle ters-çözüm model sonuçlarında, yapay yönelimin önüne geçilebilir.

Akım elektrotlarının derinlik seviyeleri arasındaki farkın kuyu aralığından büyük olması, sinyal/gürültü oranını düşürmektedir. Bu dizilimle hazırlanan ölçüm düzenlerinde, akım elektrotlarının birbirine yakın derinlikte olmaları, veri kalitesini artırmaktadır.



Şekil 2.10 Tripol-pol diziliminde akım ve potansiyel elektrotlarının farklı konumları için duyarlık dağılımı

## 2.6 Ölçüm Protokolleri

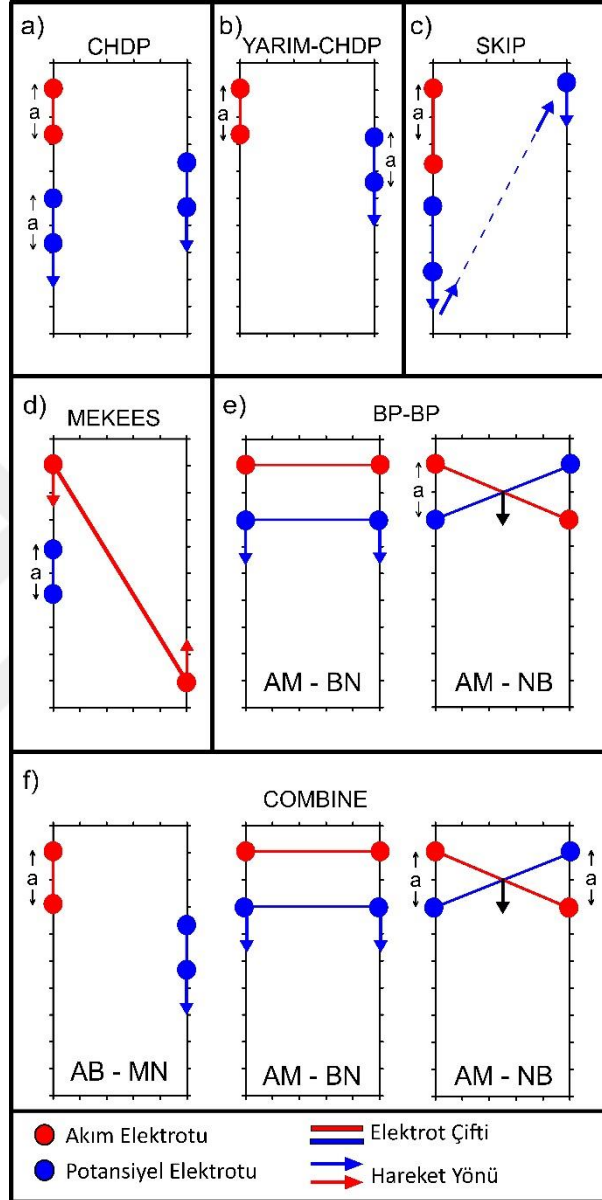
Karşılıklı kuyu içi ERT ölçümünde, yeraltı öz direnç dağılımını belirlemek için hangi ölçü düzeninin kullanılması gerektiği bilimsel çalışmalarda halen süren bir araştırma konusudur. Ölçüm düzenleri, bir dizilimden, birkaç dizilimin birleştirilmesiyle veya çeşitli optimizasyon yöntemleriyle oluşturulmaktadır. Tez kapsamında, araştırmacıların sıklıkla tercih ettiği ve kullanılması önerilen, altı ölçüm düzeni incelenmiştir.

Tüm ölçüm düzenlerinin hazırlanması üç aşamada yapılmaktadır.

- I. Bir  $a$  değeri için, sabit akım elektrotları ve hareket ettirilen potansiyel elektrotları
- II. Akım elektrotlarının bir birim kaydırılması ve I. adıma dönülmesi
- III.  $a$  değerinin değiştirilmesi ve I. adıma dönülmesi

*Crosshole-Dipole-dipole* (CHDP-Karşılıklı kuyu dipol-dipol) olarak tanımlanan ilk protokolde, akım elektrot çifti sabitken potansiyel çift iki kuyu boyunca hareket ettirilir (Şekil 2.11 a). Tüm ölçüm tamamlandıktan sonra, akım çifti bir sonraki konuma yerleştirilir. Aynı işlem elektrot aralığı ( $a$ ) arttırılarak tekrarlanır. İkinci protokol akım ve potansiyel elektrotlarının aynı kuyuda olmadığı *CHDP* protokolünden türetilmiştir. *Yarım-CHDP* olarak tanımlanan bu protokolde, tüm elektrotların aynı kuyuda bulunmasının getirdiği olumsuzluklar göz önünde bulundurulmuştur (Şekil 2.11 b). Aynı kuyuda bulunan elektrotlar; kuyulara yakın değişimlerinden etkilenmekte, yüksek duyarlılık değerlerine sahip olduklarından alanın genel çözümüne olumsuz etki göstermekte ve saha uygulamalarında kuyu içini dolduran sıvının direncine yakın değerler üretmektedir. *SKIP* protokolü, bir çok araştırmacı tarafından kullanılmaktadır (Slater ve diğer., 2002, Wilkinson ve diğer., 2008). Bu protokolde bir çiftin arasındaki uzaklık ( $a$ ), iki kuyu arasındaki uzaklığı geçmemelidir. Akım elektrotları sabit tutulur ve potansiyel elektrotları iki kuyu üzerinde hareket ettirilir (Şekil 2.11 c). *CHDP* protokolüyle arasında iki fark vardır; Potansiyel elektrotların akım elektrotları arasına gelebilmesi ve potansiyel elektrotların iki ayrı kuyuda bulunabilmesi. Bu açıdan bakıldığında, *SKIP* farklı dizilimleri içeren karışık bir protokoldür (örneğin: *AB-MN*, *AMBN*, *ABM-N*, vb.). *MEKEES* protokolü tripol-pol diziliminden oluşmaktadır (Goes ve Mekees, 2004). Bu dizilimde iki ayrı kuyuda yer alan akım elektrotları aynı anda birbirlerine zıt yönlerde hareket ettirilir (Şekil 2.11 d). Akım elektrotları arasındaki yüksek açıdan dolayı, özellikle yatay tabakalı ortamlarda daha iyi sonuçlar verdiği bilinmektedir. Şekil e ölçüm düzeni, *AM-BN* ve *AM-NB* dizilimlerinden oluşmaktadır. Bu dizilimlerle, ayrı ayrı ve birleştirilmiş olarak üç ayrı ölçüm düzeni oluşturulmuştur. *AM-BN* dizilimi, bir kuyudaki akım ve potansiyel elektrotları arasındaki uzaklık  $a$  kadar seçilir. Sabit akım elektrotlarına karşılık gelen potansiyel elektrotlarının aynı derinlik seviyelerinde bulunduğu ölçümlerden oluşmaktadır. *AM-NB* diziliminde, tüm elektrotların aynı anda hareket ettirilmesiyle oluşturulmuştur. Bu ölçüm düzenlerinin birleşik kullanımında, yatay ve düşey özdirenç değişimlerine daha duyarlı oldukları gözlenmiştir. Son ölçüm düzeni olan *Combine*; dipol-dipol ve bipol-bipol dizilimlerinin ikisini de içerir (Şekil 2.11 f). Öncelikle *Yarım-CHDP* ve *BP-BP* ölçüm düzenleri birleştirilmiştir. Ölçüm sayısı azaltılması amacıyla, homojen ortam için duyarlılık dağılımları göz önünde

bulundurularak, bazı *Yarım-CHDP* dizilimleri çıkartılmıştır (örneğin,  $a=1,3,5,7$  veya  $2,4,8$ ). Bu aşamada, çakışma (*misfit*) analizleri yapılmış ve ölçüm düzeni bu analiz sonuçlarına göre son haline getirilmiştir.



Şekil 2.11 Karşılıklı iki kuyu arasında kullanılan a) CHDP, b) Yarım-CHDP, c) SKIP, d) MEKEES, e) BP-BP ve f) Combine ölçüm protokollerinin şematik gösterimi

## BÖLÜM ÜÇ

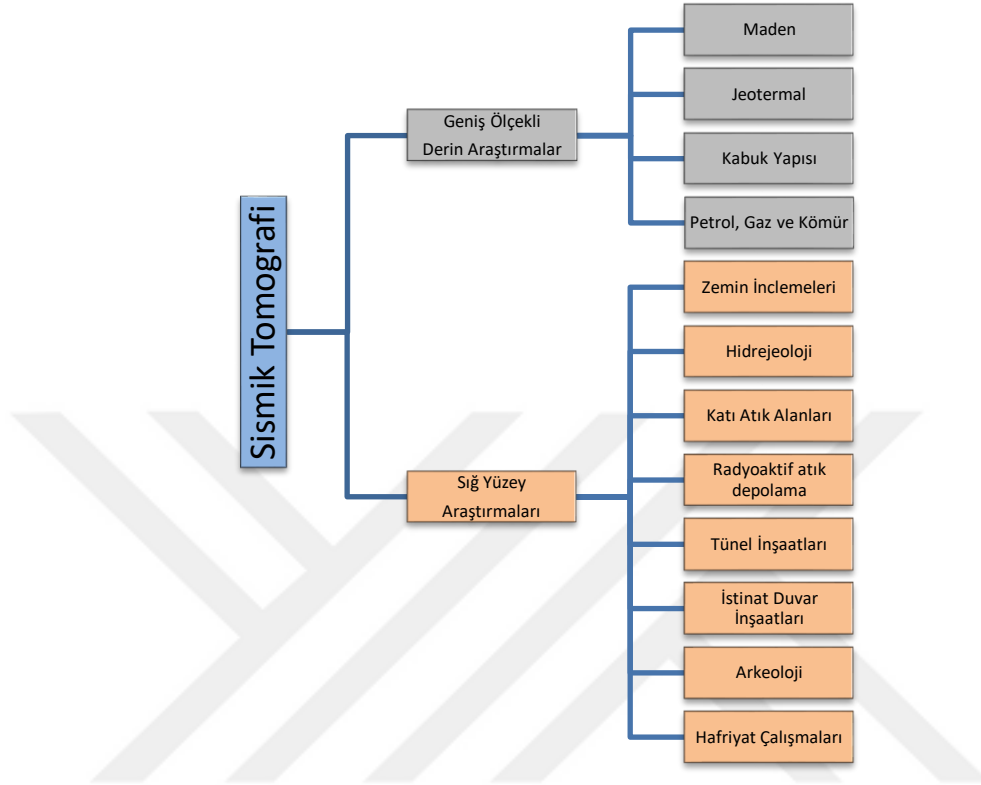
### KUYU İÇİ SİSMİK İLETİM (TRANSMISSION) TOMOGRAFİ YÖNTEMİ

Yüzey üzerinde yapılan araştırmalar kapsamında sismik yöntem, geçtiğimiz yüzyılın başlangıcından bu yana araştırmacıların sıklıkla tercih ettiği uygulamaların başında gelmektedir. Uzun zamandan beri gözlemleri, deprem dalgalarının seyahat sürelerini incelemektedirler. Böylece seyahat süreleri yardımıyla Dünya'nın içyapısı hakkında bilgi edinilmeye çalışılmaktadır. Deprem dalgaları dünyanın çeşitli katmanları boyunca ilerlerken, hızları da değişmektedir. Bu değişimler, katmanların fiziksel ve geometrik özelliklerinin tanımlanmasına da yardımcı olmaktadır. Benzer yaklaşımlar kullanılarak, daha sığ ortamların incelenmesi amacıyla da yeryüzünden yapılan sismik uygulamalarla yeraltındaki yakın yüzey değişimlerini ortaya çıkarmak günümüzde önemli bir arama stratejisidir. Depremlerin aksine, kullanılan sismik enerji dalgası yapay kaynaklardan üretilir. Bu kaynakların özellikleri araştırmacının denetimindedir. Bunların yanı sıra, özel veri toplama cihazları, değerlendirme ve yorumlama teknikleri geliştirilmiştir.

Sismik yöntemler, basit geometrili yeraltı tabaka sınırlarının tespiti, haritalandırılması ve tabakaların fiziksel özelliklerinin belirlenmesini içeren çalışmalarda yaygın olarak kullanılmaktadır. Yöntem geniş ölçekli araştırmalarda, katmanlı çökel tabakalanmaların belirlenmesinde başarılı sonuçlar vermekte, bu nedenle petrol ve gaz aramacılığında yaygın olarak kullanılmaktadır. Daha küçük ölçekli çalışmalarda, sığ çökellerin tanımlanmasında, yeraltı su seviyesi ve anakaya derinliğinin belirlenmesi de dâhil olmak üzere zemin araştırmalarında etkin sonuçlar vermektedir. Sismik yöntemler, kara çalışmalara ek olarak; okyanus, deniz ve göller üzerinde de yaygın olarak kullanılmaktadır.

Sismik yöntemin uygulamalarından biri de tomografik yaklaşımdır ve bu çalışmaları genel olarak iki gruba ayırmak mümkündür. Birincisi, petrol, gaz, kömür veya mineral araştırmaları ve ilişkili diğer alanları (maden, jeotermal, kabuk araştırmaları vb) kapsayan geniş ölçekli çalışmalardır. İkincisiyse, zemin

araştırmalarından radyoaktif depolama alanlarına kadar geniş bir yelpazeye sahip jeoteknik araştırmalardır (şekil 3.1).



şekil 3.1 Sismik yöntemde tomografi yaklaşımının uygulandığı bazı araştırma konuları

Yüzeiden yapılan uygulamalar dışında, 1960 yıllarda kuyu içi ölçümler de uygulanmaya başlanmıştır. İlk uygulamalar, birbirine paralel iki kuyu arasında, sismik kaynağın bir kuyuda ve alıcıların (jeofon/hidrofon) diğer kuyuda olduğu ölçüm geometrisi kullanılmıştır. Böylelikle kuyular arasındaki kayaçların, fiziksel özelliklerinin değişimi incelenmiştir. Üç bileşenli veri (x, y ve z eksenlerinde) ve sismik yer değiştirme vektörleri bu dönemlerde ölçülebilir olmuştur. Yöntemin daha iyi uygulanabilirliği için, gelişmiş kayıt aletleri, karmaşık matematiksel analizler ve büyük hacimli verilerin işlenebileceği bilgisayarlar gerekmektedir. 1980’li yıllara gelindiğinde, kuyu içi sismik iletim tomografisi yöntemi petrol araştırmalarında önemli bir yere sahip olmuştur.

Bois ve diğer. (1972) “*Well-to-well seismic measurements*” çalışması, yeraltı araştırmaları kapsamında ilk kuyu içi sismik iletim tomografisi örneği sayılabilir. Yöntemin ilksel ve örnek çalışmalarından bazıları yıllara göre aşağıda verilmiştir



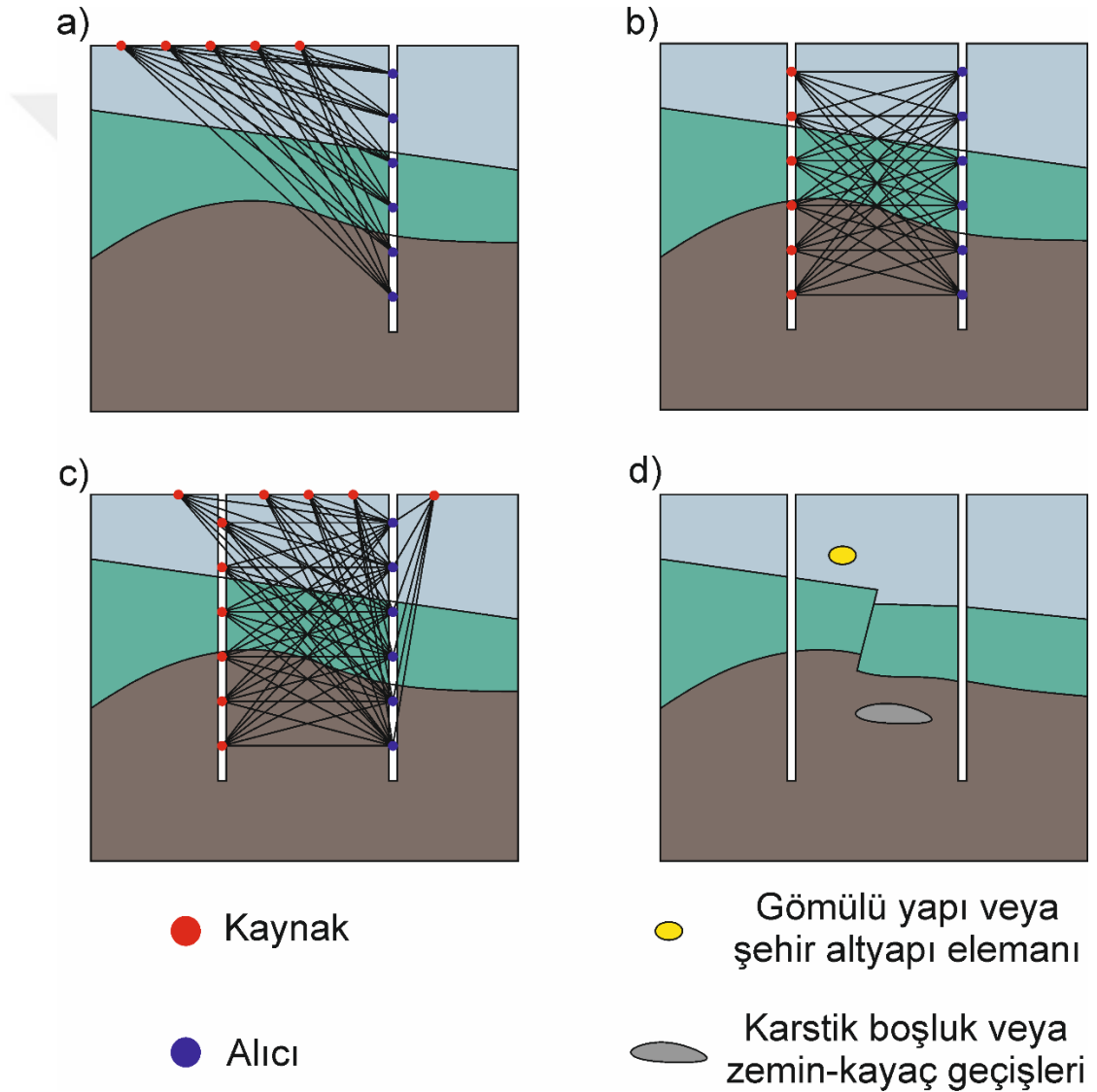
(Tablo 3.1). 2000’li yıllardan sonra; kullanılan düz ve ters-çözüm algoritmalarının gelişimi, hesaplama sürelerinin kısalması, düşük hızlı alanların oluşturduğu gölge alan etkisinin giderilmesi ve diğer yöntemlerle birlikte yapılan birleşik ters-çözümler uygulamaları ile birlikte yöntem gelişimini sürdürmektedir.

Tablo 3.1 Çeşitli kuyu içi sismik iletim tomografi yöntemi çalışmaları

Yıl	Çalışma Konusu
• 1977	İlk 3B yerküre yapısı görüntülüne (Dziewonski ve diğer., 1977)
• 1979	Karşılıklı kuyu içi ışın yolu izleme tomografisi (Dines ve Lytle, 1979)
• 1981	Kömür damarlarının sismik hız tomografi görüntülemesi (Mason, 1981)
• 1983	Kayaç kırık/çatlak yapılarının belirlenmesi (Wong ve diğer., 1983)
• 1984	Küresel yerküre sismik tomografi görüntüleme (Dziewonski ve Anderson, 1984)
• 1984	Sismik araştırma tomografisi (Worthington, 1984)
• 1985	Yansıma tomografisi (Bishop ve diğer., 1985)
• 1985	Tuz domları (Peterson ve diğer., 1985)
• 1986	Kömür madenlerinde gerilim izlemeleri (Körmendi ve diğer., 1986)
• 1990	Petrol ve doğalgaz rezervuarının belirlenmesi ve izlenmesi (Beydoun, 1990)
• 1997	Jeotermal araştırmalar (Romero ve diğer., 1997)
• 1998	Doğrusal olmayan yansıma seyahat zamanı tomografisi (Zhang ve Toksöz, 1998)
• 1999	4D karşılıklı kuyu içi karmaşık sismik görüntüleme (Washbourne ve Meyer, 1999)
• 1999	Sondaj çalışmalarında sismik tomografi görüntüleme (Aleotti, 1999)
• 2000	Kabuk çalışmaları (Zhao ve Kayal, 2000)

Yüzeyden yapılan ölçümlerde, derine doğru sismik dalga enerjisi doğrusal olmayan biçimde azalmaktadır. Bu azalım, sismik enerjinin kayaç içinde ısı enerjisine dönüşmesi ve küresel biçimde yayılmasından kaynaklanmaktadır. Bu olay sismik dalganın soğrulmasına, başka bir anlamda dalga genliğinin azalmasına sebep olur. Ayrıca kaynak/alıcı sayısı ve aralıkları, araştırılan hedef yapının boyutu ve çevresine göre olan hız değerleri, veri değerlendirme algoritmaları, kullanılan ekipman özellikleri ve saha koşulları istenilen sonuç kalitesini doğrudan etkilemektedir. Kuyu içine yerleştirilen kaynak ve alıcı noktaları, tomografi ölçümlerinden üretilen yeraltı sismik hız dağılımı sonuçlarını olumlu yönden etkiler. Sismik tomografi yöntemiyle yapılan yeraltı görüntülemelerde yapı ayrımlığı, ölçüm geometrisine bağlıdır. Burada yapı ayrımlığı, sismik ışın yayılım alanıyla (*ray coverage*) ilgilidir. Işın yayılım alanı,

araştırma hedefini tanımlayan ışın yollarının dağılımını ifade eder ve veri toplama geometrisine bağlıdır. Aynı çalışma sahası için türetilen geometrilerden, ışın yayılım alanı yoğun olanlardan daha güvenilir ve ayrıntılı sonuçlar elde edilir. Bu amaçla, kuyu içi sismik iletim tomografi yöntemlerinde ışın yayılım alanı, yüzey ölçümlerine oranla genellikle daha yüksek yoğunluğa sahiptir. Ölçüm geometrilerine göre farklı uygulamalar bulunmaktadır. Bunlardan en sık tercih edilenler; kuyu-yüzey (*borehole-surface*) (Şekil 3.2 a), iki kuyu arası (*crosshole*) (Şekil 3.2 b) ve kuyu-yüzey-kuyu (*crosshole to surface*) (Şekil 3.2 c) ölçümleridir.



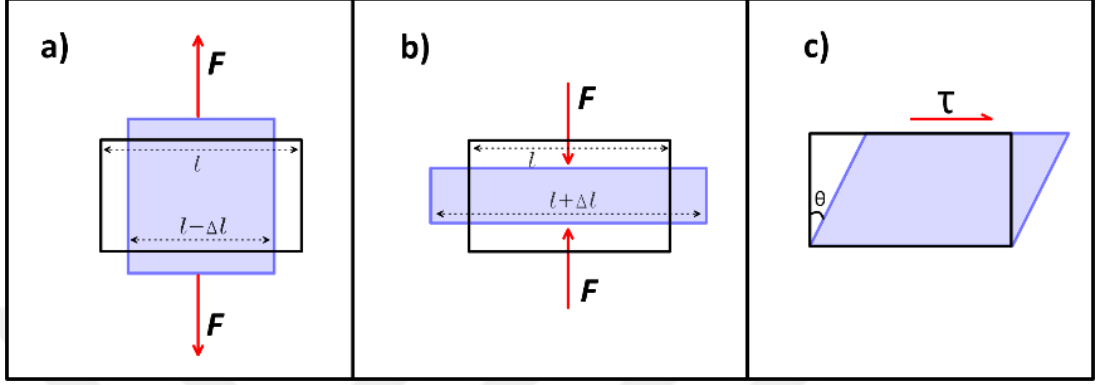
Şekil 3.2 Kuyu içi sismik iletim tomografi yönteminde, ölçüm geometrilerine göre a) kuyu-yüzey, b) iki kuyu arası ve c) kuyu-yüzey-kuyu uygulamaları. d) üç tabakalı bir ortamda tanımlanan fay, karstik boşluk veya düşük hızlı zayıf alan ile gömülü bir nesne içeren şematik yeraltı modeli

Özellikle araştırma hedefi iki kuyu arasında sınırlı olan çalışmalarda, veri değerlendirme ve yorumla aşamasında kolaylık için yüzey ölçüm noktaları genellikle tercih edilmemektedir (Kanlı ve diğer., 2008). Kuyu içi ölçümlerde sıklıkla tercih edilen diğer bir uygulamaysa düşey sismik profillemedir (DSP, sismik kuyu logu, *vertical seismic profile*, *VSP*). DSP ölçümleriyle, bir kuyunun sadece yakın çevresi hakkında jeolojik bilgi edinilmektedir. Kuyulara daha uzak alanlardaki fiziksel değişimlerin belirlenebilmesi mümkün değildir. Şekil 3.2 d’de üç tabakalı bir ortamda farklı olaylar modellenmiştir. Her iki kuyuda birden yapılacak DSP ölçümleri sonucunda araştırmacı, ikinci tabakanın kesintisiz devam ettiği ve farklı hız değerli alanların olmadığı sonucuna ulaşır. Bu sonuçlara göre alanda yapılacak herhangi bir çalışmada, gömülü yapıların zarar görmesi veyahut zemine bağlı sorunların ortaya çıkmasına neden olabilir. Her iki durumda da, bölgede yapılacak bir çalışmada fazladan risk ve maliyet ortaya çıkabilecektir. Bunun aksine, iki kuyu arasında yapılan ölçümlerle model tamamen tanımlanabilir. Tomografik veri-işlem ve görüntüleme teknikleriyle ortamın hız değişimleri iki boyutlu ortam için belirlenebilir. Ayrıca sismik değerlendirme yöntemlerinde, kuyu-logu ve sondaj karot bilgilerinin kullanılması daha güvenilir sonuçlar elde edilmesini sağlayacaktır.

### 3.1 Sismik Metodoloji

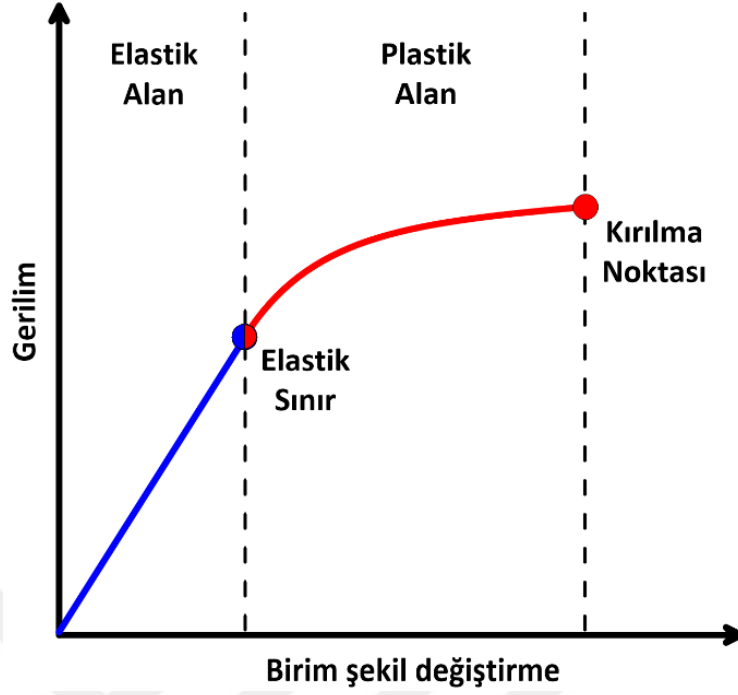
Deprem veya yapay kaynağın oluşturduğu sismik dalganın yapısı ve yer içindeki yayılımının anlaşılması için, malzemenin zorlama (*stress*) ve gerilme (*strain*) kavramlarının anlaşılması gerekir. Katı bir cisme dışardan uygulanan kuvvetlere karşılık, malzeme içinde iç kuvvetler oluşur. Gerilme, iç ve dış kuvvet dengesidir. Bu kuvvetler yapının yüzeyine dik olursa normal gerilme ( $\sigma$ ), paralel olduğundaysa kesme gerilmesi ( $\tau$ ) olarak adlandırılır. Bir kuvvet etkisindeki cismin herhangi bir noktasında, kayma gerilmesinin olmadığı tamamen normal gerilmelerden oluşan üç dikey düzlem belirlenebilir. Ana gerilme eksenleri olarak bilinen bu düzlemler, üç ortogonal eksenle tanımlanır ve bu yönlerde etki eden normal gerilmeler asal gerilmeler olarak bilinir. Her bir asal gerilim, eşit büyüklükte fakat zıt yönlü kuvvet bileşenlerini karşılar. Bu kuvvetlerin yönü cismin dışına doğru olduğunda çekme kuvveti (Şekil 3.3 a), içine olduğu durumdaysa basınç kuvveti (Şekil 3.3 b) olarak adlandırılır. Sıvıdaysa, asal eksenlerdeki kuvvetlerin büyüklüklerinin eşit olduğu durum olan hidrostatik gerilim

görülür. Sıvı cisimlerde kayma dayanımı olmadığından kesme gerilmesi veyahut hidrostatik gerilim altındaki bir yapıda kesme gerilmesi oluşmamaktadır. Asal gerilmeler eşit olmadığında, gerilmiş gövde içindeki tüm yüzeylerde (kesişen ortogonal düzlemler haricinde) makaslama gerilmesi görülür (Şekil 3.3 c).



Şekil 3.3 Bir cisme etkileyen a) çekme kuvveti, b) basınç kuvveti ve c) makaslama gerilmesi

Gerilim altındaki bir cisim, şekil ve boyut değişikliğine uğrar. Bu değişim, malzemenin elastik sınırına kadar uygulanan kuvvetle doğru orantılıdır (Hooke Kanunu). Gerilimin kaldırılmasıyla malzeme, bozulmadan eski duruma döner (*Elastik davranış*). Elastik sınırı geçen gerilimde, doğrusal olmayan bozulmalar görülür ve malzemede yarı kalıcı veya kalıcı bozulmalar oluşur. Malzemenin bu davranışına plastik şekil değiştirme denir. Plastik şekil değiştirme, malzemenin kırılmasıyla son bulur (Şekil 3.4).



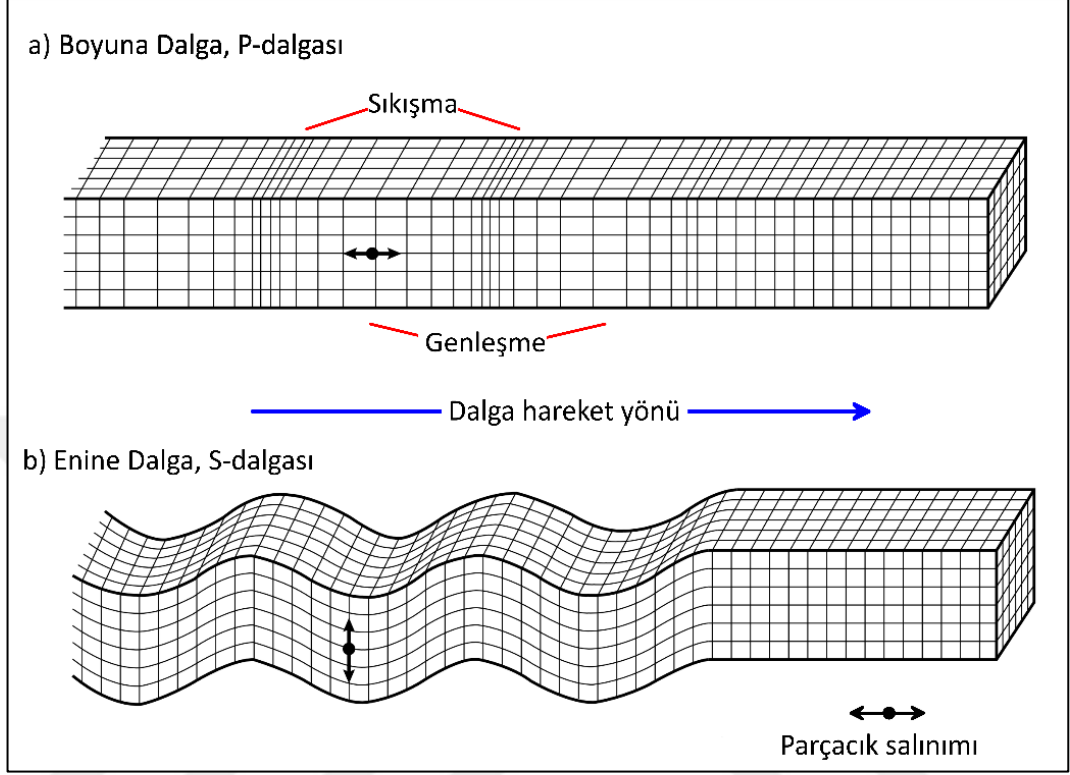
Şekil 3.4 Gerilim ve birim şekil değiştirme ilişkisi

Sismik dalgalar, deprem veya yapay kaynaktan dışarı doğru yayılan elastik gerilim enerjileridir. Sismik araştırmalarda, kısa süreli ve deprem dalgalarına göre düşük enerjili sismik dalgalar üreten kaynaklar tercih edilir. Bu dalgalar genellikle geniş bir frekans aralığı içermektedirler. Sismik dalganın neden olduğu malzeme içindeki şekil değiştirmenin, kaynağın yakın çevresi haricinde ufak ve elastik olduğu kabul edilir. Bu kabule göre, sismik dalganın yayılma hızı, geçtiği ortamın elastik modülüne ve yoğunluğuna bağlıdır. Sismik dalgalar, cisim ve yüzey dalgaları olarak üzere iki grupta incelenebilir.

### 3.1.1 Cisim Dalgaları

Cisim dalgaları, elastik bir katının iç hacmi boyunca yayılırlar. Malzeme üzerindeki şekil değiştirme etkilerine göre boyuna ve enine dalgalar olarak ikiye ayrılırlar. Boyuna dalgalar (*birincil veya P-dalgası*,  $v_p$ ), sıkışma ve genişleme doğrultusunda tek eksenli hareket ederler. Dalganın geçişiyle ilişkili parçacıklar, sabit bir noktaya göre hareket yönünde salınım yaparlar (Şekil 3.5 a). Enine dalgalar (*ikincil veya S-dalgası*,  $v_s$ ), parçacıkların kayma gerilimi eksenine dik hareket ederler.

Bağımsız parçacık hareketleri, dalganın yayılma yönüne dik olan bir düzlemde salınım gösterirler (Şekil 3.5 b).



Şekil 3.5 Malzeme içinde a) boyuna ve b) enine cisim dalgalarının yayılımı (Bolt, 1982)

Homojen izotropik bir ortamda cisim dalgasının yayılma hızı,

$$v = \left( \frac{\text{elastik modül}}{\text{yoğunluk } \rho} \right)^{1/2} \quad (3.1)$$

denkleminde hesaplanır. Boyuna dalga hızı ilerleme doğrultusunda sıkışma içerdiğinden,

$$v_P = \left( \frac{\psi}{\rho} \right)^{1/2} \quad \text{veya} \quad v_P = \left( \frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{1/2} \quad (3.2)$$

biçiminde ifade edilir. Burada  $\psi$  bir eksen üzerindeki şekil değişim oranı,  $K$  birim hacmin sıkışmasının ölçüsü olan bulk modülü,  $\mu$  kesme gerilmesiyle oluşan şekil değiştirmenin ölçütüdür.

Enine dalga hızıysa, denklem 3.3'le ifade edilebilir.

$$v_s = \left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{1/2} \quad (3.3)$$

3.2 ve 3.3 denklemleri incelendiğinde, aynı malzeme içerisinde boyuna dalgaların enine dalgalarından daha hızlı hareket ettikleri görülmektedir. Poisson oranı ( $\nu$ ), cismin gerilim altındaki yanıl ve akseneel elastik birim şekil değişimidir. Cisim üzerinde benzer etkiler gösteren boyuna ve enine dalgalar, Poisson oranının hesaplanmasında kullanılabilir.

$$\nu = \frac{1}{2} \left( \frac{v_p^2 - 2v_s^2}{v_p^2 - v_s^2} \right) \quad (3.4)$$

$$v_p/v_s = \left( \frac{2(1 - \nu)}{1 - 2\nu} \right)^{1/2} \quad (3.5)$$

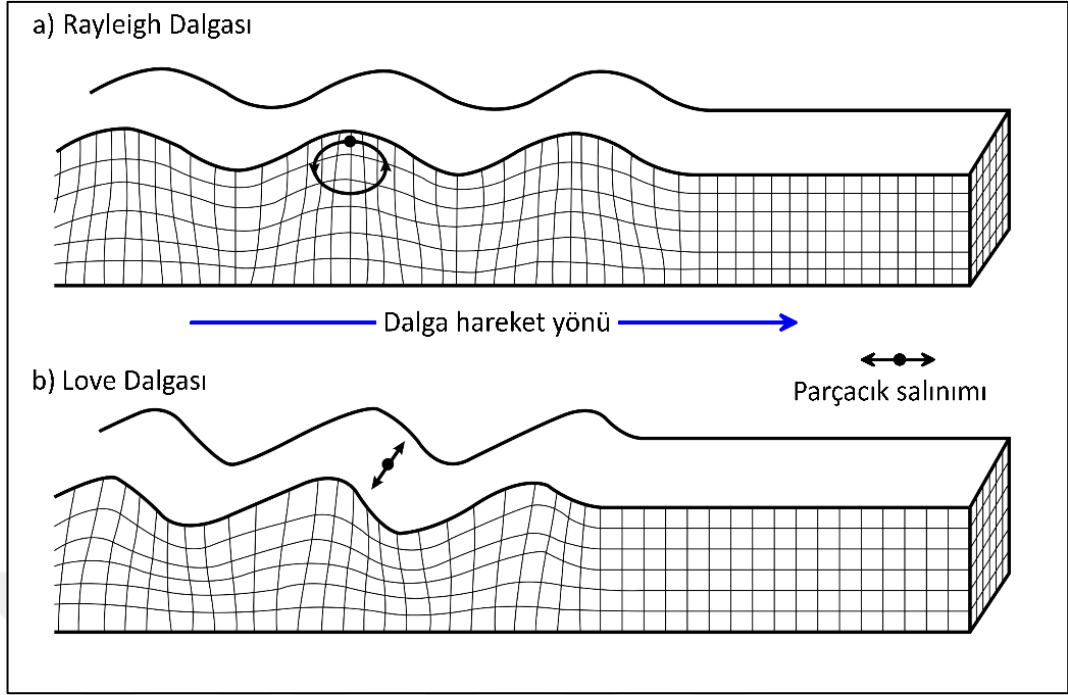
Poisson oranı kayaların fiziksel özelliklerine bağılı olarak değişmektedir. Çekme kuvveti altında boyuna uzama ve enine daralma gösteren malzemelerde, 0 ile 0,5 arasında değerler almaktadır. Örneğin, konsolide kayalarda genellikle Poisson oranı 0,25 yani  $v_p \approx 1,7v_s$  değerindedir. P-dalga hızı kayacın yoğunluk, porozite, suya doygunluk ve boşluk oranı özelliklerine bağılı olduğundan, kayaç litolojisinin tanımlanmasında yetersiz kaldığı durumlar bulunur. Yoğunluktan bağımsız ve Poisson oranına geçebilmemizi sağlayan  $v_p/v_s$ , kayacın fiziksel durumuyla ilgili daha tanısal bilgiler edinmemizi sağlar. Bu nedenlerden dolayı, çalışma sahasında bu iki verinin elde edilmesi önem taşır. Kayaların fiziksel özellikleri ve cisim dalgası yayılım hızları arasındaki ilişki, dalga frekanslarından bağımsızdır. Cisim dalgaları dispersif

olmadıklarından, dalgayı oluşturan farklı frekanslar malzeme içinde aynı hızda ilerler. Bu yüzden malzemenin sadece elastik modülüne ve yoğunluğuna bağlıdır.

### **3.1.2 Yüzey Dalgaları**

Yüzey dalgaları, elastik katıların bir sınırı veya yüzeyi boyunca yayılırlar. Sığ çalışmalarda dikkate alınan iki tür yüzey dalgası vardır. Rayleigh dalgası, serbest yüzey boyunca ya da birbirinden farklı iki katı ortam sınırı boyunca yayılır. Dalga hareketi sırasında birim parçacıklar, yayılım yüzeyi doğrultusuna dik bir düzlemde tersine dairesel (retrograde) salınım gösterirler (Şekil 3.6 a). Rayleigh dalgaları kesme gerilmesinde oluştuğundan, katı malzeme içinde yayılabilirler. Bu dalgaların genlikleri uzaklıkla doğrusal olmayan bir azalım gösterirler ve enine dalga hızından daha yavaş hareket ederler. Homojen olmayan ortam içinde farklı hızlarda hareket eden frekans bileşenleri, yayılma boyunca dalga formunun değişmesine neden olur. Bu özelliğinden yararlanılarak; deprem sismolojisinde astenosfer ve litosfer katmanlarının hız değerleri belirlenebilir, zemin araştırmalarında sığ tabakaları oluşturan jeolojik özelliklerin sağlamlığı konusunda bilgi sağlarlar. Yüzey tabakasının enine dalga hızı, altındaki tabakadan daha düşük olduğu durumda ikinci bir yüzey dalgası olan Love dalgaları oluşur. Parçacık hareketi yüzeye paralel ve hareket doğrultusuna dik gerçekleşmektedir (Şekil 3.6 b). Love dalgalarının hızı, yüzey ve alt tabakanın enine hızlarının arasında bir değerdedir. Dispersif özellik gösteren bu dalga, Rayleigh dalgaları gibi yüzey altı yapılarının araştırılmasında kullanılmaktadır.

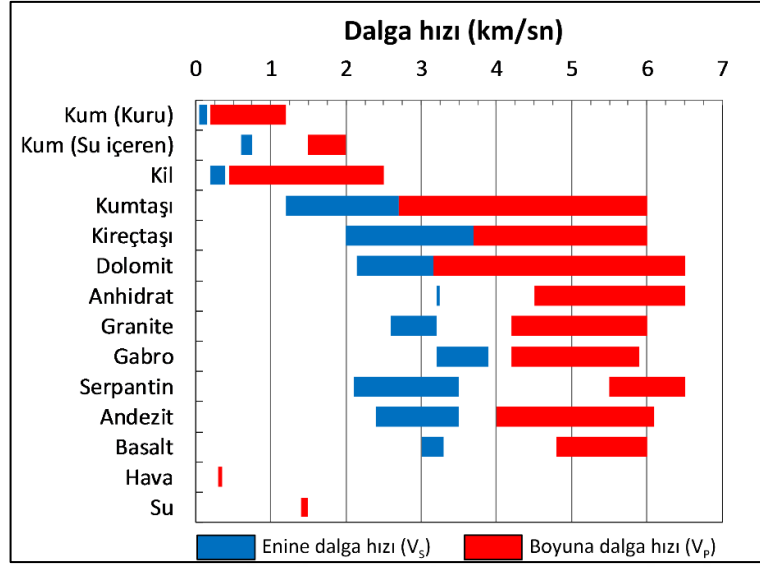




Şekil 3.6 Malzeme içinde a) Rayleigh ve b) Love yüzey dalgalarının yayılımı (Bolt, 1982)

### 3.1.3 Kayaçların sismik hızları

Kayaç bileşenleri, tane şekli ve boylanma derecesi, sıvı içeriği, gözeneklilik gibi fiziksel özellikler ve kayacın elastik modülü ile yoğunluğu arasındaki ilişki sismik hızları doğrudan etkiler. Yeraltı tabakalarının sismik  $v_p$  ve  $v_s$  hızlarının araştırılması iki önemli bilgi edinmemizi sağlar. Bunlar, dalga seyahat sürelerinden derinliğe geçiş yapılabilmesi ve kayaç litolojisiyle ilgili bulgulara ulaşılmasıdır. Bazı kayaçların sismik hızları Şekil 3.7’de verilmiştir.



Şekil 3.7 Çeşitli kayaçların cisim dalga hızları (Marion ve diğer., 1992; Reynolds, 2011)

Kayaç hızlarını litolojiyle ilişkilendirebilmek için, tekdüze ve izotropik olduğu kabul edilir. Genel kaya dokusu, kayacı oluşturan mineral taneciklerinden (kayaç matrisi) ve boşluklardan oluşur. Boşlukların toplam hacminin kayaç hacmine oranına gözeneklilik ( $\phi$ ) denir. Kayacın birim yoğunluğu ( $\rho_b$ ), gözeneklilik, kayaç matrisi yoğunluğu ( $\rho_m$ ) ve boşluk sıvısı yoğunluğuna ( $\rho_f$ ) bağlıdır.

$$\rho_b = \rho_f \phi + (1 - \phi) \rho_m \quad (3.6)$$

P-dalgası hızı içinde benzer bir ilişki kurulabilir. Seyahat süresi, kayaç matrisi ve boşluk sıvısı hızlarıyla ters orantılıdır.

$$v_b = \frac{\phi}{v_f} + \frac{(1 - \phi)}{v_m} \quad (3.7)$$

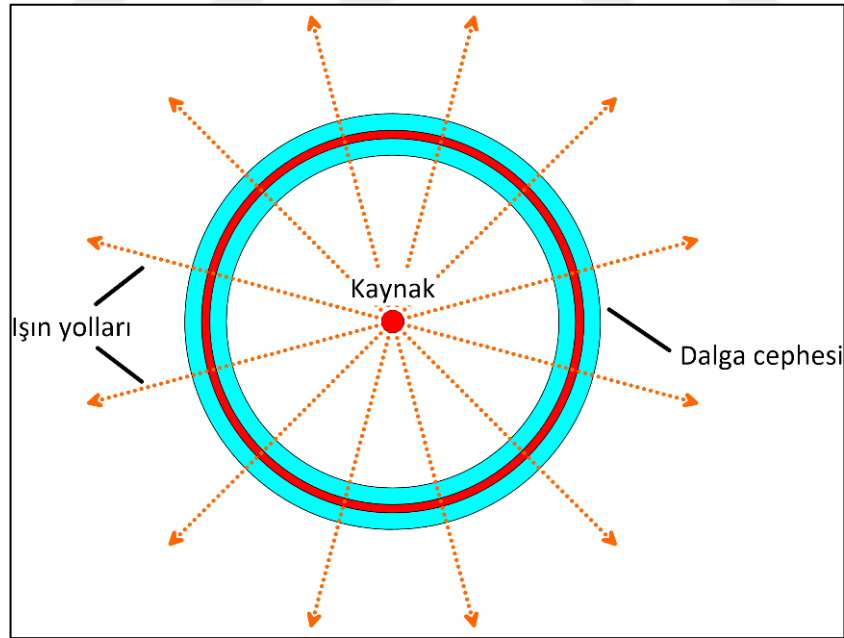
$$v_p = \phi v_f + (1 - \phi)^2 v_m \quad (3.8)$$

2.7 denkleminde,  $v_b$  kayacın birim hızı,  $v_m$  kayaç matrisinin ve  $v_f$  boşluk sıvısının P-dalga hızlarıdır. Bu denklem kullanılarak  $v_p - \rho$  dağılım grafiği çizilebilir. Böylelikle P-dalga hızı ve yoğunluğundan, malzemenin kayaç matris türü ve gözenekliliğiyle ilgili tahminler yapılabilir.

S-dalgası boşluk ve sıvıda ilerleyemediğinden, benzer çıkarımları yapmak daha zordur. P-dalgasıyla arasındaki bu farklılık, yeraltı tabakalarını oluşturan kayalar için farklı tanımlamalar yapılabilmesini sağlar. Örneğin, bir ortamın  $v_p$  ve  $v_s$  hızları biliniyorsa, tabakanın boşluk sıvısının değişimi belirlenebilmektedir. Bu özellikten petrol-doğalgaz araştırmalarında, hidrokarbon rezervuarlarındaki gaz dolu gözenekli alanların belirlenmesinde kullanılır.

### 3.1.4 Dalga cephesi ve Işın yolları

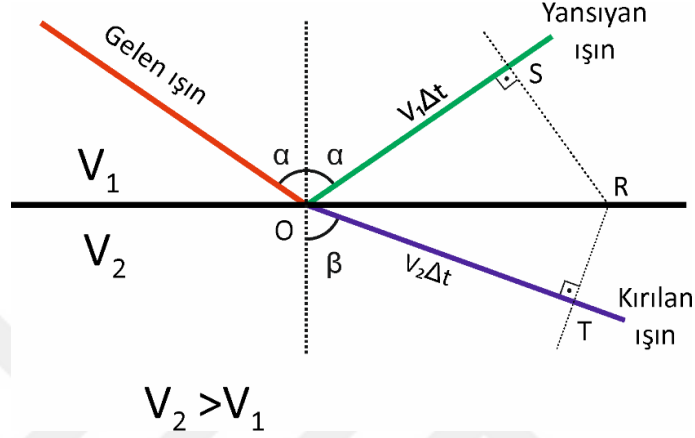
Sismik bir titreşim, homojen bir ortam içinde kaynaktan tüm yönlere doğru aynı hızda ilerler. Herhangi bir anda, kaynaktan eş uzaklıklı tüm parçacıklar aynı yer değiştirme hareketini yaparlar. Bu parçacıkların, merkezi kaynak olan bir küre yüzeyinde olduğu düşünülür ve dalga cephesi olarak adlandırılır. Merkezden dalga cephesine dik ışınlar, dalganın hareket doğrultusunu vermektedir. Işın yolu olarak adlandırılan bu çizgilerin fiziksel gerçekliği olmamakla birlikte, sismik dalga hareketinin anlaşılması konusunda kullanışlı bir kavramdır (Şekil 3.8).



Şekil 3.8 Kaynak noktasından yayılan dalga cephesi ve ışın yolları

Fiziksel özellikleri farklı iki tabaka sınırına  $\alpha$  geliş açısıyla yaklaşan sismik dalgacık, kırılma veya yansıma davranışlarını gösterir. Gelen ışının, birinci ortama geri

yansımaları (*yansıma kuralı*) veya ortam hızlarına ve gelme açısına bağlı olarak  $\beta$  kırılma açısıyla ikinci tabakada kırılan ışın olarak devam etmesidir. Kırılma ve yansıma olayları, Huygens ilkesi ve Snell kanunuyla açıklanabilir. Huygens ilkesi prensibi, bir dalga cephesi üzerindeki tüm noktaların ikincil kaynak özelliği göstermesidir (Şekil 3.9).



Şekil 3.9 Fiziksel özellikleri farklı iki tabaka sınırında Huygens ilkesi ve Snell kanununun şematik gösterimi

P-dalga hızları  $V_1$  ve  $V_2$  olan iki malzeme ara yüzündeki O noktasına  $t_0$  zamanında gelen ışın,  $t_1$  zaman sonra her iki ortamda farklı mesafe kat edeceklerdir. İki ışın yolunun oluşturduğu geometride basit trigonometrik işlem yapılırsa,

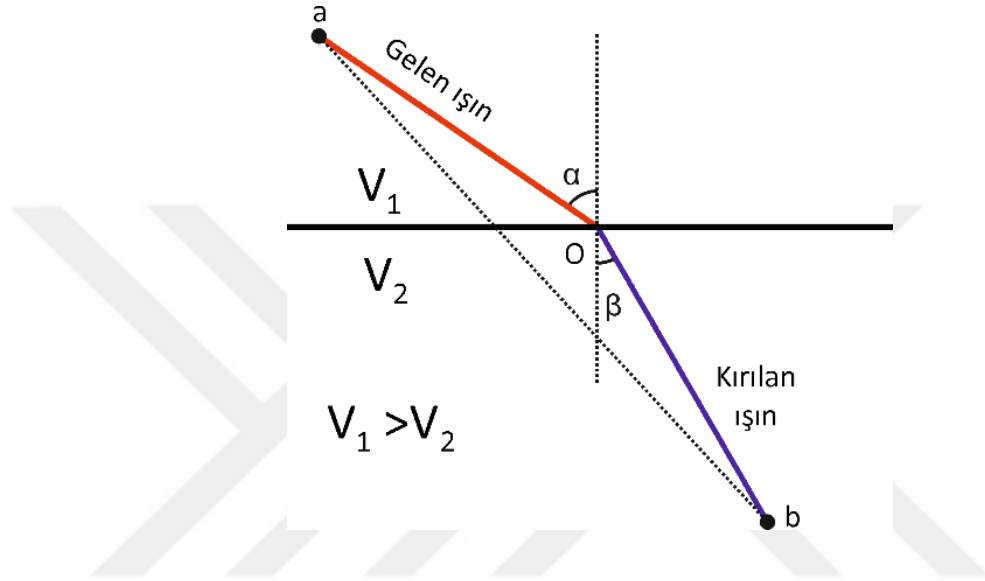
$$V_1 \Delta t = \overline{OR} \sin \alpha \text{ ve } V_2 \Delta t = \overline{OR} \sin \beta \quad (3.9)$$

eşitlikleri yazılabilir.  $\overline{OR}/\Delta t$  için denklemler düzenlendiğinde

$$\frac{\sin \alpha}{V_1} = \frac{\sin \beta}{V_2} = p \quad (3.10)$$

eşitliğine ulaşılır. Snell kanunu olarak bilinen bu ifade, bir ışının ortamlar arasında hareketini tanımlamamızı sağlar. Denklemden yer alan  $p$ , ışın parametresi olarak adlandırılır ve her ışın için sabit bir değerdir. İki tabakadan fazla ortamda, tabakaların sismik hızları derine doğru sürekli artıyorsa, kırılma açısı sıfıra doğru yaklaşacaktır. Yeterli sayıda tabakadan sonra ışının ara yüz boyunca ilerlediği (kritik açı) durum

ortaya çıkar. Bu tabakadan sonra ışın Huygens prensibi gereği yukarı doğru ilerleyecektir. Bu durum, kaynağı deprem olan sismik araştırmalarda görölmektedir. Sismik ışının iki farklı tabakada bulunan a noktasından b noktasına seyahatini Fermat ilkesi belirler. Fermat ilkesine göre bir ışın, iki nokta arasında en az zamanı gerektiren yoldan seyahat eder. Bu ilkeler göz önünde bulundurularak, bir ışının kaynakla alıcı arasında ilerleyeceği yol izlenebilir (Şekil 3.10).



Şekil 3.10 Fermat ilkesine göre, iki nokta arasındaki en kısa ışın yolunun şematik gösterimi

### 3.2 Işın İzleme (Ray Tracing)

Sismik ışın izleme, bir ışının iki nokta arasındaki seyahati süresince takip edilmesidir. Böylece iki nokta arasında geçen seyahat zamanı tespit edilebilir. Seyahat zamanlarının hesaplanması için farklı yöntemler vardır. Bunlar, ışın temelli, sonlu farklar ve ağ teorisi yöntemleri olarak kabaca üç gruba ayrılabilir.

Işın temelli yöntemler, geleneksel ışın izleme ve dalga cephesi yapılandırması (wavefront construction) olarak iki kısımda incelenir. Geleneksel ışın izleme, atış (*shooting, trial method*) ve eğme (*bending*) yaklaşımlarıyla yapılır. Atış yönteminde, kaynaktan çıkan ışın için başlangıç ışın yolu belirlenir (Julian ve Gubbins, 1977; Červený ve diğ., 1977; Červený, 1985; Um ve Thurber, 1987). Başlangıç noktası sabit olan ışının, bitiş noktasının alıcıyla uzaklığı, yinelemeli yaklaşımla en aza indirgenir. Yöntemin sağlıklı çalışması başlangıç ışın yolunun, ne kadar iyi

seçildiğiyle ilgilidir. Kötü başlangıç ışın seçimi, yinelemeler sonucunda yerel minimum değerlerine gitmesiyle sonuçlanabilir. Eğme yönteminde, başlangıç ışını kaynak ile alıcı arasında bir doğrudur (Julian ve Gubbins, 1977; Moser, 1991). Fermat ilkesine göre en az seyahat süreli ışın yolu, yinelemeli yöntemlerle belirlenir. Her iki teknik, özellikle karmaşık hız modellerinde hızlı ve verimli çalışmadığından günümüzde tercih edilmemektedir. Dalga cephesi yapılandırma tekniği, geleneksel ışın izleme tekniğinden esinlenerek oluşturulmuştur. Sabit bir seyahat süresinde, kaynaktan çıkan ışınların ilerledikleri mesafelerin birleşiminden yeni dalga cephesi oluşturulur. Bir sonraki adımda aynı seyahat süresi için, dalga cephesinden yeni ışın yolları hesaplanır ve yeni dalga cephesi belirlenir (Vinje ve diğer., 1993). Çözümün doğruluğu, kullanılan ışın sayısının fazlalığına ve seçilen ışınların uzunluğuna bağlıdır. Yöntemin en önemli kusuru, kesin bir çözüm için çok fazla hesaplama yapılması gerekmesidir. Bunun yanı sıra yöntem bir çok araştırmacı tarafından geliştirilmeye devam etmektedir (Vinje, 1997; Coman ve Gajewski, 2005; Chambers ve Kendall, 2008; Hauser ve diğer., 2008; Han ve diğer., 2009; Bai ve diğer.; 2011; Sun ve diğer., 2018).

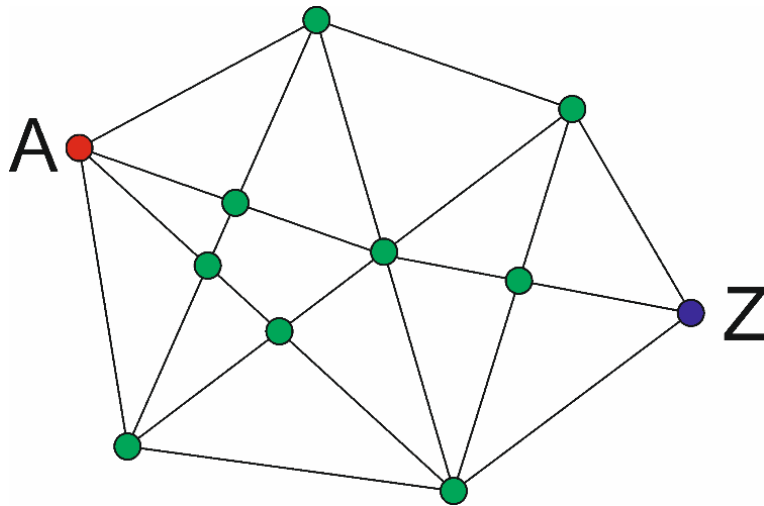
Seyahat sürelerinin hesaplanmasında sonlu farklar yönteminin kullanılmasını Vidale (1988, 1990) öne sürmüştür. Bu tür yöntemler, eikonal denklem sistemlerin sayısal çözümünü hesaplar. Podvin ve Lecomte (1991), paralel bilgisayar sistemlerini kullanarak, çözümleri hızlandırmayı önermişlerdir. Qin ve diğer. (1992), genişleyen dalga-cepheleri boyunca bir sonlu farklar yaklaşımını ileri sürmüşlerdir. Cao ve Greenhalgh (1993) dalga-cephesi izlemeyi içeren bir yöntem sunmuşlardır. Van Trier ve Symes (1991), Schneider (1995), Buske ve Kaestner (2004) seyahat sürelerinin hesaplamaları üzerine farklı yaklaşımlar önermişlerdir.

Bir diğer hesaplama yöntemi ise en kısa yol yöntemi (*Shortest-path method, SPM*) olarak adlandırılmaktadır. Bu yöntemde, araştırma alanı eşit boyutlu sismik hız hücrelerinden oluşan bir ağ sistemiyle tanımlanır. Ağın düğüm noktaları arasındaki olası tüm ışın yolları, bir kaynak noktası için hesaplanır. Kaynak ve alıcılar arasında, bu yollardan oluşan en kısa yollar belirlenebilir. Bu tez çalışmasında sismik hız dağılım hesabı için, en kısa ışın yolu izleme (*Shortest-path ray tracing*) algoritmasını kullanan düz-çözüm programı (Ray2BH-FW) geliştirilmiştir.

### 3.3 En Kısa Işın Yolu İzleme

#### 3.3.1 Ağ yöntemi

En kısa yol (EKY) tekniği, ilk kez Dijkstra (1959) tarafından ortaya konulmuştur. EKY tekniğinin hedefi, aynı doğru üzerinde olmayan noktalar arasındaki en kısa güzergâhın belirlenmesidir. Örneğin; kovanından ayrılan bir arının,  $n$  sayıda çiçeği dolaştıktan sonra kovana geri dönmesi için oluşturduğu çiçek konumları, bir turistin ören yerleri için yaptığı gezi planı ya da bir postacının dağıtım planı, en kısa yol hesaplamaları kapsamına girmektedir. Bu hesaplamalar noktaların tanımlandığı bir ağ sistemiyle çözülebilmektedir. Şekil 3.11’de rastgele noktalardan (düğüm) oluşan ağ sistemi tanımlanmıştır. A noktasından Z’ye giden çok fazla sayıda güzergâh belirlenebilir. Bu çözümü EKY algoritmaları, üç aşamada çözmektedir. (1) ara bağlantı yolları için ağırlık değerinin belirlenmesi, (2) olası güzergâhların hesaplanması, (3) güzergâhların toplam ağırlık değerleri arasında bir sıralama algoritmasıyla en kısa yolun belirlenmesidir. Bu çözüm yaklaşımı, sınırlı sayıda düğüm noktasından oluşan ağ sisteminde çalışmaktadır. Düğüm sayısı arttıkça, (1) ve (2) adımdaki çözüm düzeyi eleman sayısı üstel artmaktadır. Böylelikle (3) adımdaki sıralama algoritması çok büyük dizeler için çözüm araması gerekmektedir. Bu soruna yönelik optimum çözümü sağlayan algoritmalar üzerine çalışmalar devam etmektedir.

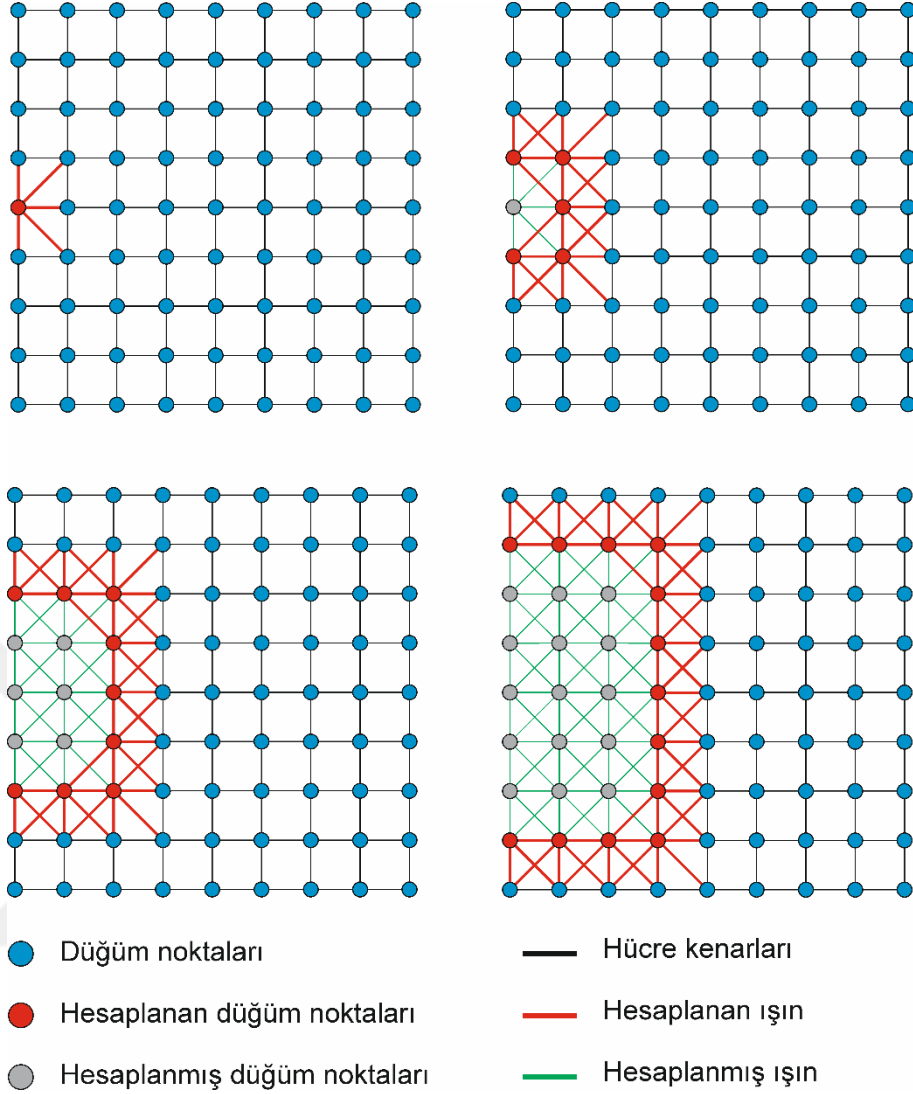


Şekil 3.11 Rastgele noktalardan oluşan ağ sistemi

EKY tekniği, yeraltını tanımlayan bir ağ sistemi için sismik ışın yollarının belirlenmesinde kullanılabilir. Nakanishi ve Yamaguchi (1986), sismik ışın izlemede ilk kez kullanmışlardır. Bu çalışmada, sabit hız değerli hücrelerden oluşan bir ayırıklaştırma işlemiyle yeraltı hız modeli oluşturulmuş ve sadece hücre kenarlarıyla sınırlı ışın yollarını hesaplayabilmişlerdir. Moser (1991) çalışmasında, kaynak noktası etrafındaki alanda bulunan komşu düğümleri kullanarak, gerçeğe daha yakın sismik dalga yayılımını modelleyebilmiştir. Fischer ve Lees (1993) ışın yollarının zikzaklar biçiminde ilerlemesini engellemek için Snell kanununu çözüm sistemine dâhil etmişlerdir. Van Avendonk ve diğer. (2001) eğme yaklaşımıyla hesaplama hatalarını azaltmışlar, Zhao ve diğer. (2004) ışın yolu belirlenmesinde ışın seçimi için yeni bir algoritma geliştirmişlerdir. Zhang ve diğer. (2004) sabit düğüm noktalarından oluşmayan ağ sistemi ve Bai ve diğer. (2007) daha az bilgisayar kapasitesine ihtiyaç duyan bir model ağı önermişlerdir.

Düğümler arasında ilerlediği düşünölen sismik dalga enerjisi, Huygens ilkesine göre her düğüm noktasında kaynak davranışı gösterir (Saito, 1990). Her bir yeni kaynak noktası için komşu düğümleri bağlayan ışınların hesaplanması gerekmektedir. Şekil 3.12'de bir kaynak noktasından çıkan ışının, Huygens prensibine göre ağ sisteminde hesaplanması gösterilmiştir.





Şekil 3.12 Bir kaynak noktasından çıkan ışının, Huygens prensibine göre ağ sisteminde hesaplanması

Basit hareket denklemiyle çözüm sistemi daha rahat anlaşılabilir.  $yol = hız \times zaman$  olan denklem, ışın izlemeye uyarlanırsa;

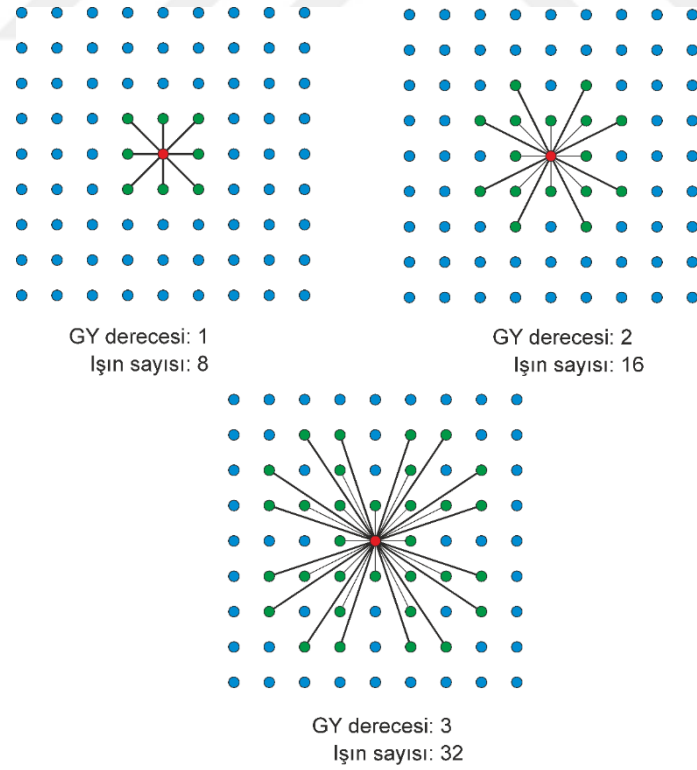
$$ışın \text{ seyahat süresi} = \frac{\text{düğüm noktaları arası uzaklık}}{\text{hücrenin hız değeri}} \quad (3.11)$$

biçiminde tanımlanabilir. Bu sistemde, düğümler arası uzaklıklar basit analitik geometriyle belirlenebilir. Gerçeğe yakın dalga yayılımı modellemesi yapabilmek için çok sayıda ışın yolu hesabının yapılması gerekmektedir. Işın yolu sayısının artırılması için iki yöntem kullanılabilir. Birincisi, hücre boyutlarının küçültülerek, modellemesi

yapılan alan için daha fazla düğüm noktası elde edilmesidir. İkinci bir yöntemse, genişleyen yıldız (*forward star*) olarak bilinen, kaynak noktasına  $n$  derece uzaklıktaki düğüm noktalarının da çözüme katılmasıdır.

### 3.3.2 Genişleyen yıldız yöntemi

Genişleyen yıldız (GY) yöntemi, ışın dağılımını yoğunlaştırmak ve ışın yollarının zikzaklar biçiminde ilerlemesini engellemek amacıyla kullanılmıştır. Işın yollarının doğruya yakın hesaplanması, ışın yoğunluğuyla ilgilidir. GY yöntemi, bir düğüme belli uzaklıkta bulunan düğümler için ışınların hesaplanmasında kullanılır. Eş boyutlu kare hücrelerden oluşan bir ağ sisteminde sadece komşu düğümler için birinci dereceden GY olarak adlandırılabilir. Bu isimlendirme, komşulara komşu şeklinde artırılabilir (Şekil 3.13). Birinci dereceden GY yönteminde, kaynak noktasına komşu sekiz düğüm noktası için ışınlar hesaplanır. İkinci derece ve üçüncü derece hesaplamalarında, ışın sayısı 16 ve 32 olur. Daha yüksek derecede hesaplamalarında toplam ışın sayısı doğrusal olarak artmaktadır.



Şekil 3.13 Genişleyen yıldız yönteminin şematik gösterimi

Bu yıldızların genişleme türlerine göre farklı çalışmalar bulunmaktadır. Moser (1991) eş boyutlu hücre sisteminde kare biçimli, Fischer ve Lees (1993) bir yöne doğru uzayan, Klimeš ve Kvasnička (1994) dikdörtgen hücre sisteminde optimizasyon içeren küresel biçimli GY yöntemlerini geliştirmişlerdir. Zhang ve Toksöz (1998) ise, eş boyutlu hücrelerde ışınlar arası açıların sabit olduğu bir yöntem önermişlerdir. Araştırmacılar, tüm yöntemler için kabul edilebilir seviyelerde hesaplama hataları bulunduğunu belirtmişlerdir.

Tez çalışmasında Moser'in (1991) önerdiği kare biçimli GY tekniğinde, hesaplama süresini azaltmaya yönelik geliştirmeler uygulanmıştır. Uygulanan bu değişiklikler; (1) sadece kaynak ve alıcılar arasındaki ışınlar hesaplanmış (2) Snell kanuna göre alıcıya ulaşması imkânsız olan ışınlar göz ardı edilmiş (3) tekrarlı hesaplamaları önlemek için kaynak noktası değişiminde, ışın yolları bir önceki kaynak çözümünden yararlanılmış (4) aynı doğrultuda bulunan düğüm noktaları en yakın düğüm için hesaplanmıştır. GY yönteminde dikkat edilmesi gereken diğer bir durumsa, hesaplanan ışın doğruları arasındaki açının kabul edilebilir seviyede olmasıdır. Örneğin birinciden üçüncüye doğru en düşük açı değerleri,  $45^\circ$ ,  $18,435^\circ$  ve  $7,125^\circ$  olarak hesaplanmıştır. Bu aşamadan sonra daha büyük GY seçimi, hesaplama işlemlerinin uzun sürmesine yol açacaktır.

### ***3.3.3 En kısa ışın yolunun bulunması***

Herhangi iki nokta arasındaki olası ışın yolları, ağ sistemindeki ışınların birleştirilmesiyle bulunur. Birleştirecek ışınlar yinelemeli bir yaklaşımla belirlenir. Bu ışın yollarının, gerçek ışın yollarına göre hataları olabilmektedir. Bu hatalar iki ana nedenden kaynaklanır. Birincisi, ağ sistemindeki düğüm sayılarının veya hücre boyutunun uygun seçilmemesidir. Bu sorun, belirtilen özelliklerin bilgisayar donanımının ve hesaplama süresini göz önünde bulundurularak çözülebilir. Diğer bir sorunsu, ışın parçacıklarının hücre sınırlarıyla yaptıkları açının yeteri kadar olmamasıdır. Burada da genişleyen yıldız derecesi arttırılarak, hücre biçimleri veya düğüm konumları değiştirilerek giderilebilir.

Bir ışın yolunu oluşturan ışınların seçiminde, sıralama algoritmaları kullanılır. Bu algoritmalar, bir sayı dizeyi elemanlarını büyüklüklerine göre sıralamamızı sağlar. Birçok sıralama algoritması bulunmaktadır. Birbirlerine göre farklı özellikleri olan bu algoritmalarından uygun olanın seçimi, tüm ışın yollarının hesaplanması için gereken süreyi doğrudan etkilemektedir. Moser (1991), yığın sıralaması algoritmasıyla (*Heap Sort*) ışın yollarını, eş boyutlu hücrelerden oluşan bir ağ sistemi için çözmüştür. Klimeš ve Kvasnička (1994), Dijkstra (1959) algoritmasındaki ağın aralık özelliğini kullanan sıralama algoritmasıyla, hesaplama sürelerinin daha kısaltılabileceğini önermiştir. Zhang ve diğer. (2004), buket sıralama algoritmasının daha hızlı olduğunu belirtmişlerdir.

### 3.4 Sismik İletim Tomografisi Düz-Çözüm programı (Ray2BH-FW)

İki kuyu arasındaki sismik iletim tomografi yöntemi için, en kısa ışın yollarını hesaplayan Matlab tabanlı düz-çözüm programı geliştirilmiştir (Ray2BH-FW). Program, Moser (1991) ve Fischer ve Lees (1993)'nin yaptığı çalışmalara dayanmaktadır. Düğüm noktaları için  $x, z$  koordinat sisteminde  $N \times M$ 'lik bir ağ sistemi oluşturulur. Bu ağ sisteminde düğümler,  $x$  yönünde  $i=101,102,\dots,N+101$  ve  $z$  yönünde  $j=101,102,\dots,M+101$  alt indisleriyle tanımlanmıştır. Düğümler arasında hesaplanacak ışın parçaları belirlenmesinde GY yöntemi kullanılmıştır. Klimeš ve Kvasnička (1994) iki boyutlu ağ sistemlerinde GY derecesinin belirlenmesinde,  $GY_d=n^{1/4}$  eşitliğinin kullanılabileceğini önermiştir. Burada  $n$  düğüm sayısıdır. En kısa yol algoritması için, ışın parçaları ve ışın yollarına ikili indis değeri atanır. Örneğin bir ışını oluşturan iki düğümün indisleri,  $A_{i,j}$  ve  $B_{m,n}$  olsun. Bu iki noktayı birleştiren ışın parçasının indisi  $R_{ij,mn}$  olur.

Öncelikle tüm ışın parçalarına ağırlık değeri ataması yapılır ve ışın matrisi oluşturulur (*Raymatrix*). Ağırlık değeri, ışının hız değeridir. Bir kaynak noktası belirlenir. Bu düğümden çıkan ışın parçalarıyla, ışın yolu dizeyi ışın indisi biriminden hafızaya alınır. İkincil kaynak komşu düğümlere taşınarak, alıcı düğümüne ulaşıncaya değin devam edilir. Alıcı düğüme ulaştığında, ön ışın yolları belirlenmiş olur. Gerçek ışın yolunu oluşturacak ışın parçalarının seçimi için Dijkstra (1959) algoritması kullanılır. Işın parçalarının hızlarına göre sıralanmasında, iki pivotlu hızlı sıralama

(*Dual pivot Quicksort*) algoritması tercih edilmiştir. Bir  $A$  dizeyi elemanlarının sıralanması için kullanılan matlab alt programının algoritması aşağıdaki gibi tanımlanabilir (Şekil 3.14).

```

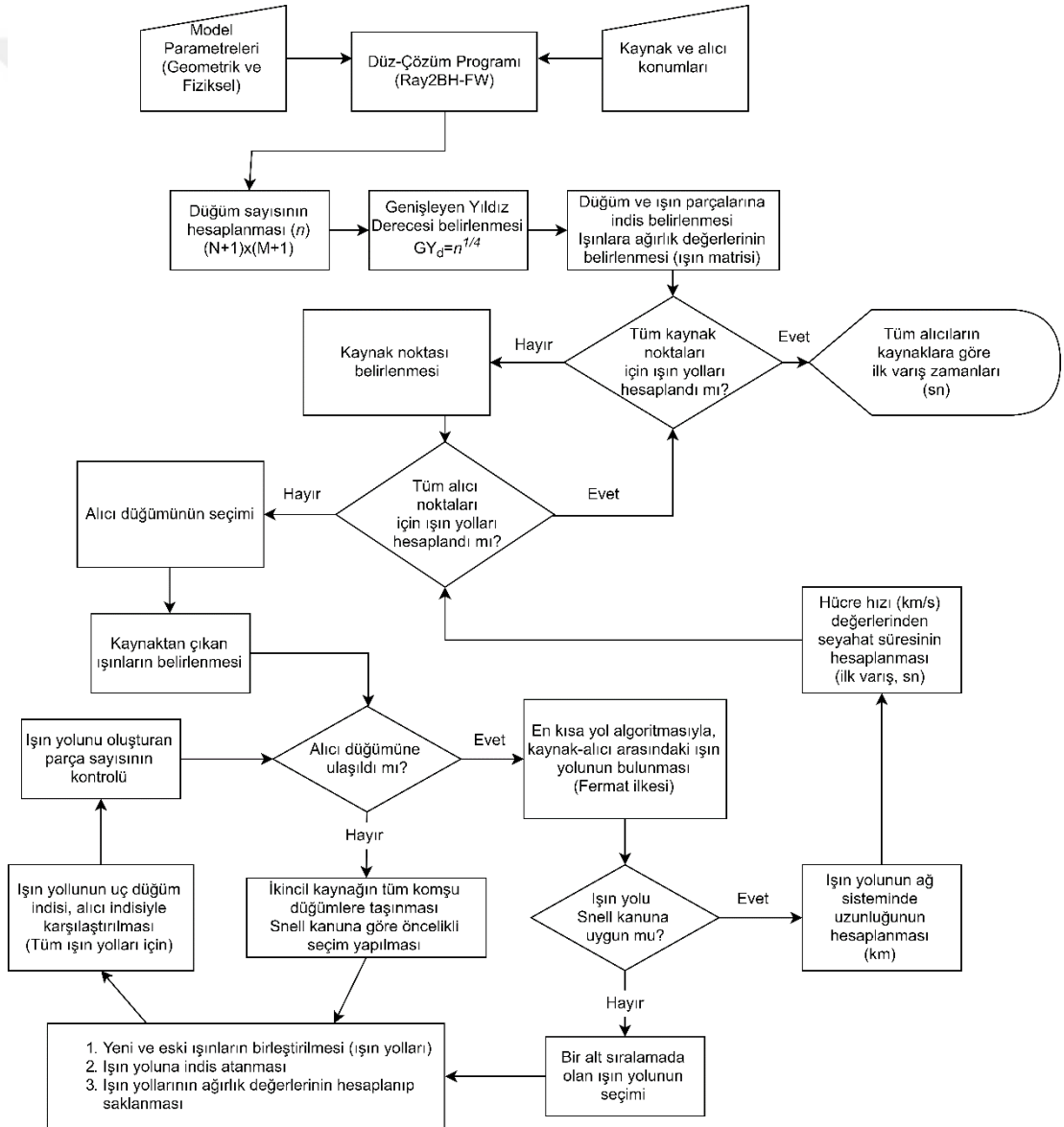
DUALPIVOTQUICKSORT( $A$ ,  $left$ ,  $right$ ) // Sorts  $A[left..right]$ 
1  if  $right - left \geq 1$ 
2       $P = \min \{A[left], A[right]\}$  // Pivot 1
3       $Q = \max \{A[left], A[right]\}$  // Pivot 2
4       $k = left + 1$ ;  $\ell = k$ ;  $g = right - 1$ 
5      while  $k \leq g$ 
6          if  $A[k] < P$ 
7              Swap  $A[k]$  and  $A[\ell]$ ;  $\ell = \ell + 1$ 
8          else if  $A[k] \geq Q$ 
9              while  $A[g] > Q$  and  $k < g$ 
10                  $g = g - 1$ 
11             end while
12             Swap  $A[k]$  and  $A[g]$ ;  $g = g - 1$ 
13             if  $A[k] < P$ 
14                 Swap  $A[k]$  and  $A[\ell]$ ;  $\ell = \ell + 1$ 
15             end if
16         end if
17          $k = k + 1$ 
18     end while
19      $\ell = \ell - 1$ ;  $g = g + 1$ 
20      $A[left] = A[\ell]$ ;  $A[\ell] = P$ 
21      $A[right] = A[g]$ ;  $A[g] = Q$ 
22     DUALPIVOTQUICKSORT( $A$ ,  $left$ ,  $\ell - 1$ )
23     DUALPIVOTQUICKSORT( $A$ ,  $\ell + 1$ ,  $g - 1$ )
24     DUALPIVOTQUICKSORT( $A$ ,  $g + 1$ ,  $right$ )
25 end if

```

Şekil 3.14 İki pivotlu hızlı sıralama algoritması (Yaroslavskiy, 2009)

Bir kaynak için tüm alıcı noktalarına ulaşan ışın yolları hesaplandığında, ışın yolunun ağ sistemindeki uzunluğu ve ışın parçalarının hızlarından seyahat süresi hesaplanır. Kaynak noktası değiştirilerek bu işlemler tekrarlanır. Böylelikle tüm kaynak-alıcı çiftleri için ilk varış zamanları hesaplanmış olur. Hücreler arası hız karşılığının büyük olduğu veya sismik hızların yatay ekseninde çok hızlı değiştiği bazı durumlarda, ışın yolu bir ışın parça serisini tekrarlı olarak seçebilmektedir. Bunun sonucunda, ışın yolu alıcı düğümüne ulaşamamakta ve algoritmanın kısır bir döngüye girmesine sebep olmaktadır. Bu durumu engellemek için, ışın yolunu oluşturabilecek

ışın parça sayısının kontrolü yapılmıştır. Herhangi bir kaynak ve alıcı noktası arasında, hızlar dikkate alınmadan oluşabilecek en uzun ışın yolu belirlenir. Eğer bir ışın yolu bu uzunluktan fazlaysa, ışın yolunun indis dizisi incelenir. Tekrarların başladığı düğümde, bir alt sırada olan ışın seçilir. İlk on ışın parçası sonucunda alıcı noktasına ulaşamazsa, o ışın yolunun seyahat süresi en yakın iki alıcının aritmetik ortalaması olarak atanır. Daha sonra alıcıya ulaşan her ışın yolu için, hücre sınırlarındaki kırılma açılarının Snell kanuna göre uygunluğu incelenir. Uyumsuzluğun olduğu ışın parçası, değiştirilerek yeni ışın yolu hesaplanır. Geliştirilen programın akış diyagramı Şekil 3.15'te verilmektedir.

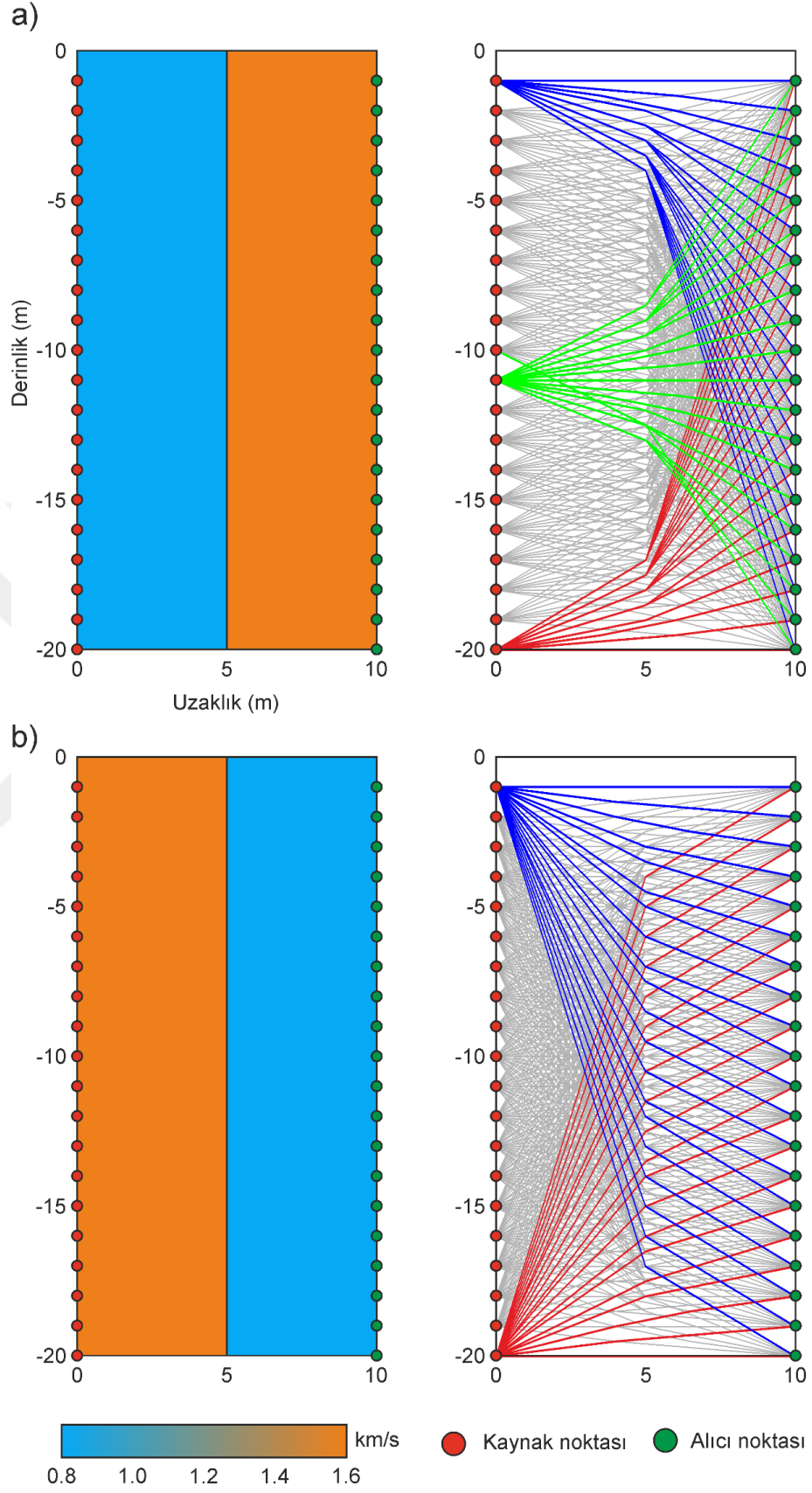


Şekil 3.15 Ray2BH-FW programının akış şeması

### 3.4.1 Işın yolu çizimi

Ray2BH-FW program doğrulunu incelemek için, dört farklı yeraltı modelinin ışın yolları hesaplanmıştır. Bu modeller için, kuyu aralığı ve derinliği sırasıyla, 10 ve 20m'dir. Model ağ sistemi, 0,5 m boyutlu eş kare hücrelerden oluşmaktadır. Toplam 400 hücre ve 861 düğüm noktası bulunmaktadır. GY derecesi, Klimeš ve Kvasnička (1994) önerdiği üzere 5 olarak alınmıştır. Bir düğüm noktası için en fazla 88, en az 23 olmak üzere, ışın matrisinde toplam 39.414 adet ışın parçası hesaplanmıştır. Işın parçaları arasındaki en küçük kırılma açısı  $6,3^{\circ}$ 'dir.

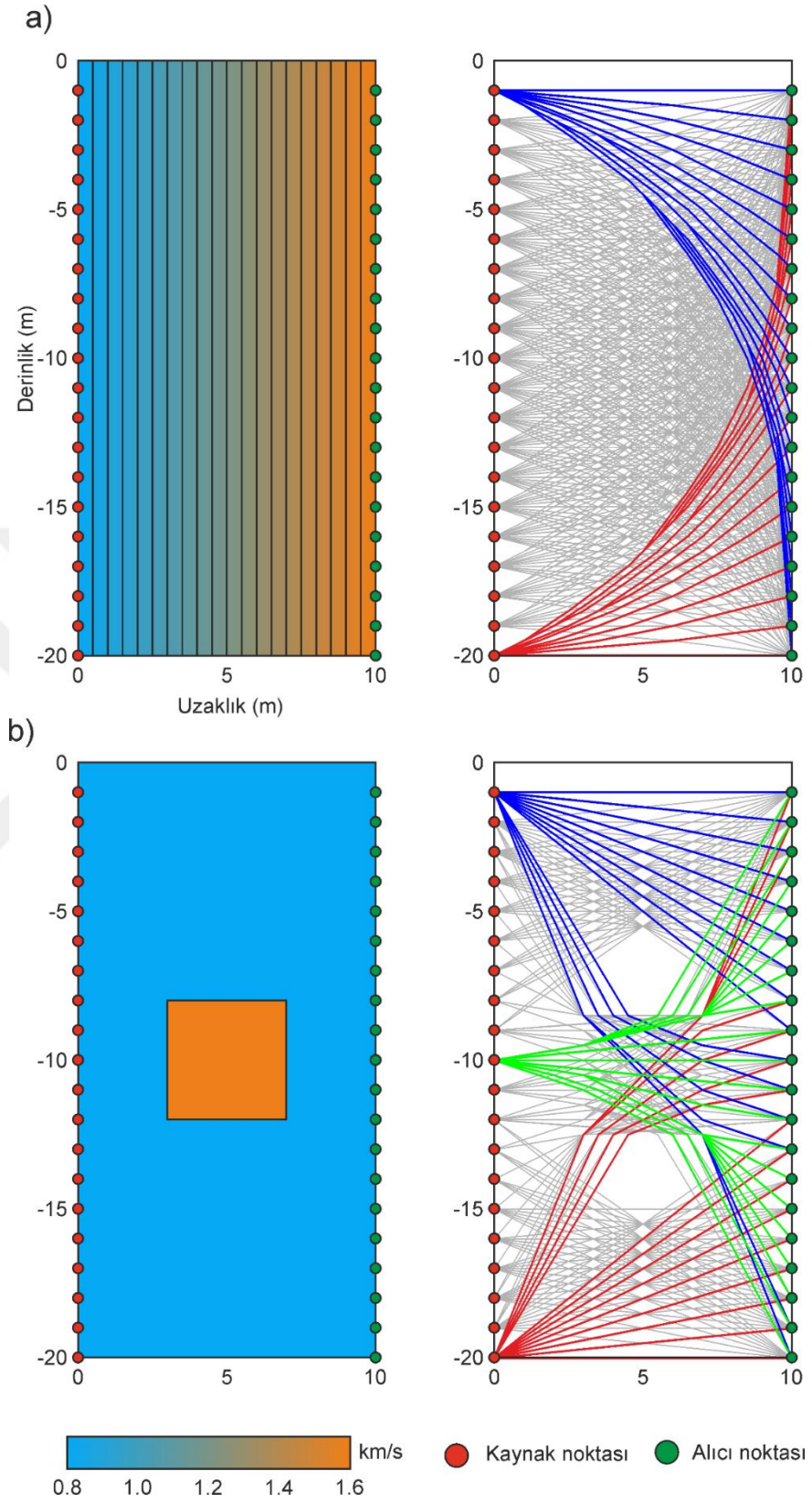
0,8 ve 1,6 km/s sismik hızlı iki ortamdan oluşan modelde, kaynak (sol kuyuda) ve alıcılar (sağ kuyuda) 1 m aralıklarla yerleştirilmiştir. Her kaynak noktası için, en kısa yol algoritmasıyla 20 ışın yolu belirlenmiştir. Tabakaların yerleri değiştirilerek aynı hesaplamalar tekrarlanmıştır (Şekil 3.16). Bu işlem ışını ters yönden takip etmekle aynı anlama gelmektedir. En kısa yol algoritmasının hatalı ışın parçası seçimi yapmadığını belirlemek üzere, ışın yollarının birebir farklarının sıfır olduğu görülmüştür. 1, 10 ve 20 derinliğindeki kaynak noktaları için, tabaka sınırında ki kırılma açıları analitik olarak hesaplanmıştır. Program çıktılarıyla karşılaştırıldığında, farkın en fazla  $0,013^{\circ}$  olduğu görülmüştür. Tüm kırılmalar için toplam hata %0,079 olarak hesaplanmıştır.



Şekil 3.16 İki farklı sismik hız modeli için ışın yolları çizimi



Işın yolları, hız değerlerinin soldan sağa 1 m aralıklarla artan bir model için de hesaplanmıştır (Şekil 3.17 a). Işın yollarının, tüm tabaka sınırlarında aynı açıyla kırıldıkları görülmüştür. Ayrıca hücre boyutu 2 m olan bir model üzerinde, 1 ve 10 m derinlikteki kaynaklar için analitik hesaplamayla seyahat süreleri karşılaştırılmıştır. Program çıktılarıyla aralarındaki farkın 0,3 milisaniyeden büyük olmadığı görülmüştür. Son model çalışmasında ise kuyular arasına 0,8 km/s hızlı bir ortam içine 1,6 km/s hız değerinde 4 x 4 m'lik bir küp yerleştirilmiştir. Işın yollarının yüksek hızlı alan içinde yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 3.17 b). Küp modelinin düşey eksenindeki bölgelerde ışın yollarının bulunmaması bu yöntemin önemli dezavantajıdır. Aynı bakış açısıyla düşük hızlı küp modelinde, modelin alıcılara yakın olan bölgesinde çözüm kalitesi düşecektir.



Şekil 3.17 a) sismik hız değerleri soldan sağa artan ve b) yüksek hız değerli küp modeli için ışın yolları çizimi

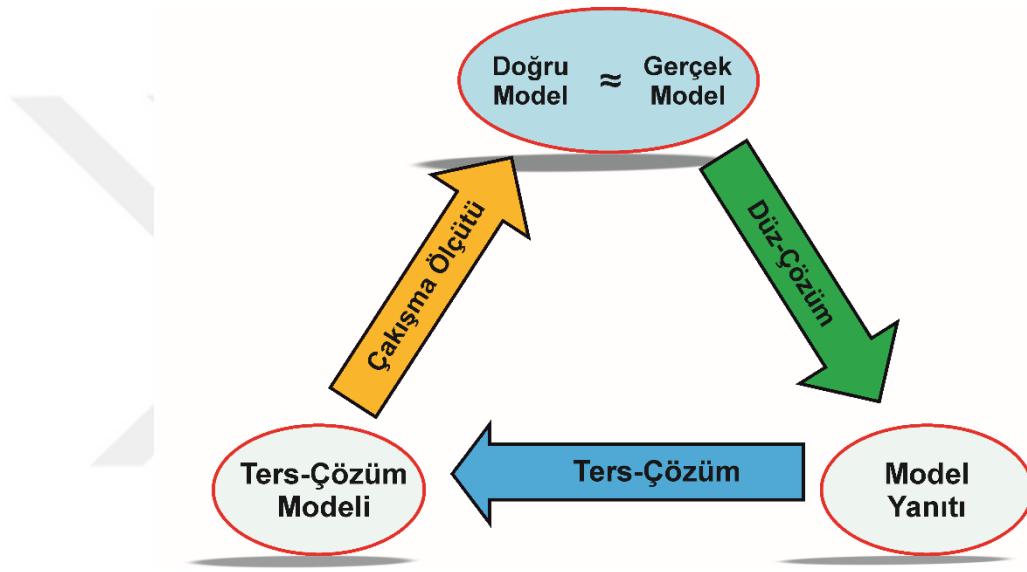
## **BÖLÜM DÖRT**

### **KUYU İÇİ SENTETİK MODELLEME**

Yerbilimci, yeraltını tanımlayabilmek için çeşitli yöntemler kullanır. Ölçüm aletleriyle ve mekanik gözlemlerle yeraltını oluşturan kayaçlar ve ortamlar ile ilgili, doğrudan veya dolaylı bilgi edinilebilir. Doğrudan bilgiler, sondaj, karot örnekleri, hendek ve jeolojik saha çalışmalarıyla sağlanabilir. Dolaylı bilgilerse, çeşitli jeofizik yöntemlerin kullanılmasıyla elde edilir. Ölçülen bu değerlerle, yeraltını oluşturan kayaçların çeşitli özelliklerinin tanımlanması amaçlanır.

Daha öncede bahsedildiği gibi, yeraltının fiziksel ve geometrik özelliklerini matematiksel bir modelle tanımlayabilmek mümkündür. Model, karmaşık bir olgunun sınırlı değişkenlerle ifade edilmesini sağlayan yapay bir nesnedir. Yerbilimlerinde modelleme kavramıysa, yeraltındaki herhangi bir durumun işleyişinin çeşitli kabullere göre hesaplanmasıdır. Jeofizikte modelleme çalışmaları, analitik çözümlerle başlamıştır. Yatay katmanlardan oluşan bir boyutlu modellerle üzerinde, tabaka kalınlıkları ve fiziksel özellikleri (örneğin; elektriksel iletkenlik, sismik hız vb.) incelenmiştir (Keller ve Frischknecht, 1966; Mooney ve diğer., 1966; Bhattacharya ve Patra; 1968; Ursin, 1983; Thomson, 1950; Haskel, 1953; Frasier, 1970; Treitel ve Robinson, 1966; Claerbout, 1968). İki boyutlu yaklaşımda, yatay ve düşey değişimler içeren modeller ve basit geometrik yapılar (küre, yatay ve düşey silindir, eğimli levha vb.) benzer yaklaşımlarla incelenmiştir (Van Nostrand, 1953; Van Nostrand ve Cook, 1966; Alfano, 1959, 1962; Parasnis, 1965; Apparao ve Roy, 1973). Gelişen bilgisayarlı sayısal hesaplama yöntemleriyle, sonlu farklar ve sonlu elemanlardan oluşan iki ve üç boyutlu modelleme çalışmaları yapılabilmektedir (Jepsen, 1969; Coggon, 1971; Lee, 1975; Mufti, 1976; Rijo, 1977; Dey ve Morrison 1979a, b; Okabe, 1981; Scriba 1981; Pridmore ve diğer., 1981; Das ve Parasnis, 1987; Molano ve diğer., 1990; Zhao ve Yedlin, 1996; Rücker ve diğer., 2006; Zhou ve diğer., 2009; Vidale, 1988, 1990; Van Trier ve Syme, 1991; Kim ve Cook, 1999; Qian ve Symes, 2002; Alterman, 1968; Bayliss ve diğer., 1986; Mufti, 1985; Claerbout, 1970; Boore, 1972; Kelly ve diğer., 1976; Korn ve Stöckl, 1982; Stephen, 1983).

Araştırma sahasının niteliğine göre hazırlanan modelin, ölçüm yöntemlerine vereceği *yanıt* düz-çözümle hesaplanabilir. Bu model, *gerçek model* olarak tanımlanır. Bir başlangıç modelinden yinelemeli yaklaşımla, model yanıtına ve gerçek modele en yakın çözüme *ters-çözüm* işlemiyle ulaşılabilir. Ters-çözüm sonucu hesaplanan model, *ters-çözüm modeli* olarak tanımlanır. Gerçek ve ters-çözüm modelleri arasındaki ilişkinin araştırılması *sentetik modelleme* kavramını tanımlamaktadır (Şekil 4.1). Sentetik modelleme çalışması sonucunda, bir araştırmanın veri toplama, değerlendirme ve güvenilirliği irdelenebilir.



Şekil 4.1 Sentetik modelleme kavramı

#### 4.1 Ters-Çözüm İşlemi

Jeofizik ters-çözümde, ölçülen değerlere benzer bir yanıt veren model bulunmaya çalışılır. Hücre temalı çözümlerde, *model parametreleri* hücrelerin fiziksel özelliklerini tanımlamaktadır (ağ sistemi, hücre boyutları, elektriksel iletkenlik, sismik hız vb). Model parametrelerinden, düz-çözüm işlemiyle *model yanıtı* hesaplanabilir. Model parametreleri ve model yanıtı arasındaki matematiksel bağıntı sonlu farklar veya sonlu elemanlar yaklaşımlarıyla kurulur (Dey ve Morrison, 1979a, b; Silvester ve Ferrarri, 1996). *Gerçek yanıt* ve *model yanıt* değerleri arasındaki farkın azaltılması amacıyla, bir optimizasyon işlemi yapılır. Tüm optimizasyon yöntemlerinin amacı,

gerçek yanıt ve model yanıt arasındaki farkın küçültülmesi için başlangıç modelini yinelemeli olarak değiştirmektir.

$n$  sayıda ölçüm için gerçek yanıt (gözlenen değerler)  $d$  ve model yanıtı  $f$  birer vektör biçiminde ifade edilebilir (4.1). Elektrik özdirenç ve sismik iletim yöntemlerinde  $d$  ve  $f$  dizeleri, görünür özdirenç ve seyahat sürelerinden oluşmaktadır.

$$d_i = (d_1, d_2, \dots, d_n)^T \text{ ve } f_i = (f_1, f_2, \dots, f_n)^T \quad (4.1)$$

$M \times N$  hücre sayısından oluşan bir ağ sisteminde  $m$  uzunluktaki model parametre dizeyi,

$$p_j = (p_1, p_2, \dots, p_m)^T \text{ ve } m = (1, 2, \dots, MXN) \quad (4.2)$$

biçiminde yazılabilir. Model yanıtı ( $n$ ) ve parametre ( $m$ ) sayısına bağlı olarak, doğrusal problemler sınıflandırılabilir.  $n = m$  olduğu durum, tam tanımlı sistemlerdir. Bu sistemin bir tek çözümü vardır.  $n < m$  eksik tanımlı problemlerdir. Model parametrelerinin çözümü için yeterli sayıda yanıtın olmadığı bu sistemlerin çözümü, bazı kabuller yapılarak sağlanabilir. Farklı kabullerin seçilmesi, çözüm sonuçları değiştirmektedir. Aşırı tanımlı problemlerde ( $n > m$ ), parametreleri çözümü için yeterinden fazla yanıt bulunmaktadır. Bu problemlerin çözümüne, hata değerlerinin en küçüklenmesiyle ulaşılır. Jeofizik uygulamalarında sıklıkla karşılaşılan dördüncü bir durumsa, sistemin karışık tanımlı olmasıdır. Bu sistemlerde, bazı parametrelerin tam çözümün hesaplanabilirken, bazıları için optimum çözüm elde edilir. Çözüm dizeyinin bir bölümünün hata değerinin en küçüklenmesine çalışılır.

Gerçek ve model yanıtı arasında farkların mutlak değerleri fark vektörü ( $e$ , *discrepancy vector*) olarak tanımlanır ve denklem (4.3) ile ifade edilebilir. Fark vektörü değerlerinin herhangi bir dereceden kuvvetleri toplamı *normla* ifade edilir (4.4).

$$e_i = d_i - f_i = \begin{bmatrix} d_1 - f_1 \\ d_2 - f_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ d_n - f_n \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

$$E_k(p) = \sum_{i=1}^n |(e_i)|^k \quad (4.4)$$

Bu ifade yer alan  $k$ , parametrelere bağılı bir katsayıdır. Bir tam sayı olan bu değere göre, çözüm için *norm* belirlenmiş olur ( $L_1, L_2, \dots, L_N$ ). Ters-çözüm işlemlerinde genellikle  $L_1$  ve  $L_2$  normları kullanılır.  $L_1$  normu sonucunda ters-çözüm modellerinin köşeli,  $L_2$  normundaysa yumuşak sınırları olması sağlanır (Menke, 1984). Sistem çözümünde  $L_2$  normunun kullanılması, en küçük kareler veya *Gauss-Newton* yaklaşımı olarak bilinmektedir.

(4.4) denklemi, yanılğı enerjisi olarak adlandırılır ve parametrelerin bir fonksiyonudur. Yanılğı enerjisini en küçükleyen ters-çözüm model parametreleri, gerçek modele en yakın çözüm olacaktır.

En küçük kareler yaklaşımına göre, başlangıç modeli için parametre dizeyi  $p_j^0$  ( $j = 1, 2, \dots, m$ ) ve  $f^0$  ilk model yanıtıysa, (4.5) biçiminde gösterilebilir.

$$p_j^0 = \begin{bmatrix} p_1 \\ p_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ p_m \end{bmatrix}_{m \times 1} \quad \text{ve} \quad f_i^0 = \begin{bmatrix} f_1 \\ f_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ f_n \end{bmatrix}_{n \times 1} \quad (4.5)$$

Lines ve Treitel (1984) çalışmasına göre, model yanıtı parametrelerin doğrusal fonksiyonuysa ve ilk parametre sonuçlarının model yanıtına göre dağılımı, Taylor açılımının birinci dereceden kuvveti dizey formunda gösterilebilir.

$$f = f^0 + \sum_{j=1}^m \frac{\partial f}{\partial p_j} \Big|_{p=p_0} (p_j - p_j^0) \quad (4.6)$$

$$f = f^0 + J\Delta p \quad (4.7)$$

Bu ifade de, model yanıtı değişimlerine karşılık gelen parametre değişimlerin türevlerini içermektedir.  $\Delta p$  model parametrelerinin değişim vektörü ve  $J$  kısmi türevleri içeren *Jakobyen dizeyidir* (4.8).  $J$  dizeyi, bir model yanıtı değişimi sonucunda model parametrelerindeki değişimlerini içermektedir.

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial p_1} & \frac{\partial f_1}{\partial p_2} & \frac{\partial f_1}{\partial p_3} & \cdots & \frac{\partial f_1}{\partial p_m} \\ \frac{\partial f_2}{\partial p_1} & \frac{\partial f_2}{\partial p_2} & \frac{\partial f_2}{\partial p_3} & \cdots & \frac{\partial f_2}{\partial p_m} \\ \frac{\partial f_3}{\partial p_1} & \frac{\partial f_3}{\partial p_2} & \frac{\partial f_3}{\partial p_3} & \cdots & \frac{\partial f_3}{\partial p_m} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f_n}{\partial p_1} & \frac{\partial f_n}{\partial p_2} & \frac{\partial f_n}{\partial p_3} & \cdots & \frac{\partial f_n}{\partial p_m} \end{bmatrix}_{n \times m} \quad (4.8)$$

Gerçek ve model yanıtı arasındaki fark vektörü  $g$ , (4.7) ye göre düzenlenirse,

$$d - f^0 = J\Delta p + e \quad (4.9)$$

$$e = g - J\Delta p$$

ifadeleri yazılabilir.  $e$  için en küçük kareler yaklaşımı sonucunda, 4.10 eşitlikleri kurulabilir.

$$E_2(p) = \sum_{i=1}^n e_i^2 = e^T e \quad (4.10)$$

$$e^T e = (g - J\Delta p)^T (g - J\Delta p)$$

Hata enerjisinin azaltılması için bu ifadenin,  $\Delta p$  ye göre türevinin sıfıra eşit olması gerekmektedir (Lines ve Treitel, 1984).

$$\frac{\partial}{\partial \Delta p} (\Delta p^T J^T J \Delta p - g^T J \Delta p - \Delta p^T J^T g + g^T g) = 0 \quad (4.11)$$

$$J^T J \Delta p + \Delta p^T J^T J - g^T J - J^T g = 0$$

Denklem sistemi düzenlendiğinde,

$$J^T J \Delta p = \Delta p^T J^T J \quad \text{ve} \quad g^T J = J^T g \quad (4.12)$$

$$J^T J \Delta p = J^T g \quad (4.13)$$

$$\Delta p = (J^T J)^{-1} J^T g$$

denklemleri elde edilir. 4.13 denklemiyle, parametre değişimi vektörü hesaplanabilir.  $\Delta p$ 'nin  $p$ 'ye eklenmesiyle yeni model parametreleri hesaplanır.

$$p^{k+1} = p^k + \Delta p^k \quad (4.14)$$

Basit en küçük kareler denklemi olan 4.13, jeofizik ters-çözüm işleminde doğrudan çok nadir kullanılır. Bazı durumlarda  $J^T J$  matrisi tekil olmakta, en küçük kareler yöntemiyle  $\Delta p$  için bir çözüm bulunamamaktadır. Diğer bir durumsa,  $J^T J$  matrisinin neredeyse tekil olmasıdır. Seçilen başlangıç modelinin, gerçek modelden çok farklı olması durumunda karşılaşılr. Bu durumda, 4.13 denklemiyle hesaplanan parametre değişim vektörü çok büyük değerler içerebilmekte, yeni model parametreleri gerçekçi olmayan değerler alabilmektedir. Bu olgu 4.13 denklem sistemine eklenecek Marquardt-Levenberg değişikliğiyle engellenebilir (Lines ve Treitel, 1984).



$$(J^T J + \lambda I) \Delta p^k = J^T g \quad (4.15)$$

4.15 denkleminde,  $\lambda$  Marquardt veya sönüm katsayısı,  $I$  birim matristir. Bu bağıntı Marquardt-Levenberg, sönümlü en küçük kareler yöntemi olarak bilinmektedir. Sönüm katsayısı, parametre değişim vektörünün bileşenlerinin alabileceği değerleri etkili bir şekilde sınırlamaktadır. Gauss-Newton yöntemi sadece yanlgı enerjisini en küçüklemektedir. Sönümlü en küçük kareler yöntemiye fark ve parametre değişim vektörlerinin değişimlerinin büyüklüklerini de en küçüklemeye çalışmaktadır. Bu yöntem, model parametrelerinin çok daha az olduğu modelleme çalışmalarında oldukça başarılı olmaktadır. Parametre sayısının daha fazla olduğu iki ve üç boyutlu modellerde, yerel minimum çözümleri üretebilmektedir. Yerel minimum ters-çözüm modellerinde, çok yüksek veya düşük, düzensiz özdirenç dağılımlarına neden olmaktadır (Constable ve diğer., 1987). Yeraltını oluşturan kayaçların fiziksel değişiminin çok hızlı olmadığı modellerde, 4.15 denkleminde düzgünlük kısıtlı en küçük kareler yöntemi uygulanabilir (Ellis ve Oldenburg 1994; Loke, 2011). Böylelikle hücreler arasındaki özdirenç değişiminin, yumuşak geçişli olması sağlanabilir.

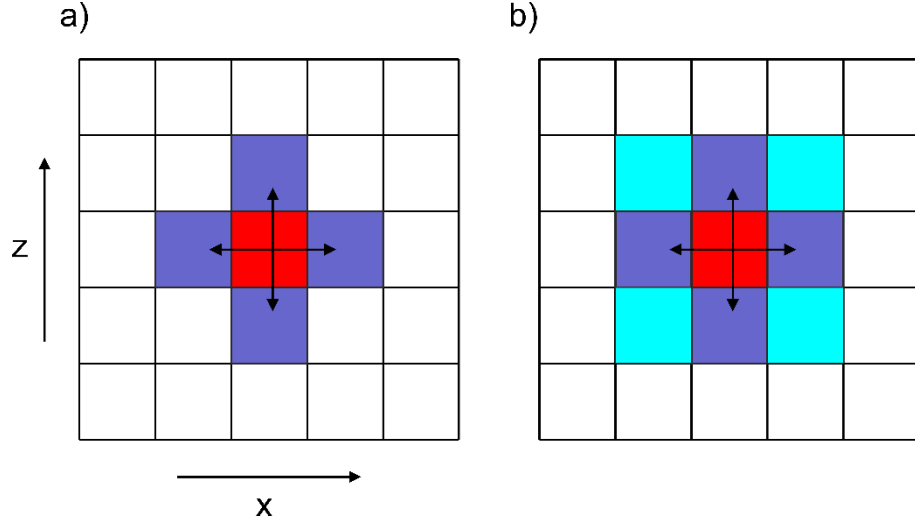
$$(J^T J + \lambda F) \Delta p^k = J^T g - \lambda F p^k$$

ve

$$(4.16)$$

$$F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_z C_z^T C_z$$

4.16 denkleminde x ve z düzlemleri için;  $C_x$  ve  $C_z$  düzgünleştirme matrisi,  $\alpha_x$  ve  $\alpha_z$  bağıl ağırlıklandırma katsayılarıdır. Düzgünleştirme matrislerinin yaygın bir biçimi, birinci dereceden fark matrisidir (deGroot-Hedlin ve Constable, 1990). İki boyutlu ters-çözüm işleminde düzgünleştirme matrisleri, şematik olarak şekilde gösterilmiştir. Şekil 4.2 a'da sadece yatay ve düşey yönde düzgünleştirme uygulanırken, Şekil 4.2 b'de çapraz hücrelerin değerlerini de içeren filtreleme uygulanmıştır. Filtrenin boyutları arttırılarak daha yumuşak geçişli ters-çözüm modellerine ulaşmak mümkündür (Ellis ve Oldenburg, 1994).



Şekil 4.2 İki boyutlu ters-çözüm işleminde a) yatay ve düşey yönde b) çarpaz hücrelerin dahil edildiği düzgünleştirme matrislerinin şematik gösterimi (Loke, 2019)

#### 4.2 Elektrik Özdirenç ve Sismik İletim Tomografi Yöntemlerinde İki Boyutlu Ters-Çözüm

Elektrik özdirenç yönteminde iki boyutlu ters-çözüm, özdirenç ve uyarılmış kutuplaşma yöntemleri için Pelton ve diğer. (1978) çalışması ilk örneklerinden biri olarak gösterilebilir. Basit iki boyutlu bir model üzerinde *ridge regresyonu* uygulamışlardır. Birçok araştırmacı iki boyutlu kuyu içi ve yüzey verileri için en küçük kareler yöntemiyle ilgili algoritmalar geliştirmişlerdir. Bu algoritmalara, Marquardt yöntemi (LaBrecque ve Ward, 1990; Shima, 1992), düzgünlük-kısıtlı (Sasaki, 1992; Loke ve Barker, 1996;) düzenlenmiş (LaBrecque ve diğer., 1996) örnekleri verilebilir.

Sismik yöntemde ters-çözüm işlemi, kullanılan sismik tomografi yöntemine göre değişmektedir. Ölçülen veriye göre dört gruba ayrılabilir. Bunlar; seyahat süresi (traveltime), faz tomografisi; dalga biçimi (waveform) ve göç hız analizi işlemi ters-çözümlerinden oluşmaktadır. Kaynaktan üretilen dalganın yüksek frekanslı olduğu kabulü yapıldığında, faz ters-çözüm işleminden seyahat sürelerine geçiş yapılabilmektedir. Her iki yöntem sonucunda, yeraltının sismik hız dağılımı yumuşak geçişleri olan ters-çözüm modeliyle tanımlanabilmektedir. Bu yöntemler hesaplama ve uygulama kolaylığından dolayı sığ araştırmalarda sıklıkla tercih edilmektedir.

Dalga faz ve biçimi ters çözüm sonuçları ile yüksek ayrımlılıklı sonuçlar elde edilebilmektedir. Bunun için yüksek hesaplama gücüne ihtiyaç duyulmaktadır. Dalga cephesi hesaplamalarını sonlu farklar ağ sisteminde eikonal denklem sistemiyle çözümünü sunan Vidale (1988), en küçük kareler yöntemiyle ters-çözüm işlemini şemasını açıklamışlardır. Seyahat süreleri tomografide ters-çözüm işlemi, birçok araştırmacı tarafından ele alınmıştır (Bregman ve diğer., 1989; White, 1989; Docherty, 1992; Aldridge ve Oldenburg, 1993; Ammon ve Vidale, 1993; Stefani, 1995; Zhang ve Toksöz, 1998; Göktürkler, 2009).

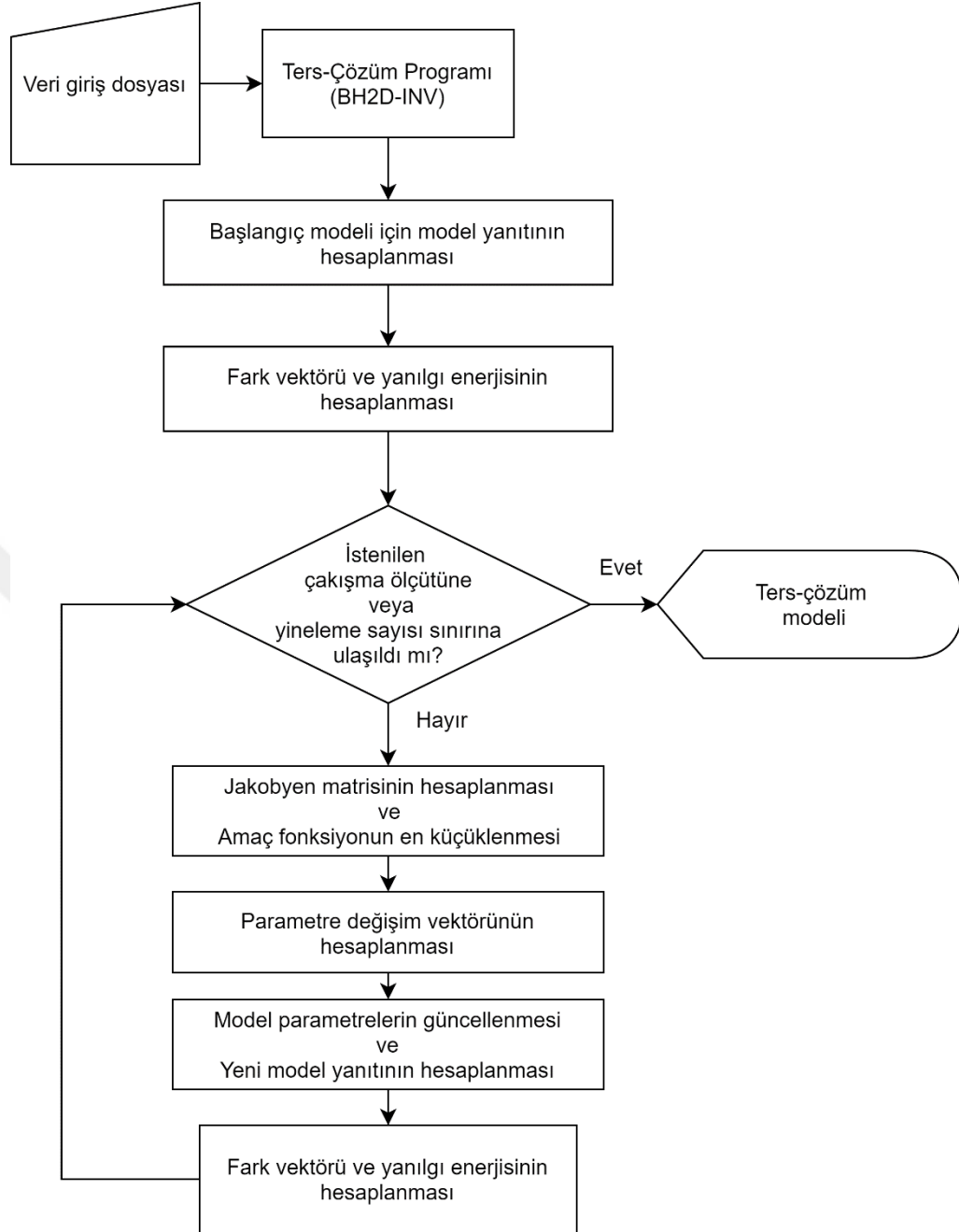
Her iki yöntemin düz-çözüm algoritmaları sonlu farklar yaklaşımı kullandığından, benzer ters-çözüm algoritmalarıyla model parametre değişim vektörleri hesaplanabilmektedir. Yeraltının ters-çözüm modellemesi yapılabilmesi için, düz-çözümde olduğu gibi ayırıklaştırma işleminin yapılması gerekmektedir.  $M \times N$  sayıda hücreden oluşan bu sistemin hücre elemanlarına elektriksel iletkenlik ve sismik hız değerleri atanmasıyla başlangıç modeli oluşturulur. Başlangıç modelinde düz-çözüm işlemiyle, elektriksel potansiyel veya ışın parçası hız değeri elde edilir. Elektrik özdirenç yönteminde belirlenen akım ve potansiyel elektrot konumlarına göre görünür özdirenç değerleri hesaplanabilir. Sismik iletim tomografi yöntemindeyse, kaynak ve alıcılar arasındaki ışınların seyahat sürelerinden, en kısa yol algoritması kullanılarak ilk varış zamanları hesaplanır. Elde edilen bu iki veri dizeyi, model yanıtı olarak tanımlanır. Gözlenen veri ile model yanıtı arasındaki farktan, yanılıgı enerjisi hesaplanır.

Parametre değişim vektörünün hesaplanması için, Jakobyen dizeyi hesaplanır. En küçük kareler yaklaşımıyla doğrusallaştırılan sistem, Conjugate gradient method, Gauss-Seidel method, Cholesky decomposition, LSQR gibi sayısal tekniklerle çözülebilir. Bu çözüm sonucunda hesaplanan parametre değişim vektörüyle, model parametreleri güncellenir. Düz-çözüm işlemiyle, güncel model parametrelerinden yeni model yanıtı hesaplanır. Gerçek ve model yanıtı karşılaştırılarak çakışma ölçütü hesaplanır. Bu işlem yinelemeli olarak model parametrelerini iyileştirmeye devam etmektedir. Ters-çözüm algoritmasını sonlandırmak için çeşitli sınırlandırmalar uygulanabilir. Yinelenme sayısının sınırlandırılması, çakışma ölçütünün belirlenen bir değerinde altına düşmesi veya yinelemeler boyunca çakışma ölçütünün değişim

oranının sınırlandırılmasıdır. Ters-çözüm işlemi sonucunda hesaplanan model parametrelerinin yeraltını tanımladığı kabul edilir.

#### ***4.2.1 İki boyutlu ters-çözüm programı (BH2D-INV)***

BHinv-2D programı, iki kuyu arasındaki elektrik özdirenç ve sismik iletim tomografi verilerinin ters-çözüm işlemini yapmaktadır. Matlab tabanlı çalışan program, düz çözüm işlemleri için Res2BH-FW ve Ray2BH-FW düz-çözüm programlarını kullanmaktadır. Elektrik özdirenç tomografi yöntemi için, elektrot konumlarının ve görünür özdirenç değerlerini okumaktadır. Sismik iletim tomografisi içinse, kaynak ve alıcı konumları ile ilk varış zamanları gerekmektedir. Başlangıç iletkenlik modeli, homojen model kullanılmaktadır. Homojen modelin özdirenç değeri, gözlenen görünür özdirenç değerlerinin aritmetik ortalaması olarak seçilmiştir. Yavaşlık modeliyse, aynı derinlik seviyesinde olan kaynak-alıcı çiftinin ilk varış zamanlarının kullanılmasıyla oluşturulmaktadır. Yatay tabakalı olan bu model, çoğu durumda ters-çözüm sonuçlarını olumlu yönde etkilemektedir. Yatay yönde hızlı hız değişimlerinin olduğu yeraltı koşullarında, uygun başlangıç modeli oluşturulamayabilir. İlk üç yineleme sonucunda çakışma ölçütleri azalmadığı durumda, başlangıç modeli yüzeyden derine doğru azalan bir model olarak belirlenir. Başlangıç modelinin belirlenmesinden sonra, çakışma ölçütü veya yineleme sayısı sınırına kadar objektif fonksiyonelin en küçükleme işlemi, model parametrelerini yinelemeli yaklaşımla iyileştirmesiyle yapmaktadır (Şekil 4.3).



Şekil 4.3 BHinv-2D programının akış şeması.

Ters-çözüm programında, Sasaki (1994)'ün önerdiği (4.17) objektif fonksiyonu ( $\Phi$ ) en küçüklenmeye çalışılmıştır.

$$\Phi = \|\Delta d - J\Delta p\|^2 + \lambda\|r\|^2 \quad (4.17)$$

$$\Delta d = d - f \quad \text{ve} \quad r = C\Delta p,$$

burada  $\Delta d$ , gerçek ve model yanıtı arasındaki fark vektörü ve  $r$  ağırlıklandırma matrisidir. Ağırlıklandırma matrisi, düzgünleştirme matrisinin parametre değişim vektörüyle çarpılmasıyla hesaplanır.  $\lambda$  sönüm faktörü değeri, ilk üçüncü yinelemede yarıya azaltılarak eklenmiştir (*cooling method*). Sönüm faktörünün başlangıç değeri, sınama yöntemiyle her iki yöntem için 0,15 başlangıç değeri seçilmiştir. Düzgünleştirme matrisi için, ikinci derece Laplacian fark operatörü kullanılmıştır. Yüzeyden yapılan çalışmalarında düzgünleştirme matrisine, derine doğru artan bir ağırlıklandırma uygulanmaktadır. Bu işlem, derine doğru veri yoğunluğunun azalmasından dolayı uygulanır ve ters-çözüm işleminin yakınsamasını sağlamaktadır. Kuyu içi çalışmalarda derine doğru veri yoğunluğu azalımı olmadığından, ağırlıklandırma uygulanmamıştır.

(4.17) objektif fonksiyonun çözümü, model parametrelerine göre kısmi türevinin en küçüklenmesiyle;

$$(J^T J + \lambda C^T C) \Delta p = J^T \Delta d \quad (4.18)$$

biçiminde gösterilebilir. Hesaplama kolaylığı için (4.20) denklemini matris formunda

$$\begin{bmatrix} J \\ \sqrt{\lambda} C \end{bmatrix} \Delta p = \begin{bmatrix} \Delta d \\ 0 \end{bmatrix} \quad (4.19)$$

biçiminde yazılır. Matris formunda yapılan işlemde  $J^T J$  ve  $C^T C$  matrislerinin çarpımlarının hesaplanmasına gerek olmamaktadır. Özellikle kuyu içi elektrik öz direnç tomografi yönteminde ölçüm düzenlerinin binlerce elamanı bulunması, doğrudan matris çarpımını imkansızlaştırmaktadır. Matris formundaki sistemin çözümü için, çeşitli sayısal çözüm yöntemleri sınanmıştır. Tez çalışmasında yinelemeli bir yaklaşım olan en küçük kareler eşlenik türev yöntemi (CGLS) kullanılmıştır. Kullanılan algoritma Matlab kütüphanesinden çağırılmıştır.

#### 4.2.1.1 En Küçük Kareler Eşlenik Türev Yöntemi

Matematikte, eşlenik türev yöntemi, matrisi simetrik ve pozitif tanımlı doğrusal denklem sistemlerinin, sayısal çözümü için kullanılan algoritmadır. Yöntem doğrudan çözümü yapılamayacak kadar büyük ve seyrek matrisler içeren sistemlerde, yinelemeli bir yaklaşım uygular. Kısmi diferansiyel denklemlerin sayısal çözümü veya optimizasyon problemlerinde, büyük seyrek sistemlerin çözülmesi gerekmektedir. Yanılgı enerjisinin azaltılması gibi kısıtsız optimizasyon problemlerinde sıklıkla tercih edilmektedir.  $Ax = b$  sistemi için kullanılan algoritma (Björk, 1996) aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

$$p^0 = s^0 = A^T(b - Ax^0), \gamma_0 = \|s^0\|_2^2$$

$$k = 0, 1, 2, \dots, \gamma_k > tol$$

$$q^k = Ap^k$$

$$\alpha_k = \gamma_k / \|q^k\|_2^2$$

$$x^{k+1} = x^k + \alpha_k p^k$$

$$s^{k+1} = s^k - \alpha_k (A^T q^k)$$

$$\gamma_{k+1} = \|s^{k+1}\|_2^2$$

$$\beta_{k+1} = \gamma_{k+1} / \gamma_k$$

$$p^{k+1} = s^{k+1} + \beta_k p^k$$

#### 4.2.2 Ters-çözüm güvenirliliği

Ters-çözüm işlemi model sonuçları çeşitli nedenlerden dolayı, yeraltının model parametrelerini kesin olarak belirlenememektedir. Ters-çözüm işleminde model parametre değişimleri genellikle kararsızdır ve gerçekte olmayan idealleştirilmiş yeraltı modeline uygun değer almaktadır. Belirlenmeye çalışan model değişkenleri gerçekte sürekli bir fonksiyondur. Saha uygulamalarında kısıtlı gözlem verisi elde edildiğinden, modelin tek bir çözümü olduğu denklem sisteminde yeterli veri sayısına ulaşamaz. Bir diğer durumsa, aynı veri setinden farklı model sonuçları üretebilmenin olası olmasıdır (Snieder, 1998). Son olaraksa tüm ölçümler, her zaman gürültü içermektedirler. Sonuç olarak, ters-çözüm sonucunda üretilen model gerçek model değildir ve bu nedenle uygun sonuç ancak doğru model olarak tanımlanabilir.

İki boyutlu ters-çözüm yönteminde en küçük kareler yaklaşımında, ölçülen veri ve model yanıt arasındaki farkın azaltılması amaçlanır. Başlangıç modeli, ölçülen veriye uygun olarak belirlense bile, gerçek modelle arasındaki ilişkinin de incelenmesi gerekmektedir. Bu inceleme en iyi, sentetik bir modelleme çalışmasıyla yapılabilir (Simms ve Morgan, 1991, Olayinka ve Yaramancı, 2000; Drahor ve diğer., 2005, Drahor, 2019). Bu çalışmalar sonucunda; ters-çözüm model sonucunun yeraltını ne ölçüde tanımlayabildiği, veri ve model çakışma değerlerinin yineleme sonuçlarına göre değişimi ve aralarındaki ilişki, model parametre değişimlerini hesaplayan sayısal yöntem sonuçlarıyla incelenebilir.

Yeraltındaki bir durumu tanımlayan gerçek modelden, ölçüm geometrisine karşılık gelen sentetik değerler düz-çözüm işlemiyle hesaplanır. Bu değerler kullanılarak, ters-çözüm algoritmasıyla yeraltı ters-çözüm modelleri oluşturulur. Ters-çözüm yineleme adımlarında, veri ve model uyumsuzlukları hesaplanır. Veri ve model uyumsuzlukları 4.22 ve 4.23 denklemleriyle hesaplanmaktadır (Olayinka ve Yaramancı, 2000).

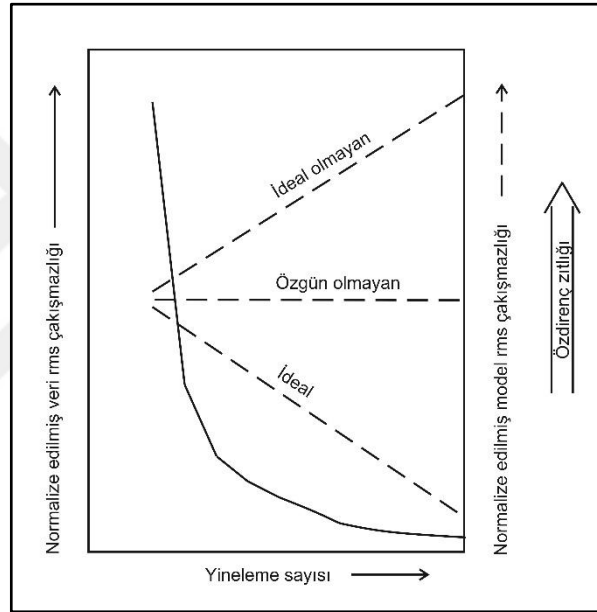
$$d_{RMS} = \left[ 1/N \sum_{i=1}^N \left| \frac{d_{gerçek} - f_{hesaplanan}}{d_{gerçek}} \right|^2 \right]^{1/2} \quad (4.20)$$

$$m_{RMS} = \left[ 1/N \sum_{i=1}^N \left| \frac{p_{gerçek} - p_{ters-çözüm}}{p_{gerçek}} \right|^2 \right]^{1/2} \quad (4.21)$$

Yinelemeli ters-çözüm algoritmaları veri uyumsuzluğu en aza indirmeye çalışırlar. Yeteri kadar yineleme sonucunda, sentetik çalışmalarda veri uyumsuzluğu gürültü seviyesine asimptot olacak bir azalım gösterir. Buna karşılık model uyumsuzluğu değerleri üç farklı biçimde değişebilir (Şekil 4.4). Kuramsal olarak, başarılı bir ters-çözüm işleminde model uyumsuzluğunun veri uyumsuzluğuna benzer biçimde azalması beklenir. Model uyumsuzluğunun negatif eğimli değişmesi, *ideal davranış* olarak değerlendirilir. Yineleme adımları boyunca veri ve model uyumsuzluklarını beraber azaldığı durumda, optimumum yeraltı modeline ulaşılacağı öngörülür. İkinci durum, model uyumsuzluk değişiminin yatay olması, *özgün olmayan davranış* biçimidir. Bu durumda, yinelemenin her adımındaki model sonucunun geçerli olması



durumudur. Özgün olmayan davranış gösteren ters-çözüm sonuçlarında, gerçek modele ulaşılması mümkün olmamaktadır. Üçüncü durumsa, model uyumsuzluğunun *ideal olmayan davranış* göstermesidir. Pozitif eğimli artan model uyumsuzluğunda, yineleme sayısı arttıkça gerçek modelden uzaklaşmaktadır. Model uyumsuzluk davranışı model parametresinin zıtlığına bağlıdır. Yumuşak geçişli değişimler içeren modeller ideal davranış gösterirken, sert değişimlerin olduğu karmaşık modeller ideal olmayan davranış gösterme eğilimindedirler. Gerçekte en iyi yeraltı modeli en düşük model uyumsuzluğundan elde edilir. Saha çalışmalarındaysa, gerçek modelin bilinmediğinden veri uyumsuzluğunun en küçük olduğu çözüm kabul edilir.



Şekil 4.4 Normalize edilmiş veri ve model uyumsuzluğu değişimi (Olayinka ve Yaramacı, 2000; Drahor ve diğer., 2005)

### 4.2.3 Duyarlılık Kavramı

Duyarlılık matrisi, bir ölçüm geometrisinin model parametre dağılımına etkisini anlamamız sağlar. Bir boyutlu veriler için, Fréchet türevlerinden hesaplanabilen duyarlılık, iki ve üç boyutlu model çözümleri farklı yaklaşımlarla hesaplanabilir. McGillivray ve Oldenburg (1990) bu hesaplamaların perturbasyon, duyarlılık denklemi (*sensitivity equation*) ve eklenik denklemi (*adjoint equation*) yaklaşımlarıyla

hesaplanabileceğini belirtmişlerdir. Bunun dışında Loke ve Barker (1995), iki ve üç boyutlu model sisteminde analitik olarak hesaplamışlardır.

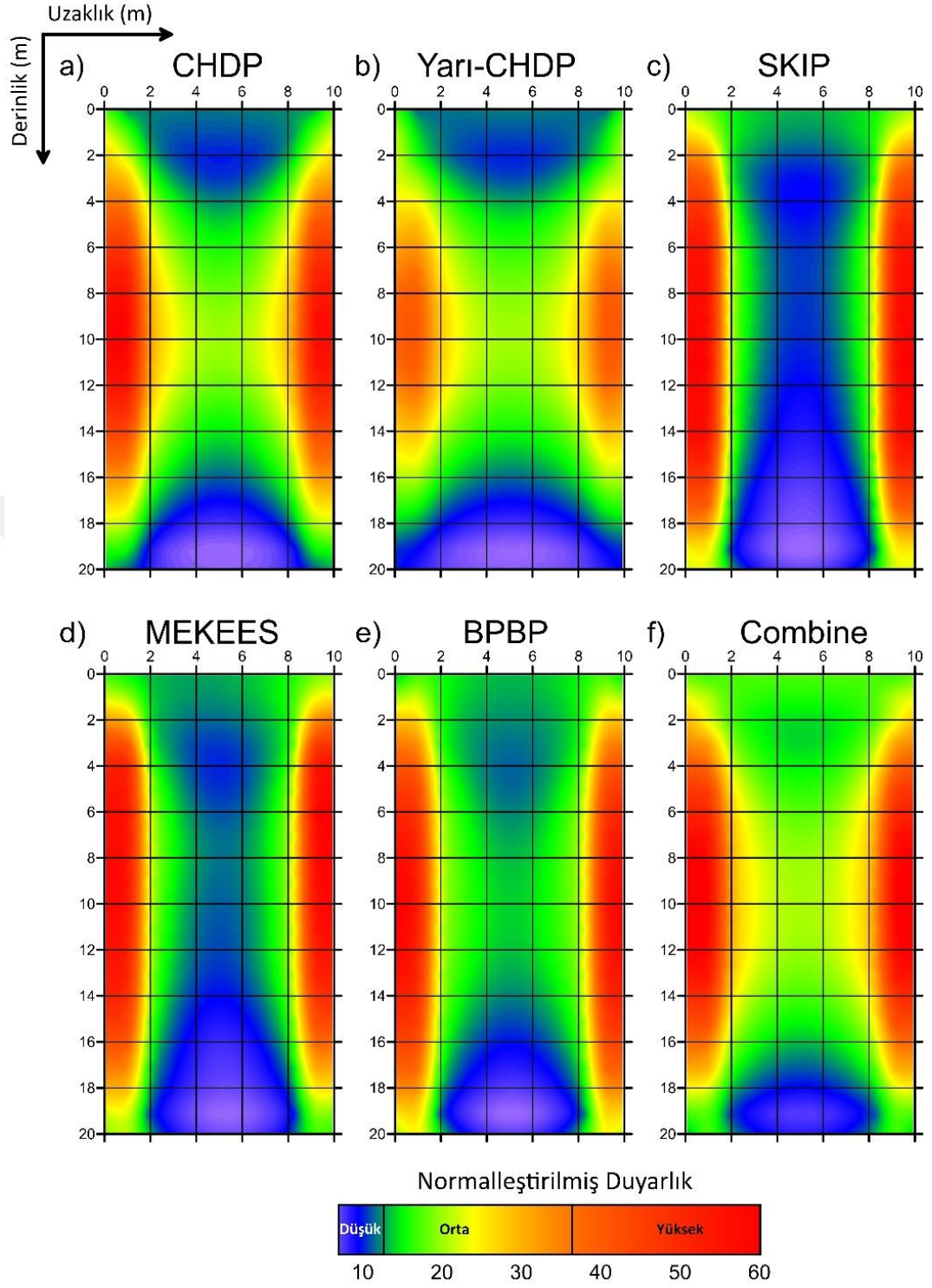
Perturbasyon yaklaşımında, model yanıtındaki değişimin model parametrelerinde oluşturduğu etki incelenmektedir. Ters-çözüm algoritmasında hesaplanan Jakobyen matrisi, bu değişimlerden oluşmaktadır. Bu çalışmada kuyu içi elektrik özdirenç tomografi yönteminde kullanılan ölçüm dizilimlerinin duyarlılığı, Jakobyen matrisinden ele edilmiştir. Elektrik özdirenç yönteminde kullanılan ölçüm düzenlerinin duyarlılık dağılımları, ilgili dizilimlerin duyarlılıkların toplanmasıyla hesaplanır. Homojen bir model için hesaplanan duyarlılık dağılımı, ölçüm düzeninin model ağının hangi bölgelerinin çözümünü ne derece yapabildiğinin de bir göstergesidir.

Bölüm 2.6'da özellikleri belirtilen kuyu içi elektrik özdirenç ölçüm düzenlerinin, homojen ortam için normalleştirilmiş duyarlılık dağılımları Şekil 4.5'dedir. İki kuyu arası ERT yönteminde, kuyu aralığının derinliğine oranı birçok araştırmacıya göre 0,75'ten büyük seçilmemesi gerekmektedir (LaBrecque ve diğer., 1996). Kuyu aralıklarının ölçümlere ve ters-çözüm modellerine etkisini Leontarakis ve Apostolopoulos (2012) açıklamıştır. Çalışmada kuyu aralığı ve derinliği sırasıyla, 10 ve 20 m olarak belirlenmiştir. Kuyular arasında kalan bölgede hücre genişliği 0.5 m, dış bölgelerdeyse 1, 1, 3, 5, 20 ve 100 m seçilmiştir. Her kuyuda 1 ile 20 m derinlikleri arasında konumlandırılmış, eşit aralıklı 20 elektrot bulunmaktadır. Bu çalışmada yüzey elektrotları kullanılmamıştır.

*CHDP* ve *Yarım-CHDP* düzenleri benzer duyarlılık dağılımı göstermektedirler (Şekil 4.5 a ve b). Üst ve alt orta bölümlerde düşük duyarlılık gözlenirken, *CHDP* kuyular yakınında daha yüksek duyarlılık değerlerine sahiptir (Şekil a). *Yarım-CHDP* düzenindeyse kuyu yakınındaki yüksek duyarlılık alanı azalırken, orta hassasiyet genellikle 4-16 m derinliklere dağılmıştır (Şekil 4.5 b). *SKIP* protokolü için, kuyu yakınında duyarlılık dağılımı daha yüksektir ve orta kısımda düşük değerler aldığı görülmektedir. Yüzeye yakın kısımlarda duyarlılıkların orta değerleri aldığı açıkça görülebilir (Şekil 4.5 c). *MEKEES*'te duyarlılık dağılımının *SKIP* protokolü ile çok benzer olduğu söylenebilir (Şekil 4.5 d). Orta değerli duyarlılık bölgelerinin, *BPBP*

düzeninde arttığı, yüksek duyarlılıklarımsa *SKIP* ve *MEKEES* düzenlerinde olduğu söylenebilir (Şekil 4.5 e). Tüm ölçüm düzenlerinde olduğu gibi *Combine* düzeni (Şekil 4.5 f) sondaj deliklerinin yakınında yüksek duyarlılık değerlerine sahiptir. Orta duyarlılık dağılımı taban hariç tüm bölgelerde görülmektedir. Bu nedenle, *Combine* protokolü orta duyarlılık dağılımı anlamında daha güvenilir sonuçlar verdiği sonucuna varılabilir.

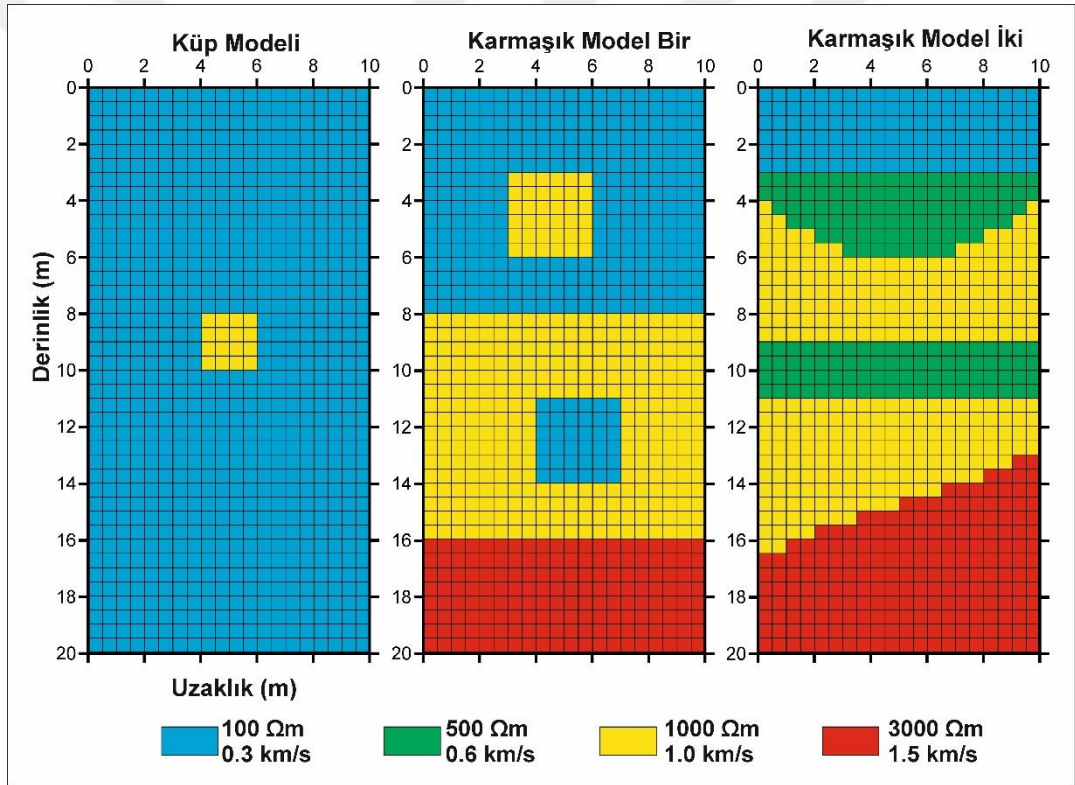




Şekil 4.5 Ölçüm protokollerinin homojen ortam için duyarlılık dağılımları

### 4.3 Modelleme Çalışması

Kuyu içi elektrik özdirenç ve sismik iletim tomografi ters-çözüm sonuçlarını sınamak amacıyla üç farklı model tasarlanmıştır (Şekil 4.6). İlk model, tipik toprak ortama yerleştirilmiş yüksek dirençli bir küp modelidir. Bu model, ağ boyutu ve gürültü dağılımının etkisini araştırmak için tasarlanmıştır. İkinci ve üçüncü modeller, yeraltının karmaşık yapısını temsil etmektedir. İkinci modelde, üç farklı jeolojik katmana gömülü dirençli ve iletken yapılarla sahip bir modeli gösterir. Üçüncü modelde, eğimli, kavisli ve yatay katmanları olan farklı jeolojik yapıları tanımlamaktadır.



Şekil 4.6 Modelleme çalışmasında kullanılan yeraltı modelleri ve fiziksel özellikleri

İki kuyu arasında yapılan elektrik özdirenç tomografi yönteminde, duyarlılık dağılımlarıyla aynı ölçüm geometrileri kullanılmıştır. Karmaşık model sonuçlarının daha tutarlı elde edilmesi için çeşitli veri sınırlama yöntemleri kullanılmıştır. İlk olarak, protokollerin geometrik faktörünün ( $k$ ) çok küçük veya büyük olduğu durumlarda ortaya çıkan tekillik probleminin çözülmesi gerekmektedir. Bazı

araştırmacılar, sinyal/gürültü oranını artırmak ve tekillik sorununun üstesinden gelmek için  $k$  değerlerini belirli aralıkta kısıtlamışlardır (Stummer ve diğer., 2004; Doetsch ve diğer., 2010; Coscia ve diğer., 2011; Loke ve diğer., 2014; Wiese ve diğer., 2015; Englert ve diğer., 2016; Demirel ve Candansayar, 2017). Kısıtlama aralığı, bu araştırmacıların önerilerine göre farklı aralıklarda sınılanmış, tez çalışmasında önerilen tüm ölçüm düzenlerinde  $-3000 < k < 3000$  m aralığında seçilmiştir. İkinci olarak, modern cihazların ölçüm hassasiyetleri dikkate alınarak, ters-çözüm işlemi sırasında elektriksel potansiyeli 0,1 mV düşük olan ölçümler kullanılmamıştır. Ayrıca, ters-çözüm işlemi sırasında iki aşamalı veri kontrolü yapılmıştır. İlk aşamada, bir elektrot diziliminin potansiyel ve  $k$  değerlerinin aynı işaretli olması durumu kontrol edilir. Farklı işaretli olması durumunda, hesaplanan parametre değişim faktörü karmaşık sayı olacaktır. Bu durumda olan veriler, model güncellenmesinde kullanılmamaktadır. İkinci aşamada, hesaplanan görünen özdirenç değerleri 3000 ohm.m ile sınırlandırılmıştır. Tablo 4.1, her protokol için sentetik modellemede kullanılan elektrot aralıklarını ve geometrik faktör sınırlaması ile birlikte veri sayısını göstermektedir. *Combine* protokolü, minimum veri sayısına göre en uygun model sonuçlarının elde edilmesi amaçlayarak hazırlanmıştır.

Tablo 4.1 Elektrik özdirenç ölçüm protokollerinin veri özellikleri

	Dipol / Bipol Aralığı (a)	Geometrik Katsayı Kısıtlaması	Veri Sayısı			
			Kısıtsız Toplam Veri Sayısı	Küp Modeli	Karmaşık Model Bir	Karmaşık Model İki
CHDP	1 – 9	-3000 < k < 3000	6270	2796	3512	3782
Yarım-CHDP	1 – 9		3928	1114		
SKIP	1 – 8		4440	3244	3538	3647
MEKEES	1 – 8		4413	4266		
BPBP	AM-NB 1 – 8		4680	4042		
Combine	AM-BN 2, 4 ve 6		2986	1990	2244	2390
	AM-NB 1 – 8					

Sismik iletim tomografisinde, 0,5 m hücre boyutlu bir ağ sistemi kullanılmıştır. Elektrik özdirenç yöntemiyle karşılaştırmalı yorumlama için, kuyu aralığı ve derinlikleri aynı seçilmiştir. Her kuyuda 0 ile 20 m derinlikleri arasında 1 m aralıklı kaynak ve alıcıların olduğu ölçüm geometrisi düzenlenmiştir. Kaynaklar sol, alıcılar sağ kuyuda yer almaktadır. 441 adet ilk varış zamanıyla yapılan ters-çözüm işlemine, ters yönlü atışlar dâhil edilmemiştir.

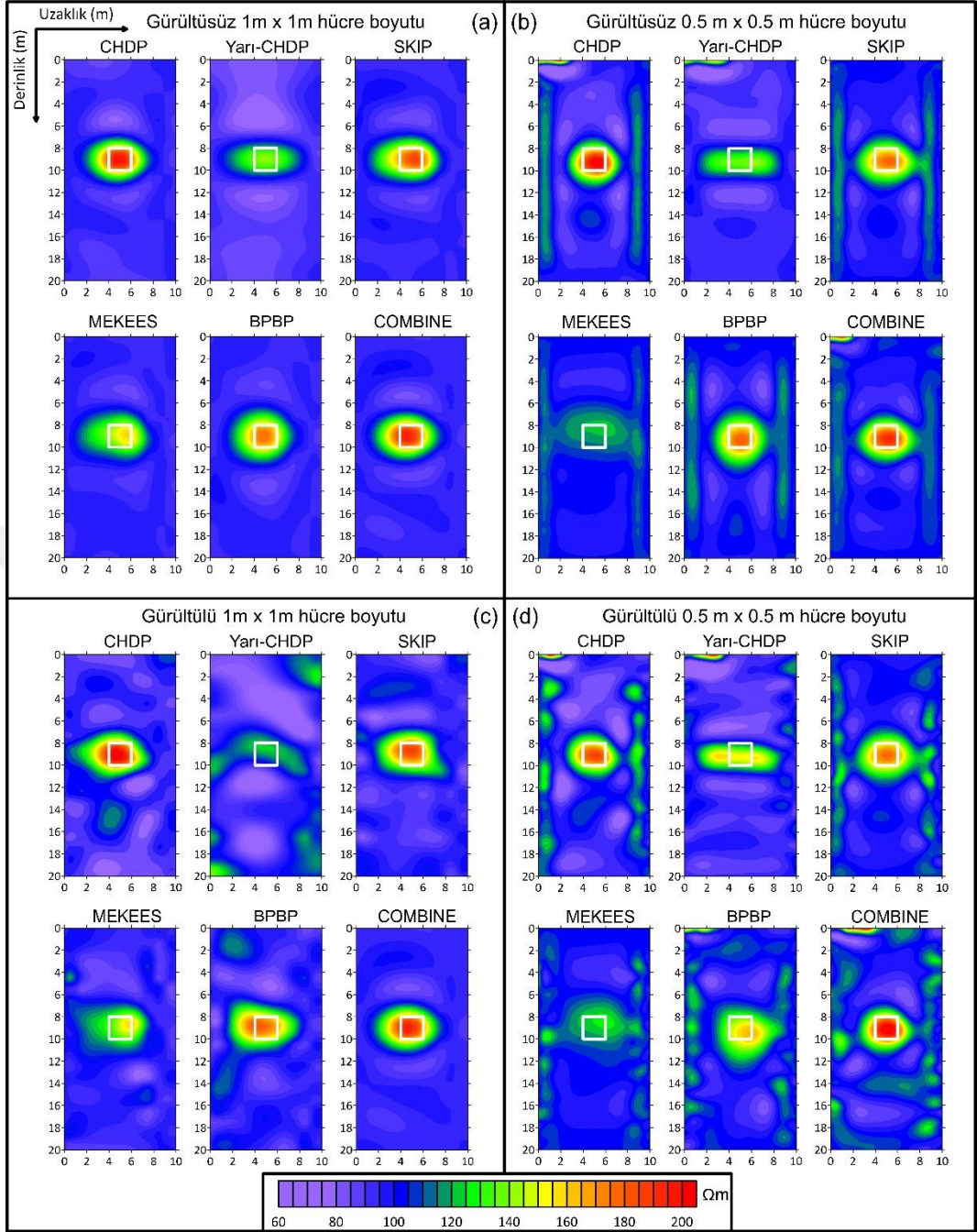
Tüm modellerde her iki yöntem için 10 yinleme yapılmıştır ve her adımda  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değerleri hesaplanmıştır. Uyumsuzluk değerlerinin karşılaştırılacağı için, ters-çözüm işlemini durduracak yinleme sayısı kısıtlaması kullanılmamıştır.

#### 4.3.1 Küp Modeli

Elektrik özdirenç yöntemindeki tüm ölçüm düzenlerinin ortalama duyarlılık değerlerine sahip olduğu modelleme alanının ortasına, 2 m x 2 m boyutlarında bir küp (1000  $\Omega$ .m, 1 km/s) modeli tanımlanmıştır. Homojen bir ortamda (100  $\Omega$ .m, 0,3 km/s) bulunan küp modelinde, ağ boyutları (1 m x 1 m ve 0,5 m x 0,5 m) ve gürültünün (%3 Gaussian) ters-çözüm sonuçları üzerindeki etkileri incelenmiştir (Şekil 4.6).

Elektrik özdirenç yönteminin 1 m x 1 m ve 0,5 m x 0,5 m hücre boyutlarının gürültüsüz sonuçlarına göre, *CHDP*, *SKIP* ve *Combine* protokolleri yapı sınırlarının belirlenmesinde daha başarılıdır. *BPBP* protokolü ise yapı konumunu daha düşük zıtlıkta belirleyebilmiştir. Bu protokoller, küp modeli ve çevresi arasında nispeten yüksek zıtlık değerleri hesaplayabilmişlerdir (Şekil 4.7 a ve b). *Yarım-CHDP* ve *MEKEES* protokolleri, yapının sınırlarını yatay olarak uzatmakta ve özdirenç zıtlığı diğer protokollerden daha düşüktür. Ağ boyutu yarıya indirildiğinde, kuyulara yakınındaki özdirenç değerlerinin, önceki hücre boyutuna kıyasla arttığını göstermektedir. *Yarım-CHDP* protokolünde hücre boyutu küçüldüğünde, yapının yatay uzamalarının arttığı görülmektedir. *MEKEES* protokolünde ise, yapı ayrımlılığı azalmaktadır. Gürültü eklenmiş çözümler incelendiğinde, hücre boyutlarının küçültülmesinin daha kararlı sonuçlar verdiği görülmektedir. *CHDP*, *SKIP* ve *Combine* protokollerinin gürültüden daha az etkilendikleri görülmektedir. *Yarım-CHDP* protokolünün gürültülü bir veriyi büyük hücre boyutlarında tanımlayamadığı görülmektedir. Ayrıca *Combine* protokolünün, gürültü mevcudiyetinde diğer protokollerden daha iyi sonuçlar sunmaktadır (Şekil 4.7 c ve d).



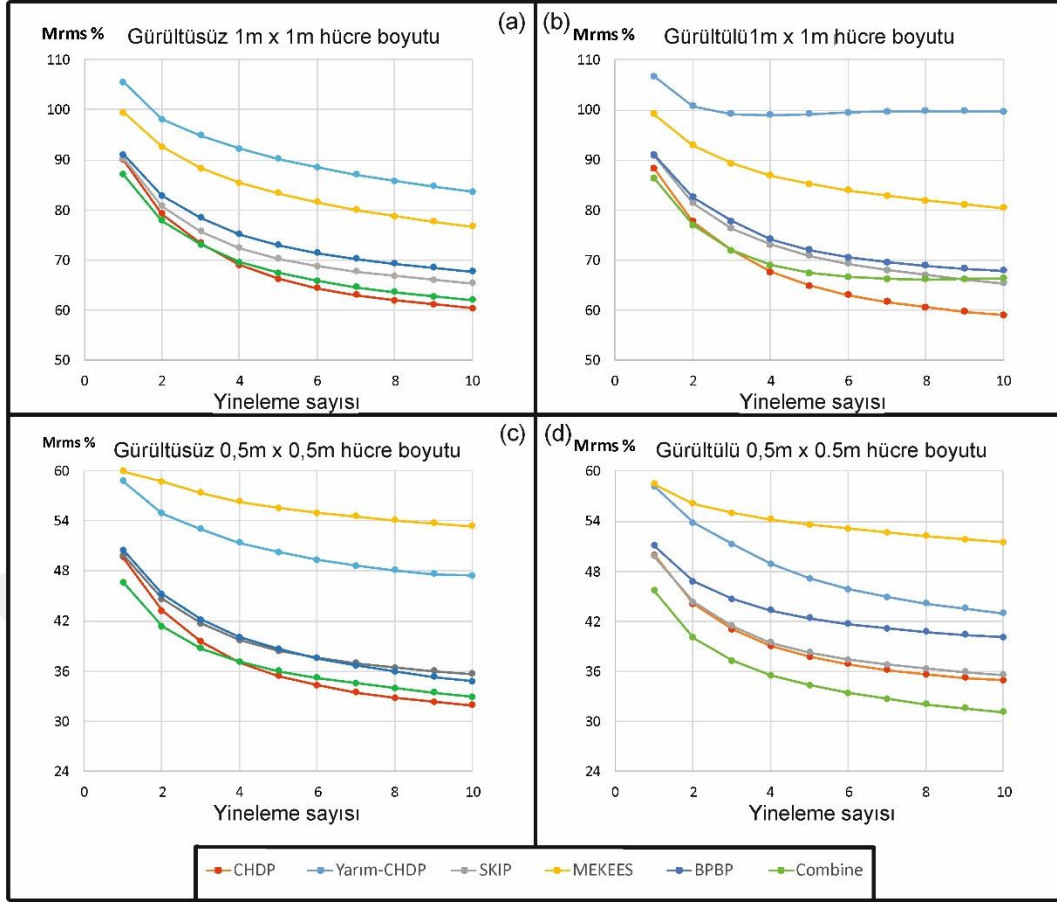


Şekil 4.7 Küp modelinde elektrik öz direnç tomografi yöntemi için a) Gürültüsüz veri ve 1 m x 1 m hücre boyutu, b) Gürültüsüz veri ve 0,5 m x 0,5 m hücre boyutu, c) Gürültülü veri ve 1 m x 1 m hücre boyutu, d) Gürültülü veri ve 0,5 m x 0,5 m hücre boyutu ters-çözüm öz direnç model sonuçları

Gürültüsüz ve gürültülü durumlar için model sonuçlarının karşılaştırılmasında veri ve model uyumsuzluğu analizleri de uygulanmıştır. Her iki hücre boyutu için tüm protokollerde, % $d_{RMS}$  değerleri ilk üç yineleme sonucunda gürültüsüz verilerde %0,1, gürültülü verilerdeyse %3,5'in altına düşmüştür. Böylece, veri setlerinin yineleme



aşamalarında hızlı bir yakınsama gösterdiği gözlenmiştir. Şekil 4.8'de, Şekil 4.7'de verilen ters-çözüm modellerin %  $m_{RMS}$  değerlerinin yinelemeli adımlara göre değişimi verilmiştir. Gürültüsüz  $m_{RMS}$  değerleri azalan bir eğim gösterirken, *Yarım-CHDP* ve *MEKEES* protokollerinin  $m_{RMS}$  değerleri, diğer protokollere göre her iki hücre boyutu için daha yüksektir (Şekil 4.8 a ve b). Gürültü eklenmesi durumunda, *Yarım-CHDP* protokolünün diğer protokollerden farklı olarak  $m_{RMS}$  değerlerinde önemli bir artış görülmektedir. Ayrıca, *Combine* ve *CHDP* protokolleri yineleme sayısı arttıkça azalan değerlere sahiptir. Diğer önemli durumsa, 1m x 1m hücre boyutunda, *CHDP* en düşük değerlere sahipken, küçük hücre boyutunda *Combine* protokolü daha uygun sonuçlar vermektedir (Şekil 4.8 a ve b). Bu analizin sonuçlarına göre, *Combine*, *CHDP* ve *SKIP* protokollerinin  $m_{RMS}$  bağlamında daha başarılı ters-çözüm modelleri sağlayabileceğini ortaya koymuştur. Daha karmaşık modelleme çalışmaları, bu üç protokol kullanılarak yapılmıştır. Hücre boyutlarının küçültülmesinin bu protokollerdeki olumlu sonuç vermesinden dolayı, devam eden modelleme çalışmalarında 0,5 m x 0,5 m hücre boyutu kullanılmıştır.



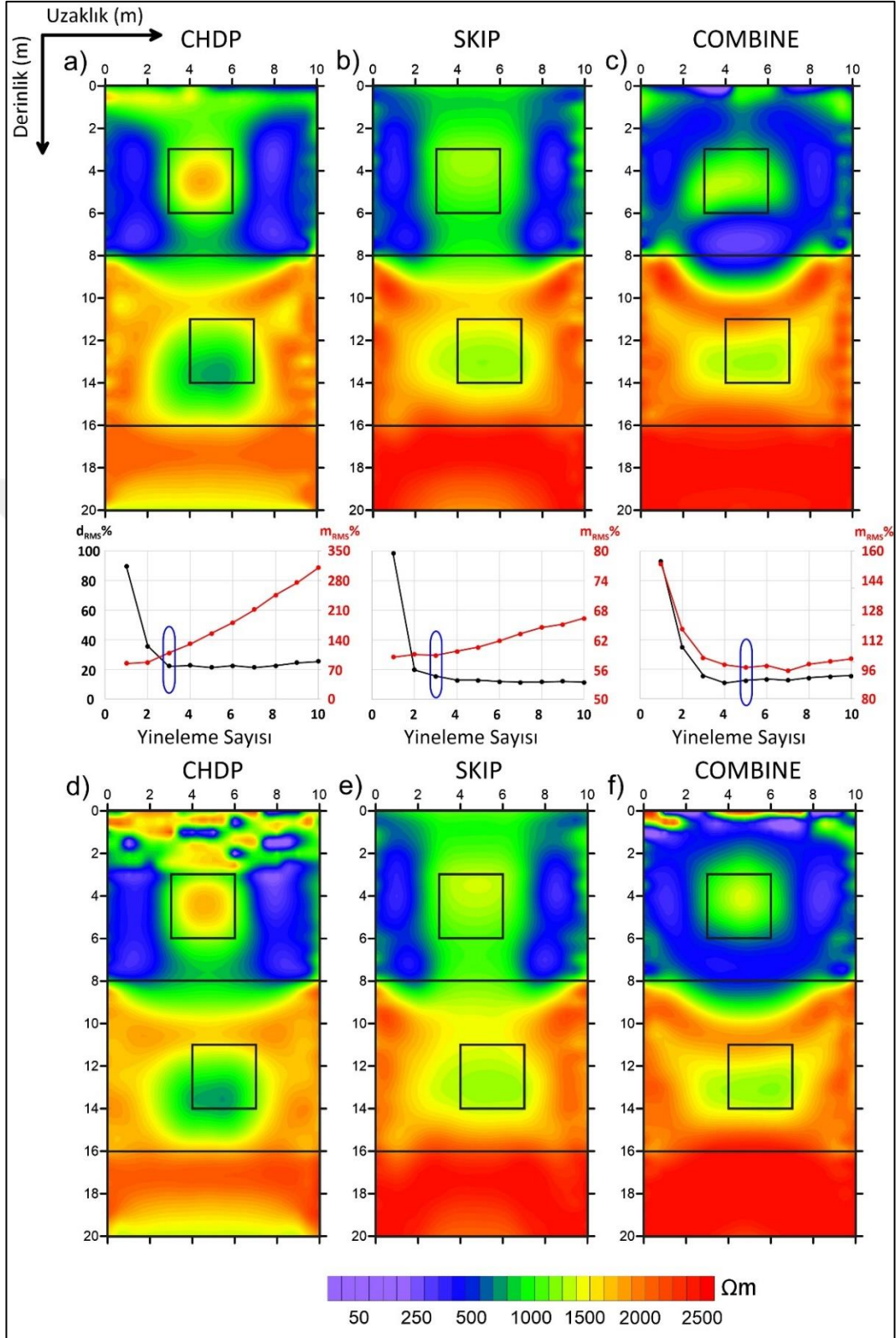
Şekil 4.8 Küp modelinde elektrik öz direnç tomografi yöntemi için a) Gürültüsüz veri ve 1 m x 1 m hücre boyutu, b) Gürültüsüz veri ve 0,5 m x 0,5 m hücre boyutu, c) Gürültülü veri ve 1 m x 1 m hücre boyutu, d) Gürültülü veri ve 0,5 m x 0,5 m hücre boyutu ters-çözüm öz direnç model uyumsuzluğu sonuçları

#### 4.3.2 Karmaşık Model Bir

Küp modelinde yapılan sınamalardan elde edilen sonuçlara uygun olarak, karmaşık modellerde sentetik modelleme çalışmaları yapılmıştır. Karmaşık model bir, üç yatay jeolojik ortamdan oluşmaktadır (Şekil 4.6). İlk yatay tabaka 8 metreye kadar bir alüvyon ortamı göstermektedir (100  $\Omega$ .m, 0,3 km/s). Bu ortam içine 3 x 3 boyutlarında bir mühendislik yapısı, 3 ila 6 m aralığında yerleştirilmiştir (1000  $\Omega$ .m, 1,0 km/s). İkinci yatay ortam, 8 ila 16 metre derinlikte bir jeolojik katmanı tanımlamaktadır (1000  $\Omega$ .m, 1,0 km/s). Bu ortamda 11 ila 14 metre arasında 3x3 m büyüklüğünde bir mühendislik yapısı daha gömülüdür (100  $\Omega$ .m, 0,3 km/s). En derinde bulunan tabakaysa anakayayı temsil etmektedir (3000  $\Omega$ .m, 1,5 km/s). Bu yapılar, kentsel

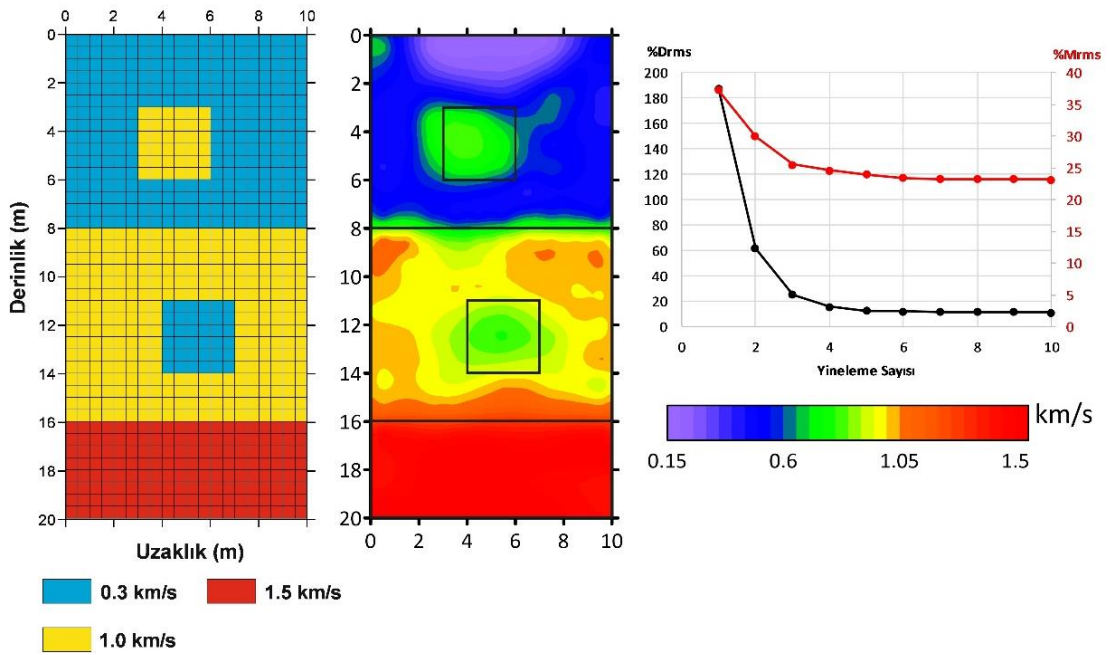
yeraltı araştırmalarında sık karşılaşılan tünelleri temsil etmektedir (Deceuster ve diğer., 2006; Wilkinson ve diğer., 2006; Kim ve diğer., 2006; Bellmunt ve diğer., 2012; Park ve diğer., 2014). Benzer modeller, yeryüzündeki maden galerilerini veya karstik boşlukları da tanımlayabilir.

Karmaşık model birin elektrik özdirenç yöntemi için, elde edilen sonuçlarında üç ölçüm protokolünde de yapı belirlemelerinde önemli farklılıklar görölmektedir. *CHDP* yüzeye yakın küp biçimli yapının belirlenmesinde etkili olurken, diğer protokollerin sonuçlarında yeterli ayrımlılık elde edilememiştir. Ana kaya için, *Combine* protokolü en iyi görüntüyü sağlarken, *CHDP* yetersiz sonuç vermektedir. Tüm protokoller, derinde yer alan yapıyı belirlenmesine rağmen, yapının yeri, şekli ve özdirenç değerlerinde farklılıklar görölmektedir. Ek olarak, gömülü yapıların direnç farklılıkları nedeniyle, tüm ters-çözüm sonuçlarında 8 ila 10 metre arasında belirgin bir kavisli değişim bulunmaktadır. Bu üç protokolün  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  sonuçlarında, *CHDP* için  $d_{RMS}$ 'deki yakınsarken,  $m_{RMS}$  değerleri ideal olmayan davranış göstermektedir. Bu nedenle, fazla sayıda yapılan yineleme, ters-çözüm sonuçlarının gerçek modelden uzaklaşmasına yol açabilir. *SKIP* protokolünde de benzer bir durum söz konusudur. *Combine* protokolünde ise  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değerleri ideal bir davranış sergilemektedir (şekil 4.9 a, b ve c). Uyumsuzluk analizine göre, ideal olmayan durum gösteren *CHDP* ve *SKIP* protokolleri için üçüncü ve *Combine* protokolü içinse beşinci yineleme sonuçları uygun görölmektedir. Bu amaçla yapılan uyumsuzluk analizine göre *CHDP* ve *SKIP* protokolleri üçüncü yinelemede kesilmiş ve sonuçları şekil 4.9 d ve e'de verilmiştir. *CHDP*'de yüzeydeki karmaşık rezidüel etkilerin dışında önemli bir değişiklik olmamıştır. *SKIP*'de de yüzeydeki kısmi bir değişim dışında önemli bir fark görölmemiştir. Benzer durum *Combine* protokol içinde geçerlidir (şekil 4.9 d, e ve f). Model yapılarda ortaya çıkan kısmi iyileşmeler böylesi bir analizin çözümlenmede bir yarar sağlayabileceğini ortaya koymuştur.



Şekil 4.9 Karmaşık model birin elektrik öz direnç tomografi ters-çözüm sonuçları

Karmaşık model bir için sismik iletim tomografi ters-çözüm sonucuna göre, yatay jeolojik katmanlar ile sınırlar başarılı biçimde belirlenmiştir. Birinci ve ikinci yatay tabakalar arasındaki hız farkının yüksek olması, tabaka sınırlarının keskin biçimde birbirinden ayırt edilebilmesini sağlamıştır. İkinci tabaka ile anakaya sınırı ilki kadar keskin olmamakla birlikte, belirgin bir ayırım ortaya çıkmıştır. Işın yoğunluğunun daha az olduğu 0 – 2 m derinlikleri arasında, düşük hızlı bir zon görülmektedir. Birinci yatay tabakanın hız dağılımı yüzeye yakın zon dışında homojen karakterdedir ve model değerlerine çok yakın hız değerleri elde edilmiştir. Bu tabakaya gömülü olarak yerleşmiş yapının sismik hız değerleri 0,7-0,8 km/s arasındadır. Yapının sınırları belirgin olmasına rağmen, yapı etrafında bazı yapay etkiler ortaya çıkmaktadır. İkinci yatay tabakada gerçek modele göre daha yüksek hız dağılımının ortaya çıkmış olması, yüksek hızlı ortamlar içine gömülü düşük hızlı materyallerin hız zıtlığına bağlı olarak yapay etkilere daha duyarlı olmasıyla açıklanabilir. Bu durum sismik çalışmalarda karşılaşılan önemli engellerden biridir. Bulunduğu ortama göre yaklaşık üç kat hız zıtlığı olan derindeki yapının, elde edilen sonuçlara göre kabul edilebilir bir değerde olduğu söylenebilir. Son yatay tabakada ise hız değerleri sentetik modele uygun sonuçlar vermiştir.  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değerlerinde ilk dört yinelemede düşüşün olduğu ve bu yinelemeden sonra *ideal davranış* gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.10).



Şekil 4.10 Karmaşık model birin sismik iletim tomografi ters-çözüm sonuçları

### 4.3.3 Karmaşık Model İki

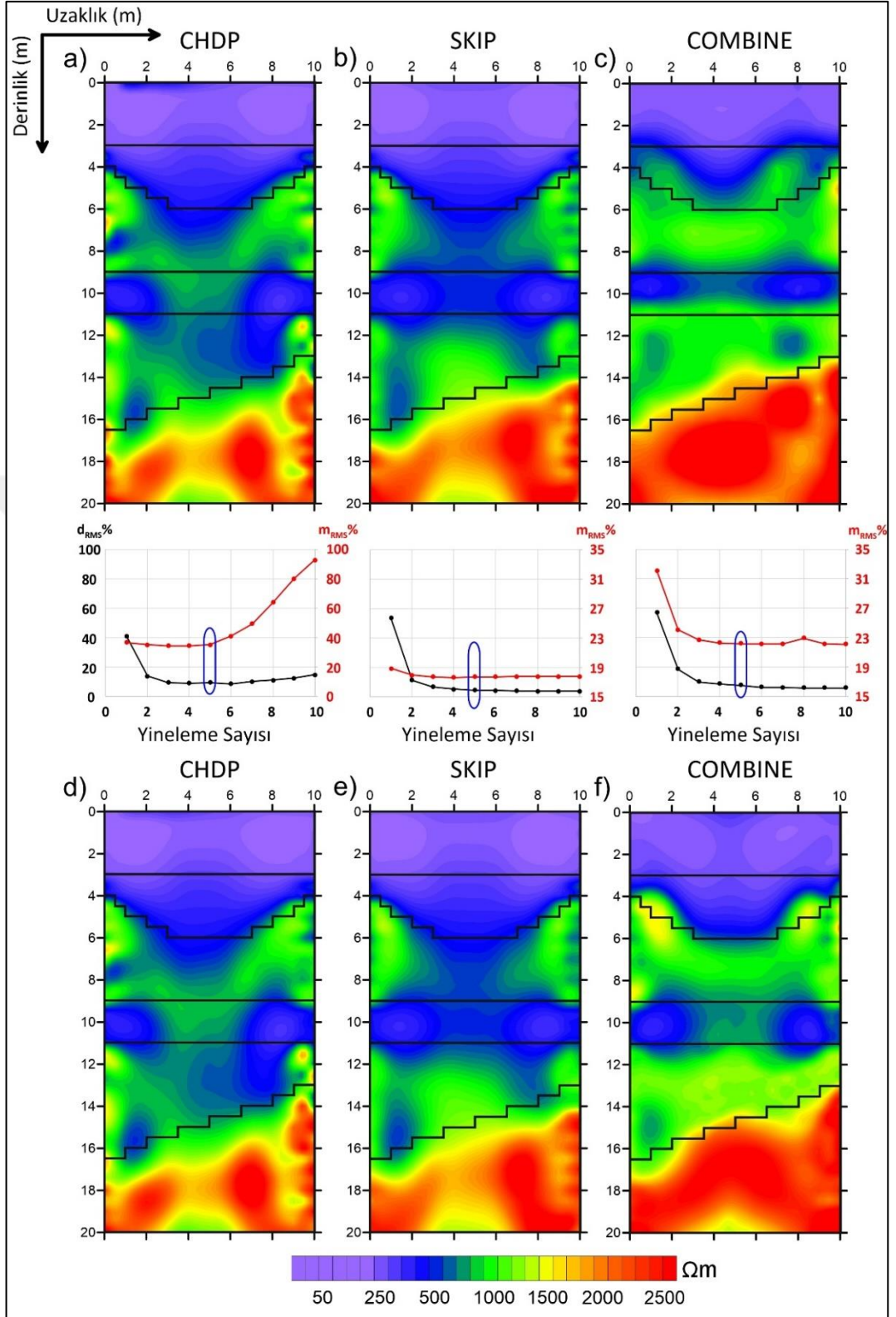
Karmaşık model ikinin modelin alt kısmında eğimli bir anakaya bulunmaktadır. Ana kaya, farklı özelliklere (çakıl, kaba ve ince taneli) sahip alüvyon tabakalarla örtülmüştür. Tüm birimlerin fiziksel özellikleri, derinden yüzeye doğru sırasıyla 3000  $\Omega.m$  / 1,5 km/s, 1000  $\Omega.m$  / 1 km/s, 500  $\Omega.m$  / 0,6 km/s, 1000  $\Omega.m$  / 1 km/s, 500  $\Omega.m$  / 0,6 km/s ve 100  $\Omega.m$  / 0,3 km/s olarak belirlenmiştir (Şekil 4.6).

Karmaşık model iki, özdirenç çalışmalarında birinci modelden daha farklı sonuçlar üretmiştir. Modelde en altta yer alan eğimli anakayanın özdirenç dağılımı en iyi *Combine* protokolünde tanımlanmıştır. Özellikle *CHDP*, anakayanın karakterini yeterince tanımlayamamıştır. *SKIP* ise kısmen tanımlayabilmiştir. Anakayayı örten çakıllı tabaka her üç protokolda de farklı sonuçlar üretmiştir. Tabakanın özdirenç dağılımı, en iyi *Combine* protokolünün sonucunda görülmektedir. *SKIP*, bu katmanı kısmen tanımlayabilmesine rağmen, *CHDP* protokolü gerçek modelden oldukça uzak sonuçlar üretmiştir. İki yüksek dirençli katman arasında bulunan düşük özdirençli tabaka, *Combine* protokolda daha belirgin yatay sınırlar üretirken, *SKIP* ve *CHDP* çözümünde bu tabaka yeterince belirgin değildir. Bu tabakanın üzerine yerleşen çakıl ve kaba taneli çökel katmanı da *Combine* protokolünde gerçek modele daha yakın bir sonuç vermiştir. Diğer protokoller bu tabakanın belirlenmesinde de başarılı sonuç üretememiştir. Bu tabakanın üstüne yerleşen ince taneli alüvyal katman tüm protokolda de belirlenebilmiştir. Ancak diğer protokoller bu katman için *Combine*'a göre daha başarılı olmuştur. En üstte bulunan toprak tabakası tüm dizilimler için olumlu bir dağılım ortaya koymuştur. Sonuç olarak *Combine* protokol ters-çözüm modellemesinde diğerlerine göre modelin genelinde daha başarılı sonuçlar üretmiştir (Şekil 4.11 a, b ve c). Bu protokollerin veri ve model uyumsuzluk analizlerine göre; *CHDP* protokolünün  $m_{RMS}$  değerleri, beşinci yinelemeye kadar özgün olmayan ve ardındansa ideal olmayan davranış göstermektedir. *SKIP* protokolüyle tüm yinelemeler boyunca özgün olmayan bir dağılım elde edilmiştir. Model uyumsuzluklarının bu davranışları, bu model için protokollerin başarısındaki ana etkidir. Bununla birlikte, ideal bir dağılım gösteren *Combine* protokolünde, model sonuçlarının daha başarılı olduğu görülmektedir. Tüm protokollerinin, uygun yineleme sonuçlarına göre ürettiği model sonuçlar ise Şekil 4.11 d, e ve f'de

verilmektedir. *CHDP* ve *SKIP* protokol sonuçlarında önemli bir değişiklik bulunmamakla birlikte, *Combine* protokolünde bazı küçük farklılar göze çarpmaktadır. Yinelemeler boyunca modelin iyileştirilmesini gösteren bu farklılıklar,  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değerlerinde azalmaları sağlamaktadır.



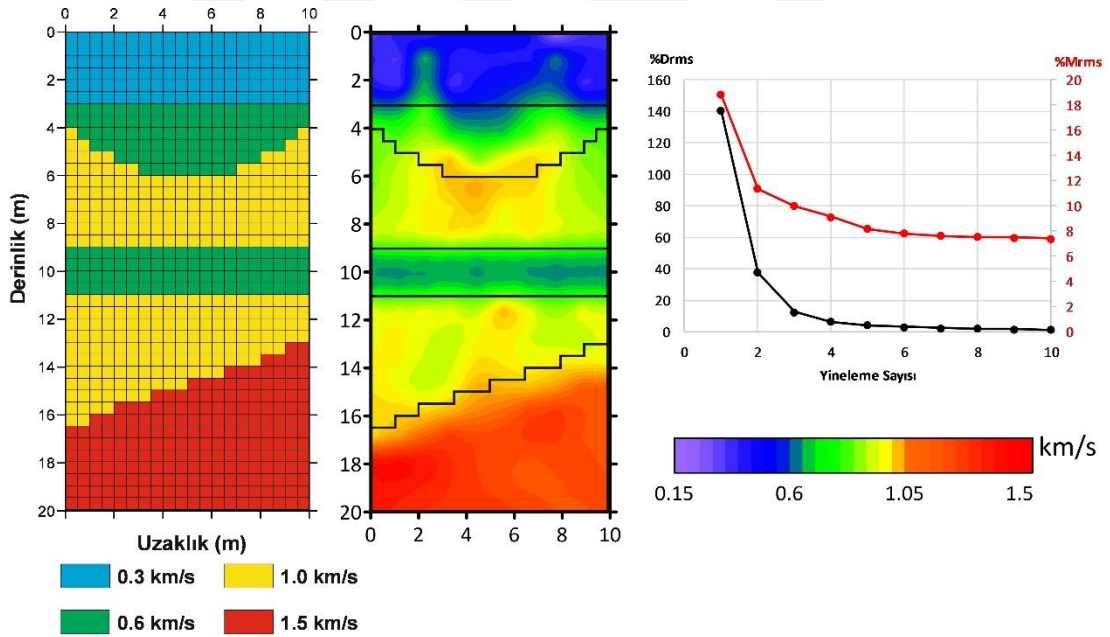




Şekil 4.11 Karmaşık model ikinin elektrik özdirenç tomografi ters-çözüm sonuçları



Karmaşık model ikinin sismik iletim tomografi sonuçları Şekil 4.12’de verilmiştir. 0 – 3 m derinliğindeki 0,3 km/s hızlı toprak tabakasının genel hız değerleri, gerçek modele yakın hesaplanabilmiştir. Buna karşılık, alt tabakayla arasındaki sınır ondülasyonlu karakter göstermekte ve yüzeye doğru yapay uzamalar bulunmaktadır. Bir paleokanal dolgusunun tanımlanmaya çalışıldığı 3 – 6 m derinliğindeki tabakanın (0,6 km/s), ortalama hız değerleri gerçek modele uygundur. Bu tabakanın altındaki ortamın hız değerleri daha uygun sonuç vermiştir. Ortadaki düşük hızlı katmanda modele benzer sonuçlar üretmiştir. Anakayanın hız dağılımı ve sınırları, sentetik model ile çok uyumlu bir sonuç üretmiştir. Ters-çözüm işlemine başlangıç modelini belirlemek için tercih edilen yöntemin, doğru modelin hesaplanmasında etkisi  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değerlerinde açıkça görülmektedir. Gürültü içermeyen veri setiyle yapılan çalışmada,  $d_{RMS}$  değerleri neredeyse tam uyum sağlamıştır.  $m_{RMS}$  değerleri ise altıncı yineleme boyunca *ideal davranış* göstermiştir. Yineleme sayısının artırılmasının model sonuçlarına büyük bir etki sağlamadığı görülmüştür.



Şekil 4.12 Karmaşık model ikinin elektrik özdirenç tomografi ters-çözüm sonuçları

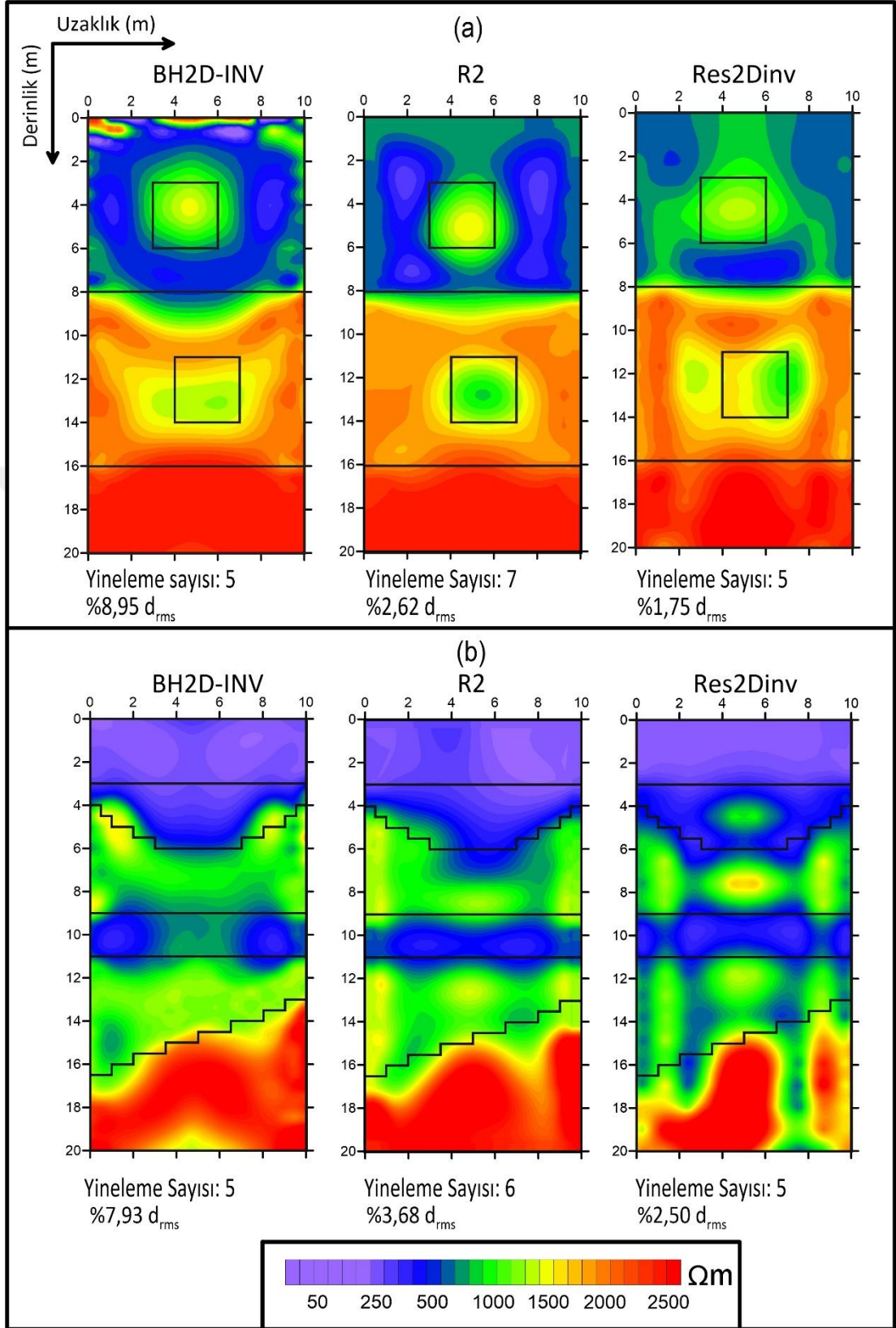
#### 4.3.4 BH2D-INV yazılımının diğer yazılımlarla karşılaştırılması

BH2D-INV programıyla yapılan elektrik özdirenç modelleme sonuçları, R2 (Binley, 2019) ve Res2Dinv (Loke, 2019) gibi iyi bilinen yazılımlar ile karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmada karmaşık modellerde en iyi sonuçları verdiği düşünülen *Combine* protokolü kullanılmıştır. Tüm programlarda birebir aynı hücre sistemi kullanılmıştır.

Karmaşık model birin karşılaştırma sonuçları Şekil 4.13 a'da verilmektedir. Bu model için her üç yazılımın sonuçları genel anlamda benzerdir. Anakaya tüm program sonuçlarında benzer özdirenç dağılımları göstermektedir. İkinci tabakada gömülü düşük özdirençli yapı, en iyi R2 programıyla belirlenebilmiştir. BH2D-INV ve Res2Dinv sırasıyla bunu takip etmektedir. Yüzeydeki alüvyon tabaka içine gömülmüş yapıysa, BH2D-INV ve R2 sonuçlarında iyi tanımlanmıştır, ancak Res2Dinv'de ayrımlılığının yeterli olmadığı görülmektedir.

Şekil 4.13 b, karmaşık model ikinin *Combine* protokolü için üç farklı yazılımının ters-çözüm model sonuçlarını vermiştir. BH2D-INV ve R2 yazılımları, gerçek modele yakın sonuçlar üretirken, Res2Dinv yazılımının model sonuçları genel olarak daha farklıdır. Özellikle, derinde bulunan eğimli jeolojik tabaka Res2Dinv sonucunda tanımlanamamıştır. Eğimli anakayayı örten çakıl-kil-çakıl tabakalarının değişimi, BH2D-INV ve R2 sonuçlarında benzer özellikler göstermektedirler. Toprak örtü tüm yazılımlar için benzer sonuçlar verirken, paleokanal modeli en iyi BH2D-INV'de görülmektedir. Res2Dinv ise başarısız sonuçlar vermiştir.

*Combine* protokolünün üç farklı yazılımından elde edilen sentetik modelleme sonucunda, Res2Dinv yazılımının sonuçlarının genelde yetersiz kaldığı görülmüştür. BH2D-INV ve R2 yazılımları arasında bazı farklılıklar görülmekle birlikte, genelde benzer model sonuçları ürettiği görülmüştür.



Şekil 4.13 BH2D-INV, R2 ve Res2Dinv yazılımlarının karmaşık model a) bir ve b) ikinin ters-çözüm model sonuçları

#### 4.4 Birleşik Ters-Çözüm

Birleşik ters-çözüm, son yıllarda jeofizik yöntemlerin ortak yorumlaması anlamında yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Yeraltını oluşturan kayaçların fiziksel özellikleri, yapısal sınırlar ve süreksizliklerin belirlenmesi, çoğu zaman birden fazla jeofizik yöntemden elde edilen sonuçlarla daha yararlı olmaktadır. Yeraltının genelde karmaşık özellik göstermesi ve jeofizik yöntemlerin farklı fiziksel olgulara duyarlı olması, bu yöntemlerin birlikte kullanımının yanı sıra bunların çözümünün ortak olmasıyla da daha yararlı sonuçlar üretebilmektedir. Jeofizik yöntemler kayaçların farklı fiziksel özelliklerine (yoğunluk, elektriksel iletkenlik, dielektrik vb.) göre farklı yanıtlar verdiği için, bunların ters-çözüm model çalışmaları da yöntemlerin belirleme yeteneklerine göre farklı sonuçlar verecektir. Ancak aynı fiziksel özellikler farklı davranış gösteren bu yöntemleri ortak bir ters-çözüm analizine sokulmasıyla daha başarılı sonuçlar elde etmek olası olabilecektir. Birleşik ters-çözüm olarak tanımlanan bu yaklaşımda fiziksel parametreleri birleştirmek için farklı ampirik yaklaşımlar tercih edilmektedir. Örneğin, Tillmann ve Stöcker, (2001) ile Jones ve diğer., (2009) sismik ve elektrik çözümde birbirleri ile ilişkili ampirik bağıntılarla çözümlenmeye giderken, Heincke ve diğer. (2006) ile Colombo ve Stefano (2007) elektromanyetik, gravite ve sismik yöntemlerin birleşik ters-çözümünde model parametreleri arasında ampirik bağıntılardan yararlanmışlardır. Bu yaklaşım, uygun bir petrofizik ilişki bağıntısının belirlenmesinin zor olması nedeniyle, halen sınırlı uygulama alanlarına sahiptir.

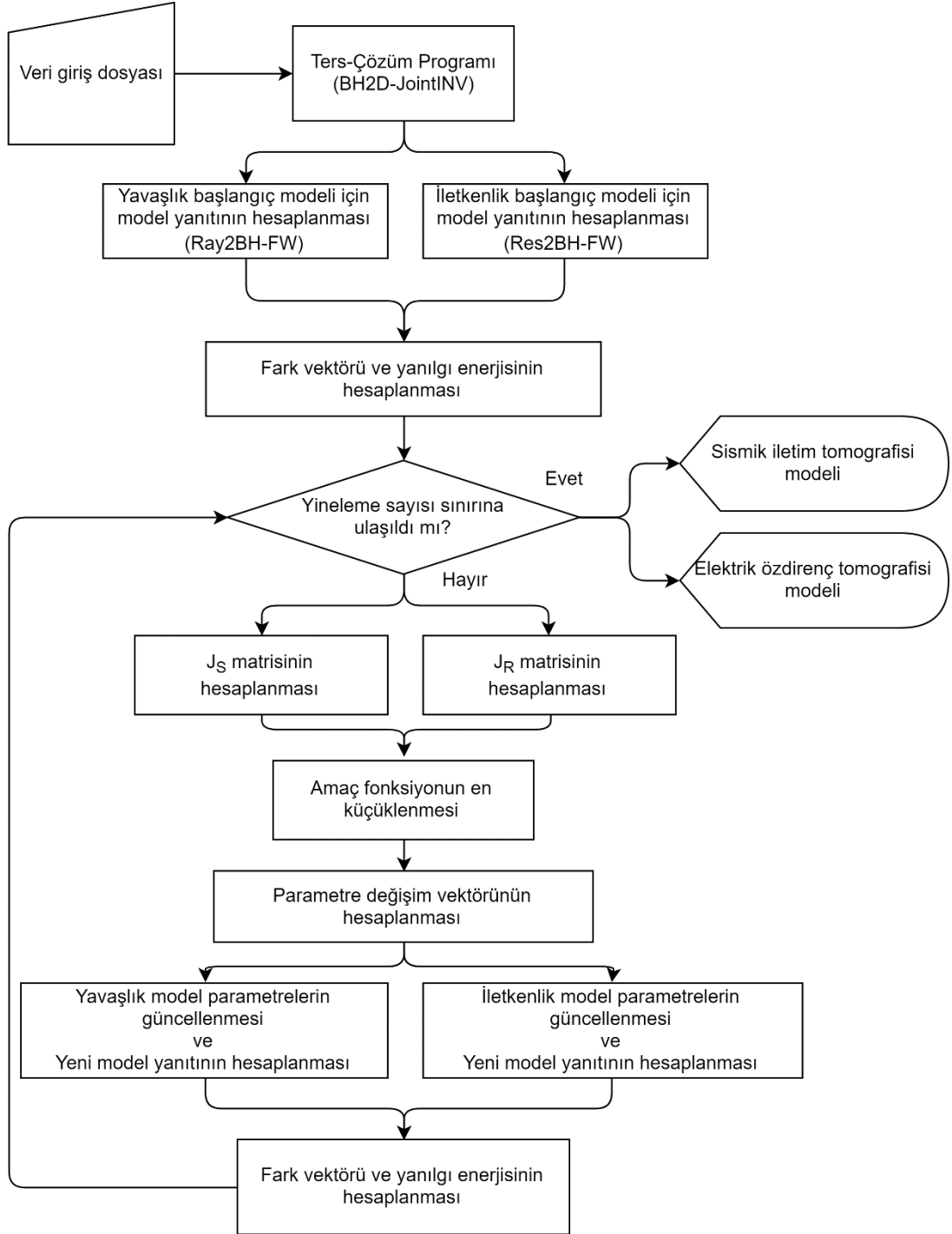
Son zamanlarda, modellerin geometrik yapılarının kullanılması da tercih edilmektedir. Birleşik ters-çözümü yapılan jeofizik yöntemlerin, kayaçların yapı ve sınırlarında gösterdikleri tepkinin, kısmen veya tamamen örtüştüğü varsayımından yola çıkılmaktadır. Kayaçların petrofiziksel ilişkileri yerine, model parametreleri arasındaki fiziksel özelliklerin dağılımı ve sınır değişimleri de dikkate alınmaktadır (Haber ve Oldenburg, 1997; Zhang ve Morgan, 1997; Gallardo ve Meju, 2003, 2004; Sun ve Li, 2016). Gallardo ve Meju (2003), bir model ağı sistemi üzerinde iki farklı model parametresini tanımlayarak, çapraz gradyan (*cross-gradient*) fonksiyonuyla model parametre değişimlerini hesaplamıştır. Bu yöntemde hesaplanması gereken Jakobyen matrisinin boyutları, kullanılan veri türü kadar üstel olarak artmaktadır. Bu

işlem oldukça fazla hesaplama süresine ve veri depolanmasına ihtiyaç duymaktadır. Hesaplama süresini azaltmak için çeşitli yöntemler uygulanmaktadır. Hücre boyutlarının bir yönde uzatılarak model parametre sayısının azaltılması veya bir veri türü için birleştirilmiş hücre sisteminin kullanılması yaklaşımları uygulanabilmektedir (Gallardo ve Meju, 2007). Hesaplama sürelerinin azaltılması ve çok sayıda veri türünün birleşik ters-çözümünün yapılabilmesi için yeni yaklaşımlar üzerinde çalışılmaktadır. Zhang ve diğer. (2019), *data-space birleşik ters-çözüm* yaklaşımıyla dört farklı veri türü için (manyetotellürik, gravite, manyetik ve sismik dalgaların seyahat süreleri) sentetik modelleme çalışmalarını sunmuşlardır.

#### **4.4.1 İki boyutlu birleşik ters-çözüm programı (BH2D-JointINV)**

Birden fazla jeofizik modelin aynı objektif fonksiyonu içinde çözülmesi, birleşik ters-çözüm işlemi olarak adlandırılır. Çözüm sistemi içinde kullanılan verilerin farklı model parametrelerine bağlı olması çözüm sonuçlarını olumlu yönde etkilemektedir. Yöntemlerin duyarlılık dağılımlarının tüm model ağını kapsaması, ters-çözüm modellerinin ayrımlılıklarını arttırmaktadır. Aynı ağ sisteminde çözüm yapıldığı sürece, birleşik ters-çözümde tüm veri türleri için model çözümleri hesaplanabilmektedir. Birleşik ters-çözümde tüm veri türleri için yanılıgı enerjisini en küçüklemesi aynı anda yapılmaktadır (Gallardo ve Meju, 2004).

Birleşik ters-çözüm programı (BH2D-JointINV), BH2D-INV programının çözüm algoritmasının temel özellikleri kullanılarak geliştirilmiştir. Program öncelikle aynı model ağı üzerinde; elektrik tomografi yöntemi için elektrot konumlarını, sismik iletim tomografisi için ise alıcı ve kaynak konumlarını belirlemektedir. Bir sonraki adımda, her iki yöntem için ölçüm geometrileri ve gözlenen değerler okutulmaktadır. Ters-çözüm başlangıç modelleri BH2D-INV programıyla aynı kullanılmıştır. Objektif fonksiyon (denklem 4.19) her iki yöntemi içerecek biçimde geliştirilmiştir. Model parametreleri, toplam yanılıgı enerjisini en küçükleyecek biçimde yinelemeli olarak değiştirilmektedir. Her yineleme sonucunda, bir önceki modeller model parametre güncellemesi ile geliştirilerek ters-çözüm işlemine devam edilir. Yöntemlerdeki model yakınsama hızları birbirinden farklı olduğundan, çakışma ölçütü sınırı kullanılmamıştır. Programın akış şeması Şekil 4.14’de verilmiştir.



Şekil 4.14 BH2D-JointINV programının akış şeması

Denklem 4.19 objektif fonksiyonun çözümünde, iki yöntem için model parametrelerine göre kısmi türevlerin en küçüklenmesi gerekmektedir. Bu işlem matris formunda;

$$\begin{bmatrix} J_S & 0 \\ 0 & J_R \\ \sqrt{\lambda}C_S & 0 \\ 0 & \sqrt{\lambda}C_R \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta p_S \\ \Delta p_R \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta d_S \\ \Delta d_R \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (4.22)$$

biçiminde ifade edilebilir. Burada  $J_S$  yavaşlık ve  $J_R$  iletkenlik Jakobyen matrisleridir.  $\Delta p_S$  yavaşlık ve  $\Delta p_R$  iletkenlik model parametre değişimlerini,  $\Delta d_S$  ve  $\Delta d_R$  gerçek ve model yanıtları arasındaki farkı tanımlamaktadır. Birleşik ters-çözüm sonuçlarının, ayrik ters-çözüm sonuçlarıyla karşılaştırmak için, benzer parametreler tercih edilmiştir.  $\lambda$  sönüm faktörü değeri, basit modeller üzerinden sınaama yöntemiyle, 0,25 olarak belirlenmiştir.  $C_S$  ve  $C_R$  düzgünleştirme matrislerinde ikinci derece Laplacian fark operatörü kullanılmıştır. Çözüm sisteminde, herhangi bir ağırlıklandırma kullanılmamıştır. Sıfır değerlerinin çok olduğu sistemlerde, LSQR çözümünün daha başarılı sonuçlar verdiği bilinmektedir (Paige ve Saunders, 1982). CGLS ve LSQR sayısal çözüm yöntem sonuçları karşılaştırılmış, aralarında çok büyük farklılık bulunmadığından daha hızlı olan CGLS yöntemi tercih edilmiştir.

#### 4.4.1.1 Küp Modeli birleşik ters-çözüm sonuçları

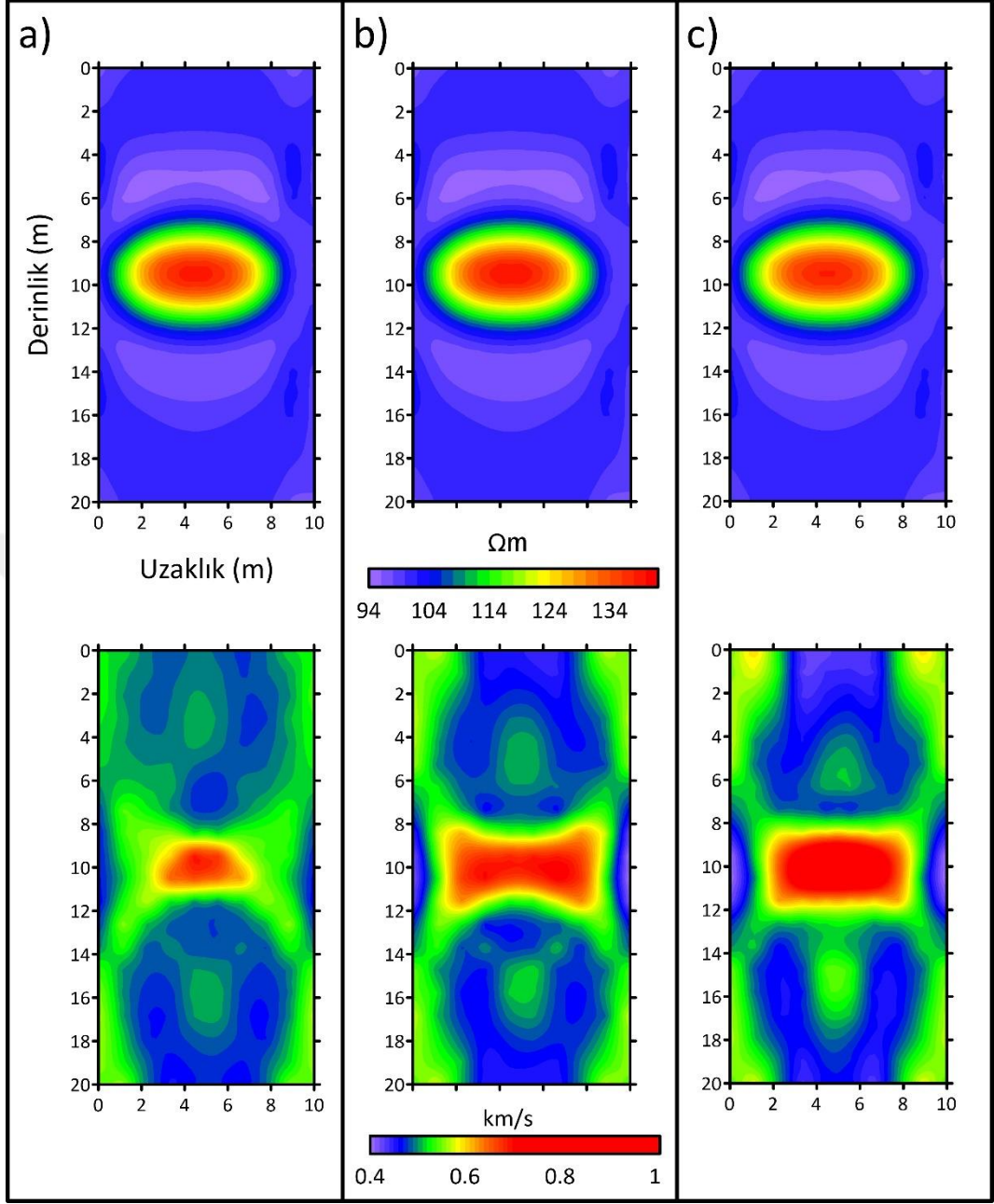
Birleşik ters-çözüm algoritmasının ürettiği sonuçları karşılaştırmak için, 0,5 x 0,5 m hücre boyutlu bir ağ sisteminde veri ve model uyumsuzluğu sınamaları yapılmıştır. Kuyu derinliği ve aralığı, önceki modelleme çalışmalarıyla aynı seçilmiştir. Verilere gürültü eklenmemiştir. Sınama için homojen ortama (100  $\Omega$ .m ve 0,5 km/s) gömülü 2 m boyutlu küp modeli kullanılmıştır. Çözümlerin karşılaştırılması için, iki farklı durum ele alınmıştır. Birinci durumda, küp yapısının direnç değerleri sabit 1000  $\Omega$ .m olarak belirlenmiştir. Buna karşılık, üç farklı yüksek sismik hız değerli küp modeli kurgulanmıştır (1, 1,5 ve 2 km/s). İkinci durumdaysa, sabit hız değerli küp modeline karşılık (1 km/s), farklı öz dirençli yapıların modelleme çalışması yapılmıştır (1000, 500, 200  $\Omega$ .m). Altı farklı durumda on yineleme için  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değerleri hesaplanmıştır.

Özdirenç değerlerinin sabit olduğu küp modeli sonuçları Şekil 4.15'de bulunmaktadır. Üç farklı sismik hız dağılımı için öz direnç model sonuçlarının

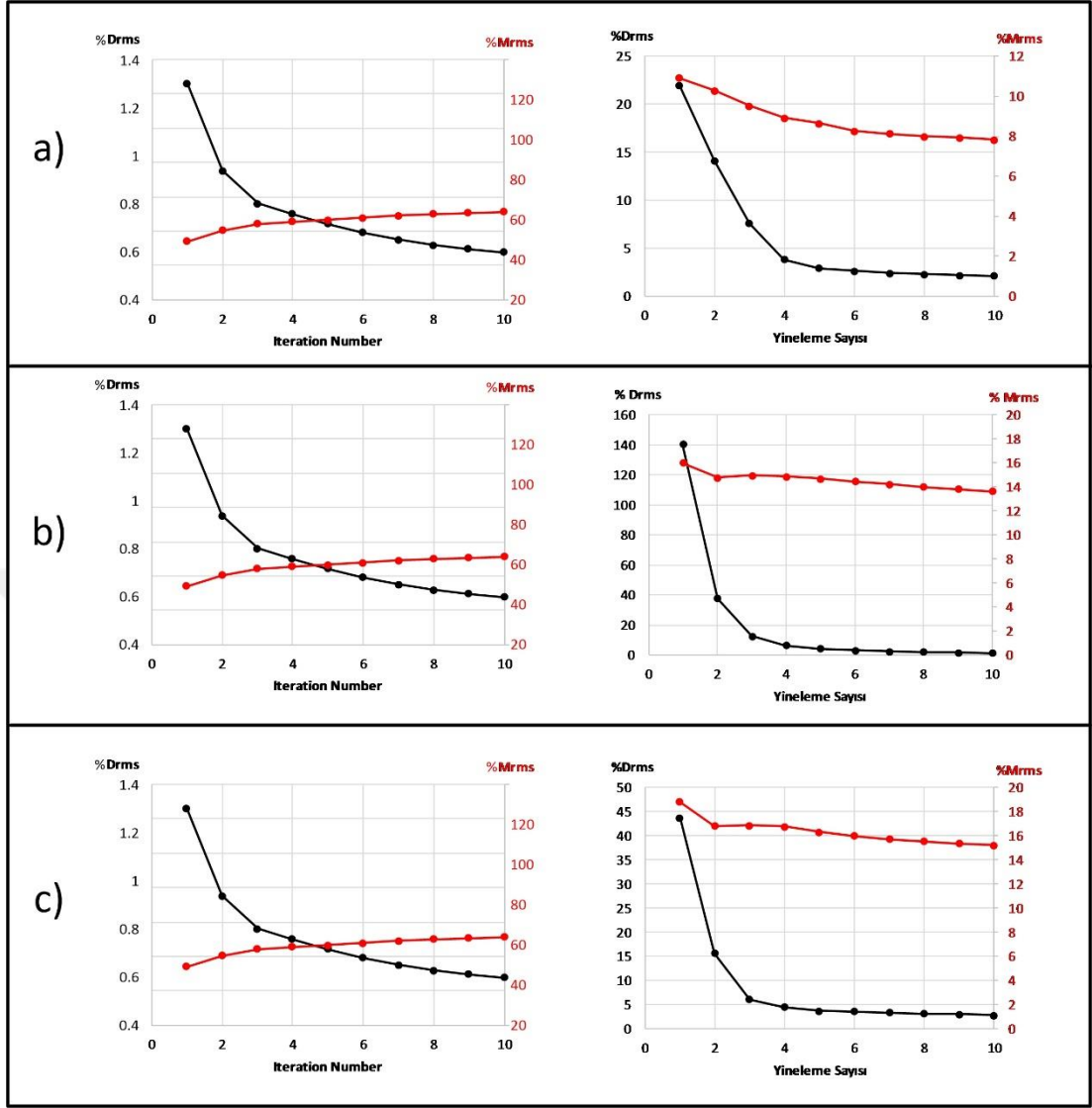
değişmediği görülmektedir. Küp yapısının öz direnç değerleri en fazla 140  $\Omega$ .m olarak hesaplanmıştır. Aynı modelin ayrık ters-çözüm sonuçlarında, daha yüksek öz direnç değerlerinin hesaplandığı görülmüştür (Şekil 4.7 a). Ayrık ve birleşik elektrik öz direnç ters-çözüm modelleri arasında farkın ortaya çıkması, iki yöntemin parametre değişimini hesaplanmasında birbirlerini etkilediklerini ortaya koymaktadır. Tüm model sonuçlarında, yapının hız değeri gerçek modelden daha düşük hesaplanmıştır. Hız değerleri kademeli olarak arttırıldığında, sismik hız dağılımında gözle görünür artışlar ortaya çıkmaktadır. Buna karşın elektrik öz direnç değerlerinde kayda değer bir değişim görülmemektedir. Sismik hız zıtlığı arttıkça, homojen ortamın hız dağılımında da yapay etkilerin arttığı gözlenmektedir (Şekil 4.15 b ve c).

Tüm model sonuçlarında,  $d_{RMS}$  değerlerinin yakınsadığı görülmektedir.  $m_{RMS}$  değerleri ise, küp yapısının sismik hızlarına göre farklı davranışlar göstermektedir. Şekil 4.16 a'da 1000  $\Omega$ .m / 1 km/s hızlı küp modeli sonuçları verilmiştir. Elektrik öz direnç yönteminin  $m_{RMS}$  değerlerinin *ideal olmayan davranış* gösterdiği görülmektedir. Buna karşın sismik iletim tomografi yöntemi ideal bir davranış göstermektedir. Küp yapısının hız değeri 1,5 ve 2 km/s olduğunda ise,  $m_{RMS}$  değerlerinin ilk model kadar olmasa da yavaş yavaş ideale doğru gittiği görülmektedir (Şekil 4.16 b ve c).





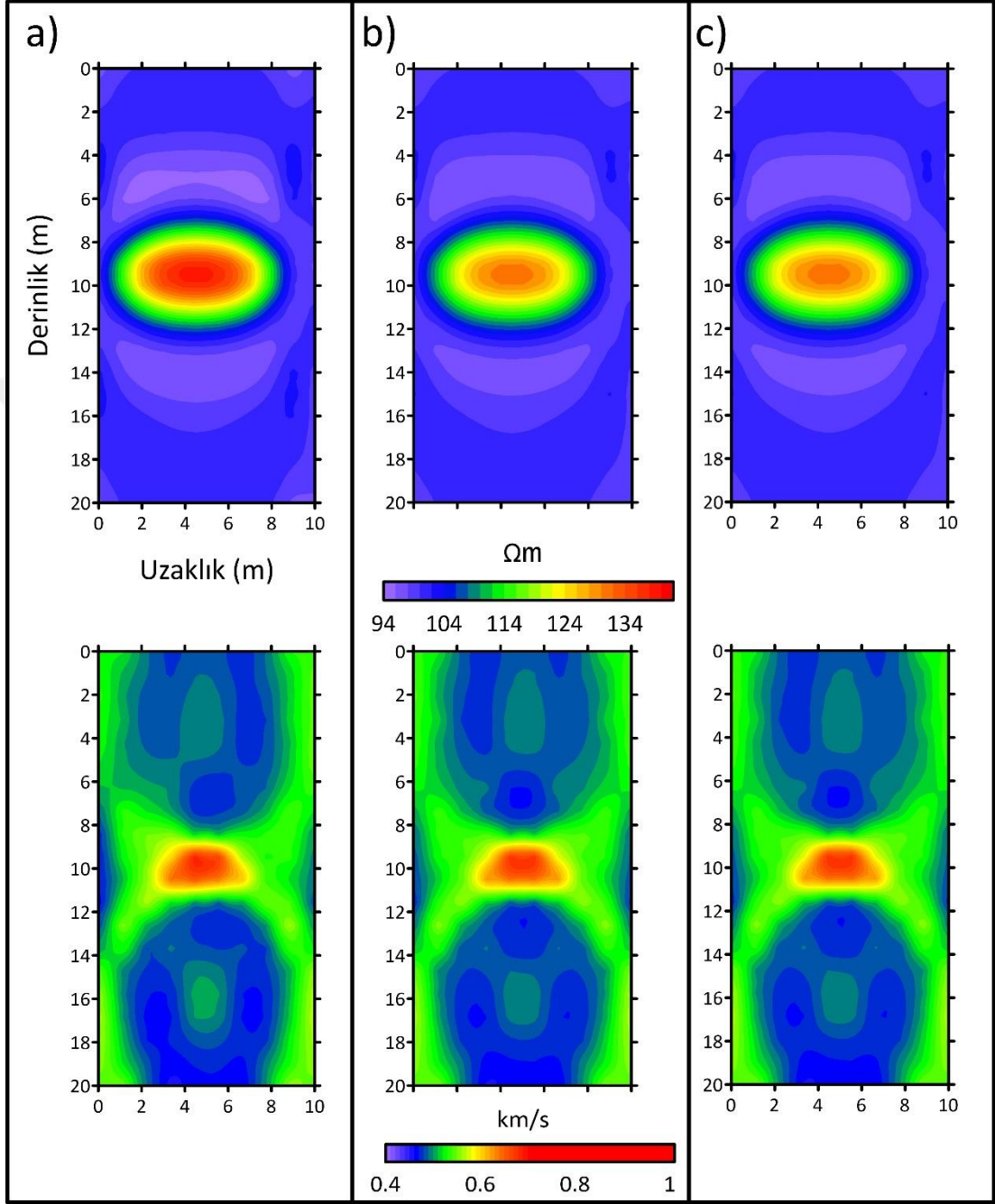
Şekil 4.15 Sabit öz direnç değerli küp modeli için birleşik ters-çözüm model sonuçları. Yapının sismik hızları değerleri a) 1 km/s b) 1,5 km/s ve c) 2 km/s



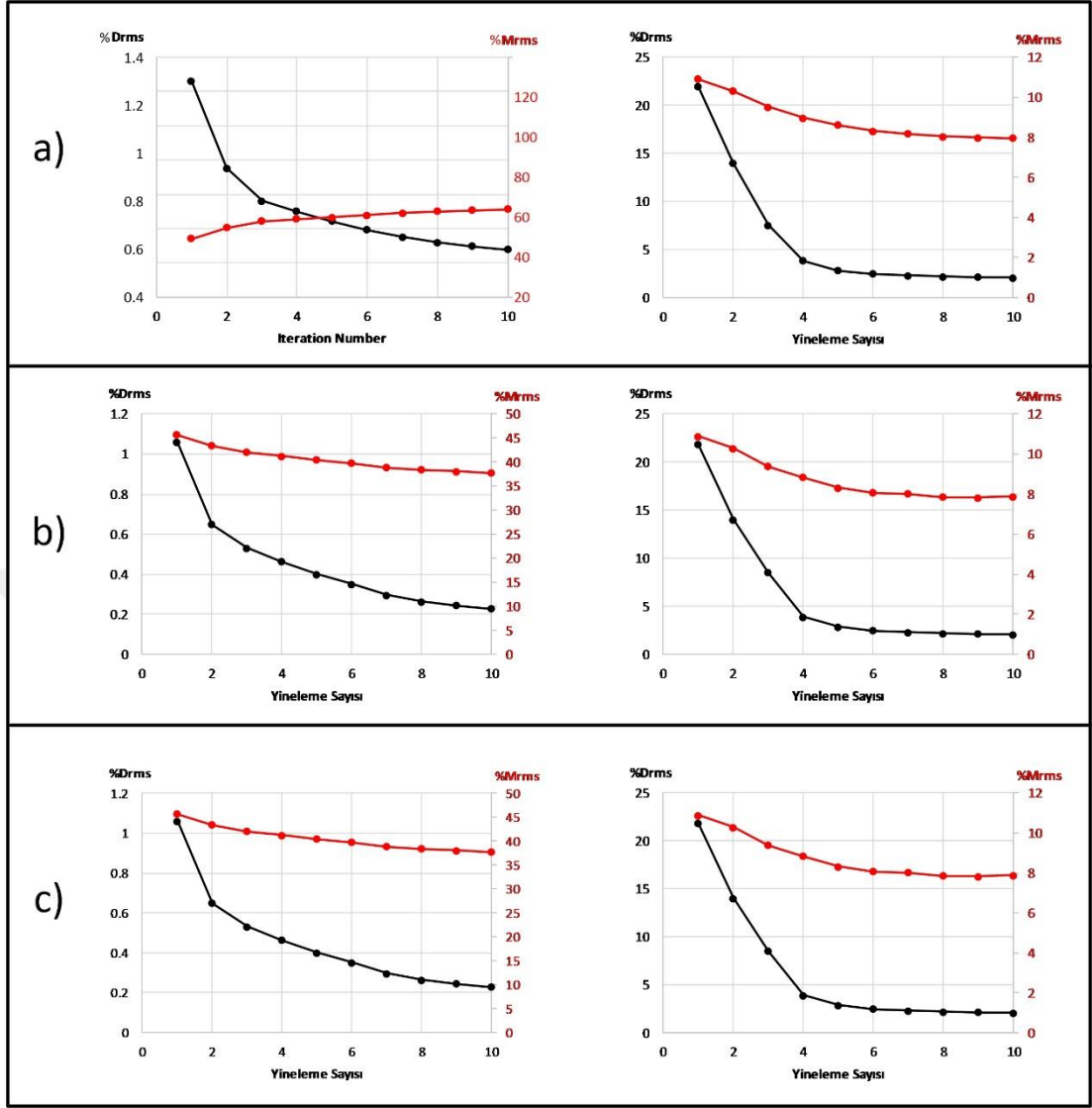
Şekil 4.16 Sabit öz direnç değerli küp modeli için birleşik ters-çözüm veri ve model uyumsuzluk değişimi. Yapının sismik hızları değerleri a) 1 km/s b) 1,5 km/s ve c) 2 km/s

Küp yapısının sismik hız değerinin 1 km/s ve öz direnç değerinin sırasıyla 1000, 500 ve 200  $\Omega.m$  olduğu model sonuçları Şekil 4.17’de yer almaktadır. Şekil a sonuçları, bir önceki model çalışmasıyla aynıdır, karşılaştırmak amacıyla tekrar verilmiştir. Birleşik ters-çözüm sismik model sonuçlarında birbirleri arasında önemli bir fark görülmemektedir. Yapının öz direnç değerlerinin kademeli olarak azaltılması, model sonuçlarında şekilsel bir değişim ortaya koymamakla birlikte, öz direnç değerlerinde önemli bir değişim ortaya çıkmaktadır. Yinelemelere göre  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değişimleri Şekil 4.18’de yer almaktadır. Tüm ters-çözüm sonuçlarında  $d_{RMS}$  değerlerinin azaldığı görülmektedir. Yapının öz direnç değerlerinin bulunduğu ortamla

arasındaki farkın azaltılması sonucunda  $m_{RMS}$  değişiminin her iki model içinde ideal davranış gösterdiği belirtilmelidir.



Şekil 4.17 Sabit sismik hız değerli küp modeli için birleşik ters-çözüm model sonuçları. Yapının öz direnç değerleri a) 1000  $\Omega.m$  b) 500  $\Omega.m$  ve c) 200  $\Omega.m$



Şekil 4.18 Sabit sismik hız değerli küp modeli için birleşik ters-çözüm veri ve model uyumsuzluk değişimi. Yapının öz direnç değerleri a) 1000 Ω.m b) 500 Ω.m ve c) 200 Ω.m

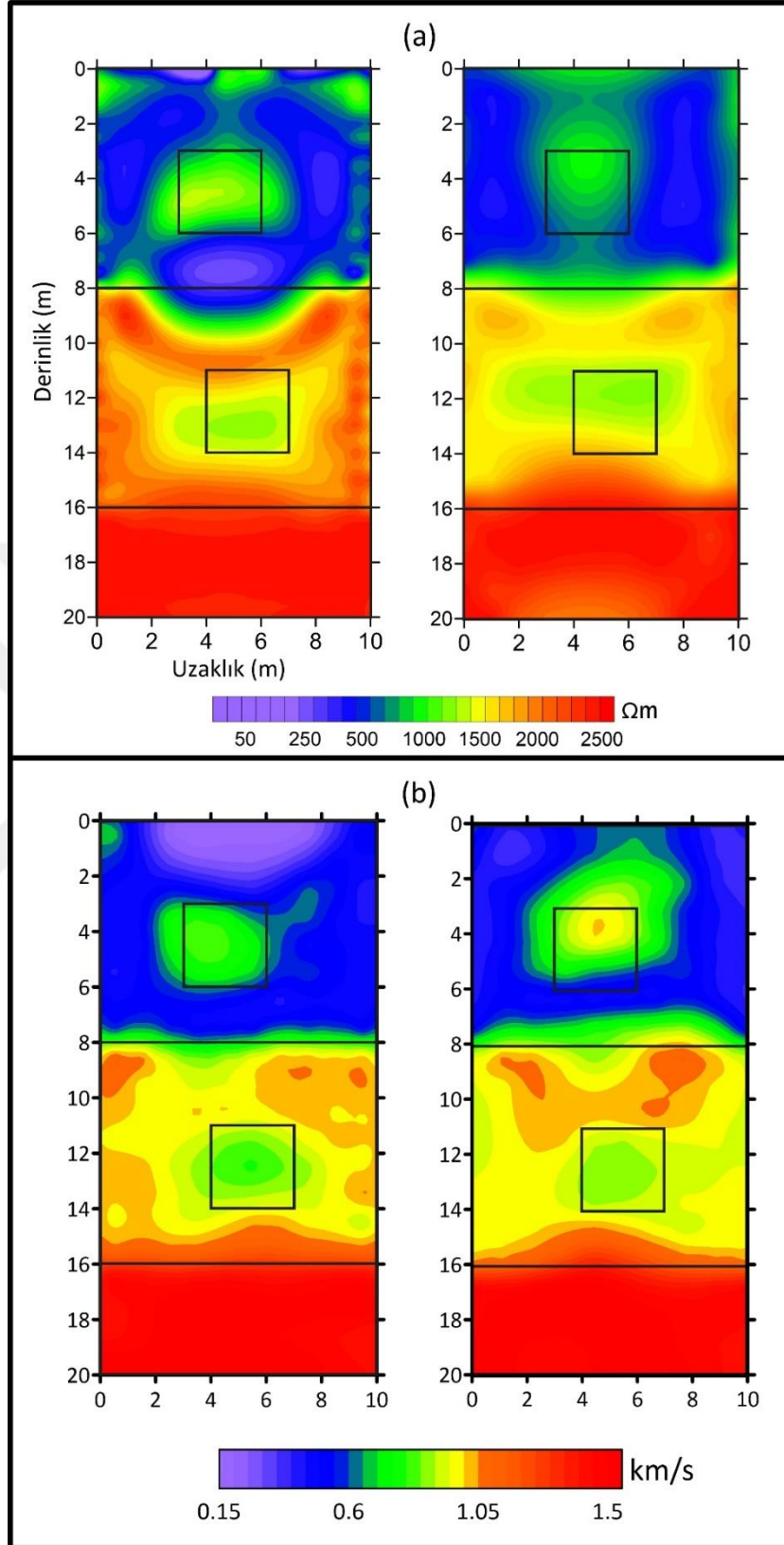
Tüm model sonuçları incelendiğinde, kullanılan birleşik ters-çözüm algoritmasında model parametrelerinin zıtlık oranlarının önemli olduğu ortaya çıkmaktadır. Araştırılan yapının ortamla arasındaki hız oranının üç ve buna karşılık öz direnç oranı beş katından fazla olmaması, sağlıklı ters-çözüm modelleri elde edilmesini sağlayabileceği düşünülmektedir.

#### 4.4.1.2 Karmaşık model birin birleşik ters-çözüm sonuçları

Karmaşık model birin birleşik ters-çözüm algoritmasıyla hesaplanan yeraltı model sonuçları Şekil 4.19'da yer almaktadır. Ayrık (sol) ve birleşik ters-çözüm (sağ) sonuçları, karşılaştırma amacıyla birlikte verilmiştir.

Şekil 4.19 a'da elektrik özdirenç tomografi model sonuçlarında, belirgin farklılıklar görülmektedir. Ayrık ters-çözüm modelde yüzeye yakın alanda görülen yapay etkiler, birleşik çözümde azalmaktadır. Bu tabaka içinde gömülü yüksek özdirençli yapının, yüzeye daha yakın konumda görüldüğü ve bulunduğu ortamla olan zıtlığın azaldığı belirtilebilir. Buna karşın yapının geometrik yapısı sentetik modele daha benzerdir. 8 m derinlikteki iki tabaka arasındaki sınırın, ayrık çözümdeki kavisli yapısının önemli oranda giderildiği görülmektedir. İkinci tabakanın özdirenç dağılımı, model değerlerine daha yakın hesaplanmıştır. Derindeki yapı, ayrık çözümde daha iyi görülürken, birleşik çözümde dağılmaktadır. Anakaya ile üstündeki ortam arasındaki sınırda her iki çözümde de önemli bir fark görülmemiştir. Kuyulara yakın bölgelerde görülen yapay etkilerin, birleşik ters-çözüm sonuçlarında önemli oranda giderildiği söylenebilir. Genel olarak birleşik ters-çözüm uygulamasıyla, sentetik modele daha yakın sonuçlara ulaşıldığı belirtilebilir.

Sismik iletim tomografisi ters-çözüm algoritmalarının, birbirine benzer yeraltı modelleri ürettiği söylenebilir (Şekil 4.19 b). Ayrık çözümde 0 – 2 m derinliğinde görülen düşük hız zon sorunu, birleşik çözümle giderilmiştir. Birinci tabakanın hız dağılımında önemli bir değişiklik bulunmamaktadır. Bu tabaka içine gömülü yapının, hız zıtlığının arttığı; yapı sınırları ve konumunun değiştiği görülmektedir. Birinci ve ikinci tabaka arasındaki sınırda da bazı hız ayrımları ortaya çıkmıştır ve çözümün daha zayıf olduğu belirtilmelidir. İkinci tabakada gömülü yapının da daha zayıf olarak görüldüğü ve anakaya ile ikinci tabaka arasında önemli bir düzelmeye olmadığı belirtilebilir. Böylece özdirenç modelinin ortak çözümde hız modelini önemli oranda etkilediği ve ayrık sonuca göre başarıyı azalttığı ortaya çıkmaktadır.



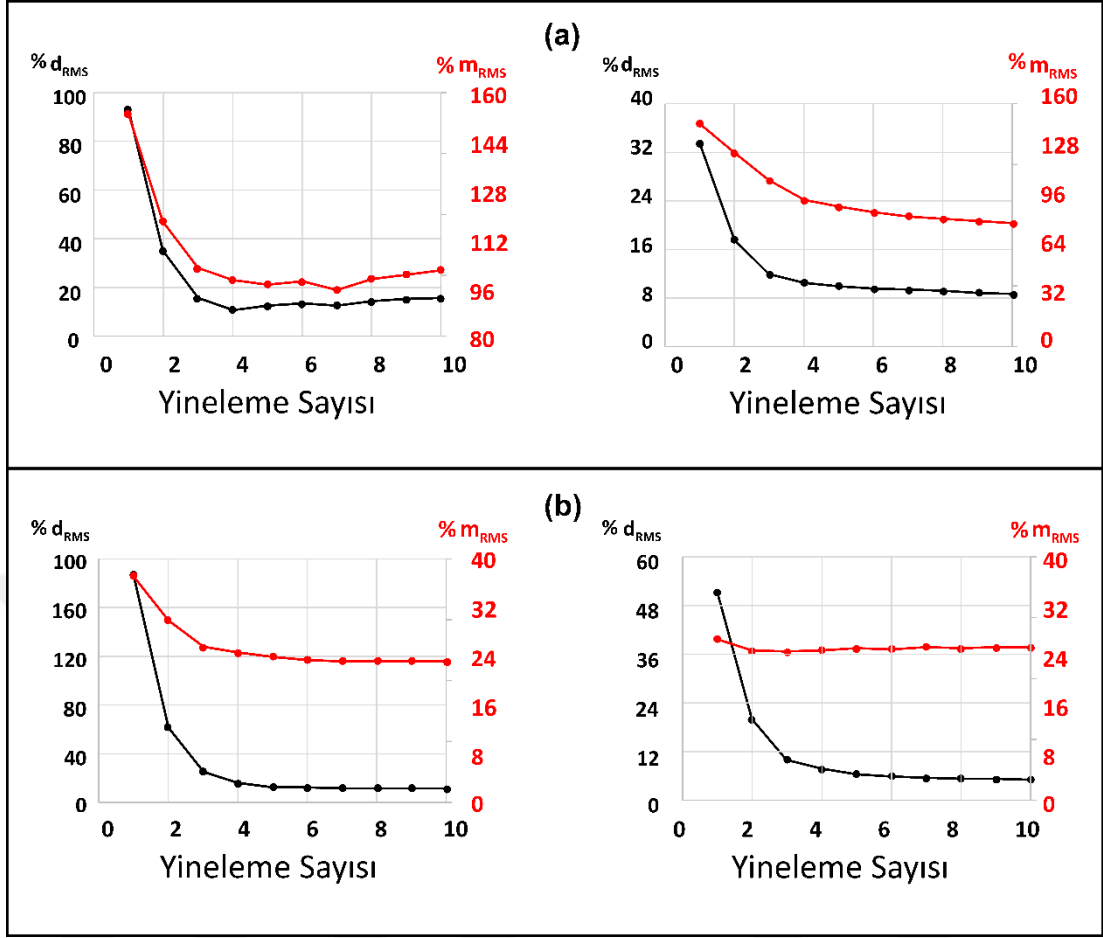
Şekil 4.19 Karmaşık model ikinin ayrık ters çözüm (sol) birleşik ters-çözüm (sağ) a) elektrik öz direnç b) sismik iletim tomografi model sonuçları

İki ters-çözüm algoritmasının karmaşık model için yineleme adımlarına göre  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değişimi Şekil 4.20'de yer almaktadır. Çözümlerin birebir karşılaştırılabilmesi için, başlangıç modelleri her iki algoritma için aynı seçilmiştir.

Şekil 4.20 a'da, elektrik özdirenç tomografi yönteminin ayrık (sol) ve birleşik (sağ) uyumsuzluk analizleri verilmiştir. Aynı başlangıç modeliyle başlatılan ters-çözüm işlemlerinde, birleşik ters-çözüm algoritmasının ilk yineleme  $d_{RMS}$  değerlerinin daha düşüktür. Ancak eğriler birbirinden farklıdır ve birleşik ters-çözüm veri uyumsuzluğunun daha iyi sonuçlar verdiği görülmektedir. Benzer durum  $m_{RMS}$  içinde geçerlidir. Birleşik ters-çözüm algoritmasının,  $m_{RMS}$  değişiminin ideal bir davranış gösterdiği ve yineleme sayısı arttıkça gerçek modele daha da yaklaştığı söylenebilir. Ayrıca, ayrık ters-çözüm sonucunda görülen ufak kararsızlıklar giderilmiştir.

Sismik iletim tomografisi sonucunda, birleşik çözüm  $d_{RMS}$  değerinin daha düşük olduğu ve yinelemelere bağlı olarak düzenli biçimde azaldığı görülmektedir (Şekil 4.20 b).  $m_{RMS}$  eğisinde ise ilk yinelemeden sonra ciddi bir değişim olmamaktadır. Model  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  sonuçlarına göre, iki algoritmanın sonuçlarında önemli bir değişim görülmediği belirtilebilir.





Şekil 4.20 Karmaşık model birin ayrık ters çözüm (sol) birleşik ters-çözüm (sağ) a) elektrik özdirenç b) sismik iletim tomografi veri ve model uyumsuzluk değişimi

Her iki yöntem sonuçları göz önünde bulundurulduğunda, sismik iletim tomografi yönteminin elektrik özdirenç yöntemi sonuçlarını iyileştirdiği, ancak kendisinin bozulduğu sonucu çıkartılabilir. Sismik hız modelinin tabakaların iletkenlik dağılımlarını yumuşattığı ve tabaka sınırlarını arasındaki zıtlığı arttırdığı söylenebilir. Sismik sonuçlarda ortaya çıkan yapay hız değişimleri ile düşük hız zonu etkisinin elektrik özdirenç çözümüyle düzeldiği sonucuna ulaşılmıştır. Birleşik ters-çözümde  $m_{RMS}$  değişiminin ideal davranış göstermeye daha yatkın olduğu belirtilebilir.

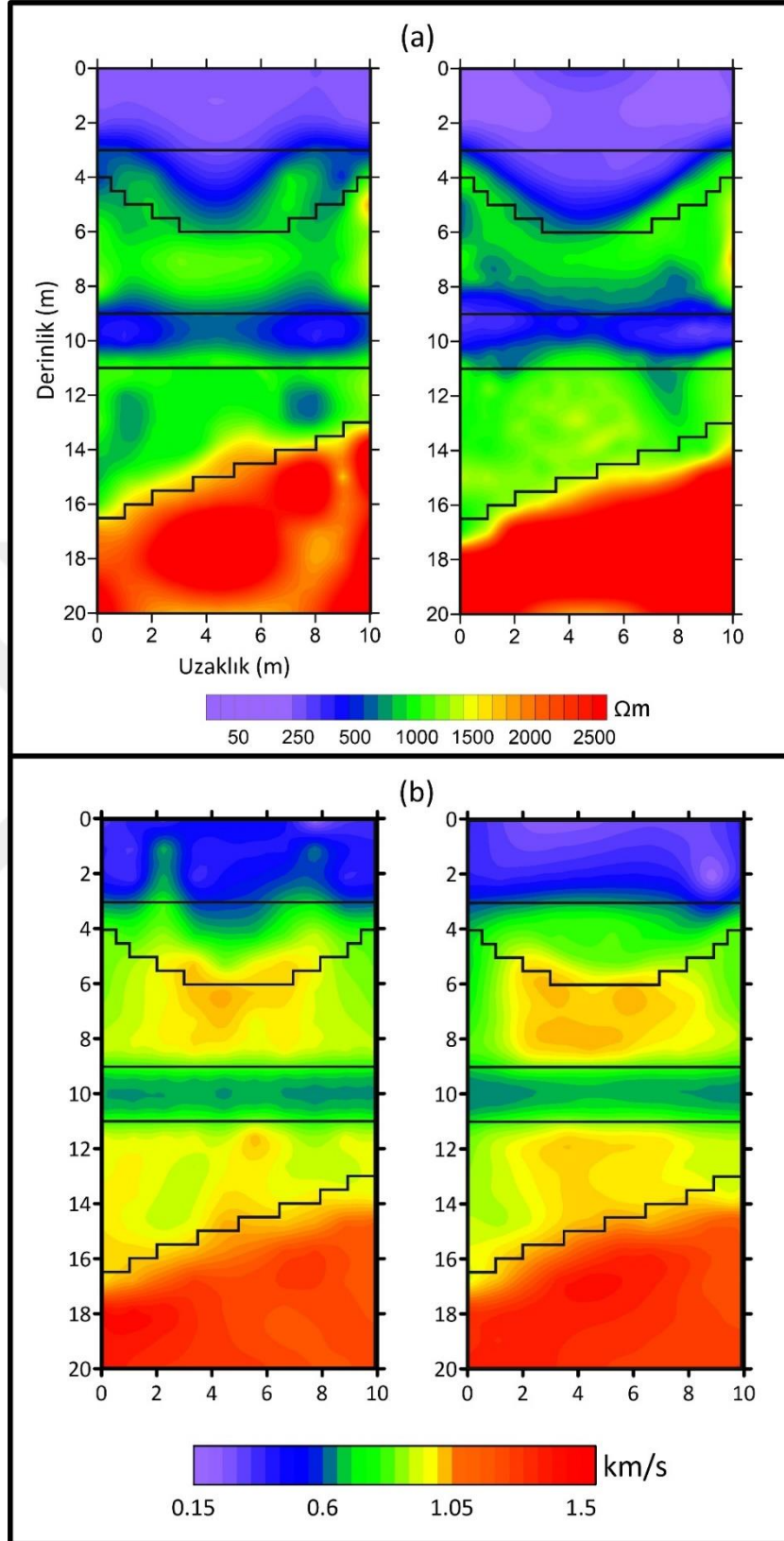
#### 4.4.1.3 Karmaşık model ikinin birleşik ters-çözüm sonuçları

Birleşik ters-çözüm algoritmasıyla yapılan karmaşık model ikinin sonuçları Şekil 4.21'de yer almaktadır. Birinci modelde olduğu gibi, ayrık çözümler sol ve birleşik ters-çözüm modelleri ise sağ tarafta gösterilmiştir.



Elektrik özdirenç tomografi yöntemi için sonuçlar incelendiğinde, tekil çözümde görülen anakayadaki farklı resistivite dağılımları ortadan kalkmış ve daha doğru bir model sonuca ulaşılmıştır. Anakaya üstündeki çakıllı birim ve bu birim arasındaki tabakanın dağılımları ayrık çözüme göre daha iyidir. Üstteki çakıllı zon ve bunun üstüne gelen paleokanal daha iyi bir model dağılım özelliği ortaya koymakla birlikte özdirenç değerleri düşük çıkmıştır. Ayrıca toprak örtü tabakası da uyumlu bir dağılım sergilemiştir. Ancak alttaki paleokanal modelini özdirenç değerinde ortaya çıkan düşme anlamında etkilemiştir (Şekil 4.21 a).

Sismik iletim tomografisi çözümlerinde, çok önemli olmamakla birlikte bazı farklar bulunmaktadır (Şekil 4.21 b). Toprak örtü tabakasında görülen yapay uzamalar birleşik ters-çözümle hesaplanan modellerde ortadan kalkmıştır. Ancak hız değerlerinde bir düşüş ortaya çıkmıştır. Ayrıca tabaka sınırı da daha uygun bir dağılım göstermektedir. 3 – 6 m derinliğindeki paleokanal dolgusu daha homojen bir hız dağılımına sahiptir. Modelin daha derindeki kısımlarında ayrık ve birleşik ters-çözüm sonuçları arasında önemli bir fark görülmemiştir.

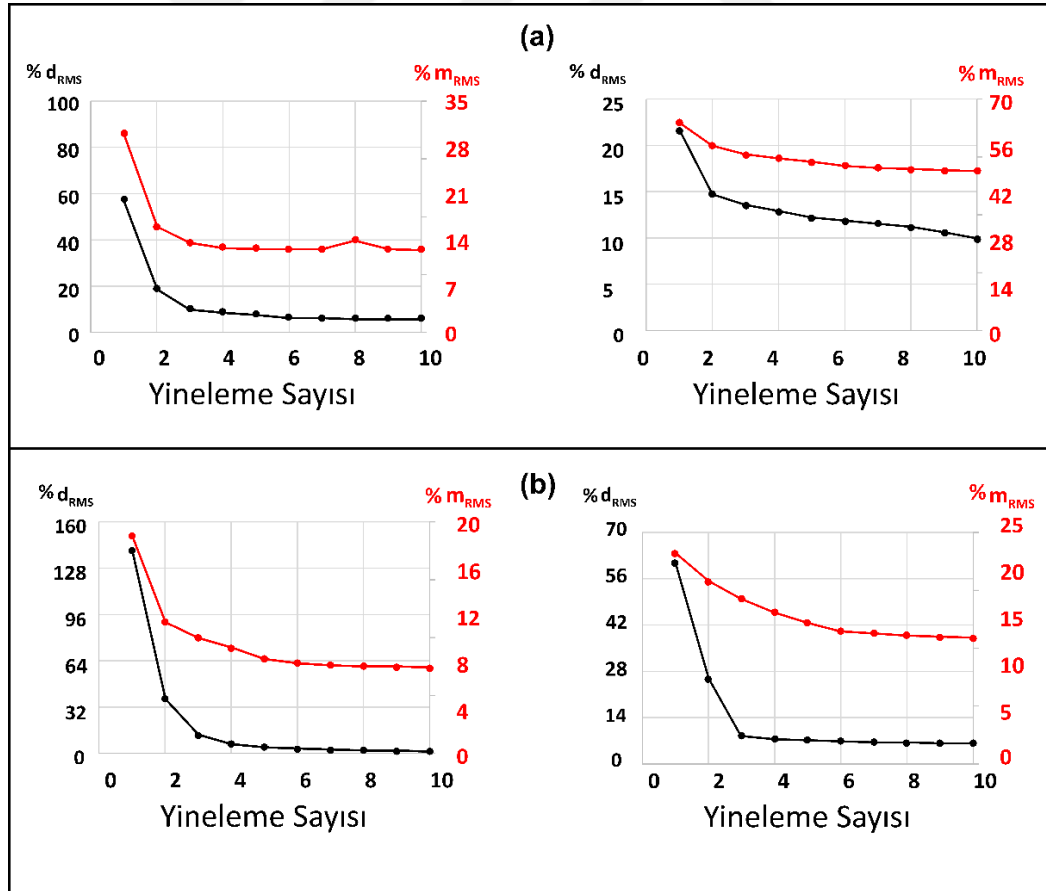


Şekil 4.21 Karmaşık model ikinin ayrık ters çözüm (sol) birleşik ters-çözüm (sağ) a) elektrik özdirenç b) sismik iletim tomografi model sonuçları

Karmaşık model için hesaplanan  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değişimi Şekil 4.22’de yer almaktadır. Karmaşık model bir çalışmada olduğu gibi, başlangıç modelleri her iki algoritma için aynı seçilmiştir.

Şekil 4.22 a’da, elektrik öz direnç tomografi yönteminin ayrık (sol) ve birleşik (sağ) uyumsuzluk analizleri verilmiştir.  $d_{RMS}$  değerlerinin, birleşik ters-çözümde ilk yinelemede daha düşük değerden başladığı görülmektedir.  $d_{RMS}$  eğrisi yineleme sayısının artırılması durumunda, değerlerin daha da düşeceğini ortaya koymaktadır.  $m_{RMS}$  değerlerinin de her iki algoritma sonucunda ideal davranış gösterdiği ve ilerleyen yinelemeye bağlı olarak değerlerde bir düşüş olduğu görülmektedir.

Sismik iletim tomografisi sonuçlarında da,  $d_{RMS}$  ve  $m_{RMS}$  değerleri her iki algortmada benzer karakterlere sahiptir. İlerleyen yinelemeler bağlı olarak değerlerde bir düşüşün sürdüğü ortaya çıkmaktadır (Şekil 4.22 b)



Şekil 4.22 Karmaşık model için ayrık ters çözüm (sol) birleşik ters-çözüm (sağ) a) elektrik öz direnç b) sismik iletim tomografi veri ve model uyumsuzluk değişimi

Genel olarak, birleşik ters-çözüm algoritmasının kullanımı; özdirenç modelinin gerçek modele olan benzerliğini arttırmıştır. Bu benzerliğin ayrık çözümde daha uyumlu sonuçlar veren sismik iletim tomografisinin katkısı ile olduğu ve iletkenlik model parametrelerini etkileyerek değiştirdiği görülmektedir. Ayrıca, sismik iletim tomografi modelinde ortaya çıkan yapay hızlarda giderilmiştir. Veri ve model uyumsuzluklarına göre de elektrik özdirenç yöntemi için olumlu yönde gelişme görülürken, sismik iletim tomografisindeyse model yapısını bozmayan artışa neden olmuştur.



## BÖLÜM BEŞ

### SONUÇLAR

Tez çalışmasında, kuyu içi elektrik özdirenç ve sismik iletim yöntemleriyle ilgili Matlab tabanlı düz-çözüm algoritmaları üretilmiştir. Elektrik özdirenç yöntemi için Res2BH-FW programı geliştirilmiştir. Res2BH-FW, nokta akım kaynağının yeraltında oluşturduğu elektriksel potansiyel dağılımı hesaplamaktadır. Sismik iletim düz-çözüm işlemi için Ray2BH-FW programı yazılmıştır. Program, kaynak ve alıcılar arasındaki seyahat süresini en kısa ışın yolları yaklaşımıyla hesaplamaktadır. Bu hesaplamalar hücre boyutlarına göre farklı genişleyen yıldız derecelerinde yapılabilmektedir. İki kuyu arasındaki elektrik özdirenç ve sismik iletim tomografi verilerinin ters-çözüm işlemi için, Matlab tabanlı BH2D-INV programı geliştirilmiştir. Bu program, en küçük kareler yaklaşımıyla doğrusallaştırılmış sistem çözümüyle, model parametre değişimini yinelemeli olarak hesaplamaktadır. Ayrıca, her yineleme adımında program veri ve model uyumsuzluğuyla birlikte duyarlılık dağılımını da kaydetmektedir.

Tez çalışması kapsamında, dört elektrotlu ölçüm düzenlerinin duyarlılık dağılımları homojen bir yer modeli için karşılaştırılmıştır. Basit küp modeli için hücre boyutu ve gürültü sınamaları yapılmıştır. Küp ve karmaşık modeller için veri ve model uyumsuzlukları incelenmiştir. Sentetik modelleme çalışmaları sonucunda, daha az ölçüm sayısı ile gerçek modelle uyumlu sonuçlar üretebilen yeni bir ölçüm düzeni (*Combine*) önerilmiştir. Önerilen ölçüm düzeni bu çalışma kapsamında yazılan BH2D-INV yazılımı ve kuyu içi çalışmalarda yaygın kullanılan R2 ve Res2Dinv yazılımlarıyla hesaplanan ters-çözüm modelleri karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma analizi BH2D-INV ve R2 yazılımları arasında bazı farklılıklar görülmesine karşın, temelde önemli değişiklikler üretmemiştir.

Tezin ana içeriğini oluşturan elektrik özdirenç ve sismik iletim tomografi yöntemlerinin birleşik ters-çözümü için yeni bir algoritma üretilmiştir. Bu uygulama Matlab tabanlı bir yazılım (BH2D-JointINV) ile başarılmıştır ve iki farklı model parametre değişimi aynı sistem çözümü içinde eş zamanlı olarak hesaplamaktadır. Basit küp yapısının ters-çözüm model sonuçları ve uyumsuzluk analizlerinden yola

çıkılarak, model parametrelerinin birbirlerine olan etkileri fiziksel zıtlık (elektrik özdirenç ve sismik P hızı) anlamında irdelenmiştir. Bu çalışmaya göre model yapının ortamlar arasındaki hız zıtlık oranı üç ve elektrik özdirenç zıtlık oranıysa beş kattan fazla olmamalıdır. Bu oranlar arasında daha sağlıklı ters-çözüm modellerinin üretildiği, aksi durumda modellerde iraksamaların olabileceği kanısına varılmıştır.

Birleşik ters-çözüm algoritmasının tez kapsamında kullanılan karmaşık yeraltı modellerinde (mühendislik yapıları ve jeolojik yapılar) yapılan sınamalar ayrık çözüm sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır. Dağılım anlamında daha düzgün bir değişim gösteren sismik iletim tomografi sonuçlarının daha fazla yapay dağılıma sahip olan elektrik özdirenç modelini iyileştirdiği sonucuna ulaşılmıştır. Böylece ayrık özdirenç modellerinde görülen yapay etkiler ile yapılar arasındaki sınırlar birleşik ters-çözüm uygulaması ile daha gerçekçi model sonucu üretmeyi sağlamıştır. Model uyumsuzluğu birleşik ters-çözüm uygulamasında tüm model sonuçlarında ideal davranış göstermiştir.

Sonuç olarak birleşik ters-çözüm işleminin ayrık model sonuçlarına göre daha kararlı modeller ürettiği ortaya çıkmıştır. Bu durum model parametre değişimlerinin ortak yanılıgı enerjisi bağlamında daha kararlı bir davranış sergilemesiyle sağlanmıştır. Özellikle elektrik özdirenç yönteminin ölçüm noktalarındaki değişimlere daha duyarlı olması, dizilimlerden kaynaklanan sorunlardan daha fazla etkilenmesi ve ortamsal özdirenç değişimlerinin hızlı olması gibi nedenler dolayı, çözümdeki kararlılığın değişimine neden olmaktadır. Oysa sismik dalganın yer içindeki dağılımı kullanılan benzer modeller için özdirenç kadar hızlı değişimlere sahip olmadığından, ortak çözümle daha kararlı modellere ulaşmak olası olabilmektedir.

Sonuçları bu tez kapsamında ortaya çıkan birleşik ters-çözüm yönteminin elektrik özdirenç ve sismik P hız tomografilerinin iyileştirilmesi anlamında farklı jeofiziksel veri türleri üzerinde uygulanması da metodolojinin gelişmesine katkı sağlayacaktır. Ayrıca kayaçların farklı fiziksel özelliklerini tanımlayabilecek yöntemlerin birleşik ters-çözüm uygulamasında kullanılmasıyla, doğayla daha uyumlu doğru yeraltı modellerini de elde edilebileceği düşünülebilir. Jeofizik yöntemlerin model

parametreleri arasındaki fiziksel benzerlikleri içeren bir ağırlıklandırma matrisinin kullanılması, birleşik ters-çözüm model sonuçlarına gelişimine katkı sağlayabilir.



## KAYNAKLAR

- Aiken, C. L., Hastings, D. A. ve Sturgul, J. R. (1973). Physical and Computer Modeling of Induced Polarization. *Geophysical Prospecting*, 21, 763.
- Aldridge, D. F. ve Oldenburg, D. W. (1993). Two-dimensional tomographic inversion with finite-difference traveltimes. *Journal of Seismic Exploration*, 2, 257-274.
- Aleotti, L. (1999). Seismic while-drilling technology: use and analysis of the drill-bit seismic source in a cross-hole survey. *Geophysical Prospecting*, 47, 25.
- Alfano, L. (1959). Introduction to the interpretation of resistivity measurements for complicated structural conditions. *Geophysical Prospecting*, 7, 311-366.
- Alfano, L. (1962). Geoelectrical prospecting with underground electrodes. *Geophysical Prospecting*, 10, 290-303.
- Alterman, Z. S. (1968). Finite difference solutions to geophysical problems. *Journal of Physics of the Earth*, 16 (Special), 113-128.
- Ammon, C. J. ve Vidale, J. E. (1993). Tomography without rays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 509-528.
- Apparao, A., Roy, A. ve Mallick, K. (1969). Resistivity model experiments. *Geoexploration*, 7 (1), 45-54.
- Apparao, A. ve Roy, A. (1973). Field results for direct-current resistivity profiling with two-electrode array. *Geoexploration*, 11 (1-3), 21-44.
- Archie, G.E., (1942). The electric resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 146, 54-62.



- Bai, C., Greenhalgh, S. ve Zhou, B. (2007). 3D ray tracing using a modified shortest-path method. *Geophysics*, 72 (4), T27-36.
- Bai, C., Li, X. ve Tang, X. (2011). Seismic wavefront evolution of multiply reflected, transmitted, and converted phases in 2D/3D triangular cell model. *Journal of Seismology*, 15, 637-652.
- Bayliss, A., Jordan, K. E., LeMesurier, B. J. ve Turkel, E. (1986). A fourth-order accurate finite-difference scheme for the computation of elastic waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1115-1132.
- Bellmunt, F., Marcuello, A., Ledo, J., Queralt, P., Falgas, E., Benjumea, B. ve Vázquez-Suñé, E. (2012). Time-lapse cross-hole electrical resistivity tomography monitoring effects of an urban tunnel. *Journal of Applied Geophysics*, 87, 60-70.
- Berge, P. A., Berryman, J. G., Bertete-Aguirre, H., Bonner, P. Roberts, J. ve Wildenschild, D. (2000). Joint inversion of geophysical data for site characterization and restoration monitoring. LLNL rep, URCL-ID-128343. Proj. 55411, *Lawrence Livermore National Laboratory*, Livermore.
- Berge, M. A. (2011). *Elektrik öz direnç ters-çözümüyle çok katmanlı arkeolojik yerleşmelerin görüntülendirilmesi*. Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Beydoun, W. B. (1990). *Reservoir characterization from crosshole seismic: New directions*. In *North Sea oil and gas reservoirs - II*. Dordrecht: Springer.
- Bhattacharya, P. K. ve Patra, H. P. (1968). *Direct current geoelectric sounding*. Amsterdam: Elsevier.
- Bing, Z. ve Greenhalgh, S. A. (2000). Cross-hole resistivity tomography using different electrode configurations. *Geophysical Prospecting*, 48, 887-912.
- Binley, A. (2019). *R2 (Version 3.3)*. 20 Mart 2019. Lancaster University website: [www.es.lancs.ac.uk/people/amb/Freeware/R2/R2.htm](http://www.es.lancs.ac.uk/people/amb/Freeware/R2/R2.htm).

- Bishop, T. N., Bube, K. P., Cutler, R. T., Langan, R. T., Love, P. L., Resnick, J. R. ve Wyld, H. W. (1985). Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. *Geophysics*, 50, 903-923.
- Björk, A. (1996). *Numerical methods for least squares problems*. Philadelphia: SIAM.
- Bois, P., La Porte, M., Lavergne, M. ve Thomas, G. (1972). Well-to-well seismic measurements. *Geophysics*, 37, 471-480.
- Bolt, B. A. (1982) *Inside the Earth*. San Francisco: Freeman.
- Boore, D. M. (1972). Finite difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials. *Methods in Computational Physics*, 11, 1-37.
- Bracewell, R. N. (1956). Two-dimensional aerial smoothing in radio astronomy. *Australian Journal of Physics*, 9, 297-314.
- Bregman, N. D., Bailey, R. C. ve Chapman, C. H. (1989). Crosshole seismic tomography. *Geophysics*, 54, 200-215.
- Buske, S. ve Kaestner, U. (2004). Efficient and accurate computation of seismic traveltimes and amplitudes: *Geophysical Prospecting*, 52, 313-322.
- Cao, S. ve Greenhalgh, S. (1993). Calculation of the seismic first-break time field and its ray path distribution using a minimum traveltime tree algorithm. *Geophysical Journal International*, 114, 593-600.
- Červený, V., Molotkov, I. A. ve Pšenčík, I. (1977). *Ray method in seismology*. Praha: Univerzita Karlova.
- Červený V. (1985). The application of ray tracing to numerical modeling of seismic wavefields in complex structures. In: G. Dohr (Ed.), *Seismic Shear Waves, Part A: Theory* (1-124). London: Geophysical Press.

- Chambers, K. ve Kendall, J. M. (2008). A practical implementation of wave front construction for 3-D isotropic media. *Geophysical Journal International*, 173, 1030-1038.
- Claerbout, J. F. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 33, 264-269.
- Claerbout, J. F. (1970). Coarse grid calculations of waves in inhomogeneous media with application to delineation of complicated seismic structure. *Geophysics*, 35, 407-418.
- Coggon, J. H. (1971). Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. *Geophysics*, 36, 132-155.
- Colombo, D. ve Stefano, M. D. (2007). Geophysical modeling via simultaneous joint inversion of seismic, gravity, and electromagnetic data: application to prestack depth imaging. *The Leading Edge*, 26, 326-331.
- Coman, R. ve Gajewski, D. (2005). Traveltime computation by wavefront orientated ray tracing. *Geophysical Prospecting*, 53, 23-36.
- Comina, C., Foti, S., Sambuelli, L., Socco, L. V. ve Strobbia, C. (2002). Joint inversion of VES and surface wave data. *Presented at the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2002*.
- Constable, S. C., Parker, R. L. ve Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
- Coscia, I., Greenhalgh, S. A., Linde, N., Doetsch, J., Marescot, L., Günther, T. ve Green, A. G. (2011). 3D crosshole ERT for aquifer characterization and monitoring of infiltrating river water. *Geophysics*, 76, G49-G59.

- Daily, W. D. (1984). Underground oil shale retort monitoring using geotomography. *Geophysics*, 49, 1701-1707.
- Daily, W. ve Owen, E. (1991). Cross-borehole resistivity tomography. *Geophysics*, 56, 1228-1235.
- Daniels, J. J. ve Dyck, A. V. (1984). Borehole resistivity and electromagnetic methods applied to mineral exploration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1, 80-87.
- Das, U. C. ve Parasnis, D. S. (1987). Resistivity and induced polarization responses of arbitrarily shaped 3-D bodies in a two-layered earth. *Geophysical Prospecting*, 35, 98-109.
- de Lima, O. A. ve Sharma, M. M. (1990). A grain conductivity approach to shaly sandstones. *Geophysics*, 55, 1347-1356.
- Deceuster, J., Delgranche, J. ve Kaufmann, O. (2006). 2D cross-borehole resistivity tomographies below foundations as a tool to design proper remedial actions in covered karst. *Journal of Applied Geophysics*, 60, 68-86.
- deGroot-Hedlin, C. ve Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- Dell'Aversana, P., Bernasconi, G., Miotti, F. ve Rovetta, D. (2011). Joint inversion of rock properties from sonic, resistivity and density well-log measurements. *Geophysical Prospecting*, 59, 1144-1154.
- Demirel, C. ve Candansayar, M. E. (2017). Two-dimensional joint inversions of cross-hole resistivity data and resolution analysis of combined arrays. *Geophysical Prospecting*, 65, 876-890.
- deRosier, D. ve Klug, A. (1968). Reconstruction of three dimensional structures from electron micrographs. *Nature*, 217, 130-134.

- Dey, A. (1967). *Model studies on electrical profiling over thick conducting veins*. M.Sc. Thesis, Indian Institute of Technology, Kharagpur.
- Dey, A. ve Morrison, H. F. (1979a). Resistivity modeling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, 106-136.
- Dey, A. ve Morrison, H. F. (1979b). Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures. *Geophysics*, 44, 753-780.
- Dijkstra, E. W. (1959). A note on two problems in connexion with graphs. *Numerische mathematik*, 1, 269-271.
- Dines, K. A. ve Lytle, R. J. (1979). Computerized geophysical tomography. *Proceedings of the IEEE*, 67, 1065-1073.
- Docherty, P. (1992). Solving for the thickness and velocity of the weathering layer using 2-D refraction tomography. *Geophysics*, 57, 1307-1318.
- Doestch, J., Linde, N. ve Binley, A. (2010). Structural joint inversion of time lapse crosshole ERT and GPR traveltimes. *Geophysical Research Letters*, 37, L24404.
- Doetsch, J. A., Coscia, I., Greenhalgh, S., Linde, N., Green, A. ve Günther, T. (2010). The borehole-fluid effect in electrical resistivity imaging. *Geophysics*, 75, F107-F114.
- Drahor, M. G., Göktürkler, G., Berge, M. A. ve Kurtulmuş, T. Ö. (2005). Bazı sığ yeraltı yapılarının özdirenç ters-çözümü. *Yerbilimleri Dergisi*, 26 (2), 1-14.
- Drahor, M. G. (2019). Identification of gypsum karstification using an electrical resistivity tomography technique: The case study of the Sivas gypsum karst area (Turkey). *Engineering Geology*, 252, 78-98.
- Dziewonski, A. M., Hager, B. H. ve O'Connell, R. J. (1977). Large-scale heterogeneities in the lower mantle. *Journal of Geophysical Research*, 82, 239-255.

- Dziewonski, A. M. ve Anderson, D. L. (1984). Seismic Tomography of the Earth's Interior: The first three-dimensional models of the earth's structure promise to answer some basic questions of geodynamics and signify a revolution in earth science. *American Scientist*, 72, 483-494.
- Ellis, R. G. ve Oldenburg, D. W. (1994). Applied geophysical inversion. *Geophysical Journal International*, 116, 5-11.
- Englert, A., Kemna, A., Zhu, J. F., Vanderborght, J., Vereecken, H. ve Yeh, T. C. J. (2016). Comparison of smoothness-constrained and geostatistically based cross-borehole electrical resistivity tomography for characterization of solute tracer plumes. *Water Science and Engineering*, 9 (4), 274-286.
- Fischer, R. ve Lees, J. M. (1993). Shortest path ray tracing with sparse graphs. *Geophysics*, 58, 987-996.
- Frasier, C. W. (1970). Discrete time solution of plane P-SV waves in a plane layered medium. *Geophysics*, 35, 197-219.
- Gallardo, L. A. ve Meju, M. A. (2003). Characterization of heterogenous near-surface materials by joint 2D inversion of Dc resistivity and seismic data. *Geophysical Research Letters*, 30 (13), 1658.
- Gallardo, L. A. ve Meju, M. A. (2004). Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel times inversion with cross-gradient constrains. *Geophysical Research Letters*, 109, B03311.
- Gallardo, L. A. ve Meju, M. A. (2007). Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic travelttime data for structural and lithological classification. *Geophysical Journal International*, 169, 1261-1272.
- Gao, G., Abubakar, A. ve Habashy, T. M. (2010). Simultaneous joint petrophysical inversion of electromagnetic and seismic measurements. *80th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 2799-2804.

- Gao, G., Abubakar, A. ve Habashy, T. M. (2011). Inversion of porosity and fluid saturations from joint electromagnetic and elastic full-wave from data. *81th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 660-665.
- Goes, B. J. M. ve Meekes, J. A. C. (2004). An effective electrode configuration for the detection of DNAPLs with electrical resistivity tomography. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 9, 127-141.
- Göktürkler, G. (2009). Seismic first-arrival tomography with functional description of traveltimes. *Journal of Geophysics and Engineering*, 6, 374-385.
- Haber, E. ve Oldenburg, D. (1997). Joint inversion: a structural approach. *Inverse Problems*, 13, 63-77.
- Han, F., Sun, J. ve Sun, Z. (2009). Positioning of grid points in wave front onstruction. *Applied Geophysics*, 6, 248-258.
- Haskell, N. A. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bulletin of the seismological Society of America*, 43 (1), 17-34.
- Hauser, J., Sambridge, M. ve Rawlinson, N. (2008). Multiarrival wavefront tracking and its applications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (11), 1-20.
- Heincke B., Jegen M. ve Hobbs R. 2006. Joint inversion of MT, gravity and seismic data applied to sub-basalt imaging. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 25, 3541.
- Hering, A., Misiek, R., Gyulai, A., Ormos, T., Dobraka, M. ve Dresen, L. (1995). A joint inversion algrotihm to process geoelectrical and surface wave seismic data, part I: basic ideas. *Geophysical Prospecting*, 43, 135-156.
- Hohmann, G. W. (1975), Three-dimensional induced polarization and electromagnetic modelling. *Geophysics*, 40, 309-324.

- Hounsfield, G. N. (1972). Computerized transverse axial scanning (tomography): Part I. Description of system. *British Journal of Radiology*, 46, 1016-1022.
- Hu, W., Abubakar, A. ve Habashy, T. M. (2009). Joint electromagnetic and seismic inversion using structural constraints. *Geophysics*, 74, 99-109.
- Jegen, M. D., Hobbs, R. W., Tarits, P. ve Chave, A. (2009). Joint inversion of marine magnetotelluric and gravity data incorporating seismic constraints. Preliminary results of sub-basalt imaging off the Faroe Shelf. *Earth and Planetary Science Letters*, 282, 47-55.
- Jepsen, A. F. (1969). *Numerical modeling in resistivity prospecting*. Doktora Tezi, Californiya Üniversitesi, Berkeley.
- Jones, A. G., Fishwick, S., Evans, R. L. ve SAMTEX Team. (2009). Correlation of lithospheric velocity and electrical conductivity for Southern Africa. *In 11th SAGA biennial technical meeting and exhibition*, 428-434.
- Julian, B. R. ve Gubbins, D. (1977). Three-dimensional seismic ray tracing. *Journal of Geophysics*, 43, 95-113.
- Kanlı, A. I., Prónay, Z., ve Miskolczi, R. (2008). The importance of the spread system geometry on the image reconstruction of seismic tomography. *Journal of Geophysics and Engineering*, 5(1), 77-85.
- Keller, G. V. ve Frischknecht, F. C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. New York: Pergamon Press.
- Kelly, K. R., Ward, R. W., Treitel, S. ve Alford, R. M. (1976). Synthetic seismograms: A finite-difference approach. *Geophysics*, 41, 2-27.
- Kim, J. H., Yi, M. J., Cho, S. J., Son, J. S., & Song, W. K. (2006). Anisotropic crosshole resistivity tomography for ground safety analysis of a high-storied



- building over an abandoned mine. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 11 (4), 225-235.
- Kim, S. ve Cook, R. (1999). 3-D travelttime computation using second order ENO scheme: *Geophysics*, 64, 1867–1876.
- Klimeš, L. ve Kvasnička, M. (1994). 3-D network ray tracing. *Geophysical Journal International*, 116, 726-738.
- Körmendi, A., Bodoky, T., Hermann, L., Dianiska, L. ve Kalman, T. (1986). Seismic measurements for safety in mines. *Geophysical Prospecting*, 34, 1022-1037.
- Korn, M. ve Stöckl, H. (1982). Reflection and transmission of Love channel waves at coal seam discontinuities computed with a finite difference method. *Journal of Geophysics*, 50 (17), 171-176.
- LaBrecque, D. J. ve Ward, S. H. (1990). Two-dimensional cross-borehole resistivity model fitting. *Geotechnical and Environmental Geophysics*, 1, 51-57.
- LaBrecque, D. J., Miletto, M., Daily, W., Ramirez, A. ve Owen, E. (1996). The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data. *Geophysics*, 61, 538-548.
- Lager, D. L. ve Lytle, R. J. (1977). Determining a subsurface electromagnetic profile from high-frequency measurements by applying reconstruction technique algorithms. *Radio Science*, 2, 249-260.
- Lauterbur, P. (1973). Image formation by induced local interactions: Examples employing nuclear magnetic resonance. *Nature*, 242, 190-191.
- Lee, T. (1975). An integral equation and its solution for some two-and three-dimensional problems in resistivity and induced polarization. *Geophysical Journal International*, 42, 81-95.

- Leontarakis, K. ve Apostolopoulos, G.V. (2012). Laboratory study of the cross-hole resistivity tomography: the Model Stacking (MOST) Technique. *Journal of Applied Geophysics*, 80, 67-82.
- Linde, N., Binley, A., Tryggvason, A., Pedersen, L. B. ve Revil, A. (2006). Improved hydrogeophysical characterization using joint inversion of cross-hole electrical resistance and ground penetrating radar travel time. *Water Resources Research*, 42, W12404.
- Lines, L. R. ve Treitel, S. (1984). Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.
- Lines, L. R., Schultz, A. K. ve Treitel, S. (1988). Cooperative inversion of geophysical data. *Geophysics*, 53, 8-20.
- Loke, M. H. ve Barker, R. D. (1995). Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60, 1682-1690.
- Loke, M. H. ve Barker, R. D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Loke, M. H. (2011). Electrical resistivity surveys and data interpretation. In H. K.Gupta, (Ed.). *Encyclopedia of solid earth geophysics* (276-283). Dordrecht: Springer.
- Loke, M. H., Wilkinson, P. B., Chambers, J. E. ve Strutt, M. (2014). Optimized arrays for 2D cross-borehole electrical tomography surveys. *Geophysical Prospecting*, 62, 172-189.
- Loke, M. H. (2019). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. 13 Aralık 2019. <http://www.geoelectrical.com/downloads.php>

- Lytle, R. J. ve Lager, D. L. (1976), Theory relating to remote electromagnetic probing of a nonuniform-thickness coal seam. *Radio Science*, 11, 465– 475
- Lytle, R. J., Laine, E. F., Lager, D. L. ve Davis, D. T. (1979). Cross-borehole electromagnetic probing to locate high-contrast anomalies. *Geophysics*, 44, 1667-1676.
- Lytle, R. J. ve Hanson, J. M. (1983). Electrode configuration influence on resistivity measurements about a spherical anomaly. *Geophysics*, 48, 1113-1119.
- Madden, T. R. (1967). Calculations of induced polarization anomalies for arbitrary two-dimensional resistivity structure. *In Symposium on Induced Polarization*, University of California, Berkeley.
- Marion, D., Nur, A., Yin, H. ve Han, D. H. (1992). Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures. *Geophysics*, 57, 554-563.
- Mason, I. M. (1981). Algebraic reconstruction of a two-dimensional velocity inhomogeneity in the High Hazles seam of Thoresby colliery. *Geophysics*, 46, 298-308.
- McGillivray, P. R. ve Oldenburg, D. W. (1990). Methods for calculating Fréchet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: a comparative study. *Geophysical Prospecting*, 38, 499-524.
- Menke, W. (1984). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory* (Rev. ed.). California: Academic Press.
- Misiek, R., Liebig, A., Gyulai, A., Ormos, T., Dobroka, M. ve Dresen, L. (1997). A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. Part II: applications. *Geophysical Prospecting*, 45, 65-85.

- Molano, C. E., Salamanca, M. ve Van Overmeeren, R. A. (1990). Numerical modelling of standard and continuous vertical electrical soundings. *Geophysical Prospecting*, 38, 705-718.
- Mooney, H. M., Orellana, E., Pickett, H. ve Tornheim, L. (1966). A resistivity computation method for layered earth models. *Geophysics*, 31, 192-203.
- Moorkamp, M., Heinche, B., Jegen, M., Roberts, A. ve Hobbs, R. W. (2011). A framework for 3-D joint inversion of Mt, gravity and seismic refraction data. *Geophysical Journal International*, 184, 477-493.
- Moser, T. J. (1991). Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56, 56-67.
- Mufti, I. R. (1976). Finite difference resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysics*, 41, 62-78.
- Mufti, I. R. (1985). Seismic modeling in the implicit mode. *Geophysical Prospecting*, 33, 619-656.
- Nabighian, M. N., Oppliger, G. L., Edwards, R. N., Lo, B. B. H. ve Cheesman, S. J. (1984). Cross-hole magnetometric resistivity (MMR). *Geophysics*, 49, 1313-1326.
- Nakanishi, I. ve Yamaguchi, K. (1986) A numerical experiment on nonlinear image reconstruction from first-arrival times for two-dimensional island structure. *Journal of Physics of the Earth*, 34, 195-201.
- Nardis, R., Cardarelli, E. ve Dobraka, M. (2005). Quasi-2D hybrid joint inversion of seismic and geoelectric data. *Geophysical Prospecting*, 53, 705-716.
- Okabe, M. (1981). Boundary element method for the arbitrary inhomogeneities problem in electrical prospecting. *Geophysical Prospecting*, 29, 39-59.
- Olayinka, A. I. ve Yaramanci, U. (2000). Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data. *Geophysical Prospecting*, 48, 293-316.

- Paige, C. C. ve Saunders, M. A. (1982). LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, 8, 43-71.
- Pan, S. X. ve Kak, A. C. (1983). A computational study of reconstruction algorithms for diffraction tomography: Interpolation versus filtered backpropagation. *Institute of Electrical and Electronics Engineers Transactions Acoustics, Speech, Signal Processing*, 31, 1262-1275.
- Parasnis, D. S. (1965). Theory and practice of electric potential and resistivity prospecting using linear current electrodes. *Geoexploration*, 3 (1), 3-69.
- Park, M. K., Park, S., Yi, M. J., Kim, C., Son, J. S., Kim, J. H. ve Abraham, A. A. (2014). Application of electrical resistivity tomography (ERT) technique to detect underground cavities in a karst area of South Korea. *Environmental Earth Sciences*, 71, 2797-2806.
- Parra, J. O. ve Owen, T. E. (1988). Model studies of electrical leak detection surveys in geomembrane-lined impoundments. *Geophysics*, 53, 1453-1458.
- Pelton, W. H., Ward, S. H., Hallof, P. G., Sill, W. R. ve Nelson, P. H. (1978). Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, 43, 588-609.
- Peterson, J. E., Paulsson, B. N. ve McEvelly, T. V. (1985). Applications of algebraic reconstruction techniques to crosshole seismic data. *Geophysics*, 50, 1566-1580.
- Piatti, C., Socco, L. V., Boiero, D. ve Foti, S. (2013) Constrained 1D joint inversion of seismic surface wave and P-refraction travel times. *Geophysical Prospecting*, 61, 77-93.
- Pidlisecky, A. ve Knight, R. (2008). FW2\_5D: A MATLAB 2.5-D electrical resistivity modeling code. *Computers & Geosciences*, 34, 1645-1654.

- Podvin, P. ve Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of travel-times in very contrasted velocity models: A massively parallel approach and its associated tools: *Geophysical Journal International*, 105, 271–284.
- Poirmeur, C. ve Vasseur, G. (1988). Three-dimensional modeling of a hole-to-hole electrical method: Application to the interpretation of a field survey. *Geophysics*, 53, 402-414.
- Pridmore, D. F., Hohmann, G. W., Ward, S. H. ve Sill, W. R. (1981). An investigation of finite-element modeling for electrical and electromagnetic data in three dimensions. *Geophysics*, 46, 1009-1024.
- Qian, J. ve Symes, W. W. (2002). An adaptive finite-difference method for traveltimes and amplitudes. *Geophysics*, 67, 167-176.
- Qin, F., Luo, Y., Olsen, K. B., Cai, W. ve Schuster, G. T. (1992). Finite-difference solution of the eikonal equation along expanding wavefronts. *Geophysics*, 57, 478-487.
- Radon, J. (1917). Über die Bestimmung von Funktionen durch ihre Integralwerte längs gewisser Mannigfaltigkeiten. *Berichte über die Verhandlungen der Königlich-Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Mathematisch-Physische Klasse, Leipzig: Teubner*, 69, 262-277
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics* (2nd ed.). Chichester: Wiley.
- Rijo, L. (1977). *Modeling of electric and electromagnetic data*. Doktora Tezi, Utah Üniversitesi, Utah.
- Romero Jr, A. E., McEvelly, T. V. ve Majer, E. L. (1997). 3-D microearthquake attenuation tomography at the Northwest Geysers geothermal region, California. *Geophysics*, 62, 149-167.

- Rücker, C., Günther, T. ve Spitzer, K. (2006). Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - I. Modelling. *Geophysical Journal International*, 166, 495-505.
- Saito, H. (1990). 3-D ray-tracing method based on Huygens' principle. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 1024–1027.
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40, 453-464.
- Sasaki, Y. (1994). 3-D resistivity inversion using the finite-element method. *Geophysics*, 59, 1839-1848.
- Schlumberger, C. (1920). *Etude sur la prospection électrique du sous-sol*. Paris: Gauthier-Villars.
- Schneider Jr, W. A. (1995). Robust and efficient upwind finite-difference traveltimes calculations in three dimensions. *Geophysics*, 60, 1108-1117.
- Scott, J. H., Daniels, J. J., Hasbrouck, W. P. ve Guu, J. Y. (1975). Hole-to-hole geophysical measurement research for mineral exploration. In *SPWLA 16th Annual Logging Symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts*, 1-16.
- Scriba, H. (1981). Computation of the electric potential in three-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 29, 790-802.
- Shima, H. (1992). 2-D and 3-D resistivity image reconstruction using crosshole data. *Geophysics*, 57, 1270-1281.
- Silvester, P. P. ve Ferrari, R. L. (1996). *Finite elements for electrical engineers* (3rd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Simms, J. E. ve Morgan, F. D. (1992). Comparison of four least-squares inversion schemes for studying equivalence in one-dimensional resistivity interpretation. *Geophysics*, 57, 1282-1293.

- Slater, L., Binley, A., Versteeg, R., Cassiani, G., Birken, R. ve Sandberg, S. (2002). A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*, 49, 211-229.
- Snieder, R. (1998). The role of nonlinearity in inverse problems. *Inverse Problems*, 14, 387.
- Stefani, J. P. (1995). Turning-ray tomography. *Geophysics*, 60, 1917-1929.
- Stephen, R. A. (1983). A comparison of finite difference and reflectivity seismograms for marine models. *Geophysical Journal International*, 72, 39-57.
- Stokoe K H ve Woods R D. (1972) In situ shear wave velocity by cross-hole method. *Journal of Soil Mechanics & Foundations Div*, 98, 443-460.
- Stummer, P., Maurer, H. ve Green, A. G. (2004). Experimental design: Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. *Geophysics*, 69, 120-139.
- Sun, J. ve Li, Y. (2016). Joint inversion of multiple geophysical data using guided fuzzy c-means clustering. *Geophysics*, 81, ID37-ID57.
- Sun, H., Meng, F., Zhang, Z., Gao, C. ve Liu, M. (2018). High-precision joint 2d travelttime calculation for seismic processing. *Earth Sciences Research Journal*, 22, 327-334.
- Szalai, S. ve Szarka, L. (2008). On the classification of surface geoelectric arrays. *Geophysical Prospecting*, 56 (2), 159-175.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. ve Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Thomson, W. T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *Journal of applied Physics*, 21, 89-93.



- Tillmann, A. ve Stocker, T. (2001). A new approach for the joint inversion of seismic and geoelectric data. *Presented at 63th EAGE Conference and Technical Exhibition, European Association of Geoscience and Engineering, Amsterdam*, cp-15-00429.
- Treitel, S. ve Robinson, E. A. (1966). Seismic wave propagation in layered media in terms of communication theory. *Geophysics*, 31, 17-32.
- Tripp, A. C., Hohmann, G. W. ve Swift Jr, C. M. (1984). Two-dimensional resistivity inversion. *Geophysics*, 49, 1708-1717.
- Um, J. ve Thurber, C. (1987), A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 972-986.
- Ursin, B. (1983). Review of elastic and electromagnetic wave propagation in horizontally layered media. *Geophysics*, 48, 1063-1081.
- Van Avendonk, H. J. A., Harding, A. J., Orcutt, J. A. ve Holbrook, A. J. (2001). Hybrid shortest path and ray bending method for traveltime and raypath calculations. *Geophysics*, 66, 648-653.
- Van Nostrand, R. G. (1953). Limitations on resistivity methods as inferred from the buried sphere problem. *Geophysics*, 18, 423-433.
- Van Nostrand, R. G. ve Cook, K. L. (1966). *Interpretation of resistivity data*. Washington D.C.: United State Geological Survey Professional Paper, Printing Office.
- Van Trier, J. ve Symes, W. W. (1991). Upwind finite difference calculations of traveltimes: *Geophysics*, 56, 812-821.
- Vidale, J. (1988). Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 2062-2076.

- Vidale, J. E. (1990). Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, 55, 521-526.
- Vinje, V., Iversen, E. ve Gjøystdal, H. (1993). Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction. *Geophysics*, 58, 1157-1166.
- Vinje, V. (1997). A new interpolation criterion for controlling accuracy in wavefront construction. *In SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 1723-1736.
- Vozoff, K. ve Jupp, D. L. B. (1975). Joint inversion of geophysical data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 42, 977-991.
- Washbourne, J. K. ve Meyer, J. S. (1999). 4-D crosswell seismic imaging in complex structure. *In SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 1647-1650.
- Wenner, F. (1915). *A method of measuring earth resistivity*. Washington, D.C.: United States Department of Commerce, Bureau of Standards.
- White, D. J. (1989). Two-dimensional seismic refraction tomography. *Geophysical Journal International*, 97, 223-245.
- Wiese, T., Greenhalgh, S., Zhou, B., Greenhalgh, M. ve Marescot, L. (2015). Resistivity inversion in 2-D anisotropic media: numerical experiments. *Geophysical Journal International*, 201, 247-266.
- Wilkinson, P. B., Chambers, J. E., Meldrum, P. I., Ogilvy, R. D. ve Caunt, S. (2006). Optimization of array configurations and panel combinations for the detection and imaging of abandoned mineshafts using 3D cross-hole electrical resistivity tomography. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 11, 213-221.
- Wilkinson, P. B., Chambers, J. E., Lelliott, M., Wealthall, G. P. ve Ogilvy, R. D. (2008). Extreme sensitivity of crosshole electrical resistivity tomography measurements to geometric errors. *Geophysical Journal International*, 173, 49-62.

- Wong, J., Hurley, P. ve West, G. F. (1983). Crosshole seismology and seismic imaging in crystalline rocks. *Geophysical Research Letters*, 10, 686-689.
- Worthington, M. H. (1984). An introduction to seismic tomography. *First Break*, 2 (11), 20-26.
- Xu, S. Z., Duan, B. C. ve Zhang, D. H. (2000). Selection of the wavenumbers  $k$  using an optimization method for the inverse Fourier transform in 2.5 D electrical modelling. *Geophysical Prospecting*, 48, 789-796.
- Yaroslavskiy, V. 2009. *Java Core Library Development Mailing List. Replacement of quicksort in java.util.arrays with new dual-pivot quicksort.* 18 Mayıs 2017. <http://codeblab.com/wp-content/uploads/2009/09/DualPivotQuicksort.pdf>.
- Zhang, J. ve Morgan, F. D. (1997) Joint seismic and electrical tomography. Annual Symposium Environmental and Engineering, *Geophysics Society Extended Abstract*, 391-395.
- Zhang, J. ve Toksöz, M. N. (1998). Nonlinear refraction travelttime tomography. *Geophysics*, 63, 1726-1737.
- Zhang, J. Z, Chen, S. J. ve Xu, C. W. (2004). A method of shortest path raytracing with dynamic networks. *Chinese Journal of Geophysics*, 47, 899-904.
- Zhang, R., Li, T., Deng, X., Huang, X. ve Yongchol, P. A. K. (2019). 2D data-space joint inversion of MT, gravity, magnetic, and seismic data with cross-gradient constraints. *Geophysical Prospecting*, 1-12.
- Zhao, S. ve Yedlin, M. J. (1996). Some refinements on the finite-difference method for 3-D dc resistivity modeling. *Geophysics*, 61, 1301-1307.
- Zhao, D. ve Kayal, J. R. (2000). Impact of seismic tomography on Earth sciences. *Current Science*, 79, 1208-1214.

Zhao, A., Zhang, Z. ve Teng, J. (2004). Minimum travel time tree algorithm for seismic ray tracing: improvement in efficiency. *Journal of Geophysics and Engineering*, 1, 245-251.

Zhou, B., Greenhalgh, M. ve Greenhalgh, S. A. (2009). 2.5-D/3-D resistivity modelling in anisotropic media using Gaussian quadrature grids. *Geophysical Journal International*, 176, 63-80.

