KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

SİSMİK KIRILMA TOMOGRAFİ, ELEKTRİK ÖZDİRENÇ TOMOGRAFİ VE MASW YÖNTEMLERİ İLE KOCAELİ-YAZLIK BÖLGESİ JEOTERMAL POTANSİYELİNİN SIĞ MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNE ETKİLERİNİN ARAŞTIRILMASI

SUHAIB ABDULAZIZ HAMOOD QASEM

KOCAELİ 2024

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

SİSMİK KIRILMA TOMOGRAFİ, ELEKTRİK ÖZDİRENÇ TOMOGRAFİ VE MASW YÖNTEMLERİ İLE KOCAELİ-YAZLIK BÖLGESİ JEOTERMAL POTANSİYELİNİN SIĞ MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNE ETKİLERİNİN ARAŞTIRILMASI

SUHAIB ABDULAZIZ HAMOOD QASEM

Prof. Dr. Bülent ORUÇ
Danışman, Kocaeli Üniv. …….

Doç. Dr. Ertan PEKŞEN
Juri Üyesi, Kocaeli Üniv. …….

Doç. Dr. Ali SILAHTAR
Juri Üyesi, Sakarya Üniv. …….

Tezin Savunulduğu Tarih: 12.06.2024

ETİK BEYAN VE ARAŞTIRMA FONU DESTEĞİ

Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez/proje çalışmasında,

- Bu tezin/projenin bana ait, özgün bir çalışma olduğunu,
- Çalışmamın hazırlık, veri toplama, analiz ve bilgdüzn sunumu olmak üzere tüm aşamalarında bilimsel etik ilke ve kurallara uygun davrandığımı,
- Bu çalışma kapsamında elde edilen tüm veri ve bilgiler için kaynak gösterdiğimi ve bu kaynaklara kaynakçada yer verdiğimi,
- Bu çalışmanın Kocaeli Üniversitesi'nin abone olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Fen Bilimleri Enstitüsü'nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun olduğunu,
- Kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapmadığımı,
- Tezin/Projenin herhangi bir bölümünü bu üniversite veya başka bir üniversitede başka bir tez/proje çalışması olarak sunmadığımı,

beyan ederim.

☒ Bu tez/proje çalışmasının herhangi bir aşaması hiçbir kurum/kuruluş tarafından maddi/alt yapı desteği ile desteklenmemiştir.

Herhangi bir zamanda, çalışmamla ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun saptanması durumunda, ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçları kabul ettiğimi bildiririm.

……..

SUHAIB ABDULAZIZ HAMOOD QASEM

YAYIMLAMA VE FİKRİ MÜLKİYET HAKLARI

Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından onaylanan lisansüstü tezimin/ projemin tamamını veya herhangi bir kısmını, basılı ve elektronik formatta arşivleme ve aşağıda belirtilen koşullarla kullanıma açma izninin Kocaeli Üniversitesi'ne verdiğimi beyan ederim. Bu izinle Üniversiteye verilen kullanım hakları dışındaki tüm fikri mülkiyet haklarım bende kalacak, tezimin / projemin tamamının ya da bir bölümünün gelecekteki çalışmalarda (makale, kitap, lisans ve patent vb.) kullanımı bana ait olacaktır.
Tezin/projenin kendi özgün çalışmam olduğunu, başkalarının haklarını ihlal etmediğimi ve tezimin/projenin tek yetkili sahibi olduğumu beyan ve taahhüt ederim. Tezimde yer alan telif hakkı bulunan ve sahiplerinden yazılı izin alınarak kullanılması zorunlu metinlerin yazılı izin alarak kullandığımı ve istenildiğinde suretlerini Üniversiteye teslim etmeyi taahhüt ederim.
Yükseköğretim kurulu tarafından yayınlanan "***Lisansüstü Tezlerin Elektronik Ortamda Toplanması, Düzenlenmesi ve Erişime Açılmasına İlişkin Yönerge"*** kapsamında tezim aşağıda belirtilen koşullar haricinde YÖK ulusal Tez Merkezi/ Kocaeli Üniversitesi Kütüphaneleri Açık Erişim Sisteminde erişime açılır.

☐ Enstitü yönetim kurulu kararı ile tezimin/projemin erişime açılması mezuniyet tarihinden itibaren 2 yıl ertelenmiştir.

☐ Enstitü yönetim kurulu gerekçeli kararı ile tezimin/projemin erişime açılması mezuniyet tarihinden itibaren 6 ay ertelenmiştir.

☒ Tezim/projem ile ilgili gizlilik kararı verilmemiştir.

……..

SUHAIB ABDULAZIZ HAMOOD QASEM

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Yüksek lisans çalışmalarım ve tez hazırlığım boyunca motivasyon ve yardımlarını esirgemeyen değerli danışmanım Profesör Dr. Bülent ORUÇ'a derin şükranlarımı sunarım. Kendisi paha biçilmez bilgdüzni cömertçe paylaştı, anlayışlı bir rehberlik sundu ve önemli içgörüler kazandığım değerli önerilerde bulundu. Ayrıca, Türkiye'deki eğitim deneyimimde silinmez bir iz bırakan paha biçilmez gözetimi, özverisi, sabrı, nezaketi ve ulaşılabilirliği için son derece minnettarım.

Bu tez için veri toplamanın mümkün olamayacağı gerekli ekipmana cömertçe erişim sağlayan Kocaeli Üniversitesi'ne içten teşekkürlerimi sunarım.

Dr. Ertan PEKŞEN'e, akademik yolculuğum sırasında bana çok değerli bilgiler aktardığı ve ERT yöntemini kullanarak saha verdüzni toplamamda bana yardımcı olduğu için içten teşekkürlerimi sunarım. Uzmanlığı, sonuçlarımın yorumlanmasına büyük katkı sağladı ve rehberliği ve desteği için gerçekten minnettarım.

Onsekizmart Üniversitesi, Çanakkale, Türkiye'den Dr. Emin U. ULUGERGERLİ'ye MASW yöntemindeki değerli rehberliği ve uzmanlığı için özel olarak teşekkür ederim. Sonuçların yorumlanmasındaki desteği tezimin kalitesini büyük ölçüde artırmıştır.

Doğukan Öğretmen'e ve arkadaşlarım Mustafa, Elnur ve Abdulrahman'a zamanlarını ve emeklerini ayırarak veri toplamamda bana yardımcı oldukları ve böylece saha çalışmamızı kolaylaştırdıkları için minnettarım.

Büyük ve destekleyici aileme, çocukluğumdan bu yana akademik yolculuğum boyunca sarsılmaz sevgdüz, destekleri ve cesaretlendirmeleri için sevgili ebeveynlerime en derin minnettarlığımı ifade etmek isterim. Onların fedakârlıkları, rehberlikleri ve yeteneklerime olan inançları başarımın temel taşı oldu. Ayrıca bana güç ve ilham kaynağı olan sevgili kardeşlerime de sürekli teşvik ve destekleri için son derece müteşekkirim.

Haziran – 2024 Suhaib QASEM

İÇİNDEKİLER

ETİK BEYAN VE ARAŞTIRMA FONU DESTEĞİ i
YAYIMLAMA VE FİKRİ MÜLKİYET HAKLARI ii
ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR iii
İÇİNDEKİLER iv
ŞEKİLLER DİZİNİ vii
TABLOLAR DİZİNİ xiii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ xiv
ÖZET xvi
ABSTRACT xvii
1. GİRİŞ 1
1.1. Genel Bakış 1
1.2. Literatür Taraması 2
2. SİSMİK DALGALAR 4
2.1. Sismik Dalgalar 4
2.2. Cisim Dalgaları 4
2.3. Yüzey Dalgaları 6
2.3.1. Love dalgaları 7
2.3.2. Rayleigh Dalgaları 7
2.3.2.1. Rayleigh Dalgalarının Dispersiyon Özellikleri 9
2.3.2.2. Sonsuz Homojen Ortamda Rayleigh Dalgaları 11
2.3.2.3. Düşey Heterojenliğe Sahip Bir Ortamda Rayleigh Dalgaları (Katmanlı Ortam) 11
2.4. Elastik Parametreler 12
2.4.1. Stres ve Gerinim 12
2.4.1.1. Young Modülü 12
2.4.1.2. Kayma Modülü 13
2.4.1.3. Bulk Modülü 13
2.4.1.4. Poisson Oranı 14
3. YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALIZI 15
3.1. Genel Bakış 15
3.2. Veri Toplama ve Ekipman 16
3.2.1. Veri Toplama için Topoğrafik Koşullar 17
3.2.2. Saha Geometrisi 18
3.2.3. Kaynak Ofseti 19
3.2.4. Kaynak ve Alıcıların Konfigürasyonu 20
3.3. Veri İşleme Aşamaları 21
3.3.1. Dispersiyon Eğrisinin Çıkarılması 21
3.3.2. Dispersiyon Eğrisinin Ters Çözümü 22
3.3.3. Bir, İki ve Üç Boyutta Kayma Dalgası Hızı (Vs) Profili Oluşturma 23
4. SISMIK KIRILMA TOMOGRAFISI 26
4.1. Genel Bakış 26
4.1.1. Snell Yasası 26

4.2. Yönteminin Operasyonel İlkeleri 27
4.3. Yüzey Altı Katmanlarının Kalınlığının ve Hızının Hesaplanması 28
4.3.1. Düzenli Arayüzler 29
4.3.1.1. İki Paralel Katman 29
4.3.1.2. Üç Paralel Katman 30
4.3.1.3. Çoklu Paralel Katmanlar 31
4.3.1.4. Daldırma Katmanı Arayüzü 32
4.4. Sismik Refeksiyon Tomografi Yönteminin Belirsizliği 35
4.4.1. Gizli Katman 35
4.5. Veri Toplama ve Ekipman 36
4.5.1. Genel Bakış 36
4.5.2. Kaynak ve Alıcıların Konfigürasyonu 36
4.6. Veri İşleme 37
4.6.1. P-dalgası Veri İşleme 37
4.6.2. S-dalgası Veri İşleme 38
5. ELEKTRİKSEL REZISTIVITE TOMOGRAFİSİ 39
5.1. Genel Bakış 39
5.2. Görünür Özdirenç 39
5.3. Veri Toplama ve Ekipman 42
5.3.1. Elektrot Dizisi Yapılandırmaları ve Hassasiyetleri 42
5.4. Veri İşleme 45
6. JEOFİZİK YÖNTEMLERİN ARAZİ UYGULAMALARI 47
6.1. Çalışma Alanının Konumu 47
6.2. Çalışma Alanının Jeolojik Ortamı 48
6.2.1. Stratigrafi 48
6.2.2. Yapısal Jeoloji 48
6.2.3. Hidrojeoloji 50
6.2.4. Kocaeli-Gölcük-Yazlık KY-1 jeotermal sondajı 50
6.3. Araştırma Amaçları 52
6.4. Çalışma Alanında MASW Yönteminin Uygulanması 52
6.4.1. Veri Toplama ve Ekipman 52
6.4.1.1. Kaynak ve Alıcıların Konfigürasyonu 53
6.4.2. Veri İşleme 56
6.4.2.1. Seisimager Kullanarak Veri İşleme 56
6.4.2.2. 1-D Kayma Dalgası Hız Modelinin Elde Edilmesi (Vs-30 m) 56
6.4.2.3. P-Dalgası ve S-Dalgası Hız Modellerinin Elde Edilmesi 66
6.4.2.4. P-dalgası Veri İşleme 66
6.4.2.5. S-dalgası Veri İşleme 75
6.4.2.6. Elastik Modüller ve Geoteknik Mühendisliği Parametrelerinin Hesaplanması 84
6.4.2.7. Elastik Modüller 84
6.4.2.8. Geoteknik Mühendislik Parametreleri 84
6.4.3. Sonuçlar ve Tartışma 85
6.4.3.1. Sismik Yorumlama 86

6.4.3.2. Elastik Modüller ve Geoteknik Mühendisliği Parametrelerinin Yorumlanması ... 88
6.5. Çalışma Alanında SRT Yönteminin Uygulanması ... 92
6.5.1. Veri Toplama ve Ekipman ... 92
6.5.1.1. Kaynak ve Alıcıların Konfigürasyonu ... 92
6.5.2. Veri İşleme ... 94
6.5.2.1. ZondST2D Kullanarak 2-D P-Dalgası Hız Modellerinin Elde Edilmesi ... 94
6.5.3. Sonuçlar ve Tartışma ... 104
6.6. ERT Yönteminin Çalışma Alanında Uygulanması ... 106
6.6.1. Veri Toplama ve Ekipman ... 106
6.6.1.1. Elektrotların Konfigürasyonları ... 107
6.6.2. Veri İşleme ... 110
6.6.2.1. RES2DINV Yazılımını Kullanarak Veri İşleme ... 110
6.6.3. Sonuçlar ve Tartışma ... 119
7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER ... 121
KAYNAKLAR ... 123
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER ... 131
ÖZGEÇMİŞ ... 132

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1. Cisim dalgalarının yayılımlarının geometrik özellikleri 6
Şekil 2.2. Derinlik ile Rayleigh dalgalarının genliğindeki (a) ve parçacıkların diyagonal hareketindeki (b) değişim arasındaki ilişki..... 8
Şekil 2.3. Bu dalga paketi, taşıyıcı ve zarf olmak üzere iki farklı frekans bileşeninden oluşur. Taşıyıcı faz hızı olarak yayılırken, zarf grup hızı olarak yayılır..... 9
Şekil 2.4. Rayleigh dalgalarının dalga boyları ve frekanslarına bağlı olarak gelişen nüfuz derinlikleri. (A) kısa dalga boyuna sahip yüksek frekanslı ve sığ penetrasyon derinlikli yayılım. (B) uzun dalga boyuna sahip düşük frekanslı ve daha derin penetrasyon derinlikli yayılım. 10
Şekil 2.5. Tek katmanlı (a) ve iki katmanlı (b)ortamda farklı dalga boyu ve frekans içeriklerinde Rayleigh dalga yayılımları. 11
Şekil 3.1. MASW yönteminin 1 boyutlu modellini elde etmek için kullanılan tüm süreç 15
Şekil 3.2. (a) DoReMi sismik kayıt cihazı, (b) tetikleyici jeofon için kablolar, (c) jeofonların yayılmasına bağlı uzun kablolar, (d) 4,5 Hz'lik 24 jeofon, (e) 10 kg'lık balyoz ve (f) yuvarlak plaka 16
Şekil 3.3. MASW araştırması için uygun ve uygun olmayan topografya koşulları.. 17
Şekil 3.4. MASW veri toplama için saha geometrisini göstermektedir 18
Şekil 3.5. Yakın ofset ve uzak ofset etkilerini gösteren grafik 19
Şekil 3.6. Yakın ofset ve uzak ofset etkilerini gösteren grafik 19
Şekil 3.7. (a) Alıcılar sabitken sismik kaynak profilin başına, ortasına ve sonuna yerleştirildiğinde (hareketli kaynak). (b) hem sismik kaynak hem de jeofonlar (alıcılar) birlikte hareket ettiğinde. (c) sismik kaynak sabit ve jeofonlar hareketli olduğunda..... 20
Şekil 3.8. (a) Sahadan elde edilen ham veriler. (b) Ham verilerden çıkarılan faz hızı ve frekans arasındaki ilişkiyi gösteren dispersiyon eğrisi grafiği. 22
Şekil 3.9. Bu resim, nihai 1 boyutlu (Vs) modeli elde etmek için tüm ters çevirme sürecini göstermektedir 23
Şekil 3.10. 1-D MASW araştırması için bir saha yapılandırmasını (a) ve sonuçta ortaya çıkan S-hız (Vs) profilini (b) gösteren bir resim 24
Şekil 3.11. 2-D MASW araştırması için saha edinim sürecini gösteren bir resim. (a) 1 boyutlu bir S-hız (Vs) profili (b) üretir ve nihai 2 boyutlu hız kesitini (c) oluşturmak için çok sayıda profil birleştirilir..... 24
Şekil 3.12. 3-D MASW araştırması için saha alım sürecini gösteren bir resim. Paralel veya dik yönlerde gerçekleştirilen Hat 1-4 gibi çok sayıda 2 boyutlu araştırma, 3 boyutlu bir kübik veri kümesi oluşturmak için kullanılan birkaç 2 boyutlu hız (Vs) kesiti üretir 25
Şekil 4.1. Snell yasası prensibi. IMA'dan sonra değiştirilmiştir..... 26
Şekil 4.2. (A) alıcıların konuşlandırılmasını, atışların sayısını ve yerini göstermektedir. (B) kırılan dalgaların prensibini ve kritik açıyı göstermektedir. (C) ters çözüm işleminden sonra atışların dağılımını

göstermektedir. (D) yeraltının nihai 2 boyutlu hız modelini göstermektedir 28
Şekil 4.3. İki katman için kırılan varışlar için Zaman-Mesafe grafiği 29
Şekil 4.4. Üç katmanlı bir modelin alt katmanı boyunca kırılan ışın yolu ABCDEF olarak gösterilir 31
Şekil 4.5. Çoklu katmanların kırılan ışın yolu. 32
Şekil 4.6. Eğimli katmanlar durumunda zaman-mesafe eğrisi 33
Şekil 4.7. Sismik kırılma araştırmalarında gizli katmanın ortaya çıktığı durumlar.. 36
Şekil 4.8. Tipik bir SRT veri toplama düzeni, jeofonların yayılımını ve atış noktalarının konumunu gösterir 37
Şekil 4.9. Nihai 2 boyutlu P-dalgası hız modelini elde etmek için tüm veri işleme bu resimde gösterilmektedir. (a) ham verileri göstermektedir. (b) ilk varış zamanını göstermektedir. (c) ilk 2 boyutlu modeli göstermektedir. (d) P-dalgasının nihai 2-D hız modelini göstermektedir. 37
Şekil 4.10. Nihai 2 boyutlu S-dalgası hız modelini elde etmek için tüm veri işleme bu resimde gösterilmektedir. (a) ham verileri göstermektedir. (b) her bir atış için dağılım eğrilerinin ayrı ayrı işlenmesi. (c) tüm çekimler için işlenmiş tüm dağılım eğrilerini birlikte göstermektedir. (d) nihai 2 boyutlu S-dalgası hız modelini göstermektedir. 38
Şekil 5.1. ERT yönteminin ana prensibi, saha kurulumunu ve veri toplama için gerekli ekipmanı gösterir 41
Şekil 5.2. ERT yöntemi için veri toplamak üzere gerekli saha ekipmanı. (1) çok işlevli dijital DC özdirenç ölçer, (2) multipleks elektrot değiştirici, (3) bir güç kaynağı, (4) metrik şerit metre, (5) elektrotlar, (6) uzun kablolar ve (7) elektrotları kabloya bağlamak için bazı klipsler 42
Şekil 5.3. Çeşitli elektrot dizilimleri ve geometrik faktörleri 45
Şekil 5.4. ERT veri sürecinin tamamı bu resimde gösterilmektedir. (a) istenmeyen okumaların (spiking) yok edilmesi. (b) 2 boyutlu görüntüleme elde etmek için ters çözümün çalıştırılması. (c) gürültüyü azaltmak için bazı veri işlemlerinin uygulanması. (d) nihai 2 boyutlu tomografi. (e) çoklu ve yakın profiller kullanılarak yeraltının nihai 3 boyutlu tomografisi 46
Şekil 6.1. (a) Türkiye haritası, (b) Kocaeli haritası ve (c) Yazlık bölgesindeki çalışma alanının haritası. 47
Şekil 6.2. Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası 48
Şekil 6.3. Kocaeli-Gölcük-Yazlık jeolojik haritası. 49
Şekil 6.4. KY-1 sondaj kuyusunun konum haritası 50
Şekil 6.5. KY-1 sondaj kuyusunun kuyu logu 51
Şekil 6.6. Çalışma alanındaki MASW ve SRT yöntemleri için profillerin konumu. 53
Şekil 6.7. MASW yönteminin çalışma alanının ilk üç profilinin üst üste bindirilmiş konfigürasyonu. 54

Şekil 6.8. MASW yönteminin 4. ve 5. profillerinin konfigürasyonunu göstermektedir. 54
Şekil 6.9. MASW yönteminin 6., 7., 8. ve 9. profillerinin konfigürasyonunu göstermektedir. 55
Şekil 6.10. MASW ve SRT yöntemleri için ölçümler yapılırken sahada çekilen bazı resimler 55
Şekil 6.11. MASW sismik profili-1. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1 boyutlu kayma dalgası hızı modeli. 57
Şekil 6.12. MASW sismik profili-2. (a) ham veriler, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli. 58
Şekil 6.13. MASW sismik profili-3. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli. 59
Şekil 6.14. MASW sismik profili-4. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli. 60
Şekil 6.15. MASW sismik profili-5. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli. 61
Şekil 6.16. MASW sismik profili-6. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli. 62
Şekil 6.17. MASW sismik profili-7. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli. 63
Şekil 6.18. MASW sismik profili-8. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli. 64
Şekil 6.19. MASW sismik profili-9. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli. 65
Şekil 6.20. P-dalgası, sismik profil-1 (üst üste bindirilmiş). (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2- tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü. 66
Şekil 6.21. P-dalgası, sismik profil-2 (üst üste bindirilmiş). (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü. 67
Şekil 6.22. P-dalgası, sismik profil-3 (üst üste bindirilmiş). (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü. 68
Şekil 6.23. P-dalgası, sismik profil-4. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü. 69
Şekil 6.24. P-dalgası, sismik profil-5. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü. 70

Şekil 6.25. P-dalgası, sismik profil-6. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü. 71
Şekil 6.26. P-dalgası, sismik profil-7. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü. 72
Şekil 6.27. P-dalgası, sismik profil-8. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü. 73
Şekil 6.28. P-dalgası, sismik profil-9. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü. 74
Şekil 6.29. Sismik profil-1'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli. 75
Şekil 6.30. Sismik profil-2'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli. 76
Şekil 6.31. Sismik profil-3'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli. 77
Şekil 6.32. Sismik profil-4'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli. 78
Şekil 6.33. Sismik profil-5'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli. 79
Şekil 6.34. Sismik profil-6'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli. 80
Şekil 6.35. Sismik profil-7'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli. 81
Şekil 6.36. Sismik profil-8'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli. 82
Şekil 6.37. Sismik profil-9'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli. 83
Şekil 6.38. SRT yönteminin çalışma alanının ilk üç profilinin üst üste bindirilmiş konfigürasyonu. 93
Şekil 6.39. SRT yönteminin 4. ve 5. profillerinin konfigürasyonunu göstermektedir. 93
Şekil 6.40. SRT yönteminin 6., 7., 8. ve 9. profillerinin konfigürasyonunu göstermektedir. 94

Şekil 6.41. SRT üst üste bindirilmiş sismik profil-1. (a) P-dalgasının ilk varış zamanının her bir atış için ayrı ayrı alınması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli. 95
Şekil 6.42. SRT üst üste bindirilmiş sismik profil-2. (a) P-dalgasının ilk varış zamanının her bir atış için ayrı ayrı alınması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli. 96
Şekil 6.43. SRT üst üste bindirilmiş sismik profil-3. (a) P-dalgasının ilk varış zamanının her bir atış için ayrı ayrı alınması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli. 97
Şekil 6.44 SRT sismik profili-4. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli. 98
Şekil 6.45 SRT sismik profili-5. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli. 99
Şekil 6.46. SRT sismik profili-6. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli. 100
Şekil 6.47 SRT sismik profili-7. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli. 101
Şekil 6.48 SRT sismik profili-8. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli. 102
Şekil 6.49 SRT sismik profili-9. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli. 103
Şekil 6.50. Çalışma alanındaki tüm sismik profillerin SRT modellemesi. Sismik profiller-6 ila 9 (solda). Üst üste bindirilmiş sismik profiller-1 ila 3 (sağda). 105
Şekil 6.51. Çalışma alanındaki tüm sismik profillerin SRT 3 boyutlu modellemesi.. 106
Şekil 6.52. Çalışma alanında ERT yöntemi için profillerin konumu..... 108
Şekil 6.53. Verileri elde etmek için ERT yönteminde kullanılan elektrot dizisi. (a) Wenner'in dizilimi ve (b) Wenner-Schlumberger'in dizilimi. 109
Şekil 6.54. Yöntemi için ölçümler yapılırken sahada çekilen bazı fotoğraflar. 110

Şekil 6.55. ERT profili-1, Wenner dizisi için nihai 2 boyutlu modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model. 111
Şekil 6.56. ERT profili-2, Wenner dizisi için nihai 2 boyutlu modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model. 112
Şekil 6.57. ERT profili-3, Wenner dizisi için nihai 2 boyutlu modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model. 113
Şekil 6.58. ERT profili-4, Wenner dizisi için nihai 2 boyutlu modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model. 114
Şekil 6.59. ERT profili-1, Wenner-Schlumberger dizisi için nihai 2-B modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model. 115
Şekil 6.60. ERT profili-2, Wenner-Schlumberger dizisi için nihai 2-B modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model. 116
Şekil 6.61. ERT profili-3, Wenner-Schlumberger dizisi için nihai 2-B modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model. 117
Şekil 6.62. ERT profili-4, Wenner-Schlumberger dizisi için nihai 2-B modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model. 118

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 3.1. MASW Araştırma Sahası için Optimal Parametreler. 17
Tablo 6.1. Farklı profiller için MASW araştırmasının ana saha parametreleri 52
Tablo 6.2. Çalışmada elastik modülleri hesaplamak için kullanılan denklemler. 84
Tablo 6.3. Çalışmada geoteknik mühendisliği parametrelerini hesaplamak için kullanılan denklemler. 85
Tablo 6.4. Elastik modüllerin ve geoteknik mühendislik parametrelerinin sonuçları. 85
Tablo 6.5. Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği (TBDY-2018) 86
Tablo 6.6. Yoğunluk değerine göre zemin sınıflandırması..... 88
Tablo 6.7. Young modülünün değerine göre zemin sınıflandırması 89
Tablo 6.8. Poisson oranının değerine göre zemin sınıflandırması 89
Tablo 6.9. Kayma modülü değerine göre zemin sınıflandırması 90
Tablo 6.10. Bulk modülü değerine göre zemin sınıflandırması 90
Tablo 6.11. SPT N-değerine göre zemin sınıflandırması 91
Tablo 6.12. Maksimum taşıma kapasitesine göre zemin sınıflandırması..... 91
Tablo 6.13. Farklı profiller için SRT araştırmasının ana saha parametreleri..... 92
Tablo 6.14. Farklı profiller için ERT araştırmasının ana saha parametreleri. 107
Tablo 6.15. Yaygın kaya ve zemin malzemelerinin özdirenç değerleri..... 120

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

K	: Sıkışmazlık Modülü
M	: Kayma Modülü
Λ	: Lame Sabiti
ρ	: Malzemenin Yoğunluğu
Ω	: Açısal Frekans
K	: Dalga Sayısı
λ	: Dalga Boyu
F	: Frekanstır
E	: Young Modülü
Σ	: Birim Alana Uygulanan Kuvvet Miktarı Olan Gerilme
E	: Birim Uzunluk Başına Uzama Olan Gerilmedir
Dx	: Jeofonların Aralığı
$\lambda\, m\, i\, n$	: En Kısa Dalga Boyuna
$Z\, m\, i\, n$	: Ulaşılabilecek En Sığ Araştırma Derinliğine
Vp	: Hızı (P-Dalgası)
Vs	: Hızı (S-Dalgası)
$n\,1$	: Birinci Ortam
$\theta\,1$	: Geliş Açısı
$n\,2$	: Ikinci Ortam
$\theta\,2$	: Kırılma Açısıdır
$t\, i$	: Kesişme Süresine
$X\, c\, r\, o\, s$	: Çaprazlama Mesafesine
H	: Kalınlık
$t\, i$	: Kesişme Zamanını
$V\,1$	: Birinci Katmanın Hızı
$V\,2$	: Ikinci Katmanın Hızıdır.
$X\, c\, r\, o\, s$	: Çapraz Mesafeye
R	: Eşdeğer Direnç
Pa	: Görünür Özdirenç
K	: Geometrik Faktör Denklemidir
M Ve N	: Elektrotları Arasındaki Potansiyel Fark
ΔV	: Elektrot Potansiyelleri Arasındaki Fark

Kısaltmalar

ERT	: Electrical Resistivity Tomography (Elektrik Özdirenç Tomografi)
MASW	: Multi-channel Analysis of Surface Waves (Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi)

SRT : Seismic Refraction Tomography (Sismik Kirilma Tomografi)
RMSE : Root Mean Square Erorr (Kök Ortalama Kare Hatası)

SİSMİK KIRILMA TOMOGRAFİ, ELEKTRİK ÖZDİRENÇ TOMOGRAFİ VE MASW YÖNTEMLERİ İLE KOCAELİ-YAZLIK BÖLGESİ JEOTERMAL POTANSİYELİNİN SIĞ MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNE ETKİLERİNİN ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Çalışma alanı Kocaeli ilinin güneydoğusunda Gölcük-Yazlık bölgesinde yer almaktadır. Bu tez kapsamında, Kocaeli-Yazlık bölgesinin jeotermal potansiyelinin sığ mühendislik özellikleri üzerindeki etkdüzni araştırmak için üç jeofizik teknik olan MASW, SRT ve ERT yöntemleri kullanılarak saha ölçümleri gerçekleştirilmiştir. MASW ve SRT yöntemleri için, sahadan veri elde etmek amacıyla farklı uzunluklarda dokuz sismik profil kullanılmıştır. MASW'nin bir boyutlu modellenmesiyle, kısa profillerde iki katman, diğerlerinde ise yaklaşık 9 ila 22 m penetrasyon derinliğine sahip üç katman ortaya çıkmıştır. Ayrıca, Vs-30m kayma dalgası hızı değeri, NEHRP kriterlerine göre D sınıfı "sert zemin" olarak sınıflandırılan tüm profiller için yaklaşık 203.5 ila 314.6 m/s arasında değişmektedir. Ayrıca, S ve P dalgasının 2 boyutlu modellemesi, sedimanter örtü ile sert kaya arasında yüzeyden 12 m'den daha derinlerde bir arayüz öngörerek P-dalgası hızındaki yatay ve düşey değişimleri ortaya çıkarmıştır. Ayrıca, hızın 0,5 ila 2 km/s aralığında değiştiği ve penetrasyon derinliğinin yaklaşık 28 m olduğu jeolojik birimleri ortaya çıkmıştır. Ayrıca, üst üste binen üç profil, düşey temas veya kırılma bölgesi boyunca P-dalgası hızında yanal değişimler ortaya koyarken, diğer altı profil yüzeyden 5 metre derinliğe kadar yumuşak birimler içeren katmanlı bir model ve ayrıca tortul örtü ile sert kayalar arasında bir arayüz göstermiştir. ERT yöntemi için, 2 boyutlu modellenmesi, yaklaşık 28.8 – 34.3 m penetrasyon derinliği ile 2.44 – 22.4 ohm.m arasında değişen düşük özdirenç değerleri gösterirken, ortaya koymuştur. Bu nedenle, düşük direnç değeri çalışma alanındaki jeotermal aktiviteye atfedilebilir, çünkü çalışma alanının jeotermal kaynaklar açısından zengin olduğu düşünülmektedir, bu da Kocaeli-Gölcük-Yazlık KY-1 jeotermal sondajının ve çalışma alanının yakınındaki Yazlıkköy Kaplıcası'nın varlığından anlaşılabilir. Raporda, sondaj sırasında karşılaşılan katmanların yüzeyden 18 metreye kadar Alüvyon, 18 ila 27 metre arasında Kil (Aslanbey formasyonunun bir parçası) ve 27 ila 400 metre arasında bazalt ve piroklastik kayalar olduğu belirtilmektedir. Bu jeolojik katmanlar, jeotermal kaynaklar için tipik olan Alüvyon ile ilişkili düşük direnç değerlerini açıklamaktadır.

Anahtar Kelimeler: ERT, Jeoteknik, Jeotermal, MASW, SRT.

INVESTIGATION OF THE EFFECTS OF GEOTHERMAL POTENTIAL OF KOCAELI-YAZLIK REGION ON SHALLOW ENGINEERING PROPERTIES WITH SEISMIC REFRACTION TOMOGRAPHY, ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY, AND MASW METHODS

ABSTRACT

The study area is in Turkey and lies in the southeast of Kocaeli city. Within the scope of this thesis, the field measurements were carried out using three geophysical techniques MASW, SRT, and ERT methods to investigate the effects of the geothermal potential of the Kocaeli-Yazlık region on the shallow engineering properties. For the MASW and the SRT methods, nine seismic profiles with different lengths were used. The 1-D modeling of the MASW revealed two layers in the short profiles and three layers in the others with a penetration depth of almost 9 to 22m. Additionally, the Vs-30m shear wave velocity value ranged between almost 203.5 to 314.6 m/s for all the profiles classified as D-class "stiff soil" according to the NEHRP criteria. Furthermore, the 2-D modeling of the S and P-wave showed horizontal and vertical variations in the P-wave velocity by predicting an interface to depths greater than 12m from the surface between the sedimentary cover and the hard rock. Also, they showed geological units where the velocity varies over a range of 0.5 to 2 km/s with a penetration depth of almost 28m. For the ERT method, the 2-D modeling showed a low resistivity value ranging between 2.44 to 22.4 ohm.m with a penetration depth of almost 28.8 to 34.3 m. Therefore, the low resistivity value can be attributed to the geothermal activity in the study area since the study area is considered to be rich in geothermal sources which can be noticed by the existence of Kocaeli-Gölcük-Yazlik KY-1 geothermal drilling and the the Yazlikköy Hot Spring near the study area. It is mentioned in the report the during the drilling, the layers encountered were Alluvium from the surface to 18m, followed by Clay (part of the Aslanbey formation) from 18 to 27m, and basalt and pyroclastic rocks from 27 to 400m. These geological layers explain the low resistivity values associated with the Alluvium, which are typical of geothermal sources.

Keywords: ERT, Geotechnical, Geothermal, MASW, SRT.

1. GİRİŞ

1.1. Genel Bakış

Elektrik Rezistivite Tomografisi (ERT), Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) ve Sismik Kırılma Tomografisi (SRT) gibi jeofizik arama teknikleri, çeşitli yeraltı özelliklerini araştırmak için kullanılır. Bu yöntemler, derin yeraltı yapılarının yanı sıra yüzeye yakın yapıların ve bunların özelliklerinin birkaç on metre derinlikte incelenmesine olanak sağlamaktadır (Elkrry, 2015). Bu teknikler jeofizik mühendisliği alanındaki çeşitli uygulamalarda kullanılmıştır.

MASW, SRT ve ERT teknikleri jeoteknik değerlendirmelerde farklı uygulamalara sahiptir. Her yaklaşımın faydaları ve sınırlamaları vardır. Bu nedenle, jeofizik araştırmaların hassasiyetini artırmak için, bu üç teknikle elde edilen sonuçların birbiriyle korele edilmesi gereklidir.

MASW yöntemi, yeraltının kayma dalgası hız yapısına yönelik bilgi verir. MASW yönteminin temel amacı, sığ yeraltı katmanlarını görüntüleyerek ve altyapı inşaatları için temel derinliğinin belirlenmesinde çözümler sunar. Kayma dalgası hızı, farklı zemin türlerini ayırımında kullanılan önemli bir parametredir. Bu teknik, zemin ve kaya özelliklerini analiz etmek, heyelanların ve şevlerin stabilitesini değerlendirmek, çevre jeofiziği araştırmalarda ve diğer çeşitli mühendislik çalışmalarını yürütmek için kullanılmaktadır.

SRT yöntemi, yeraltı yapıları ve jeolojik katmanların yanal sürekliliğinin varlığı hakkında değerli bilgiler sağlayabilen sığ yeraltı araştırmaları için geliştirilmiş bir jeofizik arama tekniğidir. Sismik kırılma yöntemi, sismik dalgaların seyahat sürelerinin analizine dayalı bir yöntemdir. Enerji, atış noktasından bir arayüze doğru hareket ettiğinde ve daha sonra yüzeye geri dönmeden önce arayüz boyunca yayıldığında meydana gelir (Satti ve Ark., 2000).

ERT, yeraltındaki elektrik özdirenç dağılımını araştıran ve sığ mühendislik uygulamalarında yaygın olarak kullanılan arama jeofiziği yöntemidir. Toplanan veriler, iki boyutlu kesit görüntüleri veya yeraltı özdirencinin üç boyutlu gösterimlerini oluşturmak için kullanılır. ERT, tekniğinin çalışmalarda ve araştırmalarda kapsamlı bir uygulama alanı bulmaktadır

(Atekwana ve Atekwana, 2010; Benson vd., 1982). ERT, yeraltı katmanlarının kalınlığını ve özdirencini belirlemenin yanı sıra su tablasının derinliğini belirlemede geniş bir uygulama alanı bulmaktadır. Ayrıca, düzenli depolama ve gömü çukuru alanlarının sınırlarının belirlenmesinin yanı sıra gömülü boruların, menfezlerin ve kabloların yerinin tespit edilmesine de yardımcı olur. Yeraltı malzemelerinin elektriksel özdirenci mineral bileşimi, malzeme yapısı, gözeneklilik ve sıvı içeriği gibi faktörlerden etkilenir. Sonuç olarak, özdirenç araştırmaları, kaya katmanlarını göreceli özdirençlerine göre ayırt etmede mükemmeldir ve en önemli kontrastlar tipik olarak su taşıyan ve su taşımayan jeolojik birimler arasında gözlenir. Bu araştırmalar özellikle farklı elektriksel özellikler sergileyen yeraltı katmanları arasındaki sınırların belirlenmesinde etkilidir.

1.2. Literatür Taraması

MASW yöntemi, yatay olarak hareket eden Rayleigh dalgalarını analiz ederek derinliği ile birlikte yüzeye yakın kayma dalgası hızı profilini belirlemek için kullanılan hızlı, düşük maliyetli, bir sismik araştırma tekniğidir (Martin ve Diehl, 2004). MASW, litolojiyi tanımlamak ve temel amaçları için zeminin jeoteknik ve mühendislik özelliklerini belirlemek için kullanılır. Kayma dalgası hızı (Vs), zeminlerin dinamik özelliklerini değerlendirmek için iyi bilinen bir parametredir (Martin ve Diehl, 2004). Özellikle, yüzeyden 30 m derinliğe kadar zaman ortalamalı kayma dalgası hızı (V_{s30}), sismik tehlike analizi için önemli bir parametredir (Volti vd., 2016). Kayma dalgası hızı, çeşitli konsolide olmayan zemin türlerini ve ana kayayı ayırt etmek için kullanılabilir (Odum vd., 2007).

SRT yöntemi hız gradyanını çözebilir, yanal hız değişikliklerini tanımlayabilir ve sıkışma alanları, karst ve fay bölgeleri gibi geleneksel kırılma tekniklerinin başarısız olduğu ortamlarda uygulanabilir (Azwin vd., 2013; Zhang ve Toksöz, 1998)'dakı bir saha araştırması sırasında yeraltında gömülü farklı hızlara sahip dört katmanı belirlemek için sismik kırılma uygulamıştır. İki boyutlu sismik kırılma tomografisi ayrıca (Loke, 1999a) tarafından İngiltere'nin güneybatısındaki Devon'da bulunan Hallsands plajının altındaki ana kaya topografyasını haritalamak için kullanılmıştır.

ERT'nin amacı, yeryüzünde ölçümler yaparak yeraltı özdirenç dağılımını belirlemek ve buradan yeraltının gerçek özdirencini modellemektir. (Loke, 1999a). Yöntem, arkeolojik, hidrolojik, jeoteknik, çevresel ve maden arama sorunlarına kadar çok çeşitli uygulamalar için kullanılmıştır (Auken vd., 2006; Loke vd., 2013; Nordiana vd., 2018) Selangor, Malezya'daki 2018 bir kentsel alanın zemin arızasını değerlendirmek için 2D elektrik tomografisi kullanmıştır. İnşaat sektörü için, yeraltının araştırılması, proje gecikmelerine neden olabilecek öngörülemeyen koşullardan kaçınmak için çok önemlidir (Alel vd., 2015).

2. SİSMİK DALGALAR

2.1. Sismik Dalgalar

Sismik dalgalar, bir sismik kaynaktan dışarıya doğru yayılan ve elastik enerjinin zemin boyunca yayılmasına neden olan gerilme enerjisi demetleridir. Enerji transferi, dalga yayılım yönüne paralel veya dik olarak gerçekleşebilen parçacık hareketinin özelliklerine tabidir. Sismik dalgalar, zemin boyunca ilerleyen cisim dalgaları ve zemin yüzeyi boyunca ilerleyen yüzey dalgaları olmak üzere iki ana kategoride sınıflandırılabilir.

2.2. Cisim Dalgaları

Yeriçinde yayılan cisim dalgalarının iletim hızı, içinden geçtiği ortamın yoğunluğuna ve sertliğine bağlıdır. Cisim dalgaları iki tür sismik dalgayı ifade eder: (1) Boyuna veya birincil dalgalar olarak sismogramlarda gözlemlenen ilk dalgalardır. Bu dalgalar, genleşme ve sıkışmalarla belli bir doğrultu boyunca boyuna hareket ederler. Ortam içindeki her bir parçacık, denge konumu etrafında boylamasına dalganın yayılmasıyla aynı yönde hareket eder. P dalgaları katıların yanı sıra hem sıvılar hem de gazlar boyunca ilerler. Sıvılar ve gazlar, katı olmamalarına rağmen, P dalgalarını yayılmalarına izin veren sıkıştırılabilirliğe sahiptir. S-dalgaları ise, enine veya ikincil dalgalar olarak da bilinir. Sismoloji alanında bu dalgalar, bir sismografta tespit edilen ikinci dalgalar oldukları için S dalgaları (ikincil dalgalar) olarak adlandırılır. Bu dalgalar, hacimde herhangi bir değişiklik olmaksızın dalga yayılırken maddenin deformasyonunu ve bükülmesini içerir. Parçacık hareketi dalga yayılma yönüne diktir (Şekil 2.1).

S dalgalarının hareketi düşey (SV) ve yatay (SH) olmak üzere iki farklı tipte meydana gelmektedir. SH dalgaları esas olarak yatay düzlemde parçacık yer değiştirmesi gösterirken, SV dalgaları esas olarak düşey düzlemde yer değiştirme gösterir (Kurtuluş, 2002). Kayma dalgalarının yayılımı kayanın rijitliğine dayanır. Akışkanlarda olduğu gibi rijitliğin olmadığı durumlarda, kayma dalgası yayılımı mümkün değildir. Bu faktör nedeniyle, S dalgaları P dalgalarının aksine sıvılar ve gazlar boyunca ilerleyemez denklem (2- 2).

Elastik sabitler ile P ve S dalgalarının hızları arasındaki ilişkiler bulunmaktadır., σ ile gösterilen Poisson oranı 0 - 0.5 arasında değişmektedir. σ'nın 0'a eşit olduğu varsayıldığında, VS'nin VP'ye oranı 0,7 olur. Sonuç olarak, Poisson oranı sıfır olan bir ortamda S dalgalarının hızı P dalgalarının hızının 0,7 katıdır. Elastik parametrelere bağlı olarak P ve S dalga hızı denklemleri sırasıyla;

$$V\,p = \sqrt{\frac{\left(k + \frac{4}{3}\mu\right)}{\rho}} = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \tag{2.1}$$

$$V\,s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{2.2}$$

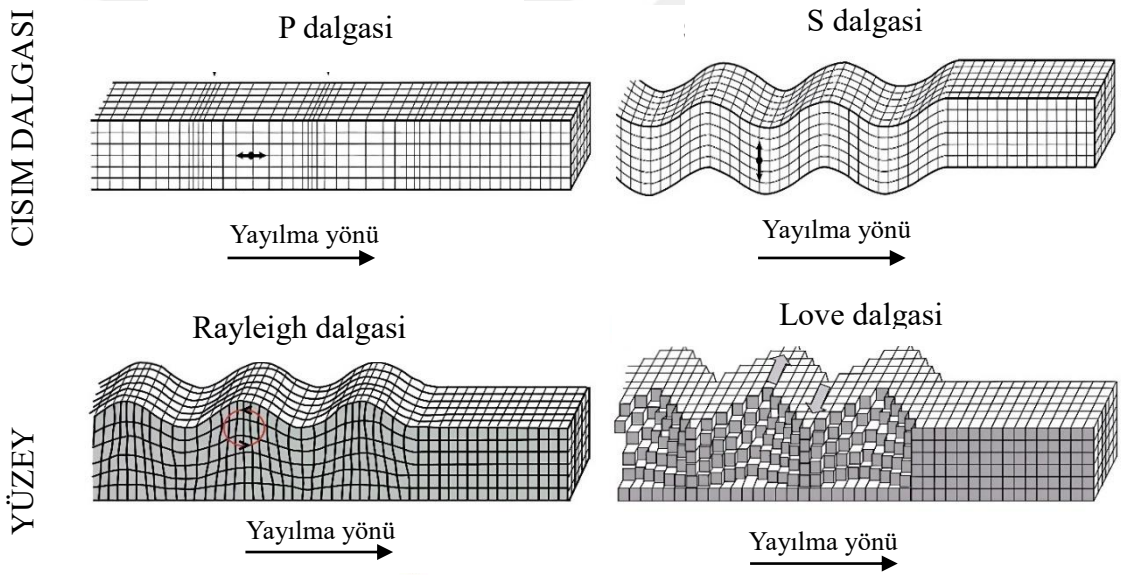
olarak verilir: Vp: hızı (P-dalgası), Vs: hızı (S-dalgası), k: Sıkışmazlık modülü, μ: Kayma modülü, λ: Lame sabiti, ρ: Malzemenin yoğunluğu.

Sıkışmazlık modülü, bir kayanın sıkıştırılabilirliğinin bir ölçüsüdür. Uygulanan hidrostatik basınçtaki bir değişikliğe yanıt olarak malzemenin hacmini ne ölçüde değiştirdiğini temsil eder. Sertlik (rijitlik) olarak da adlandırılan kayma modülü, sabit kayma gerilimi uygulamasının neden olduğu deformasyonun boyutuna karşılık gelir. Hacim ve kayma modülü arasındaki temel ayrım şekil ve hacim üzerindeki etkisidir. Sıkışmazlık modülü yalnızca hacmi etkilerken, kayma modülü yalnızca şekli etkiler. Poisson oranı ve cisim dalga hızları arasındaki ilişkiler aşağıdaki denklemlerde (2.3) verilmiştir:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2\,(\lambda + \mu)} \tag{2.3}$$

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2} \tag{2.4}$$

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{\frac{1}{2} - \sigma}} \tag{2.5}$$



Şekil 2.1. Cisim dalgalarının yayılımlarının geometrik özellikleri (Santos ve diğ., 2019).

2.3. Yüzey Dalgaları

Yüzey dalgaları yeryüzünde paralel bir yönde hareket eden dalgalardır. Derinlere nüfuz ettikçe genlikleri üstel olarak azalırken, yüzeyde genlikleri kaynaktan uzaklığın kareköküne göre azalır. Sonuç olarak, enerjisinin çoğunluğu belirli bir frekans-hız kombinasyonu için kesme dalga boyunun üzerinde bulunan nispeten sığ bir alan içinde hareket eder. Cisim dalgalarına kıyasla çok düşük hızlarda yayılırlar. Yüzey dalgaları daha yüksek enerjide olduğundan jeofonlara ulaştıklarında cisim dalgalarını maskelerler (Ewing ve diğ., 1957).

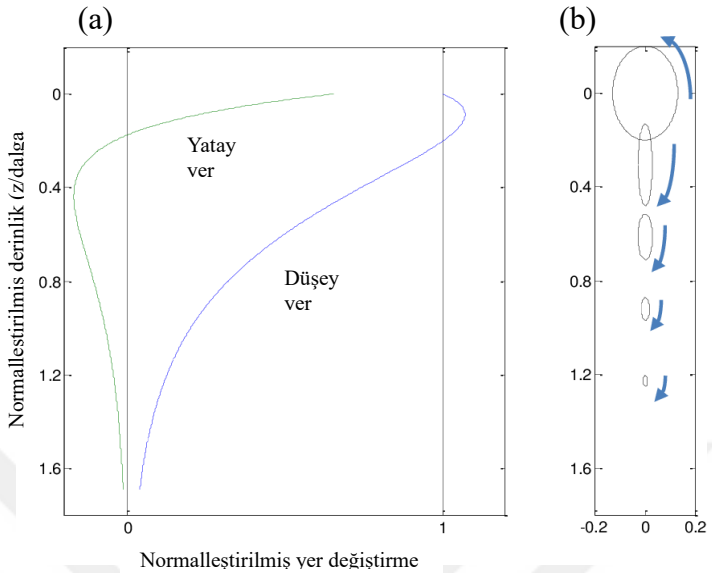
Mühendislik uygulamaları için en önemli iki yüzey dalgası Love ve Rayleigh dalgalarıdır. Bu dalgalar yayılma modlarına, dağılma hızlarına ve bağlı oldukları parçacık hareketinin derinlik aralığına göre seçilirler.

2.3.1. Love dalgaları

Love dalgaları, yalnızca sert bir katmanın üzerinde yumuşak bir katman mevcut olduğunda ortaya çıkan yatay ve enine parçacık hareketi üreten dalgalardır (Park vd., 1997a). sadece yatay yönlüdür. (Park vd., 1997a). Ayrıca, genlik yüzeyde en yüksektir ve derinlik arttıkça azalır (Şekil 2.1).

2.3.2. Rayleigh Dalgaları

En temel yüzey dalgaları olarak kabul edilen Rayleigh dalgaları (Aki & Richards, 2002) sığ araştırmalarda en yaygın kullanılan dalga türüdür. Yeraltının özelliklerine ilişkin önemli bilgiler ortaya koyarlar. Sismolojide "yer yuvarlanması" olarak da bilinen Rayleigh dalgaları, büyük genliğe ve düşük frekansa sahip özel bir yüzey dalgası biçimidir. Yeryüzü boyunca ya da çok yakınında yayılırlar. Rayleigh dalgaları, yeryüzünün en dış seviyesinde P-dalgaları ve düşey (SV) dalgaların bir kombinasyonu ile üretilir (Aki ve Richards, 2002). Rayleigh dalgaları yüzeye dik parçacık hareketi gösterir, ancak dalga yolu boyunca yayılırlar. Dalga hareketi yüzeyde retrograd (saat yönünün tersine) dönüş gösterir ancak daha derinlerde prograd (saat yönünde) dönüşe geçer. Üretilen sismik dalgaların enerjisinin %66'sından fazlası transfer edilir (Loke, 1999b). Pratik olarak, yeryüzünün en üst katmanında yayılan düşük frekanslı ve düşük hızlı dalgalar olarak kabul edilebilirler. Rayleigh dalgaları, kayma dalgası hızının yeraltı profillerine dönüştürülmelerini sağlayan farklı özelliklere sahiptir (Alsulaimani, 2014). Rayleigh dalgaları dispersiyona sahiptir, yani farklı frekanslar farklı faz hızlarında yayılır. Rayleigh dalgaları, ortamın yüzey bileşenlerinde, dalganın yayılma yolu ile aynı hizada dairesel harekete neden olur. Parçacığın hareketi yüzeyde regresif daireseldir ancak derine indikçe prograd dairesel harekete dönüşür (Everett, 2013) (Şekil 2.2a).



Şekil 2.2. Derinlik ile Rayleigh dalgalarının genliğindeki (a) ve parçacıkların diyagonal hareketindeki (b) değişim arasındaki ilişki (Gedge ve Hill, 2012).

Rayleigh dalgalarının frekansı derinlik arttıkça hızla azalır. Tek bir dalga boyuna eşdeğer bir penetrasyon derinliğinde, ortamın hareketi yüzey değerinin %30'undan daha azına düşer (Şekil 2.2b). Dalganın enerjisi, eğer tek bir noktadan yayılıyorsa, sismik kaynaktan olan uzaklığın tersi ile orantılı olarak azalır (Everett, 2013).

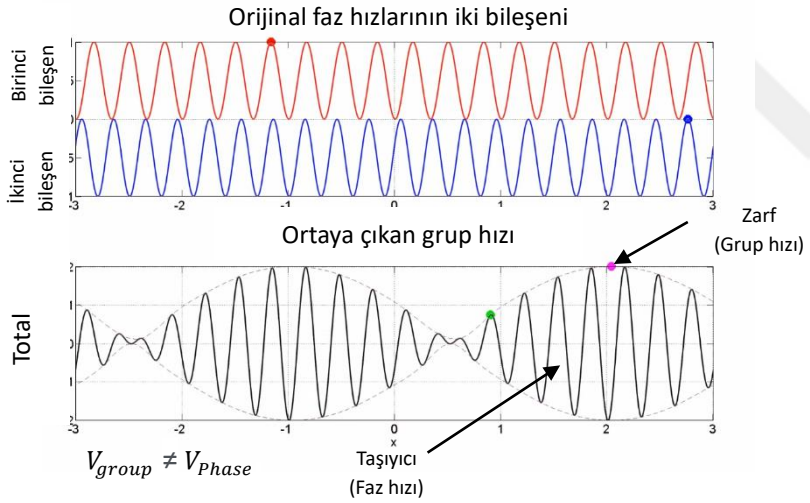
Bir sonraki bölümde tartışılacak olan dispersiyon eğrisinin özelliklerini tam olarak anlamak için, faz ve grup hızları kavramlarını ve bunların özelliklerini ve mekanizmalarının iyi bir şekilde anlaşılması gerekmektedir. A) Faz hızı: frekansla hareket eden bir dalganın hızını temsil eder. Başka bir deyişle, dalga formunun tek bir fazının hızıdır. Faz hızının önemi, yeraltı parametreleri hakkında faydalı bilgiler sağlama kabiliyetinde yatmaktadır. B) Grup hızı: Tüm dalga grubunun (paket) ortam boyunca hareket ettiği hızı temsil eder. Başka bir deyişle, tüm dalga formunun hızıdır. Grup hızının önemi, ister depremlerden ister başka bir enerji kaynağından kaynaklansın, sismik dalgaların geçtikleri ortam boyunca iletilme hızını gösterme kabiliyetinde yatmaktadır.

$$V_{group} = d\omega/dk \;=\; V_{phase} + k\,\frac{dv_{phase}}{dk} \tag{2.6}$$

$$V_{phase} = \frac{\omega}{k} = \lambda f \tag{2.7}$$

Burada: ω açısal frekans, k dalga sayısı, λ dalga boyu ve f frekanstır.

Kısaca, yeni bir dalga (sonuç grup hızı) oluşturmak için birkaç dalgayı (orijinal faz hızları) bir araya getirmektir. Başka bir deyişle, her bir orijinal dalganın hızı faz hızı olarak adlandırılı ve sonuçta ortaya çıkan dalganın hızı grup hızıdır. Farklı dalga boylarına sahip dalgaların farklı faz hızları vardır ve bu da dağılmaya neden olur. Buna ek olarak, tüm farklı dalga boyları aynı dalga hızına sahip olduğunda, grup hızı faz hızına eşit olacaktır. Şekil 2.3 grup ve faz hızlarının genel davranışını göstermektedir.

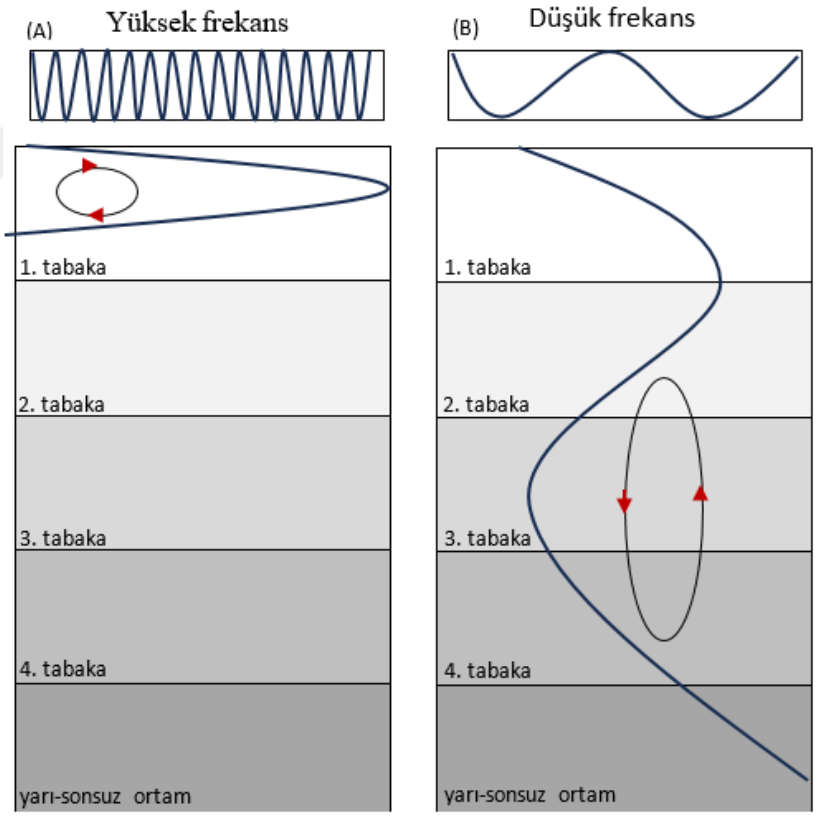


Şekil 2.3. Bu dalga paketi, taşıyıcı ve zarf olmak üzere iki farklı frekans bileşeninden oluşur. Taşıyıcı faz hızı olarak yayılırken, zarf grup hızı olarak yayılır.

2.3.2.1. Rayleigh Dalgalarının Dispersiyon Özellikleri

Rayleigh dalgalarının katmanlı bir elastik ortamın yüzeyinde belirli bir frekansta titreşen bir sismik kaynağın analiz edilmesiyle gözlemlenebilir. Buna göre, ortaya çıkan dalga boyu, içinden geçtiği ortamın elastik özelliklerine bağlı olarak farklı frekanslara sahiptir. Bu frekanslar aşağıdaki gibi kategorize edilebilir: (1) Rayleigh dalgalarının kısa dalga boyuna

ve sığ penetrasyon derinliğine sahip yüksek frekansı, içinden geçtiği ortamın yalnızca ilk katmanına nüfuz eder. Bu da katmanının elastik modülünün Rayleigh dalgalarının faz hızını etkilediği ve kontrol ettiği anlamına gelmektedir. Şekil 2.4(A). (2) Düşük frekanslı, uzun dalga boyuna sahip Rayleigh dalgaları ve yüksek penetrasyon derinliği, yayılırken ortamın birden fazla katmanına nüfuz eder. Bu, ortamın daha derin katmanlarının elastik modülünün Rayleigh dalgalarının faz hızını etkilediği anlamına gelir. Şekil 2.4(B). Yüzey dalgası yayılımının dağılım eğrisi aşağıdaki gibi iki moda sınıflandırılabilir: Temel mod enerjisi en yüksek olan moddur ve her frekans için en yavaş faz hızına karşılık gelir. Daha yüksek modlar, modelin maksimum kayma dalgası hızı içinde kalırken, genellikle temel moddan daha hızlı hareket eden yayılma modlarıdır. Daha yüksek modlar yalnızca kesme frekansı olarak adlandırılan belirli bir frekans değerinin üzerinde yer almaktadır.



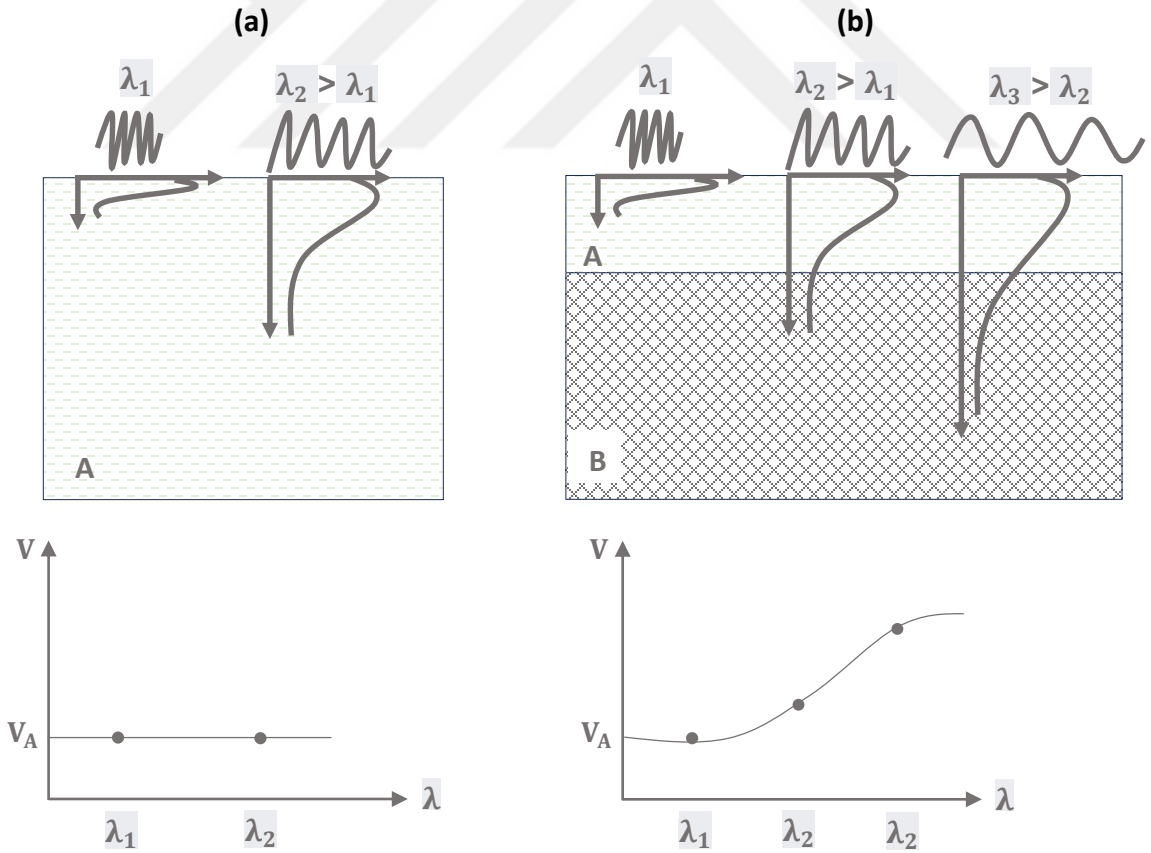
Şekil 2.4. Rayleigh dalgalarının dalga boyları ve frekanslarına bağlı olarak gelişen nüfuz derinlikleri. (A) kısa dalga boyuna sahip yüksek frekanslı ve sığ penetrasyon derinlikli yayılım. (B) uzun dalga boyuna sahip düşük frekanslı ve daha derin penetrasyon derinlikli yayılım.

2.3.2.2. Sonsuz Homojen Ortamda Rayleigh Dalgaları

Rayleigh dalgaları özdeş bir ortamda yayılmazlar çünkü bu tür ortamlar tüm dalga boylarının aynı hızla yayılmasına neden olarak bu dalgaların genliğinin giderek azalmasına neden olur. Böylece yani nüfuz ettikleri derinlik arttıkça genlikleri azalır (Şekil 2.5a).

2.3.2.3. Düşey Heterojenliğe Sahip Bir Ortamda Rayleigh Dalgaları (Katmanlı Ortam)

Rayleigh dalgaları, heterojen bir ortam mevcutsa yayılırlar; aksi takdirde, farklı dalga boylarına ve frekanslara sahip dalgaların farklı penetrasyon derinliklerine ve faz hızlarına sahip olacağı anlamına gelmez. Bu nedenle, penetrasyon hızı, düşey ortamlarda gözlemlenebilen, frekans ve içinden geçilen ortamın özelliklerinden büyük ölçüde etkilenir (Şekil 2.5b).



Şekil 2.5. Tek katmanlı (a) ve iki katmanlı (b)ortamda farklı dalga boyu ve frekans içeriklerinde Rayleigh dalga yayılımları (Rubaiyn ve diğ, 2018).

2.4. Elastik Parametreler

Elastik modül, bir malzemenin geçici deformasyona direnme kabiliyetini ölçüsüdür. Gerilime maruz kaldığında, malzemeler başlangıçta elastik özellikler gösterir: gerilim deformasyona neden olur, ancak gerilim ortadan kalktığında madde orijinal durumuna geri döner.

2.4.1. Stres ve Gerinim

Katı malzemelerde sismik dalgaların yayılması, malzeme parçacıklarında deformasyonlara neden olur ve böylece bu cisimlerin sertlik ve yoğunluk açısından elastik özelliklerini etkiler. Bu deformasyonların karakterizasyonu, temel gerilme ve şekil değiştirme kavramlarının anlaşılmasına dayanır. Belirli bir malzeme için gerilme ve gerinim arasındaki ilişki, elastik özelliklerini aydınlatabilir ve kaynaktan uzaktaki Dünya katmanlarında sismik dalga yayılımının doğasını yönetebilir.

Bu deformasyonlar iki temel kavramla tanımlanır: gerilme ve şekil değiştirme. Stres deformasyona neden olan kuvveti temsil ederken, gerinim ortaya çıkan deformasyonu ifade eder. Gerilme ve gerinim arasındaki ilişki, bir malzemenin elastik özelliklerini tanımlamak için çok önemlidir. Bu anlayış, sismik kaynaktan uzaktaki yer katmanlarında sismik dalga yayılımının doğasını incelerken özellikle uygun hale gelir. Farklı gerilme ve şekil değiştirme türlerini birbirine bağlayan ilişkilere elastisite modülleri denir. Bu modüller aracılığıyla, herhangi bir doğal cismin esnekliği tanımlanabilir. Bu modüller aşağıdaki gibi sınıflandırılabilir:

2.4.1.1. Young Modülü

“Young modülü” terimi, genel olarak bir malzemenin uzunluğuyla ilgili olarak sıkışmaya veya uzamaya direnme kabiliyetini ifade eden elastikiyet modülünü ifade eder. Bunu belirtmek için E veya Y kullanılır. Başka bir deyişle, Young modülü gerilme ve uzama arasındaki korelasyonu ölçer. Katı bir nesneye belirli bir yük uygulandığında, nesne deformasyona uğrar. Eğer bir nesne elastik ise, basınç serbest bırakıldığında orijinal şekline

geri dönecektir, ancak elastik değilse, deforme olacak ve asla orijinal şeklini geri kazanamayacaktır. Denklem (2.11);

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon} = \frac{F/A}{dl/l} \tag{2.8}$$

Burada E young modülü, σ birim alana uygulanan kuvvet miktarı olan gerilme (σ = F/A), ε birim uzunluk başına uzama olan gerilmedir (ε= dl/l).Burada E young modülü, σ birim alana uygulanan kuvvet miktarı olan gerilme (σ = F/A), ε birim uzunluk başına uzama olan gerilmedir (ε= dl/l).

2.4.1.2. Kayma Modülü

Kayma modülü (rijitlik), kaymaya karşı direnci tanımlayan bir parametredir. μ ile gösterilir ve birimi kPa'dır. Sıvıların ve gazların kaymaya karşı direnci yoktur, yani μ = 0. Sonuç olarak, kayma dalgaları sıvı ve gaz ortamlarda yayılamaz. Kayma modülü yoğunluk ve S dalga hızı ile elde edilebilir. Denklem (2.12);

$$\mu = \rho . V_s^2 \tag{2.9}$$

Burada μ kayma modülü, ρ yoğunluk ve V-s S dalga hızıdır.

2.4.1.3. Bulk Modülü

Hacim modülü, maddenin her taraftan sıkıştırıldığında hacimdeki değişikliklere dayanma kabiliyetini temsil eder. Büyük bir hacim modülü, basınç altında sıkıştırmadan kaynaklanan hacimsel azalmanın küçük olduğu anlamına gelir ve bunun tersi de geçerlidir. K ile gösterilir ve birimi kPa'dır. Hacim modülü, P-dalgası hızı ve S-dalgası hızı ölçülerek belirlenebilir. Denklem (2.13);

$$k = \rho(V_p^2 - {}^4/_3 V_s^2) \tag{2.10}$$

Burada: ρ yoğunluk, V_s S dalgası, V_p P dalgasıdır.

2.4.1.4. Poisson Oranı

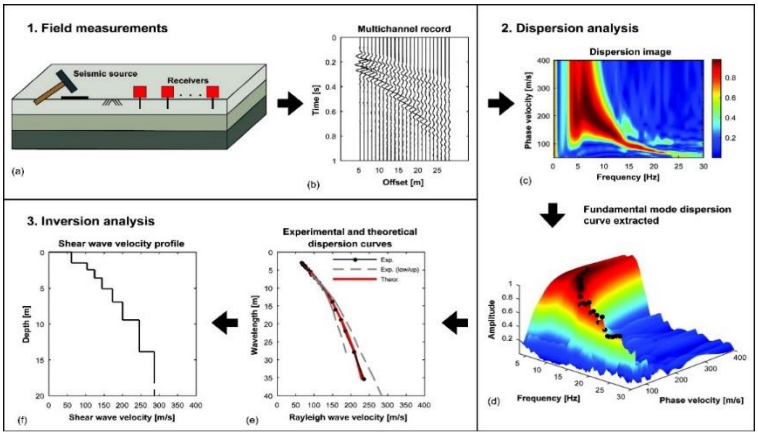
Poisson oranı, bir malzemenin genişliğindeki azalma ile uzunluğundaki artış arasındaki korelasyonun bir ölçüsüdür. Malzemenin üzerine hiçbir kuvvet uygulanmadığında değerinin 0 olduğunu anlamak çok önemlidir. Bu arada, sıkıştırılamayan malzemeler için 0,5'e eşdeğerdir. Poisson oranı birimsizdir. Yüksek bir Poisson oranı, malzemenin minimum gerilme altında bile önemli ölçüde elastik deformasyona uğradığını gösterir. Tersine, Poisson oranı 0'a yakın olan bir malzeme elastik değildir ve herhangi bir gerilme seviyesinde deforme olmaz. Jeofizikte, kayaların gözenekliliğini ve gözeneklerin içeriğini ifade eder. Poisson. Oranın değeri 0 - 0,5 arasında değişir. Su ve havanın Poisson oranı 0,5'tir. Kayada su varsa, Poisson oranı 0,5'e yaklaşır. Denklem (2.11);

$$\sigma = \frac{(\frac{V_P}{V_S})^2 - 2}{2(\frac{V_P}{V_S})^2 - 2} \tag{2.11}$$

3. YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALIZI

3.1. Genel Bakış

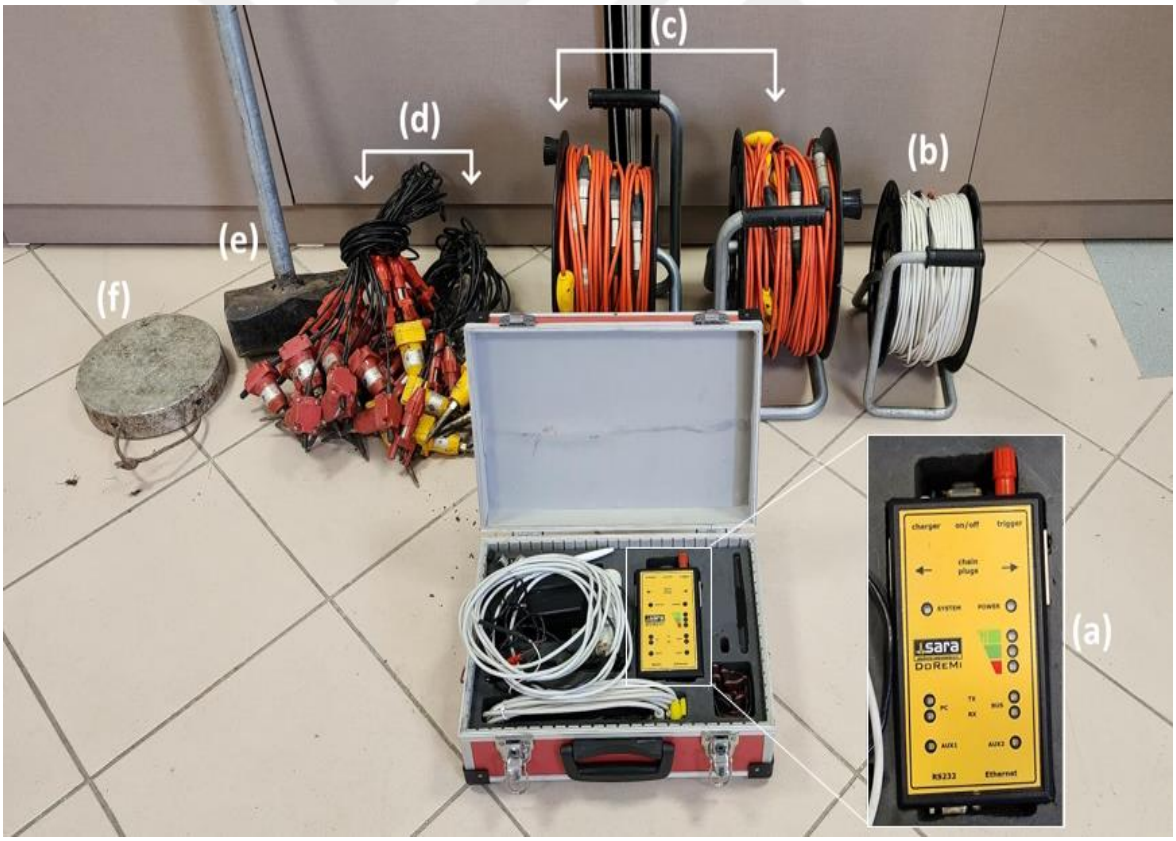
Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW), sismik enerjiyi analiz etmek için yüzey dalgasını kullanan bir jeofizik tekniğidir. Zemine paralel hareket eden ve bir yüzey sismik kaynağı tarafından zemine iletilen sismik enerjinin yaklaşık üçte ikisini oluşturan dağıtıcı Rayleigh tipi yüzey dalgasına odaklanır MASW' nun temelini teşkil ede (Park vd., 1999a). Yüzey dalgası araştırmalarından elde edilen veriler tipik olarak kayma dalgası hızı (Vs) değerleri olarak yorumlanır. MASW, elastik özelliklerin yüzey altı dağılımını tanımlamak için yüzey dalgalarının hareketinden elde edilen verilere dayanır. Bu nedenle, bir yüzey dalgası araştırması yürütmenin amacı, zemin ve kayalardaki yüzey altı kayma dalgası hızlarını belirlemektir. Bu hızlar, jeoteknik araştırmalarda önemli bir özellik olan sığ kesimlerin sertliğini değerlendirmek için sıklıkla kullanılan çok önemli parametrelerdir (Park vd., 1999a). Buna ek olarak MASW, yapılardaki kayma dalgası hızının hızlı ve hassas bir şekilde tahmin edilmesine olanak tanıyan gelişmiş ve kapsamlı yüzey altı görüntüleme yetenekleri sunar. Bu, özellikle 30 metre veya altındaki derinliklerdeki zemin katmanlarını hedef alan iki boyutlu (1-B, 2-B) tomografi tekniklerinin kullanılmasıyla elde edilir. Bir kayma dalgası hız profili oluşturma süreci üç aşamadan oluşur: (1) çok kanallı kayıtların elde edilmesi, (2) temel modun dağılım eğrisinin elde edilmesi ve (3) 1-B Vs profillerini türetmek için bu eğrinin ters çevrilmesidir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. MASW yönteminin 1 boyutlu modellini elde etmek için kullanılan tüm süreç (Olafsdottir vd., 2018).

3.2. Veri Toplama ve Ekipman

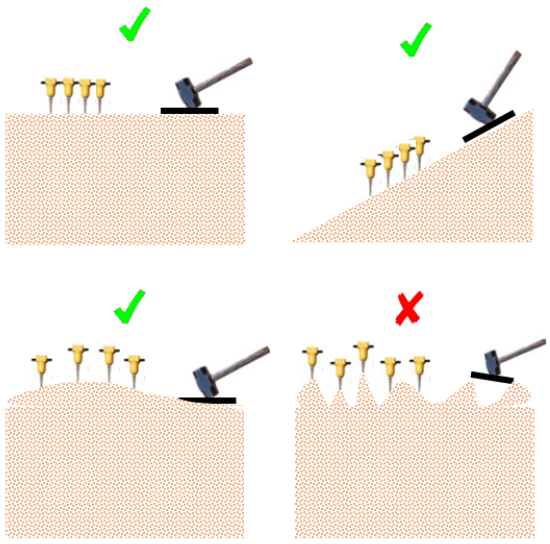
MASW prosedürünü kullanarak kayma dalgası hızının doğru sonuçlarını elde etmek için, frekans aralığı 10 Hz'in altında olan tek bir düşük frekanslı jeofon setine bağlı en az on iki kayıt kanalına sahip olmak gerekir. Bu jeofonlar (alıcılar) doğrusal bir dizi halinde düzenlenmelidir. Veri toplama için, iki yaygın MASW araştırma kaynağı türü mevcuttur: 1) Aktif Kaynak MASW, balyoz veya serbest ağırlık düşürme kaynağı gibi aktif kaynakların etkisiyle tetiklenen bir veri toplama yöntemidir. Bu tür bir araştırma, sismik kaynak ile yayılma arasındaki mesafeyi ayarlama kabiliyeti nedeniyle sıklıkla tercih edilmektedir. 2) Pasif kaynak MASW, herhangi bir aktif kaynağın varlığı olmaksızın uzun süreler boyunca belirlenebilen bir veri toplama yöntemidir. (Park ve Miller, 2006) (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. (a) DoReMi sismik kayıt cihazı, (b) tetikleyici jeofon için kablolar, (c) jeofonların yayılmasına bağlı uzun kablolar, (d) 4,5 Hz'lik 24 jeofon, (e) 10 kg'lık balyoz ve (f) yuvarlak plaka (kişisel arşiv, 2023).

3.2.1. Veri Toplama için Topoğrafik Koşullar

Yüzey dalgaları en etkili şekilde düz bir yüzey üzerinde üretilir. Ölçüm hattı boyunca yükseklikteki değişimleri ihmal edilir. Bununla birlikte, profil uzunluğunun %10'undan fazla topografya etkisi yüzey dalgalarının oluşumunu önemli ölçüde engelleyecektir (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. MASW araştırması için uygun ve uygun olmayan topografya koşulları.

Sahada veri toplarken göz önünde bulundurulması gereken bazı önemli parametreler vardır. Bu parametreler şunlardır: 1) Kaynak ile ilk jeofon (alıcı) arasındaki mesafe (X_1), 2) Dizideki ilk jeofon ile son jeofon arasındaki mesafe (D), 3) Jeofon aralıkları (d_x), 4) Balyozun ağırlığı (kg). Tablo 3.1.

Tablo 3.1. MASW Araştırma Sahası için Optimal Parametreler. (Penumadu & Park, 2002)

Malzeme Türü V_s (m/s)	X_1 (m)	d_x (m)	D (m)	Optimum Alıcı (Hz)	Optimum Kaynak (kg)	Kayıt Zaman (ms)	Örnekleme Aralık (ms)
Çok Yumuşak ($V_s < 100$)	1 -5	0.25 – 0.5	≤ 20	4.5	≥ 5	1000	1
Yumuşak ($100 < V_s < 300$)	5 - 10	0.5 - 1	≤ 30	4.5	≥ 5	1000	1
Sıkı ($200 < V_s < 500$)	10 - 20	1 - 2	≤ 50	4.5 - 10	≥ 5	500	0.5
Çok Sıkı ($500 < V_s$)	20 - 40	2 - 5	≤ 100	4.5 - 10	≥ 5	500	0.5

Kayma dalgası hız profilini elde etmek için kilit bileşenler arasında 1) kaynağın kaynak gücü 2) jeofon aralığı 3) kaynak ofset mesafesi 4) konfigürasyon uzunluğu 5) frekans içeriği 6) örnekleme süresi yer alır ve bunların tümü bulguları etkileyebilir

3.2.2. Saha Geometrisi

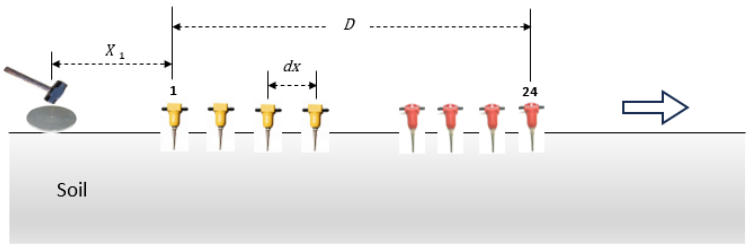
Şekil 3.4. MASW veri toplama için saha geometrisini göstermektedir Jeofon dağılımının uzunluğu (D) doğrudan araştırılabilecek en uzun dalga boyuna (λ_{max}) karşılık gelir, dolayısıyla maksimum araştırma derinliğini (Z_{max}) etkiler (Park vd., 1999b);

$$D \approx \lambda_{max} \approx Z_{max} \tag{3.1}$$

Bununla birlikte, jeofonların aralığı (dx) en kısa dalga boyuna (λ_{min}) ve dolayısıyla ulaşılabilecek en sığ araştırma derinliğine (Z_{min}) bağlıdır;

$$dx \approx \lambda_{min} \approx Z_{min} \tag{3.2}$$

Aktif bir araştırmada, alıcıların yayılımı (D), ana kontrol faktörü olduğu için genellikle sismik kaynak tarafından kısıtlanır. Kaynak ofseti (X_1), yakın alanın etkisinden kaynaklanan kirlenme seviyesini belirler. Optimum değer bir tartışma konusu olmuştur. Bu nedenle, D'nin yaklaşık %20'si kadar bir değere sahip olması tavsiye edilir (örneğin, D=30 m ise, kaynak ofseti X_1 =6m olacaktır). X_1 ve D'nin yüksek değerleri yüksek modlar tarafından gürültü olasılığını artıracak ve temel modları azaltacaktır.



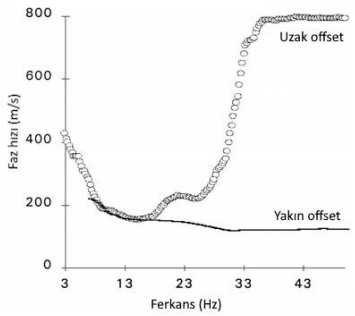
Şekil 3.4. MASW veri toplama için saha geometrisini göstermektedir

3.2.3. Kaynak Ofseti

Optimum ofsetin seçilmesi, yakındaki çeşitli etkilerden kaynaklanan gürültü seviyesini belirlediği için çok önemlidir. Düzlemsel olmayan yüzey dalgalarının jeofonlar tarafından tespit edilme olasılığını azaltmak için kaynak ofseti dikkatli bir şekilde seçilmelidir (Park & Carnevale, 2010). Bu nedenle, kaynak ofseti istenen maksimum araştırma derinliğine göre ayarlanmalıdır; ihtiyatlı bir tahmin, kaynak ofsetinin maksimum araştırma derinliğinin yarısına eşit olduğunu önermektedir (Park vd., 2005). Optimum seçimi etkileyecek iki faktör yakın ve uzak kaynak etkisidir. 1) Yakın ofset: Rayleigh dalgalarının kaynak noktasından belirli bir mesafe (ofset x1) kat ettikten sonra yatay olarak hareket eden düzlem dalgalar olarak kabul edilebilir (Richart vd., 1970). Yüzey dalgaları, yakın uzaklık (x1) istenen maksimum dalga boyunun (λ_{max}) yarısını aşana kadar çoğu durumda düzlem dalgalar olarak yayılmaz (KH, 1994). Denklem (3.3);

$$X1 \geq 0.5\,\lambda_{max} \tag{3.3}$$

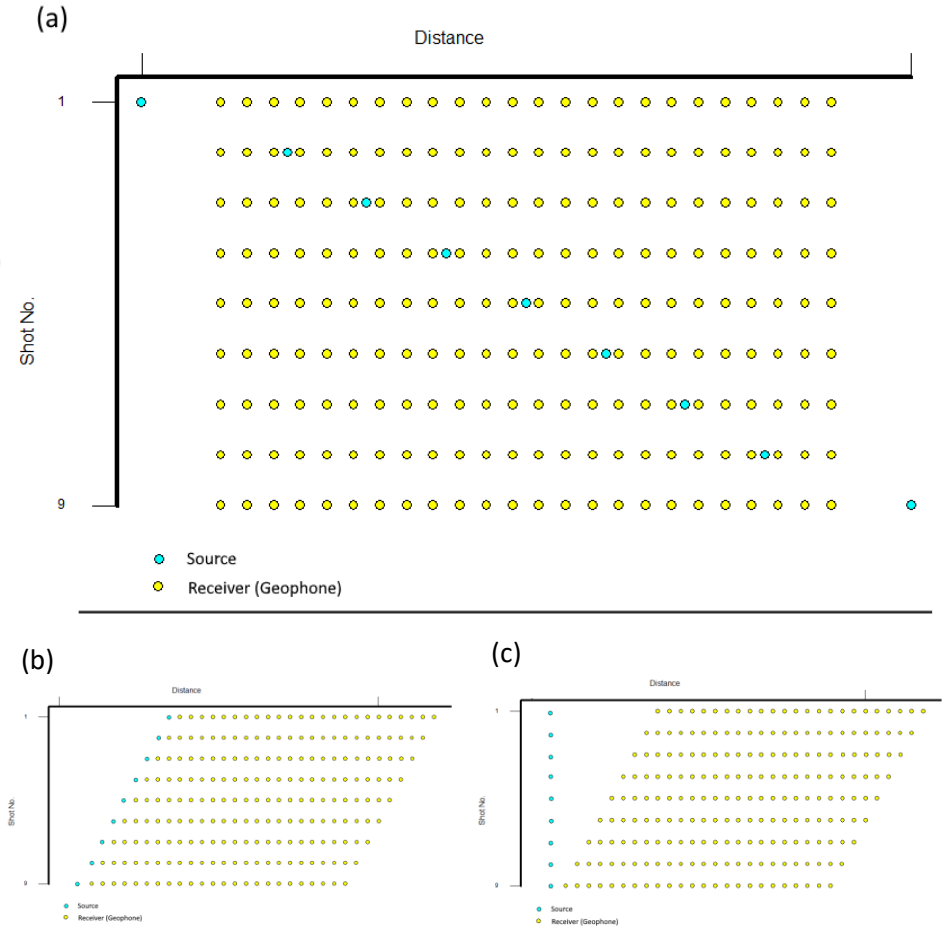
Kaynak alıcı yayılımına çok yakın yerleştirilirse, yüzey dalgası ilk jeofona ulaşmadan önce tam olarak gerçekleşmez. Bu nedenle, yüzey dalgası elde etmek için, çok kısa bir ofsetten kaçınılması gerekir. 2) Uzak ofset: Yüzey dalgaları başlangıçta kaynak noktası yakınındaki cisim dalgalarından daha güçlüdür, ancak daha hızlı zayıflar ve kısa dalga boylu dalga bileşenleri sönümlenir. Bu nedenle, belirli bir mesafeyi kat ettiklerinde, enerji seviyeleri vücut dalgalarının veya çevredeki gürültülerin altına düşebilir (Şekil 3.5).



Şekil 3.6. Yakın ofset ve uzak ofset etkilerini gösteren grafik (Park ve diğ., 1999b).

3.2.4. Kaynak ve Alıcıların Konfigürasyonu

MASW araştırmalarında kaynak-alıcı konfigürasyonunun seçimi, çalışmanın özel hedefleri ve konum koşullarına göre belirlenir. MASW çalışmalarında veri toplama ve analizini geliştirmek için her kurulumun belirli faydaları ve göz önünde bulundurulması gereken faktörleri vardır. MASW yönteminde veri toplamak için birçok yaklaşım vardır, bunlardan ilki sismik kaynağınk jeofonların başına, ortasına ve sonuna yerleştirildiğinde Şekil 3.7 (a)'da gösterilmiştir. Şekil 3.7 (b)'de gösterilen ikincisi, hem sismik kaynak hem de jeofonlar (alıcılar) aynı anda hareket ettiğinde meydana gelir. Şekil 3.7 (c)'de gösterilen üçüncüsü ise sabit bir sismik kaynağa ve hareketli jeofonlara (alıcılara) sahiptir.



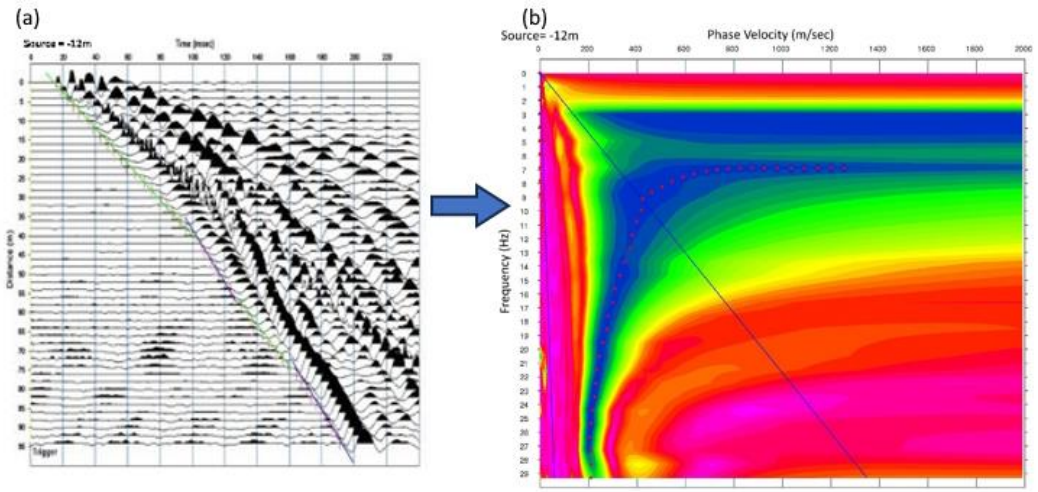
Şekil 3.7. (a) Alıcılar sabitken sismik kaynak profilin başına, ortasına ve sonuna yerleştirildiğinde (hareketli kaynak). (b) hem sismik kaynak hem de jeofonlar (alıcılar) birlikte hareket ettiğinde. (c) sismik kaynak sabit ve jeofonlar hareketli olduğunda.

3.3. Veri İşleme Aşamaları

İlk adım, dispersiyon eğrisini çıkarmak için arazide ölçülenveriyi işlemektir. Dispersiyon eğrisini çıkarıldıktan sonra, bunlar yeraltının modal dağılım özelliklerini belirlemek için incelenir. Bu, temel modun ve dispersiyon eğrisinin bulunan herhangi bir yüksek modun belirlenmesini içerir. Dispersiyon eğrisi, "ters çözüm" olarak bilinen bir yöntemle yeraltının kayma dalgası hız profilini türetmek uygulanır. Bu çözüm tekniği, gözlemlenen dispersiyon eğrisinin farklı kayma dalgası hızı modelleri tarafından üretilen hesaplanmış dispersiyon eğrisiyle eşleştirilmesini içerir. Ters çözüm ile elde edilmiş olan S-dalgası hız profili bize yeraltının jeolojik ve mühendislik özelliklerini analiz etmek için gerekli Vs 30'u verir. MASW verisinin işlenmesindeki her adım, yeraltını tam olarak tanımlamak ve jeolojik ve teknik amaçlar için yararlı bilgiler elde etmek için gereklidir.

3.3.1. Dispersiyon Eğrisinin Çıkarılması

Dipersiyon, frekansa göre değişen hız özelliğidir. Dipersiyon eğrisi oluşturmak, hassas bir kayma dalgası hız profili üretmede çok önemli bir adımdır. Dispersiyon eğrisi sıklıkla faz hızı ve frekans arasındaki ilişkiyi gösterir (Şekil 3.8(b)). Temel modun dispersiyon eğrisini elde etmek için saha araştırmasından kaydedilen çekimlerin Seisimager, SurfSeis veya Geopsy gibi özel bilgisayar yazılımlarıyla işlenmesi gerekir (Duffy, 2008). Bu yazılımlar dispersiyon görüntüsü üretmek için bir dalga alanı dönüşümü kullanır. Frekans ile faz hızını belirlemek için ofset-frekans alanındaki frekans aralığı kaydı üzerinde çok kanallı bir entegrasyon ölçüsü kullanılır. Değişkenler, içinden bir eğrinin seçilebileceği dispersiyon haritası oluşturmak için ilişkilendirilir (Duffy, 2008). Dispersiyon eğrisinin doğruluğunun artırılması, yer yüzeyinde ölçülen verideki gürültünün analiz edilmesini ve ortadan kaldırılmasını içerir (Park vd., 1999b). Tipik varsayım olarak, yüzey dalgalarının temel modunun kaydedilen dalga alanında en önemli mod olduğu ve daha yüksek modların ihmal edilebileceğidir. Bununla birlikte, daha yüksek modlar sıklıkla üretilir ve önemli miktarda enerji içerebilir.



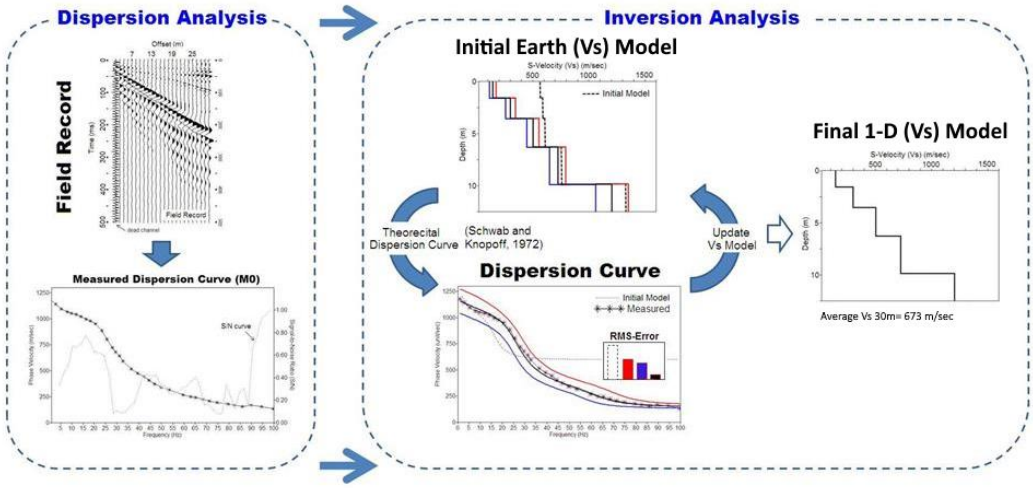
Şekil 3.8. (a) Sahadan elde edilen ham veriler. (b) Ham verilerden çıkarılan faz hızı ve frekans arasındaki ilişkiyi gösteren dispersiyon eğrisi grafiği.

3.3.2. Dispersiyon Eğrisinin Ters Çözümü

Yüzey dalgalarının ters çözümü, toplanan yüzey dalgası verisine dayanarak yerin özelliklerinin tahmin edilmesini içerir. Vs profilleri, Poisson oranı ve yoğunluk tahminleri ile birlikte dispersiyon verisini kullanan yinelemeli bir ters çözüm yöntemi ile belirlenir. Ters çözüm, dispersiyon eğrisini kesme dalgası (S dalgası) hızı profillerine dönüştüren önemli bir veri işleme adımıdır. Sadece aşağıdakilere bakarak ters çözümün önemini daha iyi anlayabiliriz: Dispersiyon eğrisi bize çeşitli frekanslarda yüzey dalgalarının faz hızını sağlar. Önemli olan bu hızın derinlikle değişimidir. Bu nedenle ters çözüm, dispersiyon eğrisinden elde edilen frekans alanı verinin uzamsal alan bilgisine dönüştüren ve S-dalgası hızının derinlikle nasıl değiştiğine dair bir profil sağlayan matematiksel bir süreçtir. Bunun ötesinde, ters çözüm, hesaplanan dispersiyon eğrisi yinelenerek gözlemlenen eğri ile aynı hizaya gelene kadar S-dalgası hızını derinlikle değiştirerek gözlemlenen dispersiyon verisine yakın bir yeraltı modeli oluşturmak için kullanılır.

Ters çözüm işleminin düzgün çalışması için başlangıç noktası olarak bir başlangıç yeryüzü modeli tanımlanmalıdır. Bu başlangıç modeli dört parametre ile tanımlanır: hız (P-dalgası ve S-dalgası hızı), yoğunluk, Poisson oranı ve kalınlık. Ters çözüm işlemi sırasında, Poisson oranı, yoğunluk ve model kalınlığı sabit kalırken, her iterasyondan sonra yalnızca “Vs”

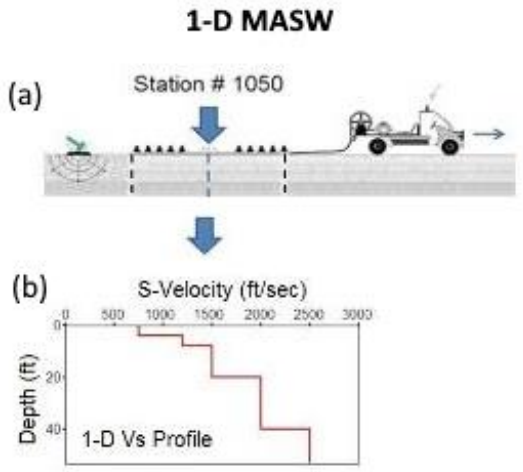
parametresi güncellenir. “Vs” parametresi, bahsedilen dört parametre arasında algoritmanın güvenilir yakınsaması üzerinde en önemli etkiye sahiptir. Ters çevirme işlemi sonucunda, özellikle Vs 30m değerine göre incelenen zeminin sertliğini sınıflandırabileceğimiz nihai 1-B (Vs) modelini elde ederiz. 2 boyutlu ve 3 boyutlu -Vs- modeller oluşturmak için, 1 boyutlu araştırma tüm alan boyunca tekrar tekrar uygulanmış ve daha sonra bir araya getirilmiştir (Şekil 3.9).



Şekil 3.9. Bu resim, nihai 1 boyutlu (Vs) modeli elde etmek için tüm ters çevirme sürecini göstermektedir (Park Seismic LLC, Shelton, 2024).

3.3.3. Bir, İki ve Üç Boyutta Kayma Dalgası Hızı (Vs) Profili Oluşturma

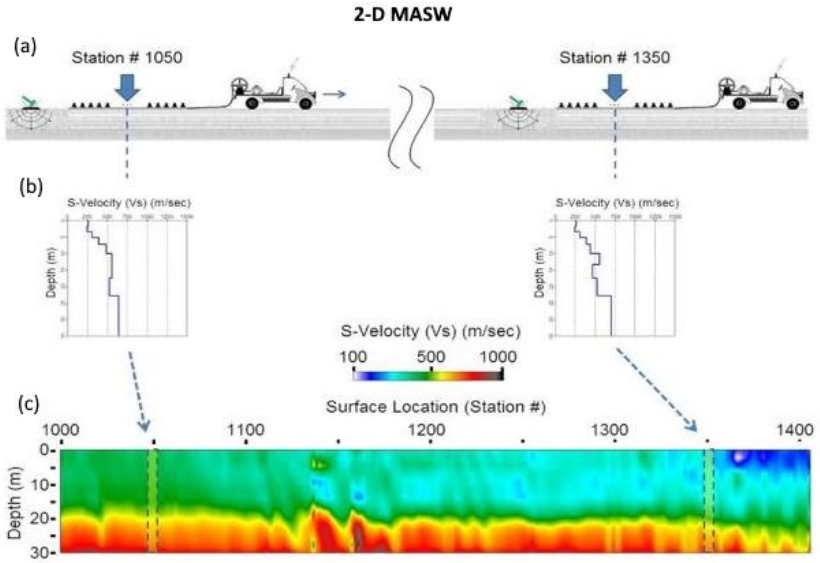
Bir boyutlu bir araştırmada, farklı derinliklerde yeraltı hızındaki (Vs) değişimi incelemek için belirli bir yüzey konumunda zemine bir alıcı dizisi yerleştirilir. Teorik olarak, bir kaynak ofsetiyle (X1) elde edilen bir saha kaydı, 1 boyutlu hız (Vs) profilini oluşturmak için yeterlidir. Sahada pratik olarak, yakın ve uzak alan etkisi ve yeraltı hızlarındaki yanal değişimler gibi istenmeyen etkileri azaltmak için alıcı dizisinin her iki ucundan çeşitli kaynak ofsetlerine sahip çoklu kayıtlar yaygın olarak kullanılır. Yeraltı durumu yanal olarak tekdüze görünüyorsa, optimum kaynak ofsetiyle (tipik olarak alıcı dizisi uzunluğunun yaklaşık %25-50'si) elde edilen tek bir saha kaydı, 1 boyutlu profili oluşturmak için daha fazla veri analizi için kullanılabilir (Şekil 3.10).



Şekil 3.10. 1-D MASW araştırması için bir saha yapılandırmasını (a) ve sonuçta ortaya çıkan S-hız (Vs) profilini (b) gösteren bir resim (Park Seismic LLC, Shelton, 2024).

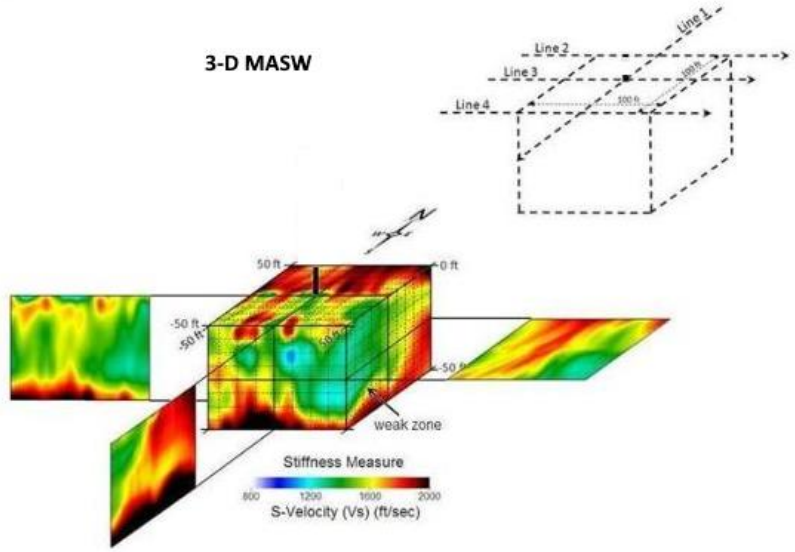
İki boyutlu bir araştırmada, 1 boyutlu araştırma basitçe önceden belirlenmiş bir araştırma hattı boyunca ardışık konumlarda tekrar tekrar yapılır (Şekil 3.11). Böylece, ardışık yüzey konumlarının altındaki yeraltı hız modellerini temsil eden birkaç 1 boyutlu hız (Vs) profili elde edilir

.



Şekil 3.11. 2-D MASW araştırması için saha edinim sürecini gösteren bir resim. (a) 1 boyutlu bir S-hız (Vs) profili (b) üretir ve nihai 2 boyutlu hız kesitini (c) oluşturmak için çok sayıda profil birleştirilir (Park Seismic LLC, Shelton, 2024).

Üç boyutlu bir araştırmada, 2 boyutlu araştırma birbirine paralel ya da dik olarak tekrar gerçekleştirilir Şekil 3.12. Çeşitli 2 boyutlu hız (Vs) veri setleri, 3 boyutlu bir ızgara veri seti oluşturmak için 3 boyutlu olarak kullanılır.



Şekil 3.12. 3-D MASW araştırması için saha alım sürecini gösteren bir resim. Paralel veya dik yönlerde gerçekleştirilen Hat 1-4 gibi çok sayıda 2 boyutlu araştırma, 3 boyutlu bir kübik veri kümesi oluşturmak için kullanılan birkaç 2 boyutlu hız (Vs) kesiti üretir. (Park Seismic LLC, Shelton, 2024).

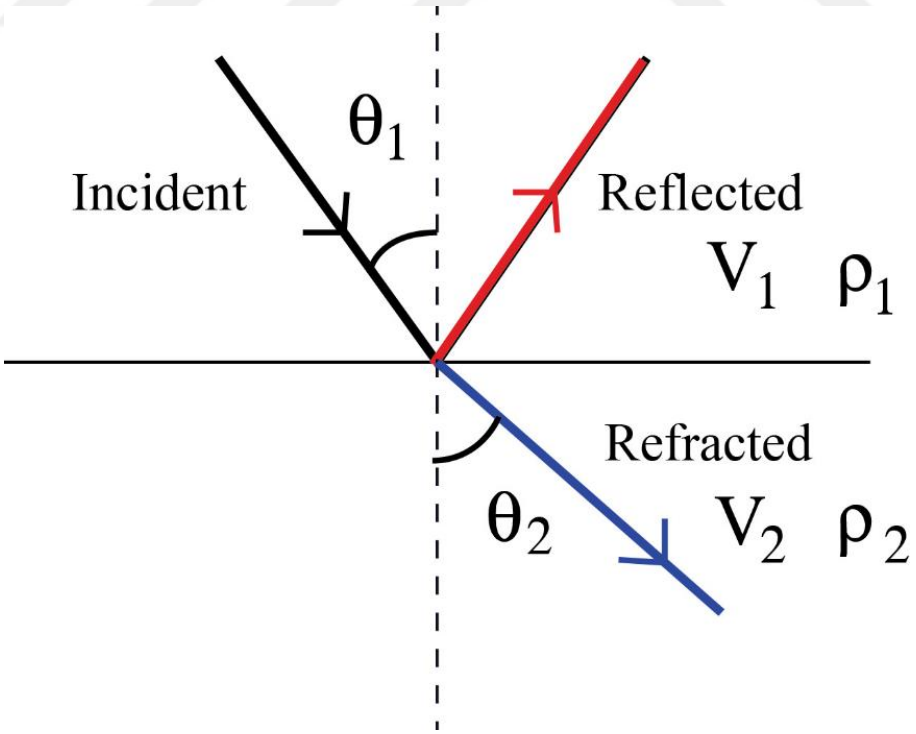
4. SISMIK KIRILMA TOMOGRAFISI

4.1. Genel Bakış

Sismik kırılma tomografisi (SRT) yöntemi, sismik dalgaların yer altındaki çeşitli formasyonlar boyunca yayılmasını inceleyerek yeraltın incelemek için kullanılan bir jeofizik tekniğidir. Bu araç, derinlik ve mesafeyi içeren 2 boyutlu profiller sunarak yeraltını analiz etmeyi ve anlamayı kolaylaştırır. SRT'nin amacı, sismik hızları açısından yeraltını görüntülemek için sismik ilk varışların ve kırılan dalgaların kullanan bir yöntemdir.

4.1.1. Snell Yasası

Sismik kırılma tomografisi yönteminin nasıl çalıştığını daha iyi anlamak için, bir dalganın iki farklı madde arasından geçtiği açı ile kırıldığı (yön değiştirdiği) açı arasındaki korelasyonu tanımlayan Snell yasası ilkesini anlamamız gerekir. Başka bir deyişle, Snell yasası dalgaların hızları ile geliş ve kırılma açıları arasındaki ilişkiyi göstermektedir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Snell yasası prensibi. IMA'dan sonra değiştirilmiştir: Mıknatıs fabrikası ve manyetik uygulamalar, (2023)

Snell yasası matematiksel olarak şu şekilde gösterilir:

$$n_1 \sin(\theta_1) = n_2 \sin(\theta_2) \tag{4.1}$$

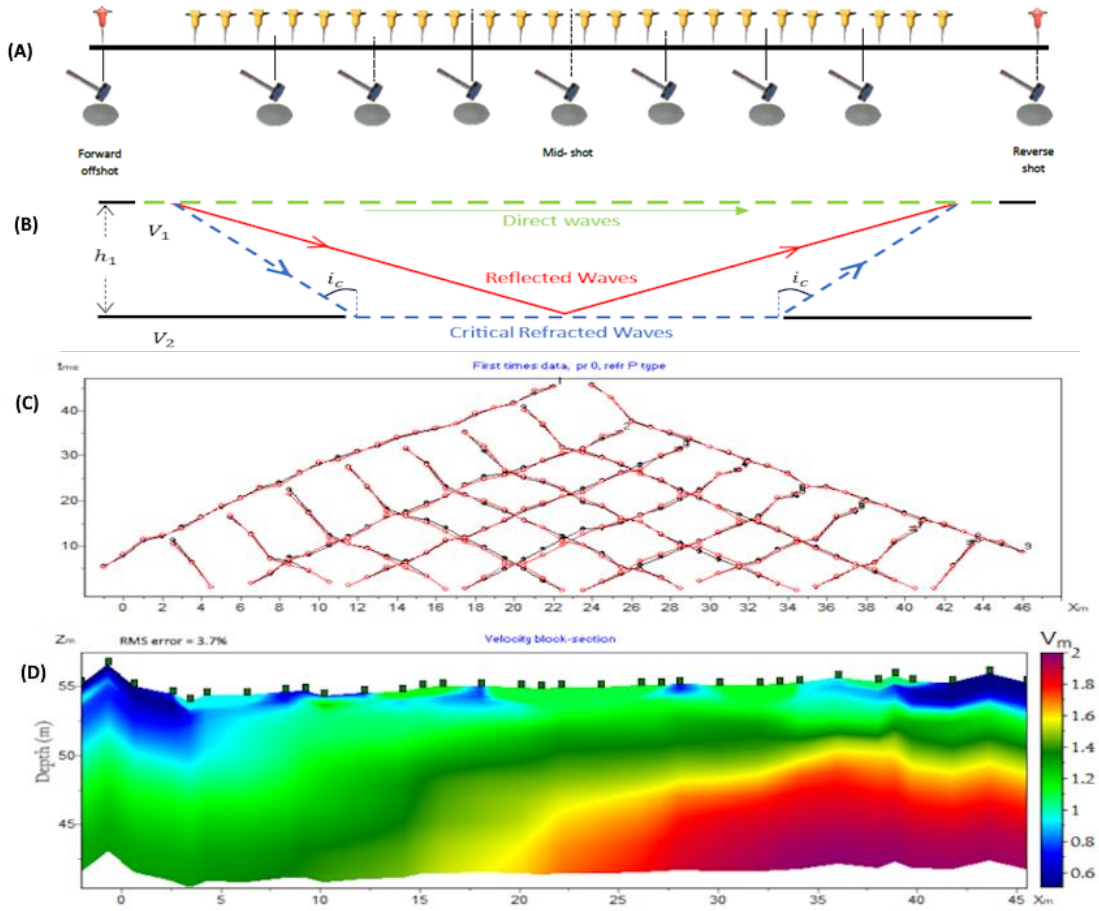
Burada: n_1 birinci ortam, θ_1 geliş açısı, n_2 ikinci ortam ve θ_2 kırılma açısıdır.

Sismik kırılma tomografisi tekniği, farklı sismik dalga hızlarına sahip katmanlar boyunca hareket eden dalgaların kırılmasını tanımlayan Snell yasasına dayanır. Bu dalgaların yüzeye varış zamanları alıcılar (jeofonlar) tarafından ölçüldükten sonra, içinden geçtikleri kayanın özelliklerini belirlemek için analiz edilebilirler (Farfour vd., 2022). Bu yaklaşımın temel sonuçları kayaların hızları, derinlikleri ve kalınlıklarıdır (Dawood vd., 2012).

4.2. Yönteminin Operasyonel İlkeleri

Bir sismik kırılma araştırması, zemine bir dizi sismik alıcı (jeofon) yerleştirerek ve profil boyunca farklı konumlarda balyoz gibi yapay kaynaklar kullanarak sismik dalgalar üreterek yapılabilir (düz, orta, ters ve ara atışlar yapılmalıdır). Bu dalgalar daha sonra Dünya'nın alt yüzeyinde yayılır. Sismik kırılma, yüzeyin altında iki farklı kaya malzemesi katmanı olduğunda ve üst katmanın ardışık katmandan daha düşük hıza sahip olması gerektiğinde işlev görür (yalnızca hız derinlikle birlikte artarsa çalışır). Sismik dalganın geliş açısı kritik açıya eşit olduğunda, dalga ara yüzeyden geçer ve alt katmanın hızında ilerler. Daha sonra yüzeye geri kırılır ve alıcılar (jeofonlar) tarafından tespit edilir (Şekil 4.2).

Birincil dalganın sismik dalgaların kaynağından profildeki her bir alıcıya olan yolculuğunun süresini hesaplıyoruz. Bu yolculuk sürelerini ve ters çözüm tekniklerini kullanarak, yeraltı hızını ve arayüzlerin derinliğini temsil eden bir sismik model oluşturabiliriz. Hız modelleri, yeraltındaki yapıların veya anomaldüzn belirlenmesine yardımcı olur. Son araştırmalar, hem P hem de S dalgalarını kullanan sismik kırılma tomografisinin, altta yatan zemin özelliklerindeki değişikliklere son derece duyarlı olan Vs30 ve jeoteknik parametreleri değerlendirmek için kullanıldığını göstermiştir.



Şekil 4.2. (A) alıcıların konuşlandırılmasını, atışların sayısını ve yerini göstermektedir. (B) kırılan dalgaların prensibini ve kritik açıyı göstermektedir. (C) ters çözüm işleminden sonra atışların dağılımını göstermektedir. (D) yeraltının nihai 2 boyutlu hız modelini göstermektedir (kişisel arşiv 2023).

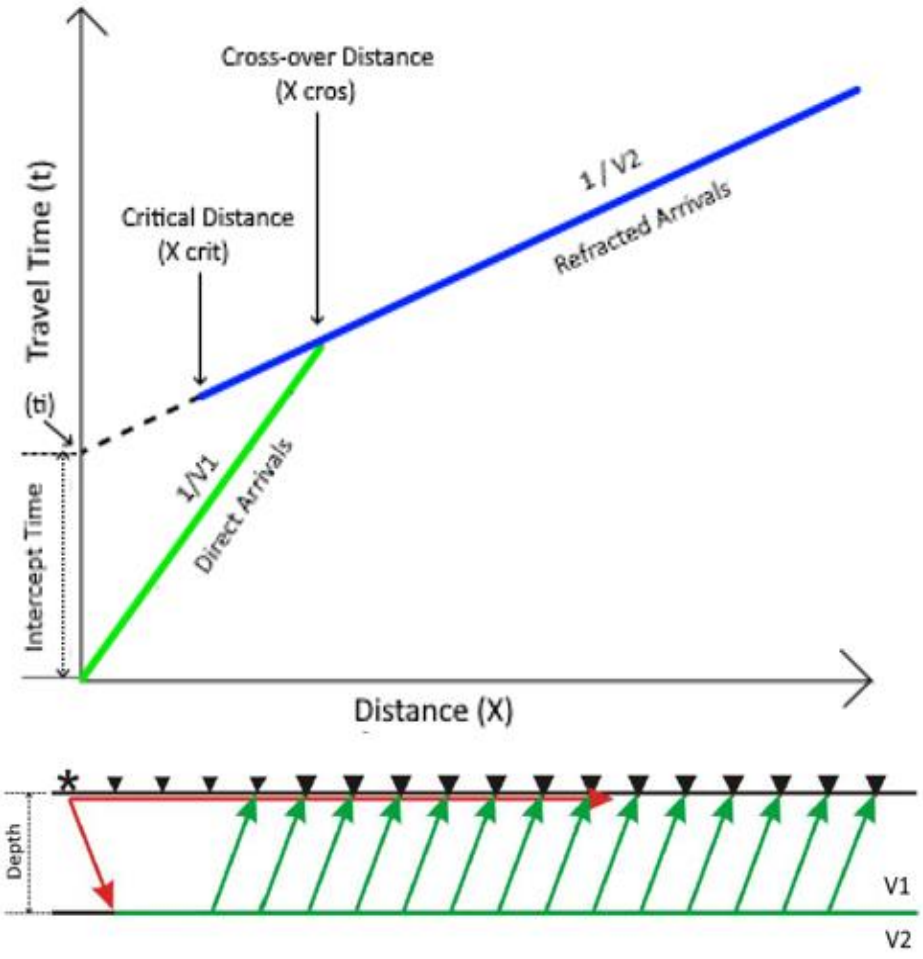
4.3. Yüzey Altı Katmanlarının Kalınlığının ve Hızının Hesaplanması

Sismik kırılma araştırmalarında zaman-mesafe eğrdüzni analiz etmek için, yeraltının jeolojik özelliklerine ve katman hızlarını ve derinliklerini belirlemek için kullanılan hesaplama yöntemlerine bağlı olarak çeşitli teknikler kullanılır ve yeraltı katmanlarının kalınlığını ve hızlarını belirlemek için ilk varış zamanı kullanılır (Kilty ve ark., 1986).

4.3.1. Düzenli Arayüzler

4.3.1.1. İki Paralel Katman

Katmanların kalınlıkları ve hızları iki yöntem kullanılarak hesaplanır. İlk yöntem, kırılma çizgisinin kaynak konumunun üzerinde konumlandırılan y eksenine çarptığı anı ifade eden Kesişme Zamanı (t_i) yöntemini kullanmaktır. Bu gerçek bir "zaman" değildir - grafikten elde edilir Şekil 4.3. ikinci yöntem, doğrudan varış zamanları ile kırılan varış zamanlarının aynı olduğu mesafenin bir ölçüsü olan Çaprazlama Mesafesi (X_{Cros}) yöntemini kullanmaktır. Aşağıdaki grafikte kritik mesafe (X_{Crit}), kırılan fazın fark edilebilir hale geldiği noktayı ifade etmektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. İki katman için kırılan varışlar için Zaman-Mesafe grafiği (Al-Saigh & JaddoaAl-Heety, 2014)

Matematiksel olarak, Kesişme Süresine (t_i) dayalı derinlik hesaplaması aşağıdaki gibidir:

$$t_i = \frac{2h \cos \theta}{V_1} \tag{4.2}$$

$$t_i \ \frac{2h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \tag{4.3}$$

Çaprazlama Mesafesine (X_{cros}) dayalı derinlik hesaplaması ise aşağıdaki gibidir:

$$X_{cros} = 2h\sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}} \tag{4.4}$$

Ve iki katmanın kalınlığı (h) ya çapraz geçiş mesafesi (X_{cros}) ile aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$h = \frac{1}{2}\sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} * X_{cros} \tag{4.5}$$

Ya da Kesişme zamanını (t_i) aşağıdaki gibi kullanarak:

$$t_i = \frac{2h}{V_1 V_2}\sqrt{V_2^2 - V_1^2} = \frac{2h \ Cos \ \theta}{V_1} \tag{4.6}$$

Burada: h birinci katmanın kalınlığı, V_1 birinci katmanın hızı ve V_2 ikinci katmanın hızıdır.

4.3.1.2. Üç Paralel Katman

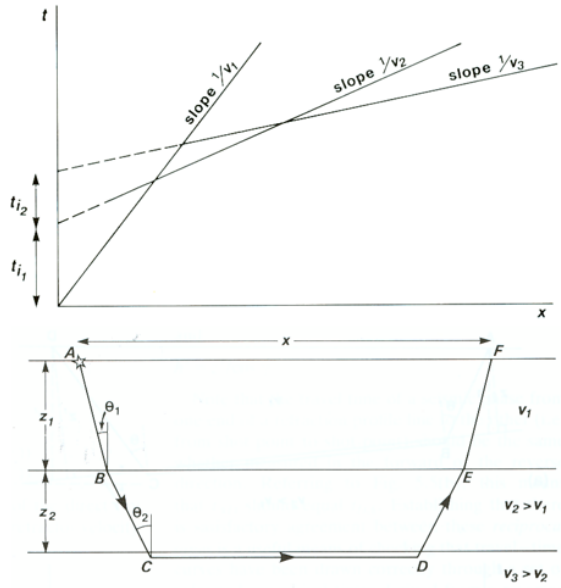
Kesişme Süresine (t_i) dayalı derinlik (h) hesaplamaları aşağıdaki gibidir:

$$h_2 = \frac{t_{i_2}}{2Cos\theta_2} - \frac{h_1\, Cos\theta_1}{2Cos\theta_2\, Sin\theta_1} \tag{4.7}$$

Veya Çapraz Mesafeye (X_{cros}) dayalı olarak aşağıdaki gibi:

$$h_2 = \frac{X_{cros_2}\,(1-sin\theta_2)}{2Cos\theta_2} - \frac{h_1\,(Cos\theta_1 - Cos\theta_1)}{Cos\theta_2\, Sin\theta_1} \tag{4.8}$$

Şekil 4.4. sürecin nasıl işlediğini göstermektedir.



Şekil 4.4. Üç katmanlı bir modelin alt katmanı boyunca kırılan ışın yolu ABCDEF olarak gösterilir (Kearey ve diğ., 2002a).

4.3.1.3. Çoklu Paralel Katmanlar

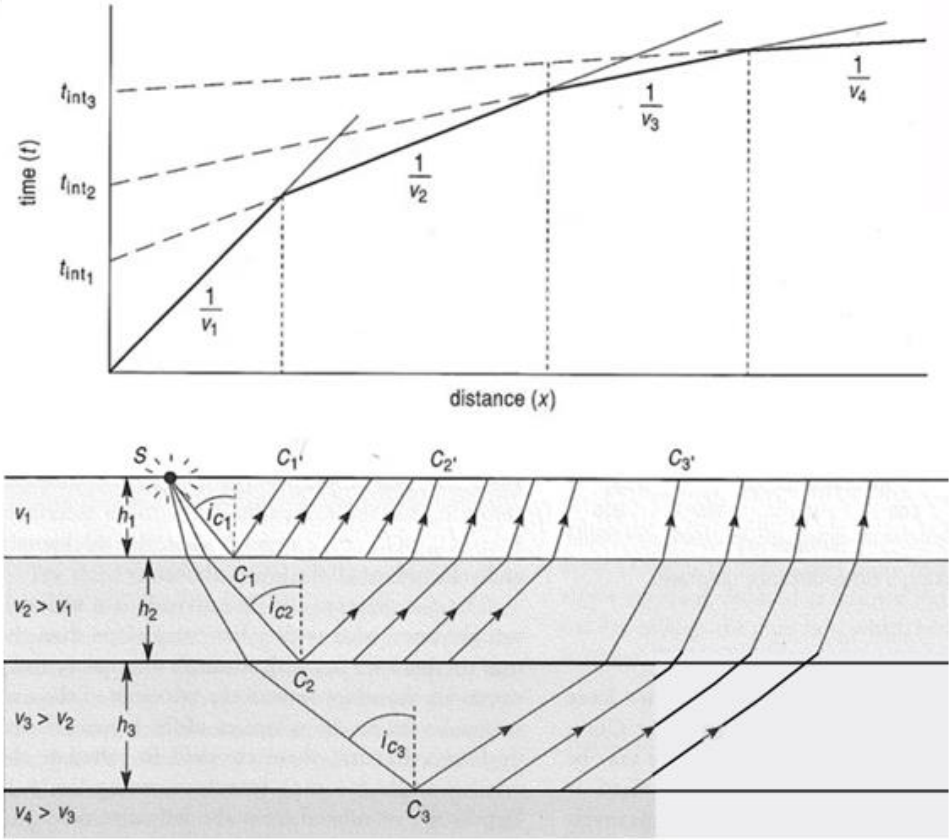
Kesişme Süresine (t_i) dayalı derinlik (h) hesaplamaları aşağıdaki gibidir:

$$h_{(n-1)} = \frac{t_{ni}\, V_{n-1}}{2Cosi_{(n-1)n}} - \frac{V_{n-1}}{Cosi_{(n-1)n}} \sum_{v=1}^{v=n-2} \frac{h_v\, Cosi_{vn}}{V_v} \tag{4.9}$$

Veya Çapraz Mesafeye (X_{cros}) dayalı olarak aşağıdaki gibi:

$$h_{(n-1)} = Xi_{(n-1)} \frac{(1-Sini_{(n-1)n})}{2Cosi_{(n-1)n}} - \sum_{v=1}^{v=n-2} \frac{h_v \lfloor Cosi_{vn} - Cosi_{v(n-1)} \rfloor}{Cosi_{(n-1)n}\, Sini_{v(n-1)}} \tag{4.10}$$

Burada: $ti_{(n-1)}$ katman (n) için kesişme süresini temsil eder, $Xi_{(n-1)}$ iki katmanın kesiştiği kritik mesafeyi temsil eder (n-1) ve (n), $i_{(n-1)n}$ iki katman (n-1) ve (n) arasındaki kritik açıyı ve $V\,n$ (n) katmanının hızını temsil eder (Şekil 4.5).

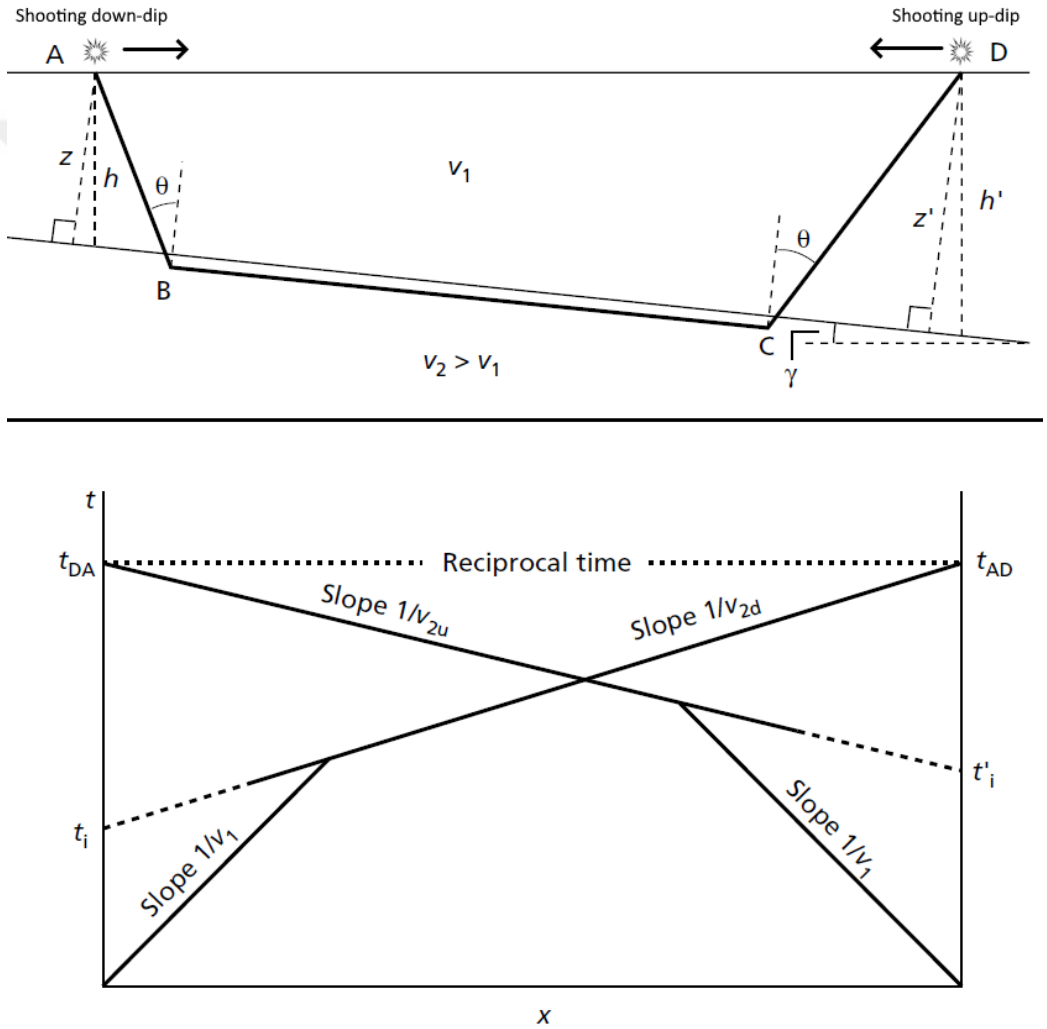


Şekil 4.5. Çoklu katmanların kırılan ışın yolu. Leah Courtland, 2024.

4.3.1.4. Daldırma Katmanı Arayüzü

Eğimli katmanlar söz konusu olduğunda katmanları ayıran yüzeyler eğimli yüzeylerdir ve bu durum sismik dalgaların her iki taraftan geliş hızını etkileyecektir. Katmanlar arasındaki sınırın hızını, derinliğini ve eğim açısını belirlemek için, bir araştırma profilinin uçlarına

yerleştirilmiş iki sismik dalga kaynağına sahip olmak gerekir (Sheriff ve Geldart, 1995a). Katmanlar eğimli olduğunda, hala baş dalgaları üretirler, ancak bu dalgaların hareket etmesi için geçen süre eğim açısından etkilenir. Bu nedenle, yukarı doğru çekim yapıldığında hızın daha fazla olduğu, aşağı doğru çekim yapıldığında ise hızın azaldığı görülmektedir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Eğimli katmanlar durumunda zaman-mesafe eğrisi (Kearey ve diğ., 2002b).

$$Sin(i_c + \gamma) = \frac{V_1}{Vd} \tag{4.11}$$

$$Sin(i_c - \gamma) = \frac{V_1}{Vu} \tag{4.12}$$

Burada: i_c kritik olay açısı ve □ eğim açısıdır.

(4.11) ve (4.12)'yi hesaplayarak kritik olay açısını aşağıdaki gibi elde ederiz:

$$i_c = \frac{1}{2}\left(Sin^{-1}\frac{V_1}{Vd} + Sin^{-1}\frac{V_1}{Vu}\right) \tag{4.13}$$

(4.11) ve (4.12)'yi çıkararak eğim açısını aşağıdaki gibi elde ederiz:

$$\gamma = \frac{1}{2}\left(Sin^{-1}\frac{V_1}{Vd} - Sin^{-1}\frac{V_1}{Vu}\right) \tag{4.14}$$

İkinci katmanların gerçek hızı aşağıdaki denkleme göre belirlenebilir:

$$V_2 = \frac{V_1}{Sini_c} \tag{4.15}$$

A ve B sismik kaynaklarının altındaki ilk katmanın kalınlığı (z) aşağıdaki gibidir:

$$z = t_i \frac{V_1}{2Cosi_c} \tag{4.16}$$

$$z' = t_i' \frac{V_1}{2Cosi_c} \tag{4.17}$$

A ve B sismik kaynaklarının altındaki ayrılmış yüzeye olan derinlik (h) aşağıdaki gibidir:

$$h = \frac{z}{Cos\,\gamma} \tag{4.18}$$

$$h' = \frac{z'}{Cos\,\gamma} \tag{4.19}$$

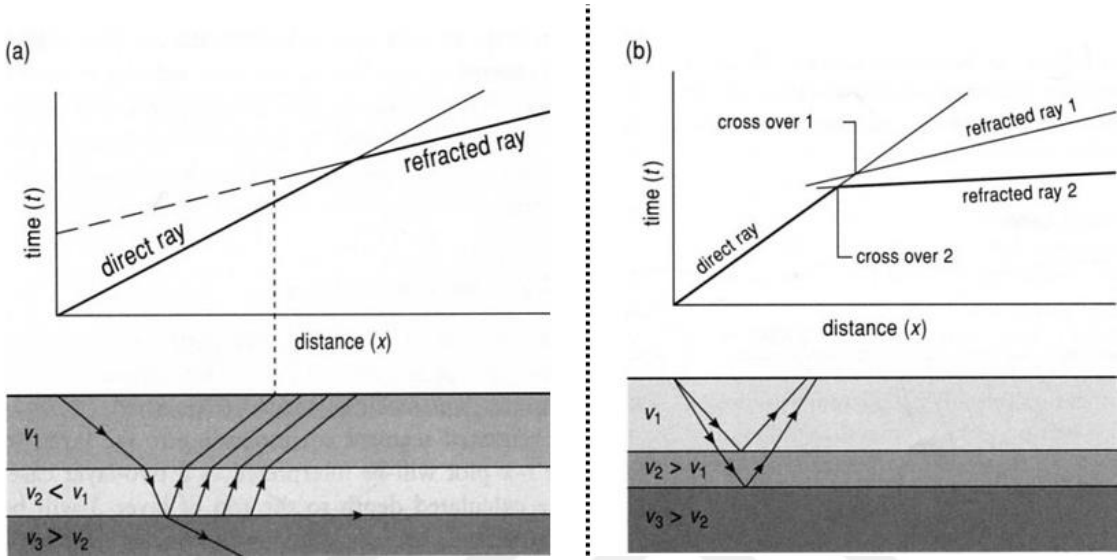
4.4. Sismik Refeksiyon Tomografi Yönteminin Belirsizliği

Sismik kırılma yönteminin yorumlama sonuçlarının yeryüzü katmanlarının kalınlıklarını, derinliklerini ve hızlarını belirlemedeki doğruluğuna rağmen, zaman-mesafe eğrisinde görünmeyen gizli katman sorunu nedeniyle bazen derinliklerin hesaplanmasındaki doğruluğu etkileyen belirsizlikler eşlik etmektedir (Soske, 1959).

4.4.1. Gizli Katman

(Banerjee & Gupta, 1975; Morgan, 1967) mesafe-zaman eğrisinde gizli katmanın bulunmamasının aşağıdaki nedenlere bağlı olduğu konusunda hemfikirdir: 1) Stratigrafik dizideki bir katman, üstündeki katmandan daha düşük bir sismik hıza sahipse, kırılan sismik kayıtla tespit edilemez. Bunun nedeni, yukarıdan gelen dalgalar bu katmana girdiğinde, birinci ve ikinci katmanları ayıran yüzeyde gösterildiği gibi, her zaman aşağıya doğru kaymalarıdır Şekil 4.7(a). Sonuç olarak, tabaka içinde yatay harekete maruz kalmazlar, bu da zaman-mesafe eğrisi üzerinde ikinci tabakaya dair herhangi bir gösterge bulunmamasına neden olur. Bu katmanların varlığı, alt katmanların derinliğinin doğru bir şekilde belirlenmesinde hataya yol açmaktadır. Bunun nedeni, altlarındaki katmanların gerçekte olduklarından daha derin görünmeleridir. Ayrıca, üçüncü katman için kesişme süresinin hesaplanması, ikinci katmanın kalınlığından ve sismik hızından etkilenir. 2) Ortalama hıza sahip katmanın kalınlığı, üstündeki ve altındaki katmanlardan önemli ölçüde daha küçükse. Bu durumda, ikinci katmandan ilk gelişi kaydetmek mümkün değildir çünkü birinci ve

üçüncü hız katmanlarından geliş yüzeydeki tüm alıcılarda (jeofonlarda) çok erkendir (Şekil 4.7(b)).



Şekil 4.7. Sismik kırılma araştırmalarında gizli katmanın ortaya çıktığı durumlar (Christa Merton, 2024).

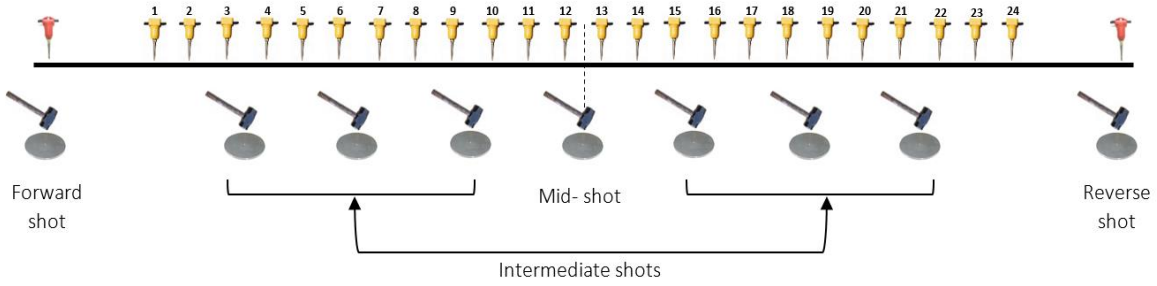
4.5. Veri Toplama ve Ekipman

4.5.1. Genel Bakış

Sismik kırılma tomografisi yöntemi için veri toplama ve ekipman, Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi yöntemiyle aynıdır.

4.5.2. Kaynak ve Alıcıların Konfigürasyonu

Sismik dalgaları üreten sismik kaynağın konumu söz konusu olduğunda, araştırma hattı boyunca kullandığımız çok sayıda atış nedeniyle MASW yönteminden biraz farklıdır. Bu çekimler düz çekim, orta çekim, geri çekim ve ana çekimlerin arasında yer alan ara çekimler olarak adlandırılabilir Şekil 4.8. Her bir atış için istifleme sayısı, çalışmanın amacına ve incelenen alanın koşullarına bağlı olarak farklılık göstermektedir.

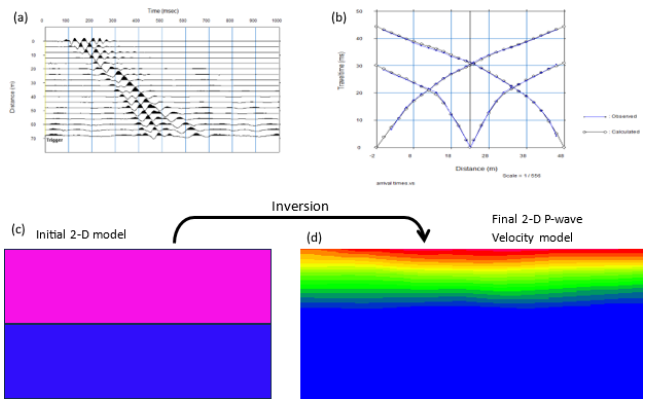


Şekil 4.8. Tipik bir SRT veri toplama düzeni, jeofonların yayılımını ve atış noktalarının konumunu gösterir (kişisel arşiv 2023).

4.6. Veri İşleme

4.6.1. P-dalgası Veri İşleme

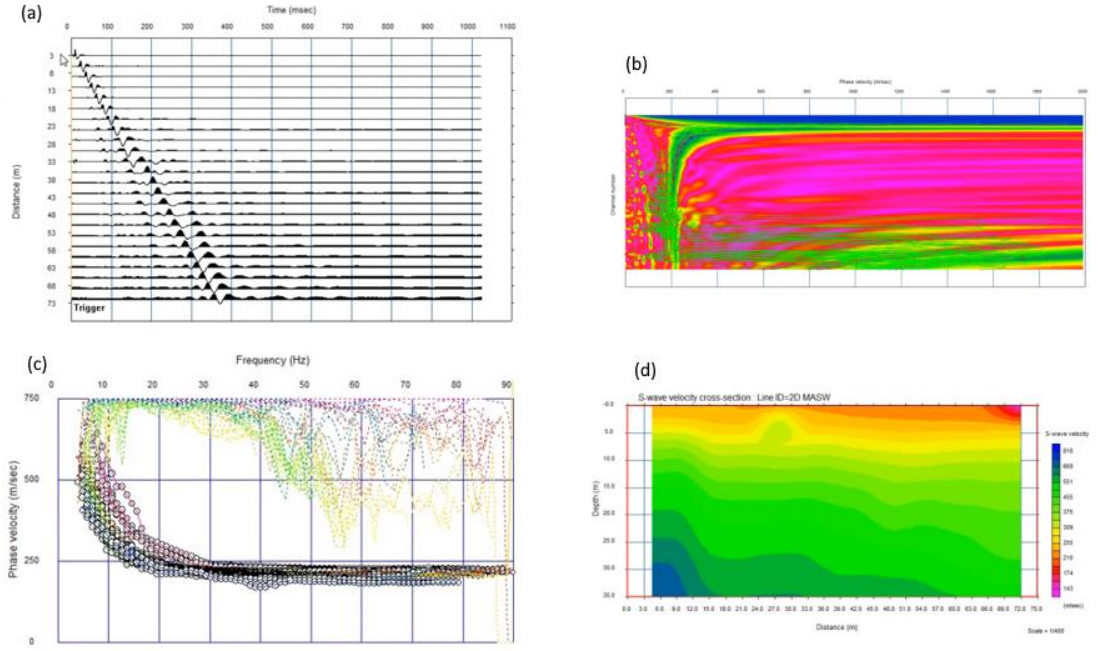
P-dalgası hız modelinin elde edilebilmesi için öncelikle ham verilerden P-dalgasının ilk varış zamanını düz, orta ve geri atışlar olmak üzere üç atış için seçmeliyiz. Daha sonra, P-dalgasının ilk 2 boyutlu hız modelini elde etmek için bazı veri işlemlerini uygulayarak ve ardından ters çevirme işlemini uygulayarak, yorumlamaya yardımcı olan P-dalgasının hızındaki değişiklikleri gösteren nihai 2 boyutlu modeli elde ederiz (Şekil 4.9).



Şekil 4.9. Nihai 2 boyutlu P-dalgası hız modelini elde etmek için tüm veri işleme bu resimde gösterilmektedir. (a) ham verileri göstermektedir. (b) ilk varış zamanını göstermektedir. (c) ilk 2 boyutlu modeli göstermektedir. (d) P-dalgasının nihai 2-D hız modelini göstermektedir.

4.6.2. S-dalgası Veri İşleme

S-dalgası hız modelinin elde edilebilmesi için öncelikle tüm atışların, düz, orta, geri ve ara atışların birlikte işlenmesi gerekmektedir. Ve sonra, tüm çekimler için dağılım eğrdüzni birlikte elde etmeliyiz. Daha sonra, nihai 2 boyutlu S-dalgası hız modelini elde etmek için ters çözüm fonksiyonunu başlangıç modeli üzerinde çalıştırın (Şekil 4.10).



Şekil 4.10. Nihai 2 boyutlu S-dalgası hız modelini elde etmek için tüm veri işleme bu resimde gösterilmektedir. (a) ham verileri göstermektedir. (b) her bir atış için dağılım eğrilerinin ayrı ayrı işlenmesi. (c) tüm çekimler için işlenmiş tüm dağılım eğrilerini birlikte göstermektedir. (d) nihai 2 boyutlu S-dalgası hız modelini göstermektedir.

5. ELEKTRİKSEL REZISTIVITE TOMOGRAFİSİ

5.1. Genel Bakış

Elektriksel Özdirenç Tomografisi (ERT), Dünya yüzeyinde ölçümler yaparak yeraltının özdirenç dağılımını ölçmek için kullanılan sofistike bir jeofizik tekniğidir. ERT verdüz, otomatik bir çok elektrotlu özdirenç ölçer kullanılarak verimli bir şekilde toplanır. ERT profilleri, dirençliliğin (ohm-metre cinsinden ölçülen) derinlikle değişimini gösteren modellenmiş iki boyutlu bir grafikten oluşur. Özdirenç ölçümleri AC (alternatif akım) veya DC (doğru akım) olmak üzere iki şekilde gerçekleştirilebilir.

Elektriksel Özdirenç Tomografisi (ERT), zemintaki litolojik değişiklikler, yeraltı suyunun varlığı, kırık bölgeleri, zemin doygunluğundaki dalgalanmalar, yüksek tuzluluk oranına sahip bölgeler ve bazı durumlarda yeraltı suyu kirliliği gibi jeolojik ayrımları doğru bir şekilde belirlemek için kullanılabilir. ERT, ana kayanın derinliklerini ve şekillerini belirlemek için yararlı bir yöntemdir. Bununla birlikte, birçok jeolojik ortamda, MASW veya SRT ana kayanın üst yüzeyini haritalamak için daha uygundur. Elektriksel Özdirenç Tomografisi (ERT) mağaralar, karstik oluşumlar ve düdenler gibi yeraltı boşluklarının doğru bir şekilde haritalanması için sıklıkla en uygun seçimdir. Elektriksel yaklaşım, sismiğe benzer şekilde, 1D (düşey elektriksel sondaj), 2D (profil) veya 3D (hacim) topografya üretebilir.

5.2. Görünür Özdirenç

Zemin direnci, mineral ve sıvı bileşimi, gözeneklilik ve kayadaki su doygunluk seviyesi gibi jeolojik faktörlerden etkilenir. Bir Elektriksel Özdirenç Tomografisi (ERT) araştırması, elektrotların dünya yüzeyi üzerinde düzenli aralıklarla yerleştirilmesini içerir. Daha sonra iki akım elektrodu (A ve B) aracılığıyla dünyanın iç kısmına bir elektrik akımı enjekte edilir. Ortaya çıkan voltaj farkı iki potansiyel elektrotta (M ve N) ölçülür. Bundan sonra, gerilim farkı (ΔV) ve akım (I) bilindiğinde, Ohm yasasını kullanarak zemin malzemelerinin eşdeğer direncini (R) aşağıdaki gibi hesaplayabiliriz:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \tag{5.1}$$

Hesaplanan eşdeğer direnç (R), yeraltı malzemelerinin tutarlı ve baştan sona aynı bileşimde olduğunu gösterir. Dört elektrotlu düzenekle ölçülen özdirenç, homojenliklerine göre değişebilen farklı litolojdüzn ve yeraltı yapılarının varlığıyla belirlenir. Elektrot aralıklarının düzenlenmesi, bir ERT çalışmasının tasarımı, analizi ve yorumlanmasında çok önemli bir rol oynar. Daha sonra, görünür özdirenç (ρa), direncin aşağıdaki gibi geometrik bir faktörle çarpılmasıyla belirlenir:

$$\rho_a = k\,\frac{V}{I} \tag{5.2}$$

Burada ρ_a görünür özdirenç ve k geometrik faktör denklemidir (5 7) (Loke, 1999). Şekil 5.1. (M ve N)'deki elektrik potansiyeli, elektrotların geometrisi göz önünde bulundurularak ve aşağıdaki denklem kullanılarak belirlenebilir:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B}\right) \tag{5.3}$$

Benzer şekilde,

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B}\right) \tag{5.4}$$

M ve N elektrotları arasındaki potansiyel fark (ΔV) aşağıdaki denklem kullanılarak hesaplanır:

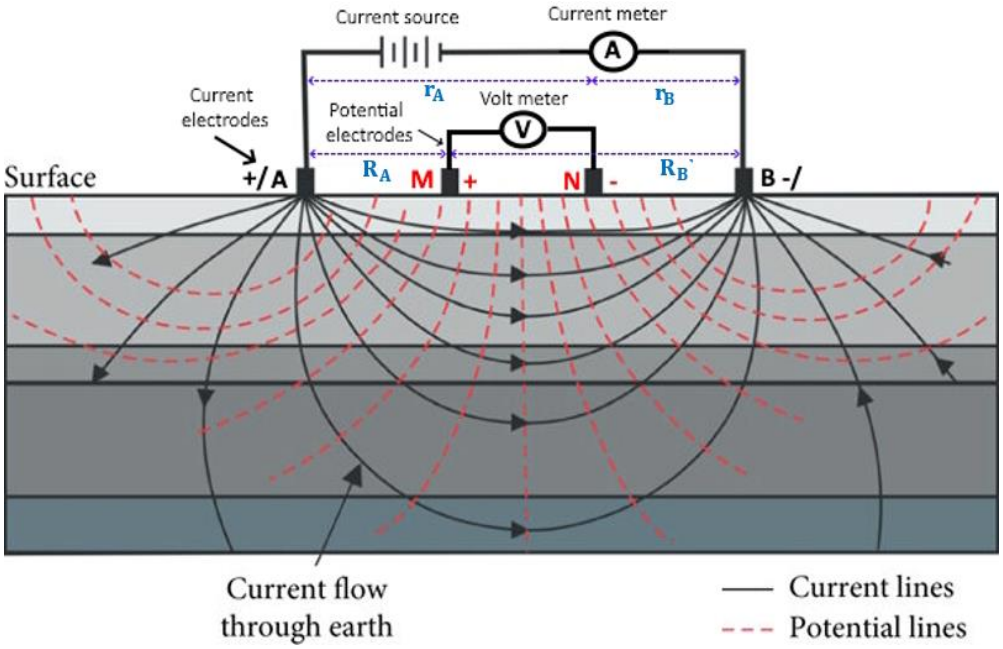
$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi}\left\{\left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B}\right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B}\right)\right\} \tag{5.5}$$

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I\left(\left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B}\right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B}\right)\right)} \tag{5.6}$$

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B}\right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B}\right)} \tag{5.7}$$

Son olarak, görünür özdirenç aşağıdaki gibi yeniden yazılabilir:

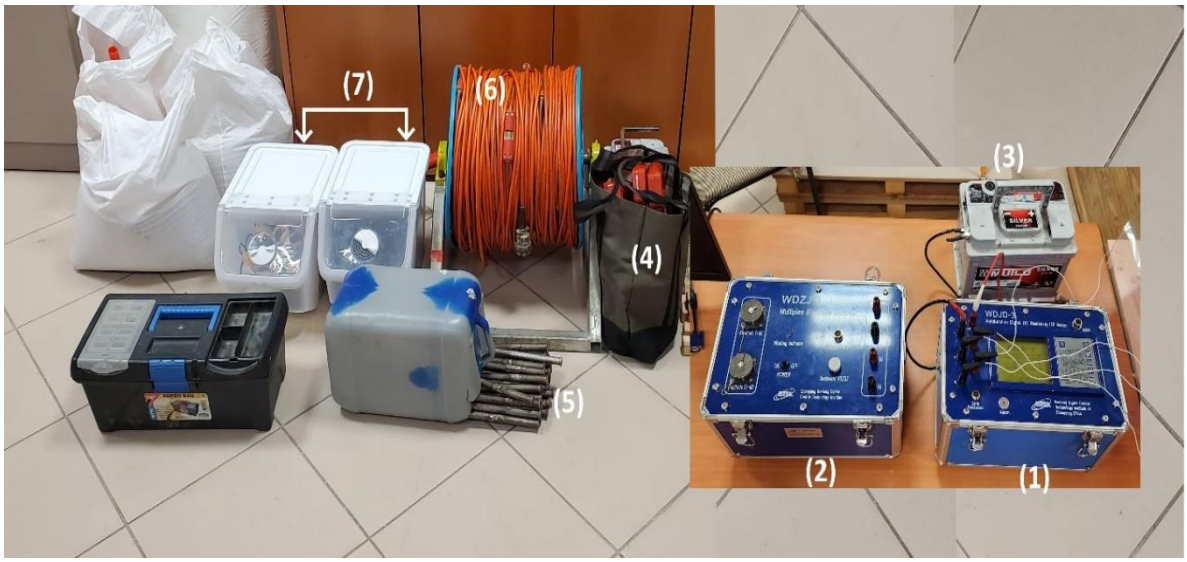
$$\rho_a = kR \tag{5-8}$$



Şekil 5.1. ERT yönteminin ana prensibi, saha kurulumunu ve veri toplama için gerekli ekipmanı gösterir (Nisar ve diğ., 2023).

5.3. Veri Toplama ve Ekipman

Sahada ERT verdüzni toplamak için tipik olarak elektrotlara, uzun kablolara, bir güç kaynağına (pil), çok yönlü bir elektrot değiştiriciye, çok işlevli bir dijital DC direnç ölçere ve metrik şerit metreye ihtiyacımız vardır Şekil 5.2. Elektrot dizisinin düzenine ve araştırmaların derinliğine çalışmanın amacına göre karar verilir.



Şekil 5.2. ERT yöntemi için veri toplamak üzere gerekli saha ekipmanı. (1) çok işlevli dijital DC özdirenç ölçer, (2) multipleks elektrot değiştirici, (3) bir güç kaynağı, (4) metrik şerit metre, (5) elektrotlar, (6) uzun kablolar ve (7) elektrotları kabloya bağlamak için bazı klipsler (kendi kendine arşivlenen 2023).

5.3.1. Elektrot Dizisi Yapılandırmaları ve Hassasiyetleri

ERT araştırmaları, araştırmanın belirli hedefleri ve özelliklerine göre belirlenen çeşitli konfigürasyonlar ve elektrot aralıkları kullanılarak gerçekleştirilebilir. İnceleme derinliği, elektrotların mesafesine ve geometrisine bağlıdır, çünkü daha büyük elektrot ayrımları, daha derin bölgelerden toplu özdirenç okumalarına neden olur. Dizilim türleri arasında Wenner, Schlumberger, dipol-dipol, kutup-kutup, kutup-dipol ve ekvatoral dipol-dipol bulunmaktadır (Loke ve Dahlin, 2002). Bazı diziler akım ve potansiyel elektrotların bir kombinasyonunu kullanırken, birkaçı zemin malzemelerinin elektriksel özelliklerindeki yanal ve düşey değişimleri görüntülemek ve 2D ve 3D'de anormal maddeleri keşfetmek için yalnızca tek bir

akım veya potansiyel elektrot kullanır. Şekil 5.3 (a-h) şu anda kullanılmakta olan bazı dizdüzn konfigürasyonlarını ve bunların hem yanal hem de düşey değişikliklere karşı duyarlılıklarını göstermektedir.

Wenner dizisi üç farklı tipten oluşmaktadır: (A M N B) konfigürasyonlu Wenner-Alpha (α), (B A M N) konfigürasyonlu Wenner-Beta (β) ve (A M B N) konfigürasyonlu Wenner-Gamma (γ) Şekil 5.3 (a,b, ve c). Wenner dizisi, dizinin merkezi noktasını sabit tutarken elektrotlar arasındaki aralığı ayarlayarak yüzey altı katmanların özdirencini belirlemek için kullanılır. Wenner dizdüz, dizinin merkezinin altındaki yeraltı özdirencindeki düşey değişikliklere nispeten daha az duyarlıdır; buna göre, özellikle yüzeye yakın zemin katmanlarındaki yatay değişiklikleri çözmede iyidir (Maślakowski ve ark., 2014). Ayrıca, en güçlü sinyal gücüne sahiptir; bu nedenle gürültülü ortamlarda kullanım için idealdirler.

Schlumberger dizisi, elektrot konumlandırma açısından Wenner-α dizisi ile karşılaştırılabilir; her iki dizide de A, M, N ve B adlı elektrotlar kullanılmaktadır. Ancak, Schlumberger dizisinde, potansiyel elektrotlar M ve N arasındaki aralık, mevcut elektrotlar A ve B arasındaki aralığın beşte biri (1/5) kadardır Şekil 5.3 (d). dizinin merkezinin altındaki yeraltındaki düşey değişikliklere karşı yüksek hassasiyete sahiptir. Ayrıca, Wenner dizisine göre daha iyi çözünürlüğe, daha fazla penetrasyon derinliğine ve daha az zaman alan saha kurulumuna sahiptir. Bu dizinin düşey kapsama alanı Wenner-α dizisine kıyasla biraz daha iyidir. Bununla birlikte, bu dizinin düşey menzili dipol-dipol dizisine kıyasla daha sınırlıdır (Loke & Dahlin, 2002). Schlumberger dizisi, her ölçüm sırasında akım elektrotları A ve B arasındaki mesafeyi kademeli olarak artırırken, potansiyel elektrotları M ve N'yi ölçülen voltaj doğru bir şekilde belirlenemeyecek kadar küçük olana kadar sabit tutmayı içerir. Bu durumda, M ve N elektrotları farklı bir mesafeye yerleştirilir.

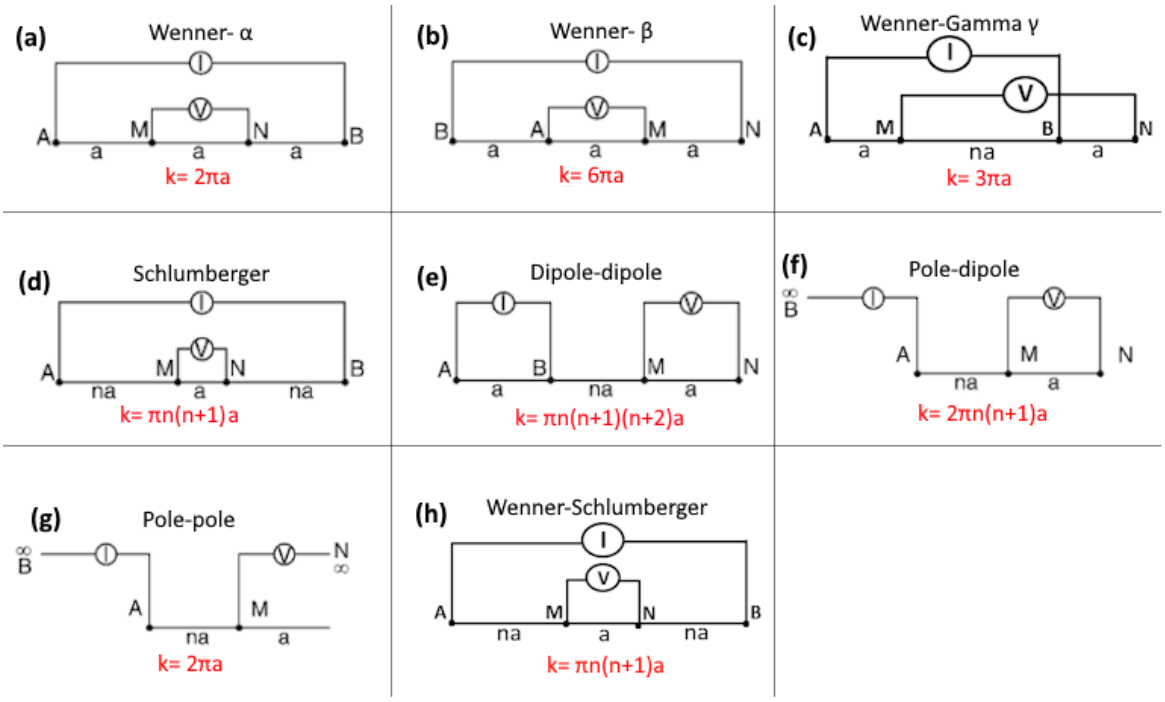
Dipol-dipol konfigürasyonu, minimum elektromanyetik kuplajı ve derinlik sondajındaki etkinliği nedeniyle direnç ve IP araştırmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Dipol-dipol dizilimi B A M N düzeninde yapılandırılmıştır Şekil 5.3 (e). Dizi, her bir dipol çiftindeki elektrotlar arasındaki yatay değişimlere ve direnç değişimlerine karşı büyük duyarlılığı nedeniyle magmatik dayklar ve boşluklar gibi düşey yapıların haritalanması için çok

uygundur. Bununla birlikte, eşikler ve tortul tabakalar gibi yatay yapıları tanımada daha az etkilidir (Loke ve Dahlin, 2002; Maślakowski vd., 2014).

Kutup-dipol dizisi, Wenner ve Wenner-Schlumberger dizdüzne göre daha zayıf olmasına rağmen dipol-dipol dizisine kıyasla daha yüksek bir sinyal yoğunluğu sergilemektedir. Kutup-dipol dizisi elektrotları, B'nin elektrotlar arasındaki normal boşluktan biraz daha uzakta konumlandırılması haricinde A M N konfigürasyonunda düzenlenmiştir Şekil 5.3 (f). Kutup-kutup dizisi, P1 ve P2 elektrotlarının araştırma profili içindeki yakınlığı nedeniyle gürültüye karşı daha az hassastır.

Kutup-kutup dizisi diğer dizilere kıyasla daha az kullanılmaktadır. Kutup-kutup dizisi, kaynak olarak A elektrodu ve alıcı olarak M elektrodu ile kurulur. B ve N elektrotlarının A ve M arasındaki boşluğun 20 katından daha büyük mesafelere yerleştirilmesi gerekir Şekil 5.3(g). Bu dizi, geniş yatay kapsama alanı ve kapsamlı derinlik çalışmaları sağlar. Bununla birlikte, elde edilen veriler, M ve N elektrotları arasındaki önemli mesafeden kaynaklanan tellürik gürültü nedeniyle önemli ölçüde tehlikeye girmektedir. Sonuç olarak, bu durum yetersiz bir yüzey altı ters çözüm modeline ve yüzey altı yapılarının bulanıklaşmasına yol açmaktadır. Sonuç olarak, dizi öncelikle oldukça mütevazı elektrot aralıkları içeren araştırmalarda kullanılmaktadır.

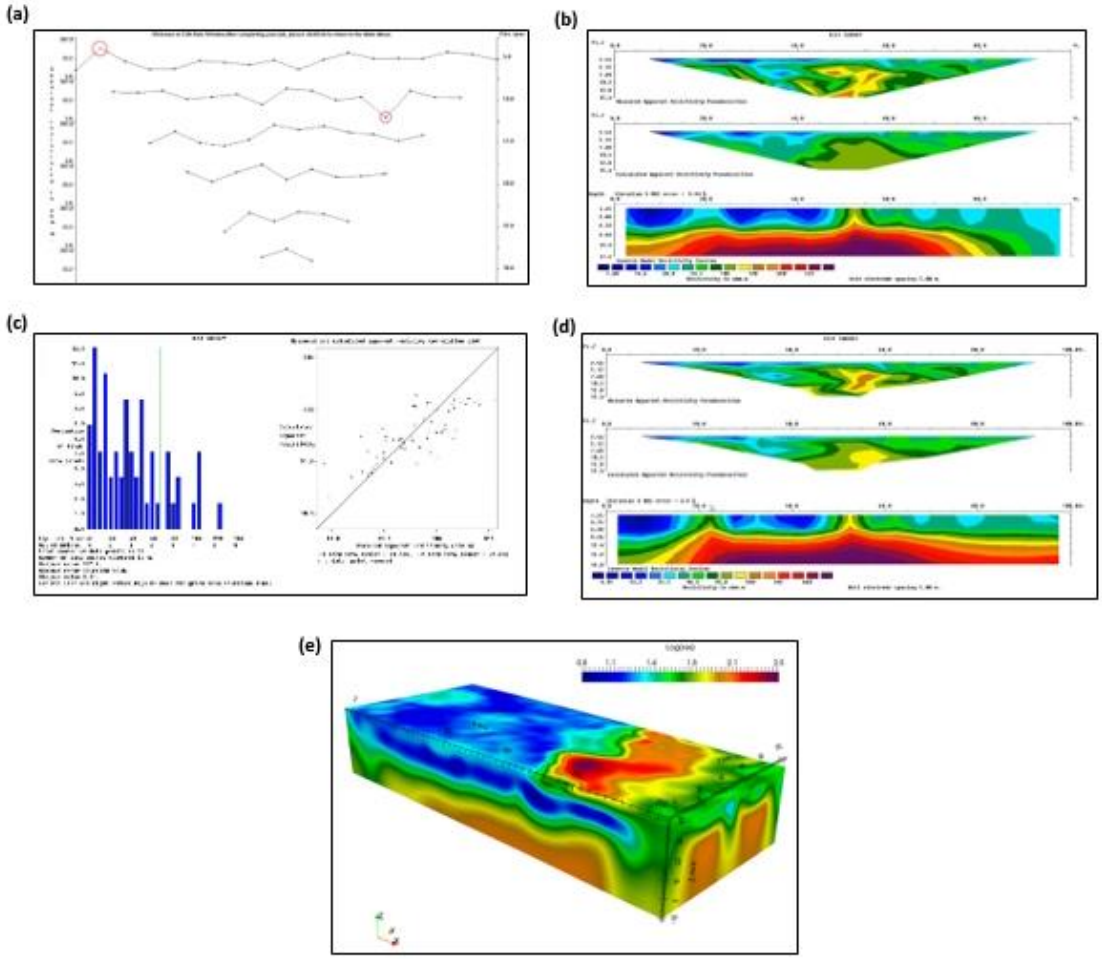
Wenner-Schlumberger dizisi, Wenner-alfa (α) ve Schlumberger dizdüznin bir kombinasyonudur, ancak A ve B noktaları arasındaki mesafe aynı olduğunda Wenner dizisine kıyasla daha büyük bir ortalama araştırma derinliğine sahiptir Şekil 5.3(h). Bu dizi hem yatay hem de düşey yapılara karşı orta düzeyde bir hassasiyete sahiptir. Sonuç olarak, her iki jeolojik özelliğin de haritalanması gereken bölgelerde ayrıntılı bir profil oluşturmak için kullanılabilir. Wenner-Schlumberger dizisi, Wenner dizisine kıyasla daha düşük sinyal gücü ve biraz daha geniş bir yatay veri kapsamı sergiler, ancak dipol-dipol dizisine kıyasla daha yüksek sinyal gücü ve daha dar bir yatay veri kapsamı gösterir.



Şekil 5.3. Çeşitli elektrot dizilimleri ve geometrik faktörleri (Efendi, 2022).

5.4. Veri İşleme

Toplanan veriler analiz için bir bilgisayara aktarılır. Gözlemlenen veriler, RES2DINV yazılımı gibi ERT veri analiz yazılımlarından biri kullanılarak araştırmadan sinyal gürültüsünü gidermek, özdirenç okumalarını düşey ve yatay konumlarla ilişkilendirmek ve 2D görüntüleme olarak gerçek zemin özdirencinin kesitsel bir modelini sağlamak için bir ters çevirme yaklaşımına tabi tutulur. Veri işleme, yeraltının simüle edilmiş bir modelini oluşturmak için yinelemeli bir prosedürdür ve bu model daha sonra gözlemlenen verilerle karşılaştırılır. Eşleştirme, hesaplanan ve gözlemlenen verdüz eşleştirmek için doğrusal olmayan en küçük kareler optimizasyonu kullanılarak elde edilir. Gözlenen ve hesaplanan modeller arasındaki uyum seviyesi, RMS hatası ile gösterildiği gibi gerçek özdirenç modelinin geçerliliğinin bir göstergesi olarak hizmet eder. Tek bir özdirenç araştırma (profil) hattı, Şekil 5.4(d)'de gösterildiği gibi 2 boyutlu bir kesit oluşturma kapasitesine sahiptir. Öte yandan, çok sayıda yakın profil kullanarak Şekil 5.4(e)'de gösterildiği gibi 3 boyutlu bir model oluşturmak mümkündür.

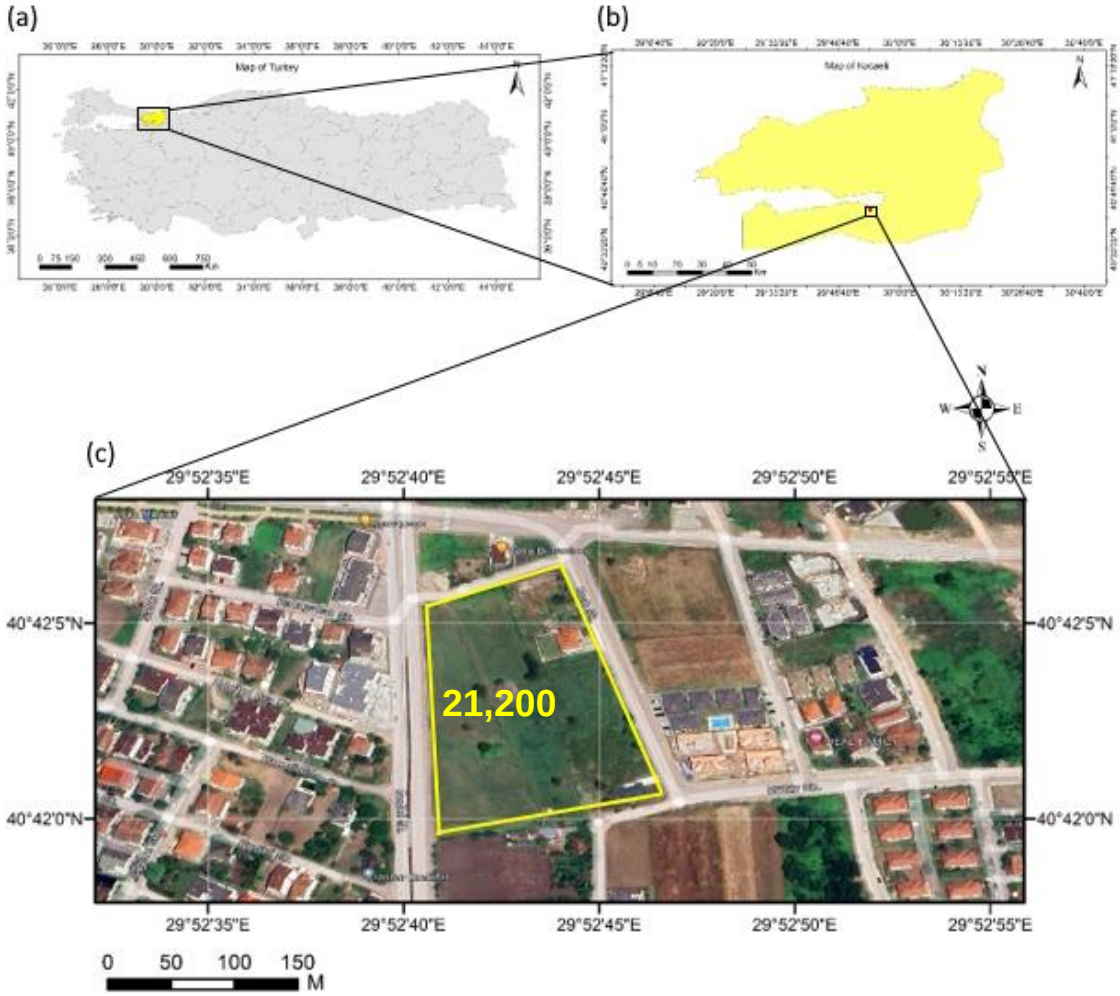


Şekil 5.4. ERT veri sürecinin tamamı bu resimde gösterilmektedir. (a) istenmeyen okumaların (spiking) yok edilmesi. (b) 2 boyutlu görüntüleme elde etmek için ters çözümün çalıştırılması. (c) gürültüyü azaltmak için bazı veri işlemlerinin uygulanması. (d) nihai 2 boyutlu tomografi. (e) çoklu ve yakın profiller kullanılarak yeraltının nihai 3 boyutlu tomografisi (kendi kendine arşivlenen 2023).

6. JEOFİZİK YÖNTEMLERİN ARAZİ UYGULAMALARI

6.1. Çalışma Alanının Konumu

Türkiye 38.9573415° N enleminde ve 35.240741° E boylamında yer almaktadır (Şekil 6.1a). Kocaeli İli, Türkiye'nin batı kesiminde 40.766666° N enlemi ve 29.916668° E boylamında yer almaktadır (Şekil 6.1b). Çalışma alanı, Kocaeli şehrinin güneydoğusundaki Yazlık Bölgesi'nde, (29° 52' 35" - 29° 52' 55'" E) boylamları ile (40° 42' 0" - 40° 42' 5" N) enlemleri arasında yer almaktadır Şekil 6.1(c) ve sarı kare ile gösterilen yaklaşık 21.200 m²'lik bir alanı kapsamaktadır.

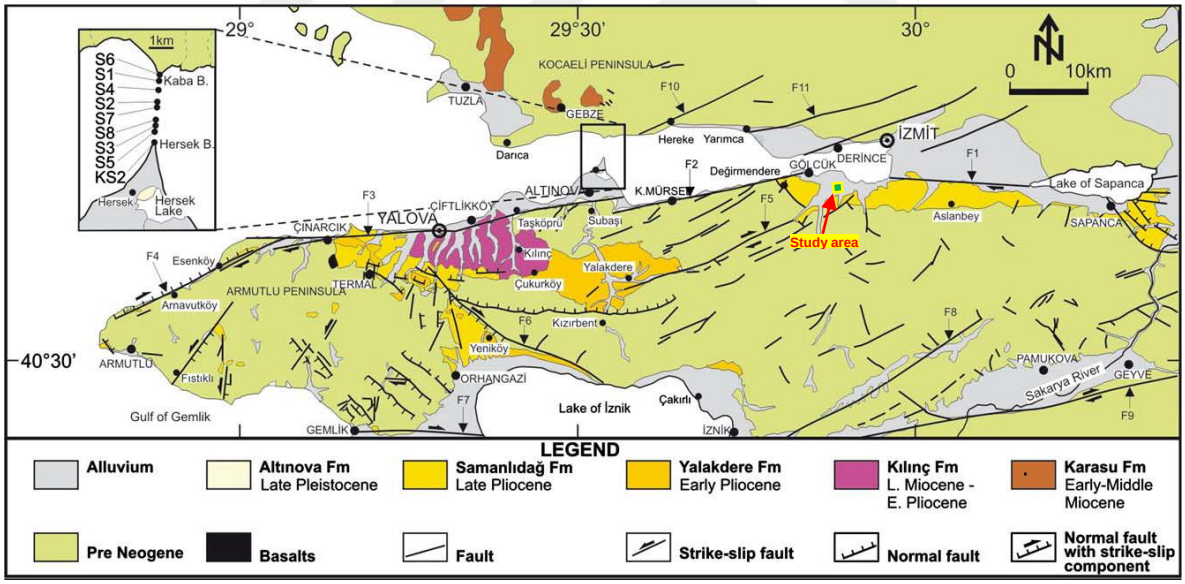


Şekil 6.1. (a) Türkiye haritası, (b) Kocaeli haritası ve (c) Yazlık bölgesindeki çalışma alanının haritası.

6.2. Çalışma Alanının Jeolojik Ortamı

6.2.1. Stratigrafi

İzmit Körfezi'nde ve çalışma alanında kıyı ve iç bölgelerde Alüvyal Tortular mevcuttur (Şekil 6.2). Kıyı alanları çoğunlukla deltaik, plaj ve bataklık çökelleri ile karakterize edilir (Emre et al. 1998). Delta çökelleri esas olarak İzmit Körfezi'nin güney kıyısında bataklık çökelleri hakimdir. İzmit Körfezi'nin doğu kıyısında. Hinterland alanla rı körfez alüvyon yelpazesi, taşkın düzlüğü ve kanal dolgu birikintileri (Emre ve ark. 1998), meydana gelir ağırlıklı olarak Sakarya ve Yalakdere Nehri ve çevresinde kanallar. Alüvyal yelpaze oluşumları da Sapanca ve _İznik'in güney ve kuzey kıyıları Göller, sırasıyla (Emre ve ark. 1998). Ayrıca, çalışma alanının çevresi faylarla doludur ve bu da bölgenin sismik olarak aktif olduğunu göstermektedir.

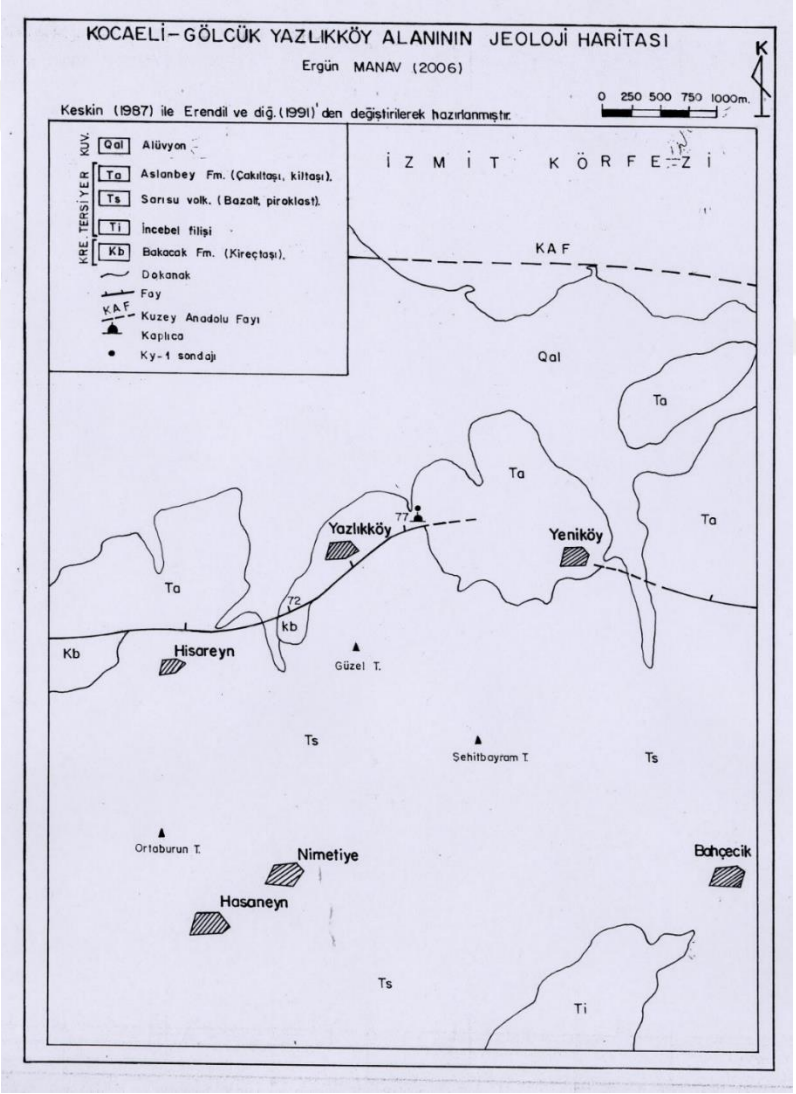


Şekil 6.2. Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası (Okyar et al., 2008).

6.2.2. Yapısal Jeoloji

Genellikle Alp Orojenezinin etkisinde kalmış olan çalışma alanımızı çevreleyen, muhtelif faylar mevcuttur. Ekserisi Pliyosen sonrası hareketlerle oluşan bu faylar, bazen çok uzun mesafelerde izlenebilmektedir ki, bunların en önemlisi alanımızın kuzeyini kat eden Kuzey Anadolu Fayı'dır (KAF). Çalışma alanımıza doğudan Bahçecik kuzeyinden giren bu fay,

batıya doğru Değirmendere'ye kadar takip edilebilmektedir. Genelde Pliyosen-Volkanik kontağında izlenen Kuzey Anadolu Fayı, bazen Pliyosen içinde de görülür. Pliyosen-Volkanik kontaktı, fay zonlarında aşırı kırıklı olup, tabakalanma aşırı değişkendir. Doğrultu ve eğimler sık sık değişmektedir. Ayrıca, fay hattı boyunca heyelanlar görülür. Fay, çalışma konumuz olan Yazlıkköy Kaplıcası'nın oluşumunu sağlayan birinci derecede faktördür. Diğer önemli iki fay ise NE-SW doğrultulu Hisar Dere ve Beyoğlu Dere faylarıdır. topoğrafya farklılıkları, birçok fayın daha olabileceğini göstermektedir. Bunlar ancak jeofizik çalışmalar eşliğinde aydınlatılabilir (Şekil 6.3).



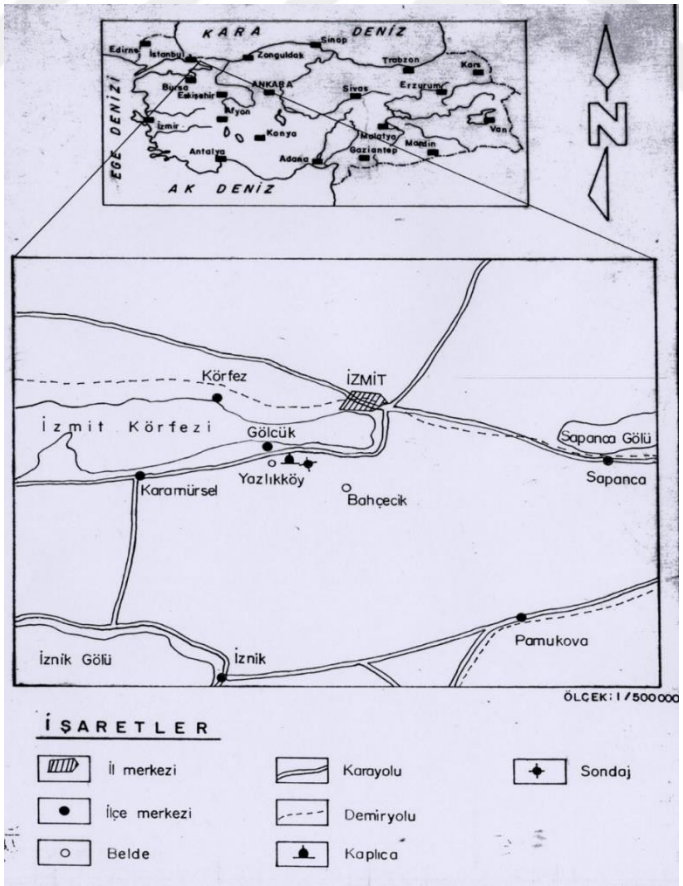
Şekil 6.3. Kocaeli-Gölcük-Yazlık jeolojik haritası (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), 2006).

6.2.3. Hidrojeoloji

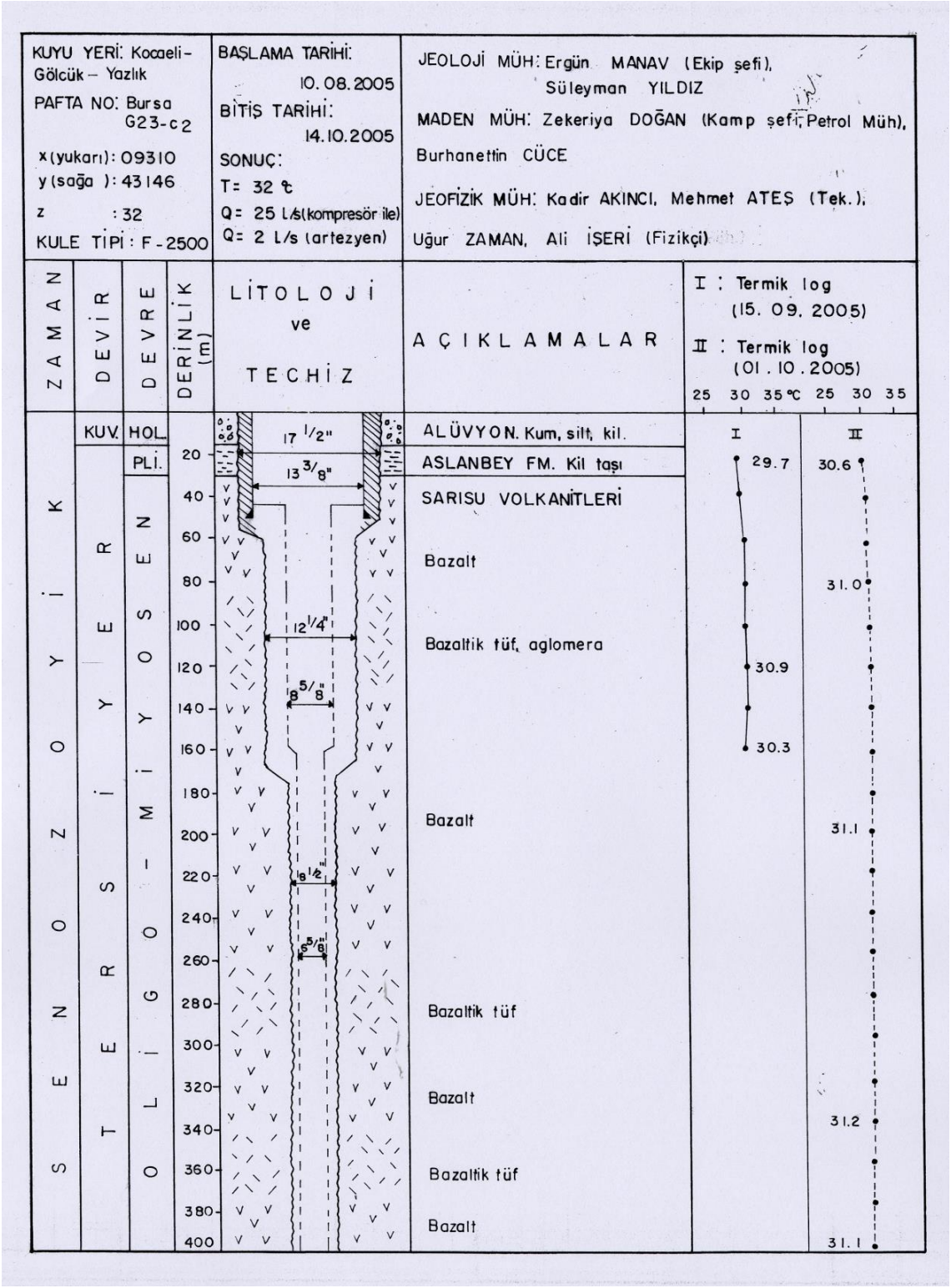
Bölgede, Kretase kireçtaşları ve Neoje'nin kumlu ve çakıllı seviyeleri akifer oluşturmaktadır. Volkanik alanlarda, lavların yoğun olduğu seviyeler yeraltı suyu barındırır. Yazlıkköy Ilıcası'nın sıcak suyunun hazne kayası da bu lavlardır.

6.2.4. Kocaeli-Gölcük-Yazlık KY-1 jeotermal sondajı

Kocaeli-Gölcük-Yazlık KY-1 jeotermal sondajı, Kocaeli ili Özel İdare Müdürlüğü ile MTA Genel Müdürlüğü arasında 2006'da yapılan bir sözleşme kapsamında açılan ilk kuyudur Şekil 6.4. Bu sondajda, yüzeyden itibaren 18 metre alüvyon tabakası geçildikten sonra, 27 metreye kadar Aslanbey formasyonuna ait killer kesilmiştir. 27. metreden kuyu tabanı olan 400. metreye kadar ise Sarısu volkanitlerine ait bazalt ve piroklastik kayaçlar delinmiştir (Şekil 6.5).



Şekil 6.4. KY-1 sondaj kuyusunun konum haritası (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), 2006).



Şekil 6.5. KY-1 sondaj kuyusunun kuyu logu (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), 2006).

6.3. Araştırma Amaçları

Bu çalışmanın temel amacı, çalışma alanındaki sığ mühendislik özelliklerini araştırmak ve yeraltı yapısının görselleştirilmesini iyileştirmek için Sismik Kırılma Tomografisi, Elektrik Özdirenç Tomografisi ve Sismik Dalgaların Çok Kanallı Analizi olmak üzere üç jeofizik tekniği entegre etmek ve aşağıdaki hedefleri belirlemektir:

- Yeraltı katmanlarının kalınlığı ve litolojisi
- Eğer varsa, çalışma alanında bir fraksiyon zonuna sahip olma potansiyeli.
- İncelenen zemini sınıflandırmak için kayma dalgası hızı (Vs 30m) (zemin dinamikleri)
- Jeotermal potansiyelleri ve bunların sığ derinlikler üzerindeki etkilerini araştırmak.

6.4. Çalışma Alanında MASW Yönteminin Uygulanması

6.4.1. Veri Toplama ve Ekipman

Bu çalışmada, aktif kaynak MASW yöntemi doğrusal yayılma tipi ile uygulanmıştır. Aşağıdaki Tablo 6.1 bu çalışmada kullanılan veri toplama parametrelerini göstermektedir. Şekil 3.7 (a)'da gösterildiği gibi, düzenleme türü olarak, kaynak hareketli iken alıcılar sabittir. MASW araştırmasının çeşitli profil uzunlukları kullanılarak uygulanmasının arkasındaki neden, arazi koşulları ve çalışma alanının sınırlı alanıdır. Çalışma için kullanılan ekipmanlar bir sismik kayıt cihazı, uzun kablosu ile tetikleyici jeofon, uzun kablo, 4,5 Hz'lik 24 jeofon, 10 kg'lık balyoz ve sismik dalgaları üretmek için yuvarlak bir plakadır (Şekil 3.2).

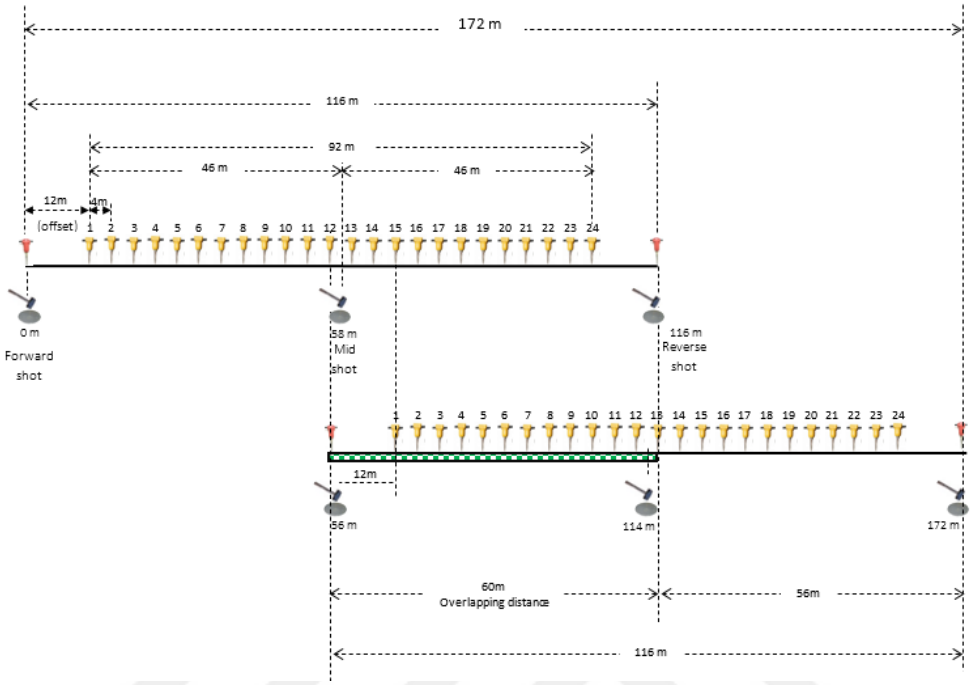
Tablo 6.1. Farklı profiller için MASW araştırmasının ana saha parametreleri

Profil No.	Yayılma uzunluk (m)	Kaynak (kızak-çekiç kg)	Sayı her profil için çekim sayısı	Kaynak-Alıcı Ofseti (m)	Alıcı Aralığı (m)	Alıcı Frekansı (Hz)	Jeofon Sayısı	Kayıt Uzunluğu (ms)	Örnekleme Aralığı (ms)
1,2,3	2*92 Örtüşen	10	3	12	4	4.5	24	1000	2
4,5	46	10	3	2	2	4.5	24	1000	2
6,7,8,9	87	10	3	9	3	4.5	24	1000	2

6.4.1.1. Kaynak ve Alıcıların Konfigürasyonu

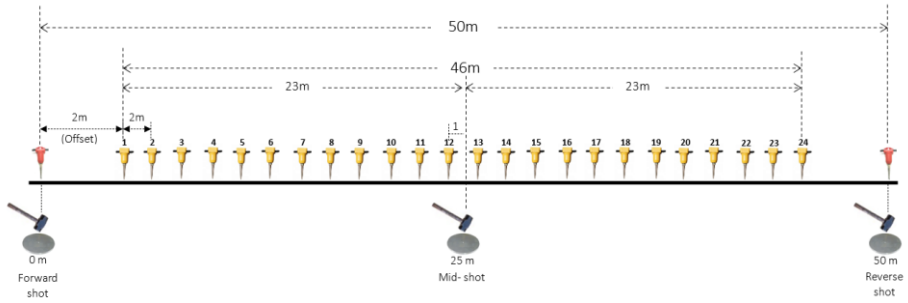
Çalışma alanı Şekil 6.1(c)'de gösterildiği gibi yaklaşık 21.200 m²'lik bir alanı kapsamaktadır. Bu çalışmada, MASW yöntemi için çalışma alanını daha iyi kapsayacak şekilde çeşitli uzunluklarda 9 profil uygulanmıştır. Bu profillerin dağılımı aşağıdaki gibidir: 1) kuzeyden güneye doğru, her bir profil için toplam 172 m uzunluğunda, üst üste binmiş üç uzun profil Şekil 6.6 (kırmızı renkle 1,2 ve 3 numara ile gösterilmektedir). Her profil üst üste binmiş iki yayılımdan oluşmaktadır, her yayılımın uzunluğu 116 m'dir (düz, orta ve geri atışlar dahil) ve üst üste binen yayılım mesafesi 60 m'dir. İlk yayılma için üç atış yapılmış ve ofset mesafesi 12 m ve jeofon aralığı 4 m olmuştur. Üst üste binen ikinci yayılma için, ilk atışın kaynağı 56 m'den başlayarak üç atış yapılmış ve ofset 12 m ve jeofon aralığı 4 m'dir (Şekil 6.7).

Şekil 6.6. Çalışma alanındaki MASW ve SRT yöntemleri için profillerin konumu.



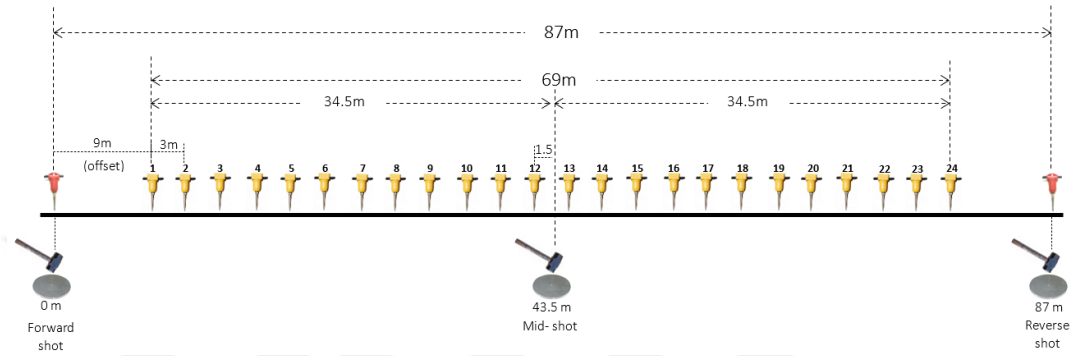
Şekil 6.7. MASW yönteminin çalışma alanının ilk üç profilinin üst üste bindirilmiş konfigürasyonu.

2) doğudan batıya her profil için toplam uzunluğu 50 m olan iki profil Şekil 6.6 (yeşil renkle 4 ve 5 numara ile gösterilmektedir). Bu iki profil için üç atış yapılmış ve aşağıda Şekil 6.8. gösterildiği gibi çalışma alanının sınırlı mesafesi nedeniyle ofset 2 m jeofon aralığı ile 2 m olmuştur.



Şekil 6.8. MASW yönteminin 4. ve 5. profillerinin konfigürasyonunu göstermektedir.

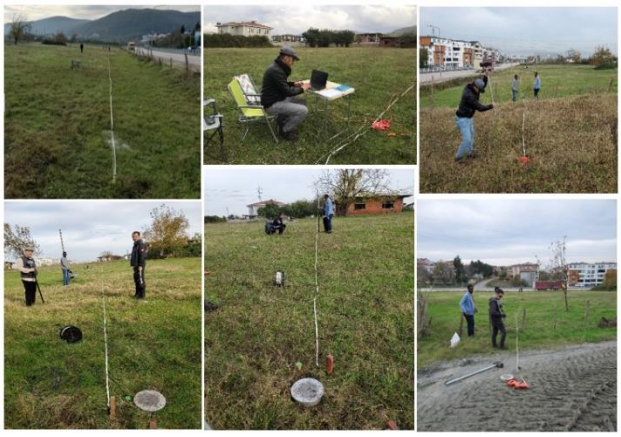
3) doğudan batıya doğru her bir profil için toplam 87 m uzunluğunda dört profil Şekil 6.6 (turuncu renkle 6,7,8 ve 9 numara ile gösterilmektedir). Bu dört profil için üç atış yapılmış ve ofset aşağıda gösterildiği gibi 3 m jeofon aralığı ile 9 m olmuştur (Şekil 6.9).



Şekil 6.9. MASW yönteminin 6., 7., 8. ve 9. profillerinin konfigürasyonunu göstermektedir.

Sahada MASW yöntemi için veri elde etmek, alıcıların araştırma hattı boyunca sık sık yeniden konumlandırılması gerektiğinden, genellikle önemli miktarda zaman ve çaba gerektirir. Bu prosedür, profil boyunca jeofonların yerleştirilmesini, bir sismik kaynak tarafından üretilen sismik verinin alınmasını ve yeterli kapsamı garanti etmek için alıcı konumlarının değiştirilmesini içerir. Analiz için yeterli veri toplamak için gereken saha çalışması süresi, araştırmanın uzunluğu ve ekipmanın konfigürasyonu gibi faktörlere bağlı olarak birkaç saatten birkaç güne kadar değişebilir Şekil 6.10 aşağıda ölçümler alınırken sahadan bazı resimler gösterilmektedir.

.



Şekil 6.10. MASW ve SRT yöntemleri için ölçümler yapılırken sahada çekilen bazı resimler (kişisel Arşiv, 2023).

6.4.2. Veri İşleme

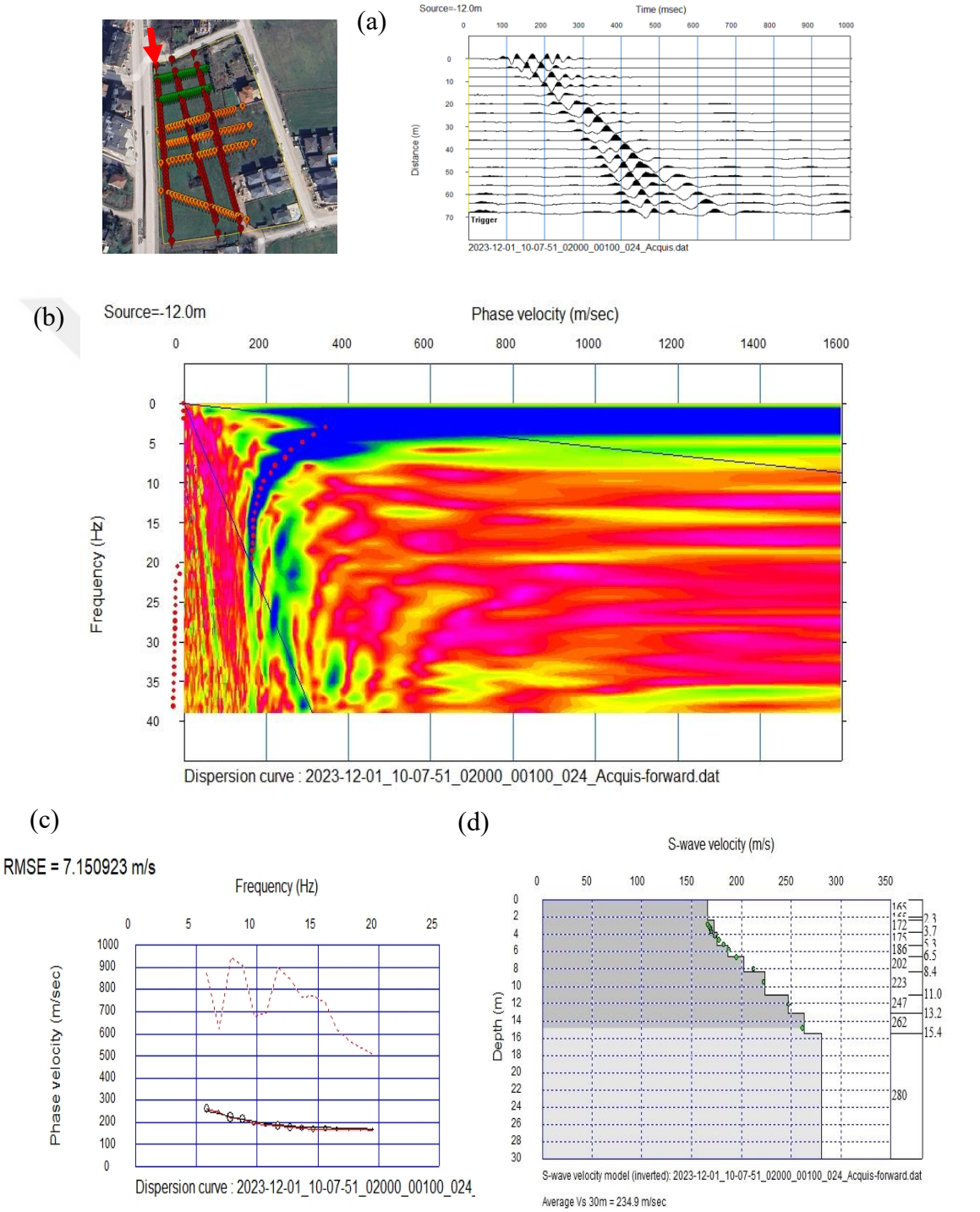
6.4.2.1. Seisimager Kullanarak Veri İşleme

Sahadan ham veriler toplandıktan sonra, veri işleme için SeisImager yazılımı kullanılmıştır. Tüm profillerden alınan ham veriler yazılıma aktarıldıktan sonra, tüm profiller için ayrı ayrı Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrilerini elde etmek için bir analiz yapılır. Dispersiyon eğrileri, yeraltının karakterizasyonu için gerekli olan dalga hızı ve frekans arasındaki korelasyona ilişkin bilgi sağladıkları için çok önemlidir. Bundan sonra, dispersiyon eğrileri, yeraltının bir boyutlu bir kayma dalgası hızı modelini elde etmek için bir ters çözüm işlemine tabi tutulur. Bu model, yeraltının malzeme özellikleri hakkında önemli bilgiler sunar ve Vs-30 m değerini içerir. "Vs-30 m" terimi, zemin türlerini sınıflandırmak ve sahaya özgü sismik riskleri değerlendirmek için bir gösterge olarak kullanılan, zemin yüzeyinin 30 metre altında ölçülen kayma dalgası hızını ifade eder. Zemin türleri farklı Vs-30 m değerleri gösterir ve bu parametrenin anlaşılması, yeraltı malzemelerinin teknik özelliklerinin ve sismik tepkinin değerlendirilmesine yardımcı olur. Ayrıca, birçok profil birleştirilerek, yeraltının eksiksiz ve daha ayrıntılı bir tanımını elde etmek için 2 boyutlu bir model oluşturulmuştur.

6.4.2.2. 1-D Kayma Dalgası Hız Modelinin Elde Edilmesi (Vs-30 m)

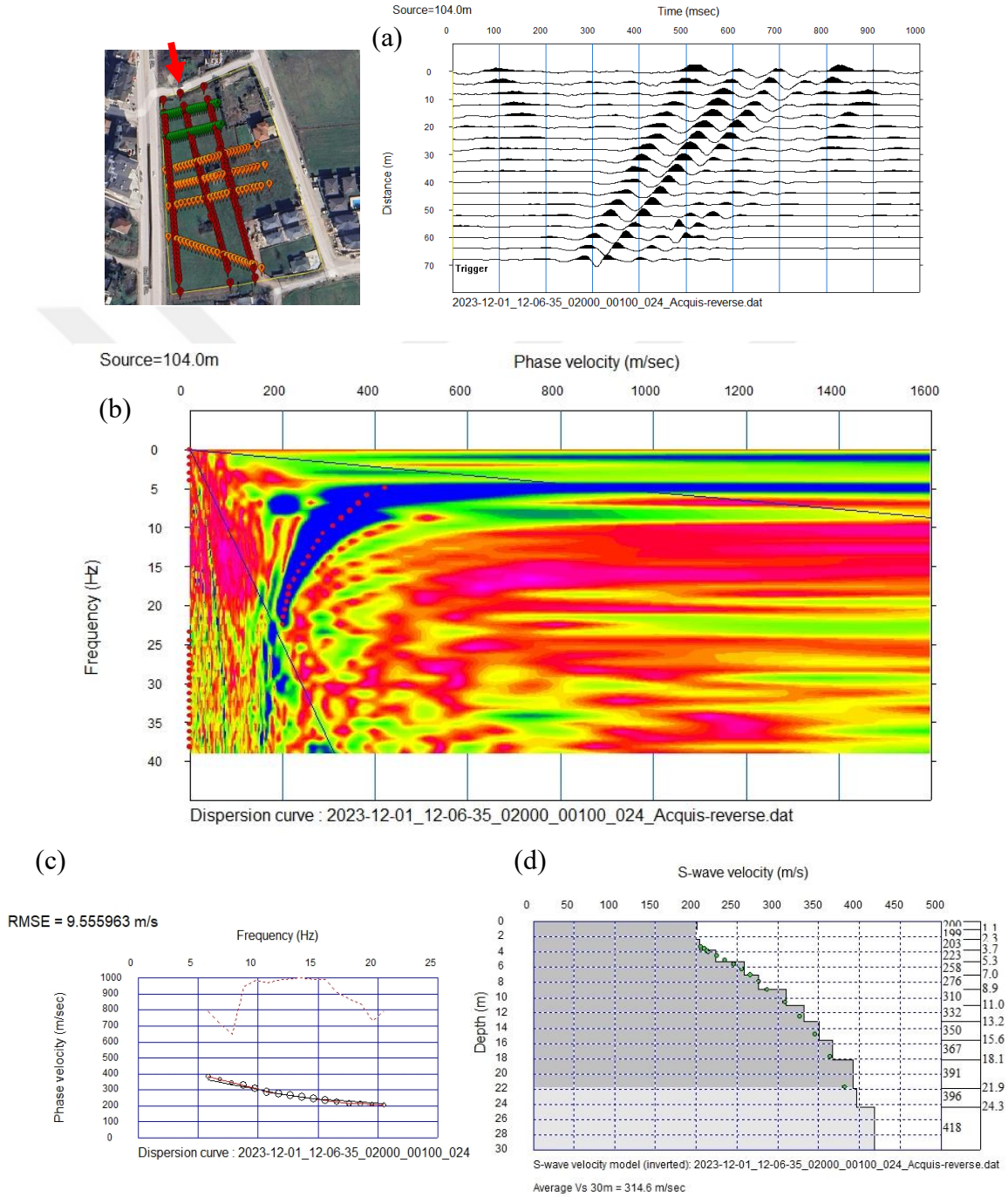
1-D kayma dalgası hız modelinin (Vs-30 m) elde edilmesi birkaç adımdan geçmektedir. Öncelikle, dağılım eğrisini çıkarmak için ham verinin işlenmesi ve ardından mevcut çalışmadaki ilk sismik profil için aşağıda Şekil 6.11'de gösterildiği gibi nihai modeli elde etmek için ters çözüm işleminin uygulanması. Aynı işlem, ikinci sismik profilden dokuzuncu sismik profile kadar sırasıyla Şekil 6.12, Şekil 6.13, Şekil 6.14, Şekil 6.15, Şekil 6.16, Şekil 6.17, Şekil 6.18 ve Şekil 6.19'te gösterildiği gibi diğer profillere de ayrı ayrı uygulanmıştır. Her bir profil için kullanılan çekimler, her bir çekimin gösterdiği kalite seviyesine bağlı olarak şu şekilde değişmiştir: birinci, altıncı ve yedinci sismik profiller için düz atışlar kullanılmış ve sismik profillerin geri kalanı için ters atışlar kullanılmıştır.

Sismik profil-1 için 1-B kayma dalgası hız modeli



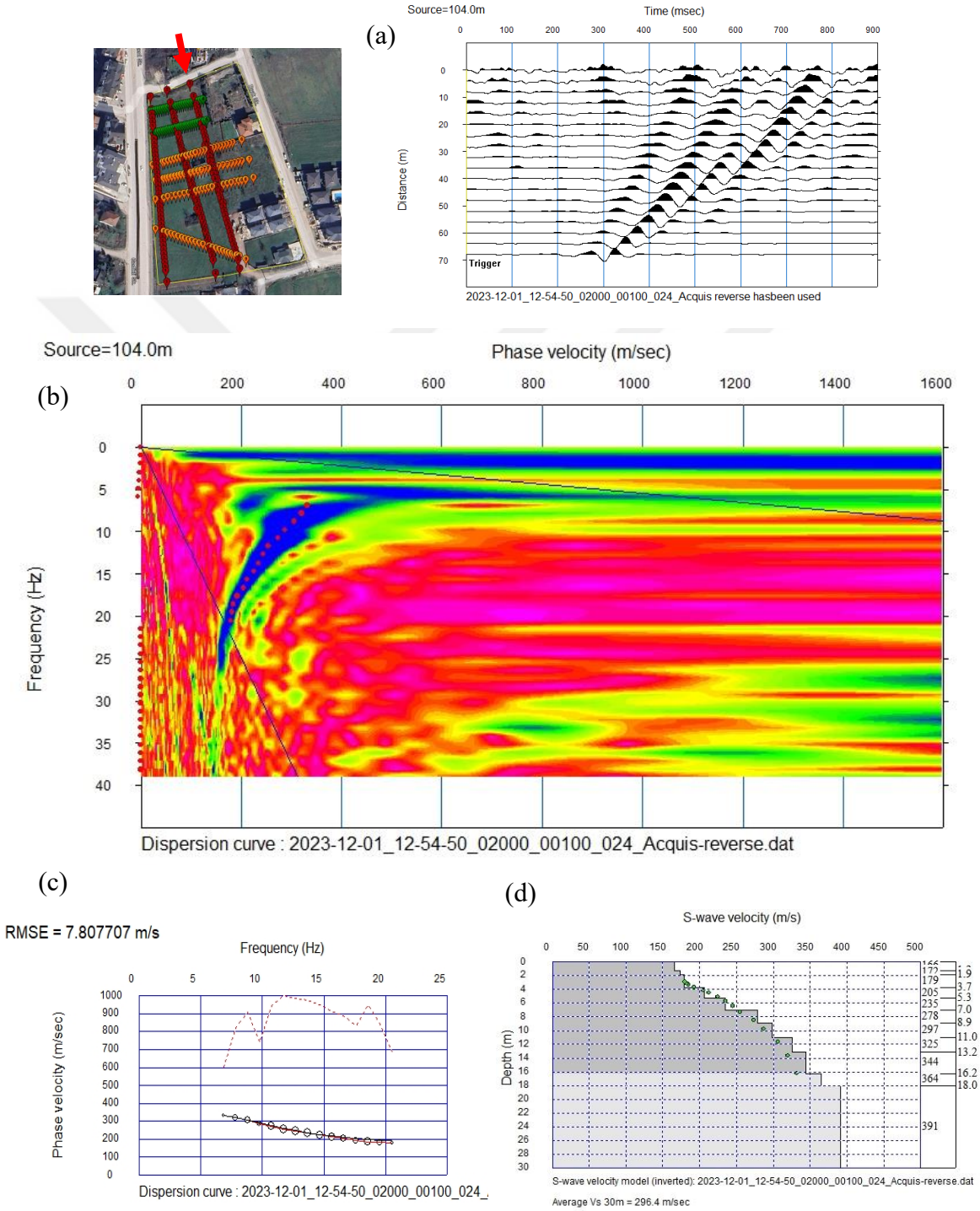
Şekil 6.11. MASW sismik profili-1. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1 boyutlu kayma dalgası hızı modeli.

Sismik profil-2 için 1-B kayma dalgası hız modeli



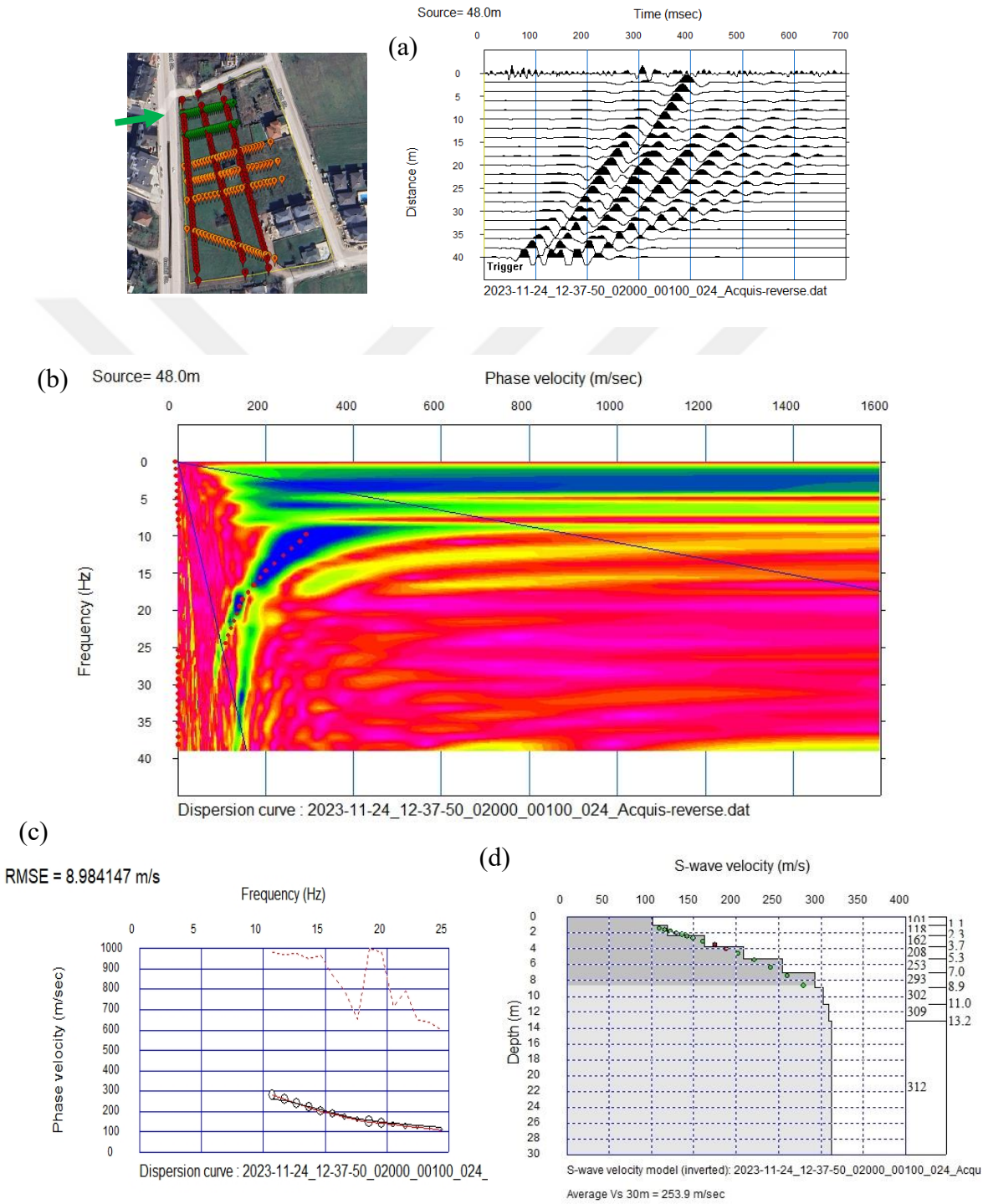
Şekil 6.12. MASW sismik profili-2. (a) ham veriler, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli.

Sismik profil-3 için 1-B kayma dalgası hız modeli



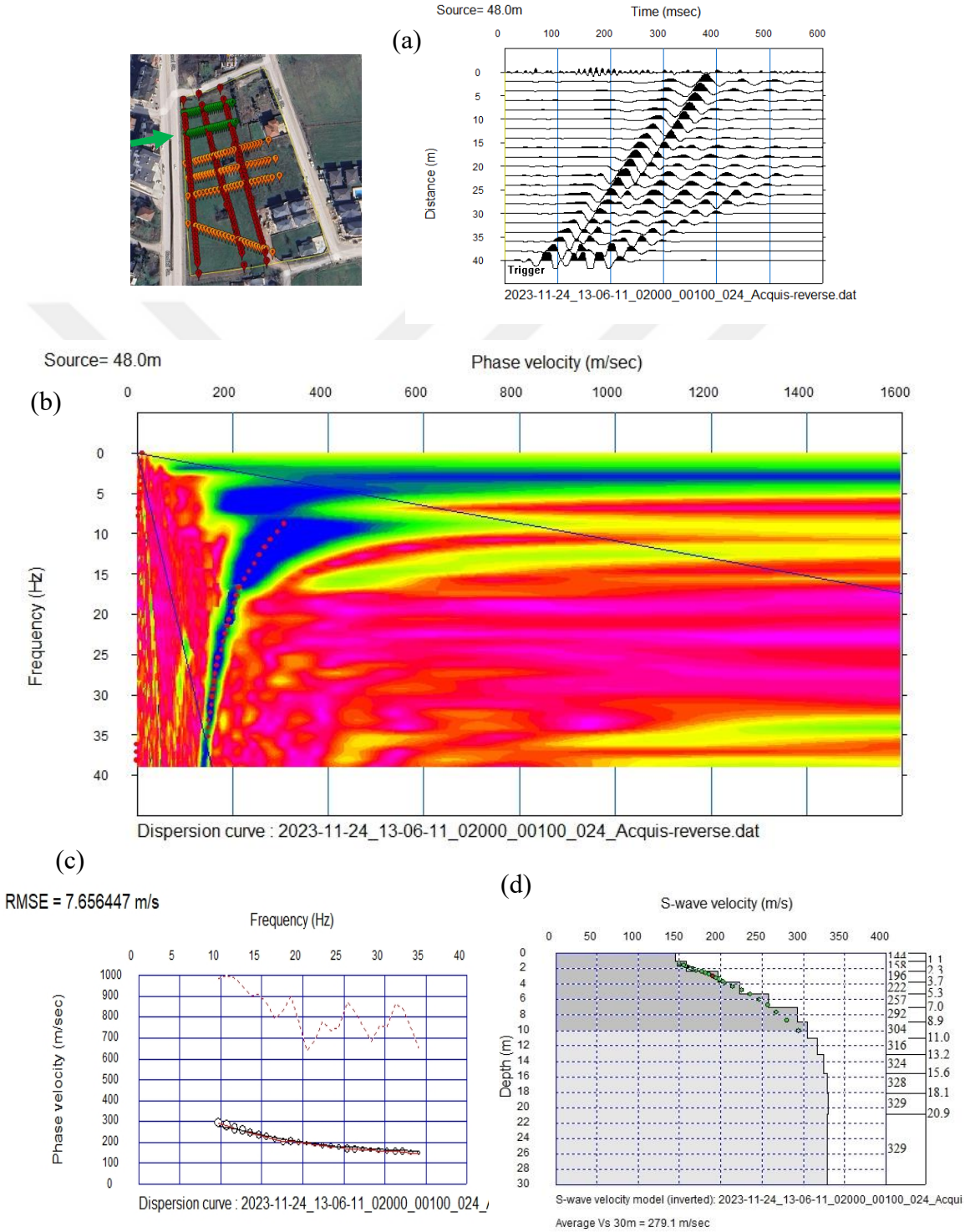
Şekil 6.13. MASW sismik profili-3. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli.

Sismik profil-4 için 1-B kayma dalgası hız modeli



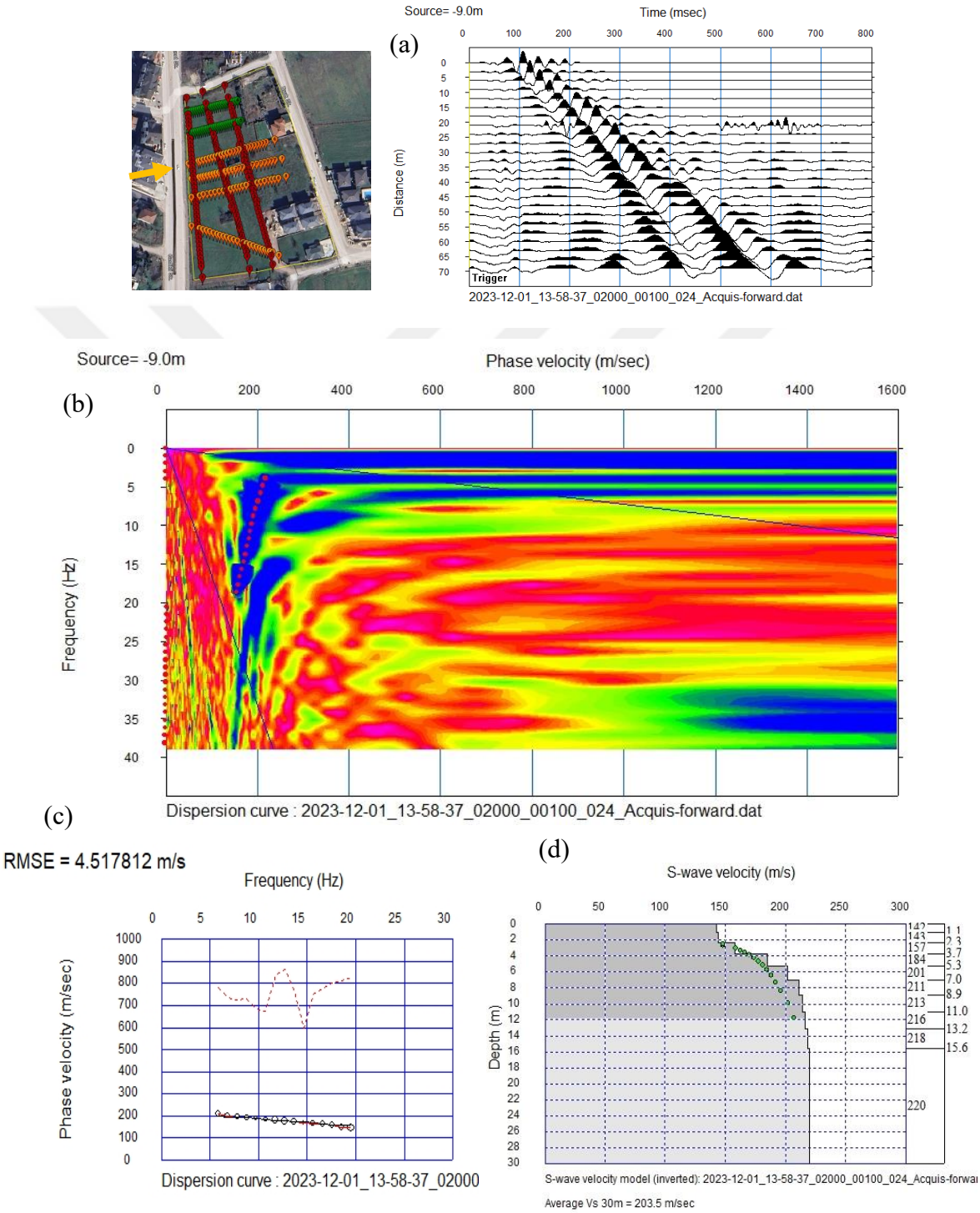
Şekil 6.14. MASW sismik profili-4. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli.

Sismik profil-5 için 1-B kayma dalgası hız modeli



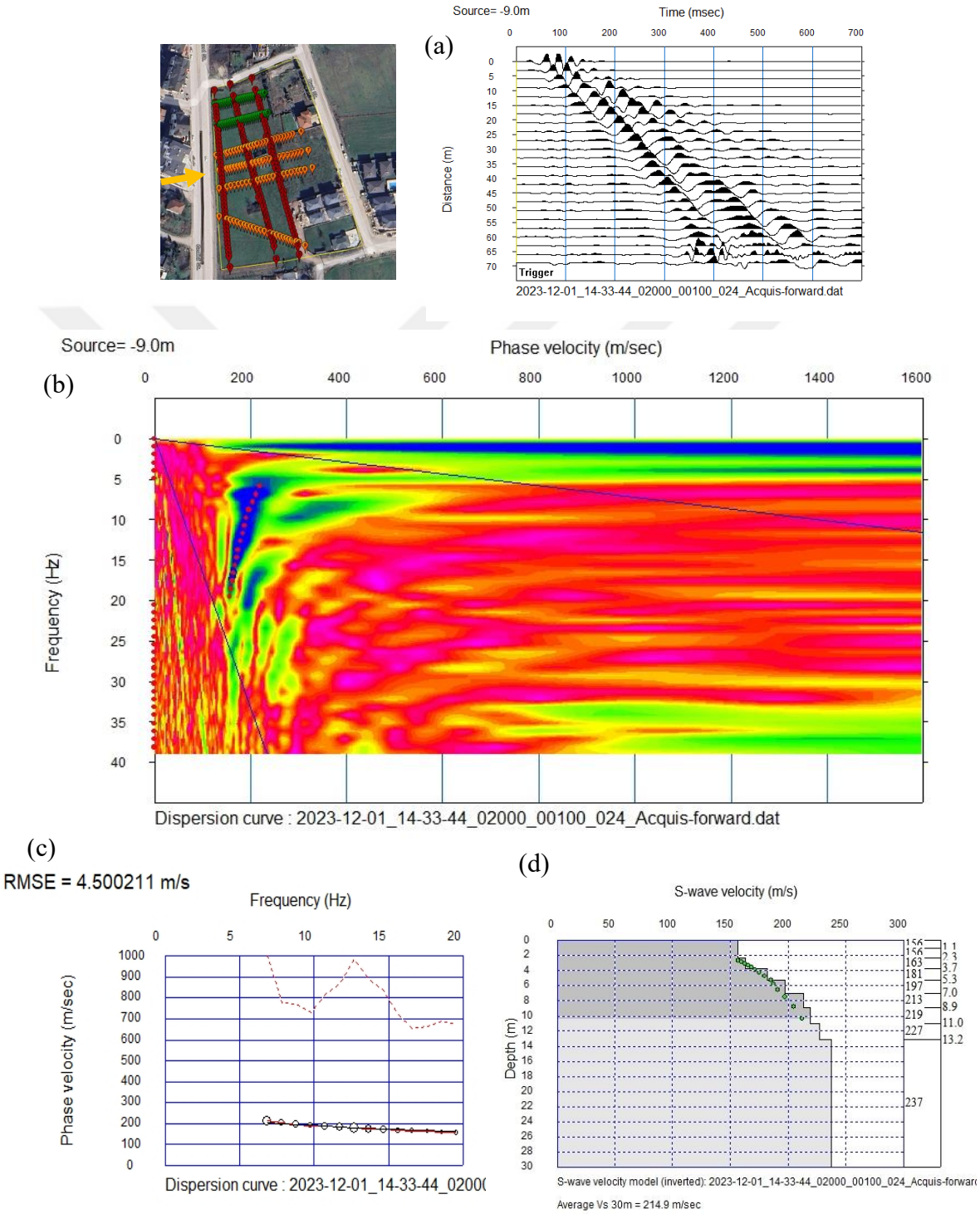
Şekil 6.15. MASW sismik profili-5. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli.

Sismik profil-6 için 1-B kayma dalgası hız modeli



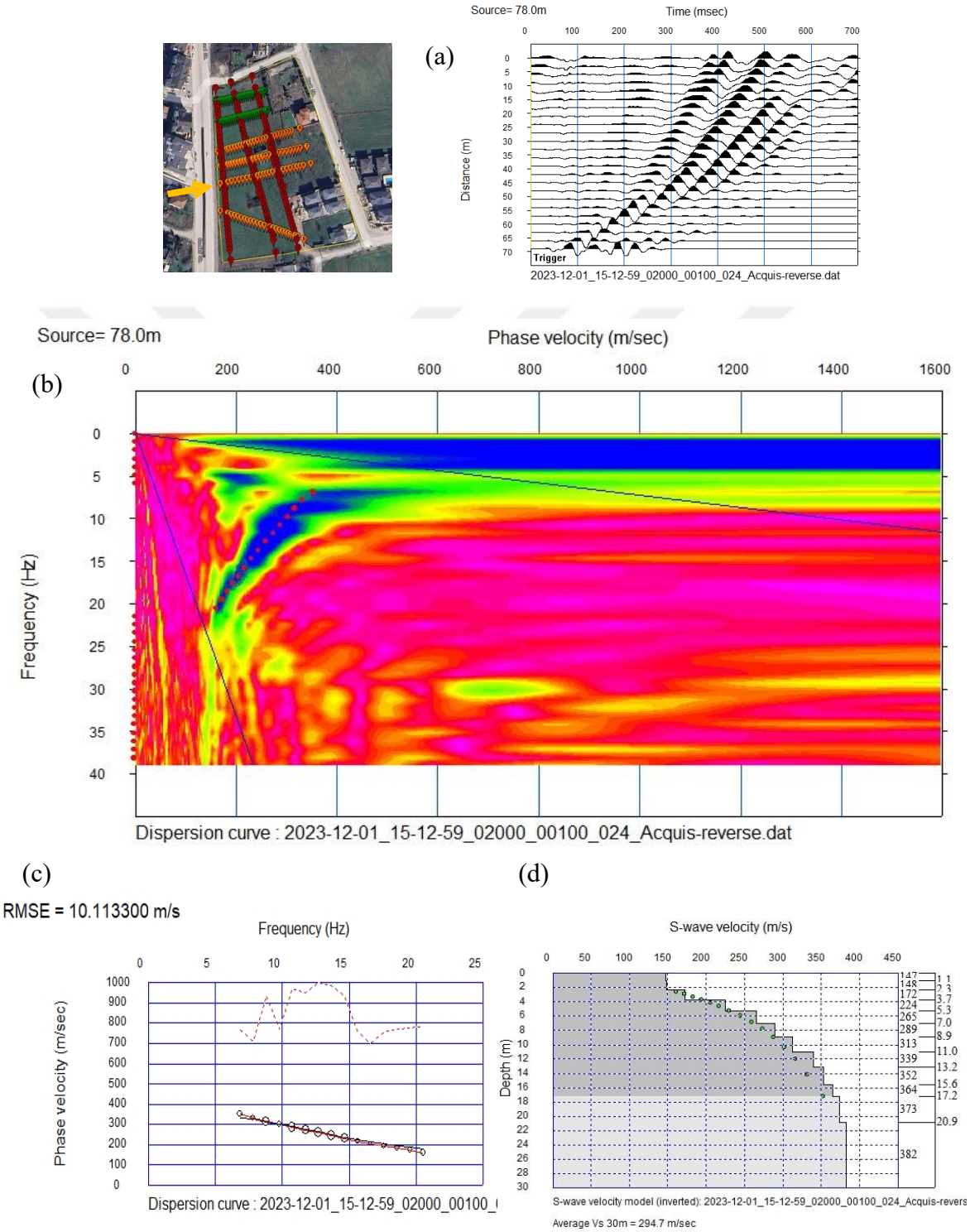
Şekil 6.16. MASW sismik profili-6. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli.

Sismik profil-7 için 1-B kayma dalgası hız modeli



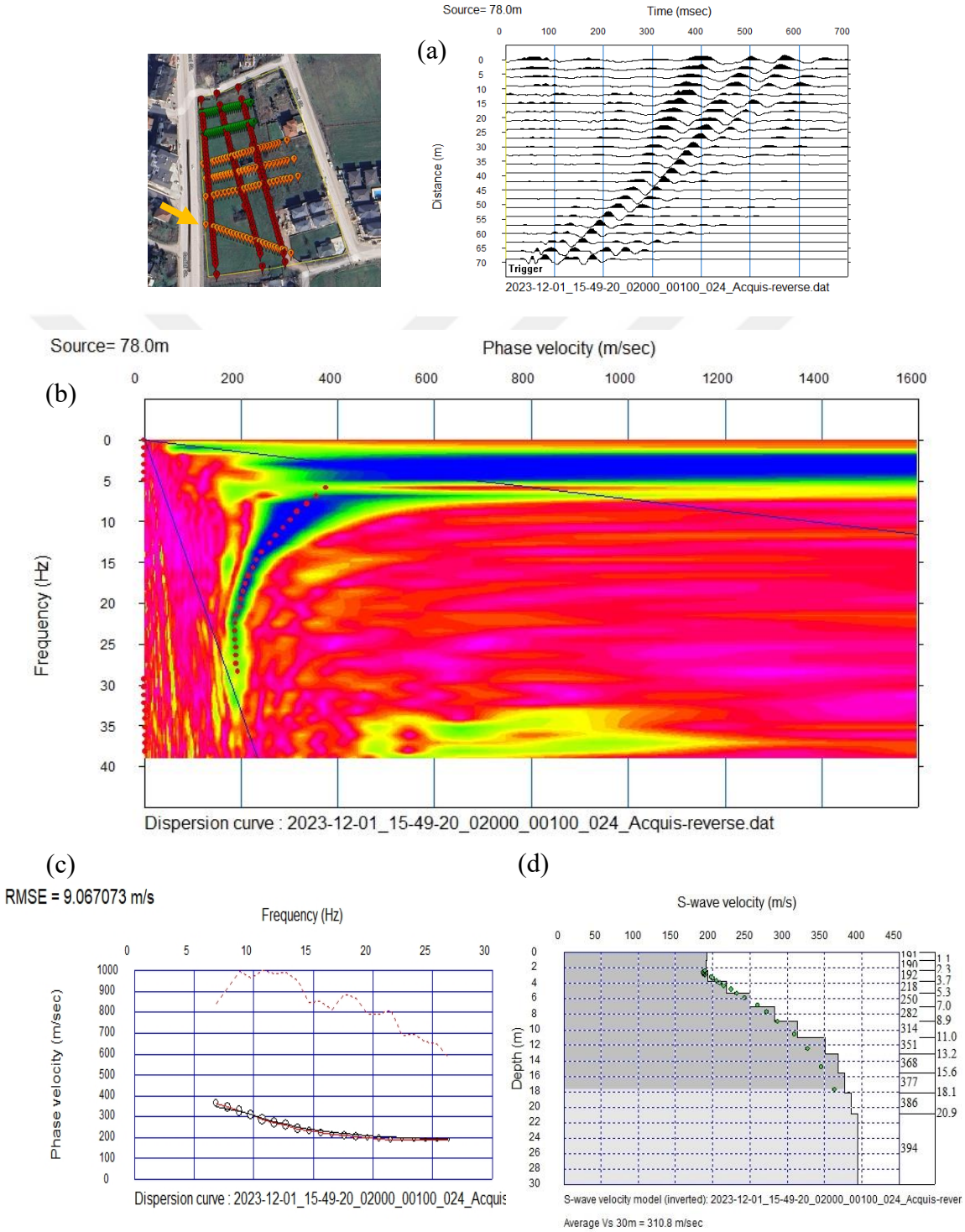
Şekil 6.17. MASW sismik profili-7. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli.

Sismik profil-8 için 1-B kayma dalgası hız modeli



Şekil 6.18. MASW sismik profili-8. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli.

Sismik profil-9 için 1-B kayma dalgası hız modeli



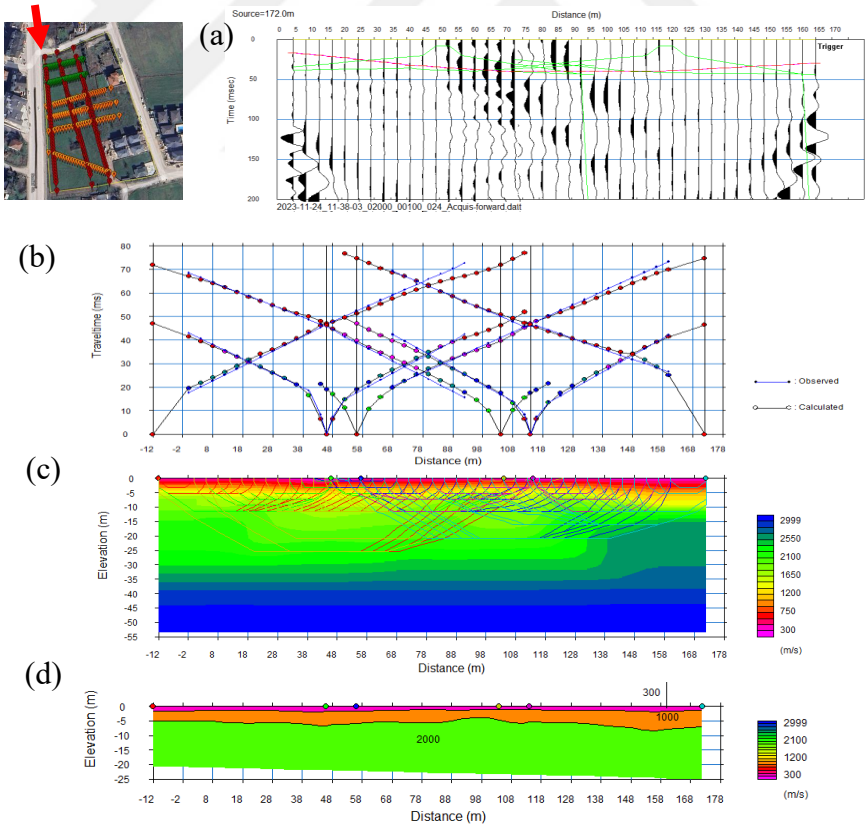
Şekil 6.19. MASW sismik profili-9. (a) ham veri, (b) dispersiyon eğrisi, (c) faz hızı-frekans ters çözümü ve (d) nihai 1-D kayma dalgası hızı modeli.

6.4.2.3. P-Dalgası ve S-Dalgası Hız Modellerinin Elde Edilmesi

6.4.2.4. P-dalgası Veri İşleme

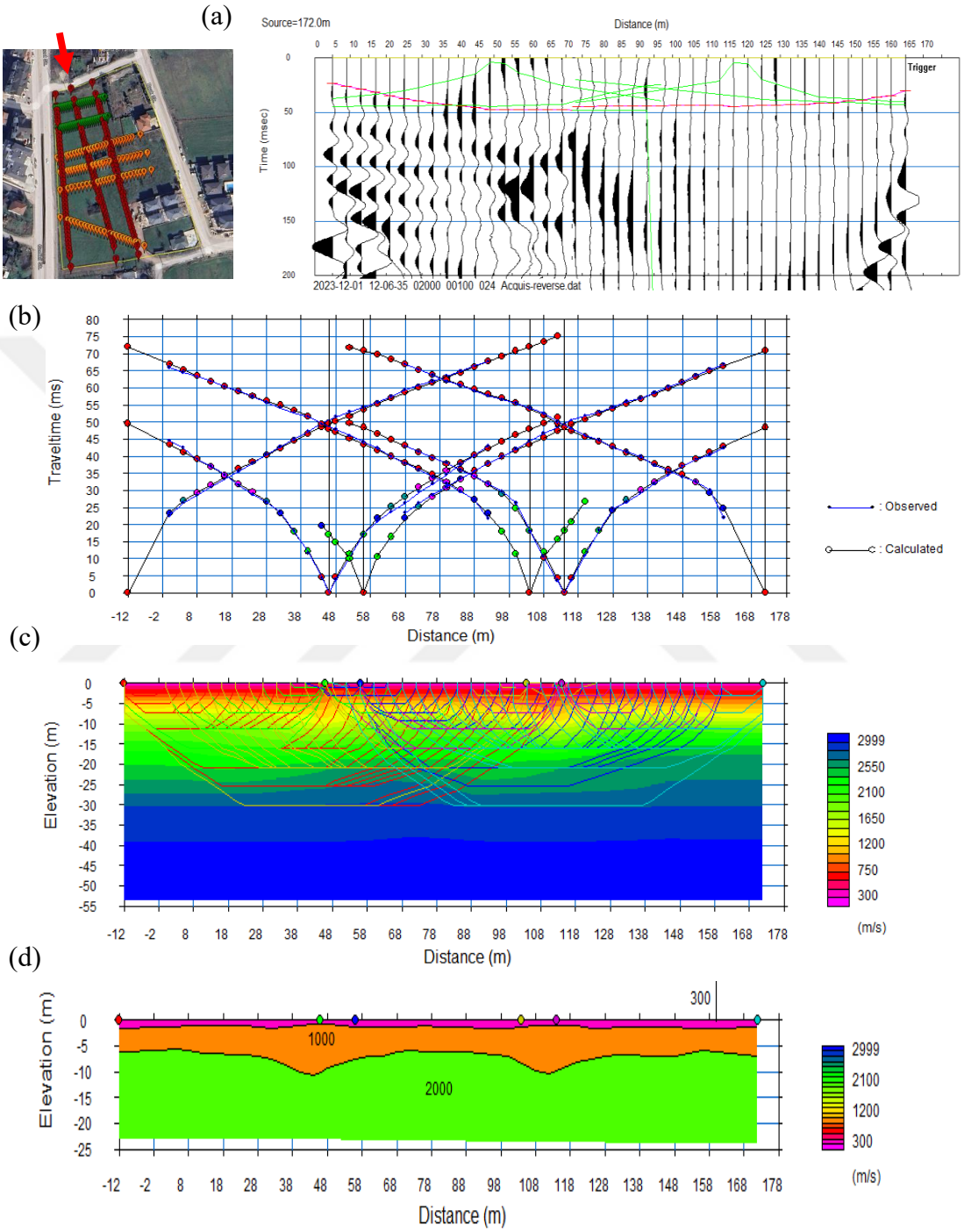
2-B P-dalgası hız modeli, düz, orta ve geri atışlardan P-dalgasının ilk varış zamanının dikkatlice seçilmesiyle elde edilir. Bundan sonra, P-dalgasının ilk 2-B hız modelini elde etmek için bazı veri işleme yöntemleri kullanılmıştır. Daha sonra, mevcut çalışmadaki ilk sismik profil için aşağıda Şekil 6.20'da gösterilen yorumlamaya yardımcı olan P-dalgasının hızındaki değişimleri gösteren nihai 2 boyutlu modeli elde etmek için ters çözüm işlemi kullanılmıştır. Aynı süreç, ikinci sismik profilden dokuzuncu sismik profile kadar sırasıyla Şekil 6.21, Şekil 6.22, Şekil 6.23, Şekil 6.24, Şekil 6.25, Şekil 6.26, Şekil 6.27, Şekil 6.28'te gösterildiği gibi diğer profillere de ayrı ayrı uygulanmıştır.

Üzeri örtüşen sismik profil-1 için 2-B P-dalgası hız modeli



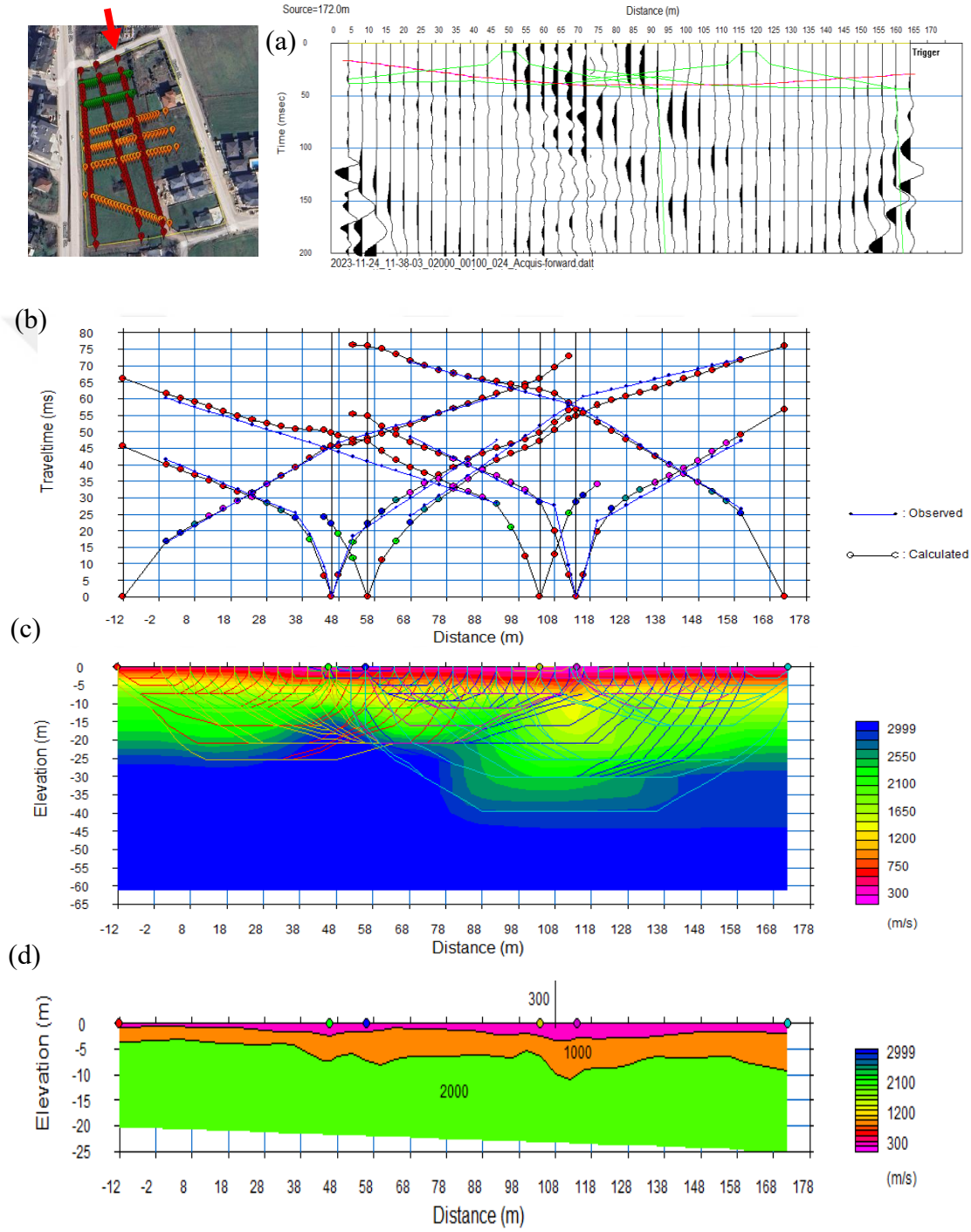
Şekil 6.20. P-dalgası, sismik profil-1 (üst üste bindirilmiş). (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2- tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü.

Üzeri örtüşen sismik profil-2 için 2-B P-dalgası hız modeli



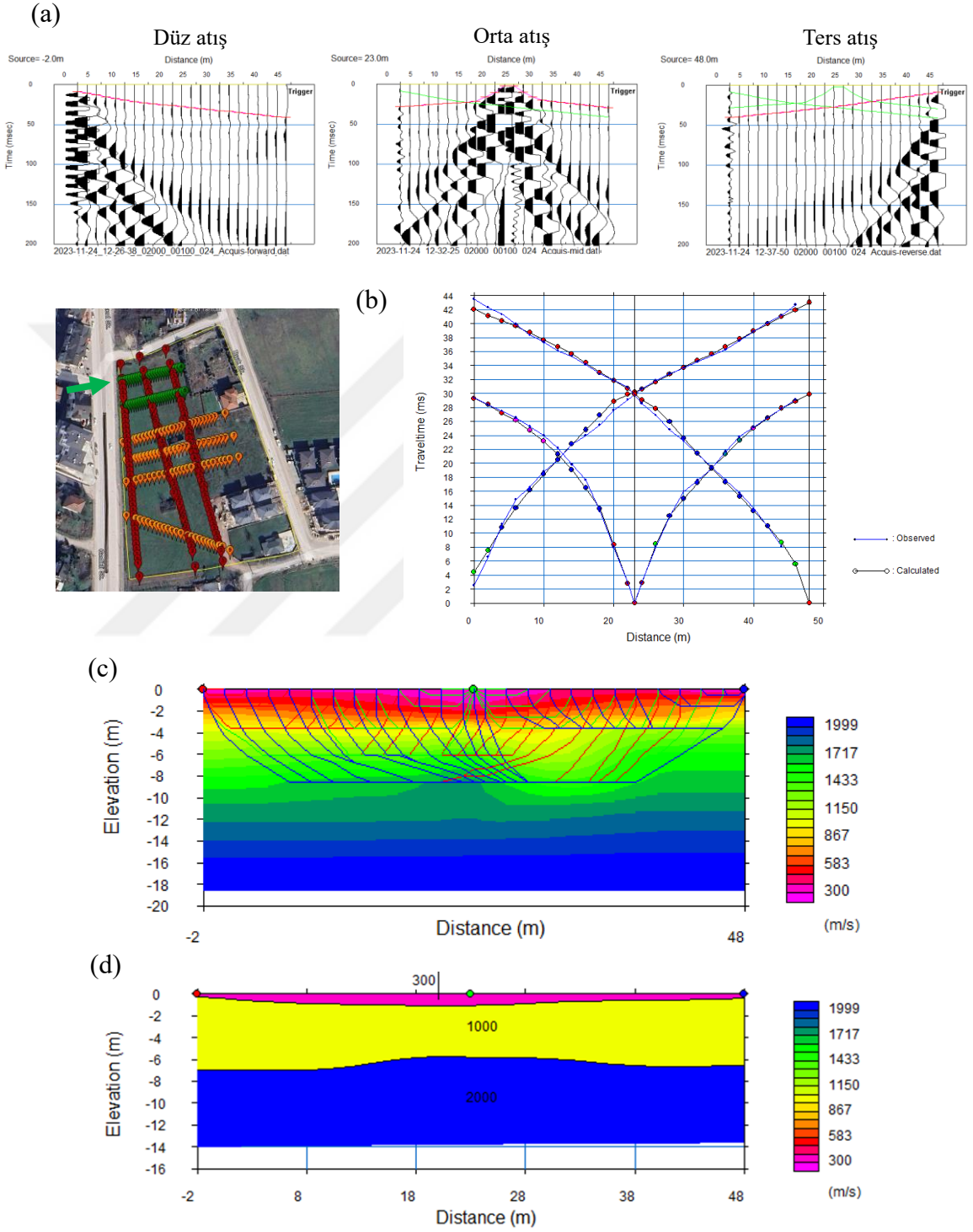
Şekil 6.21. P-dalgası, sismik profil-2 (üst üste bindirilmiş). (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü.

Üzeri örtüşen sismik profil-3 için 2-B P-dalgası hız modeli



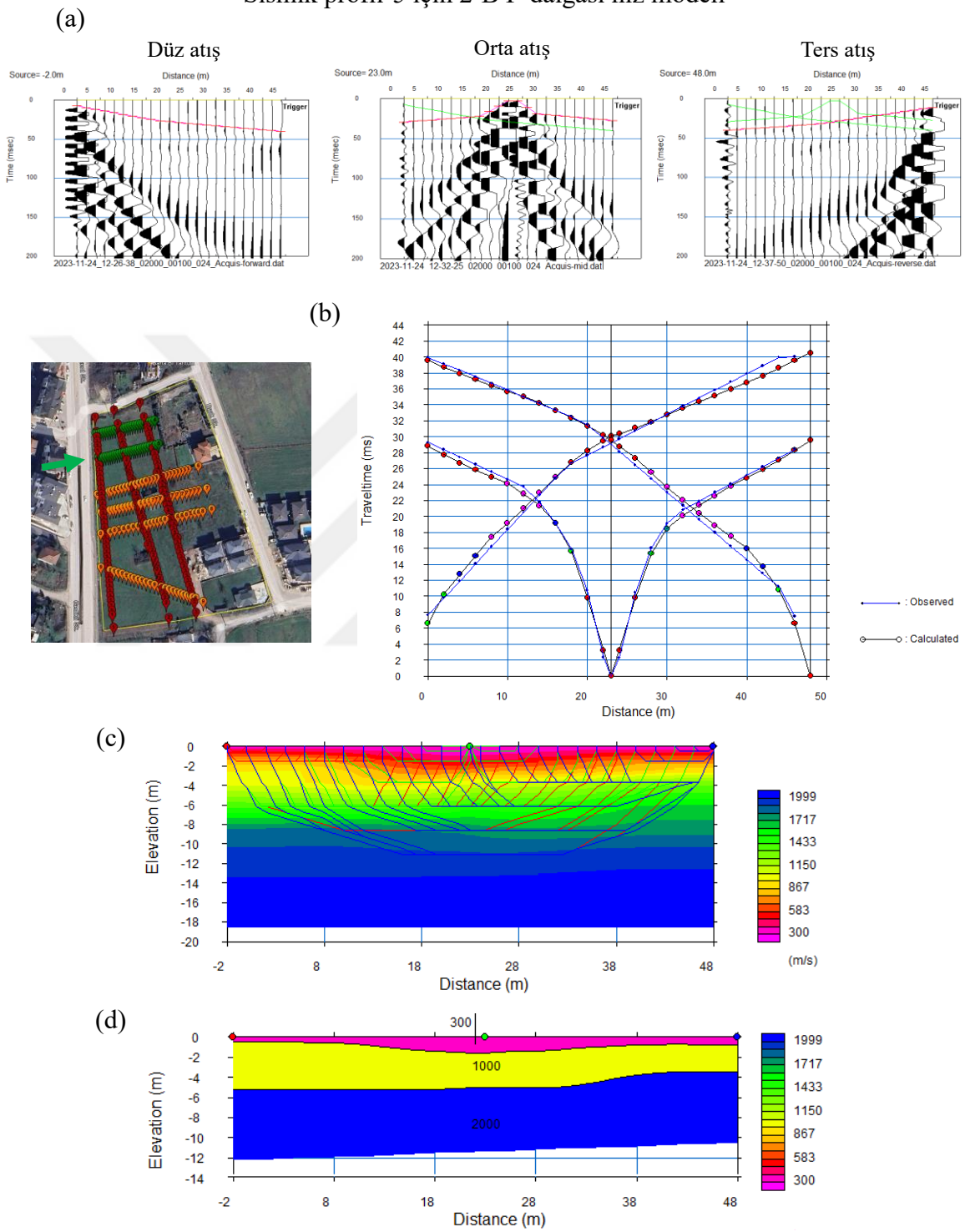
Şekil 6.22. P-dalgası, sismik profil-3 (üst üste bindirilmiş). (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü.

Sismik profil-4 için 2-B P-dalgası hız modeli



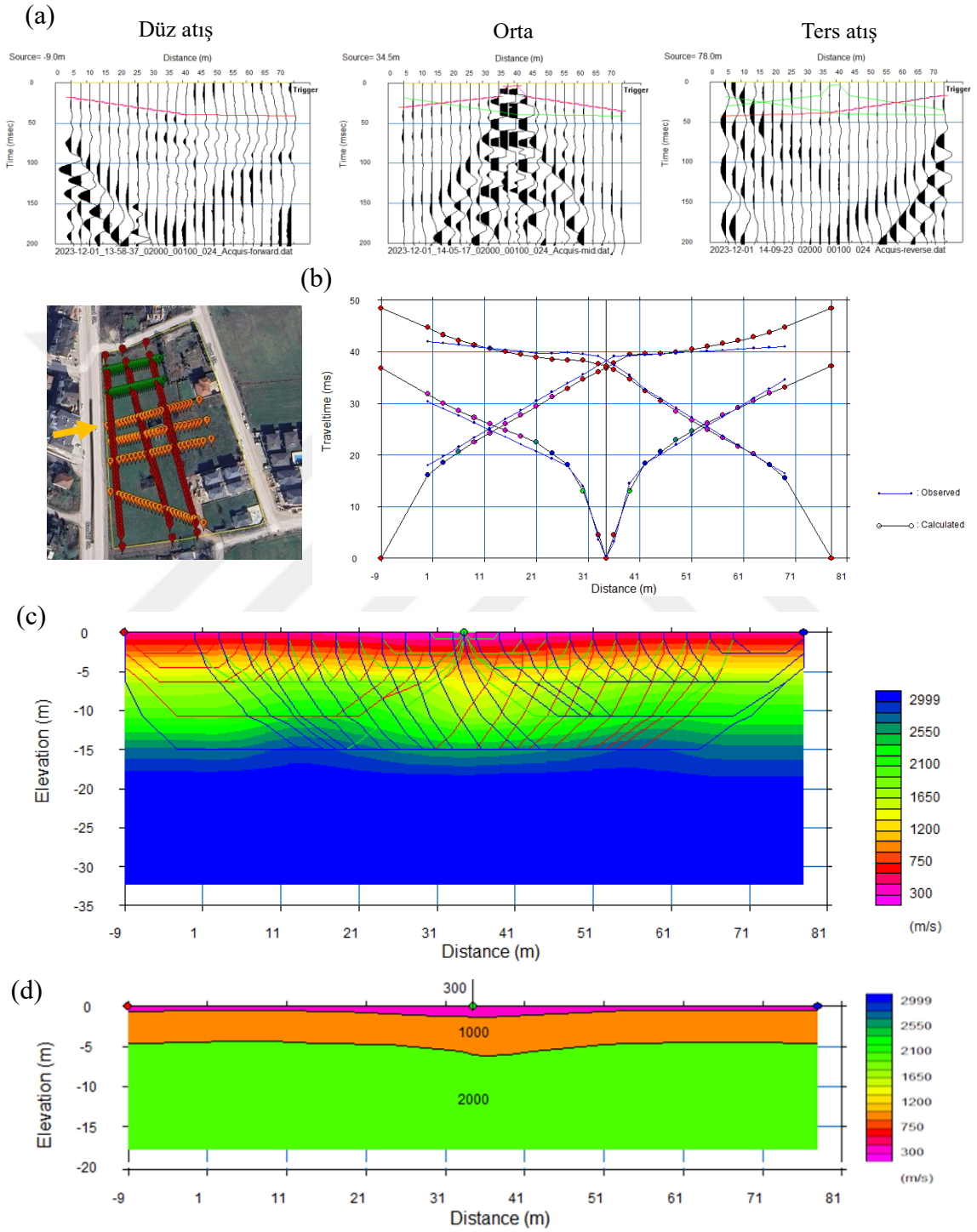
Şekil 6.23. P-dalgası, sismik profil-4. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü.

Sismik profil-5 için 2-B P-dalgası hız modeli



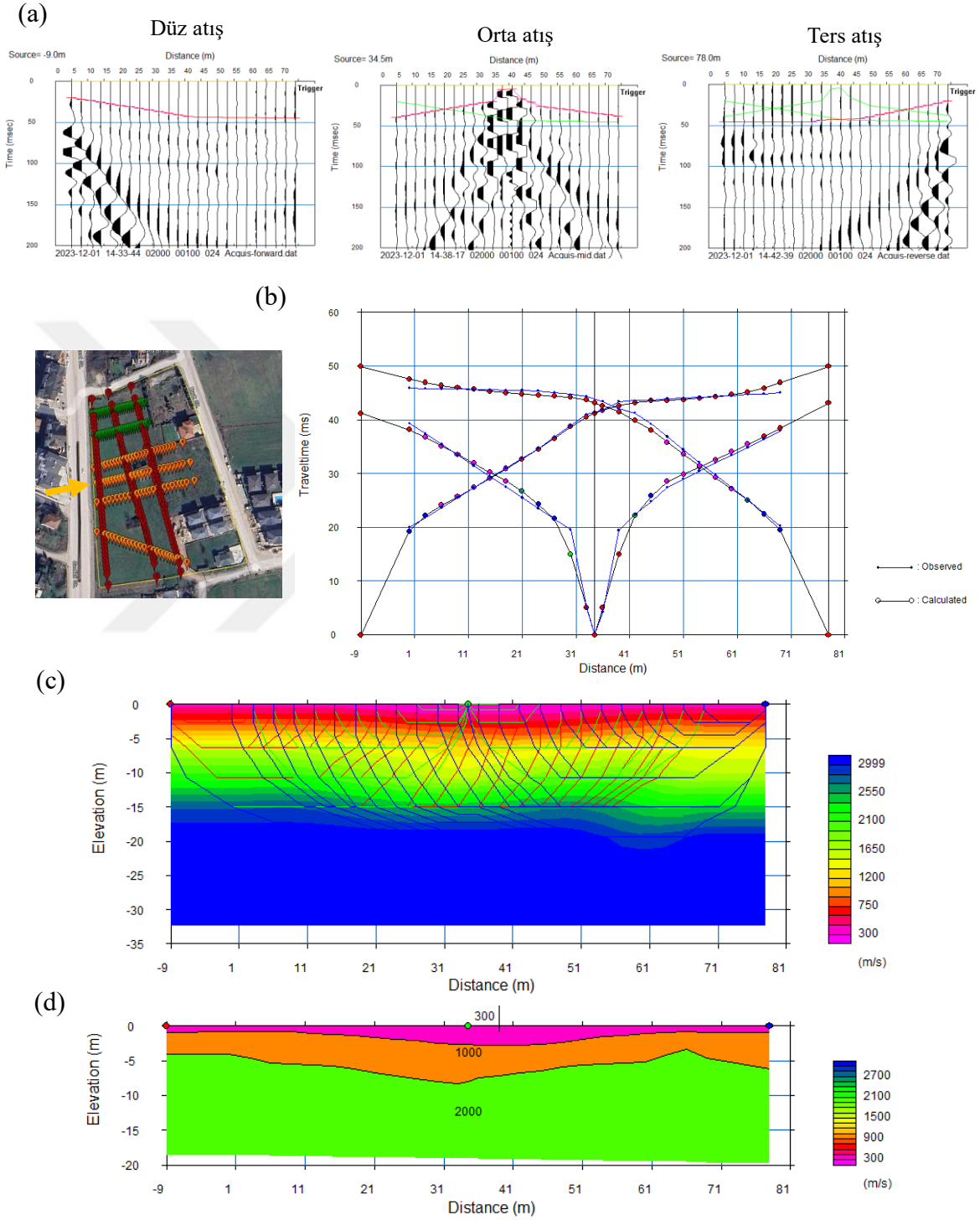
Şekil 6.24. P-dalgası, sismik profil-5. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüsümü.

Sismik profil-6 için 2-B P-dalgası hız modeli



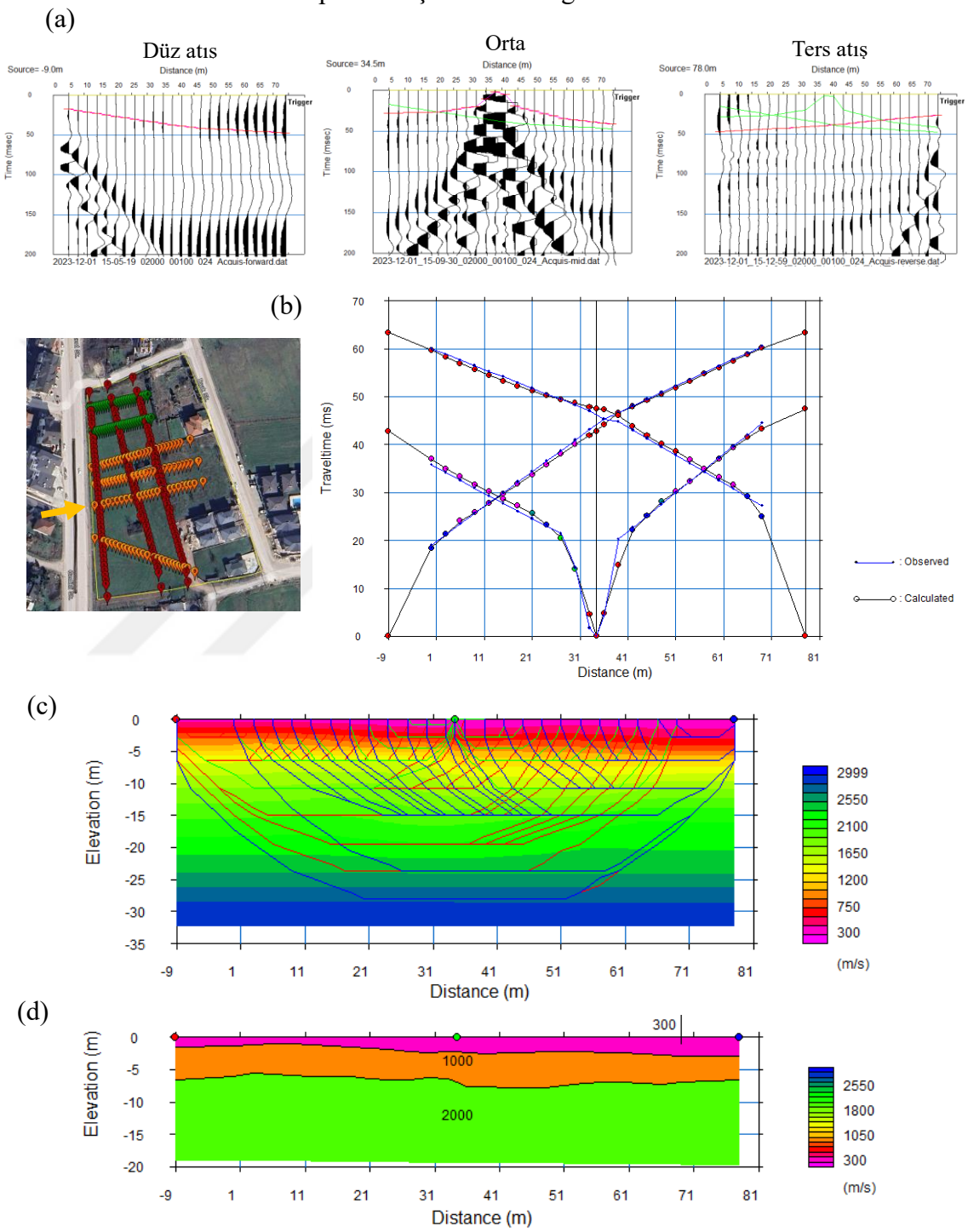
Şekil 6.25. P-dalgası, sismik profil-6. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü.

Sismik profil-7 için 2-B P-dalgası hız modeli



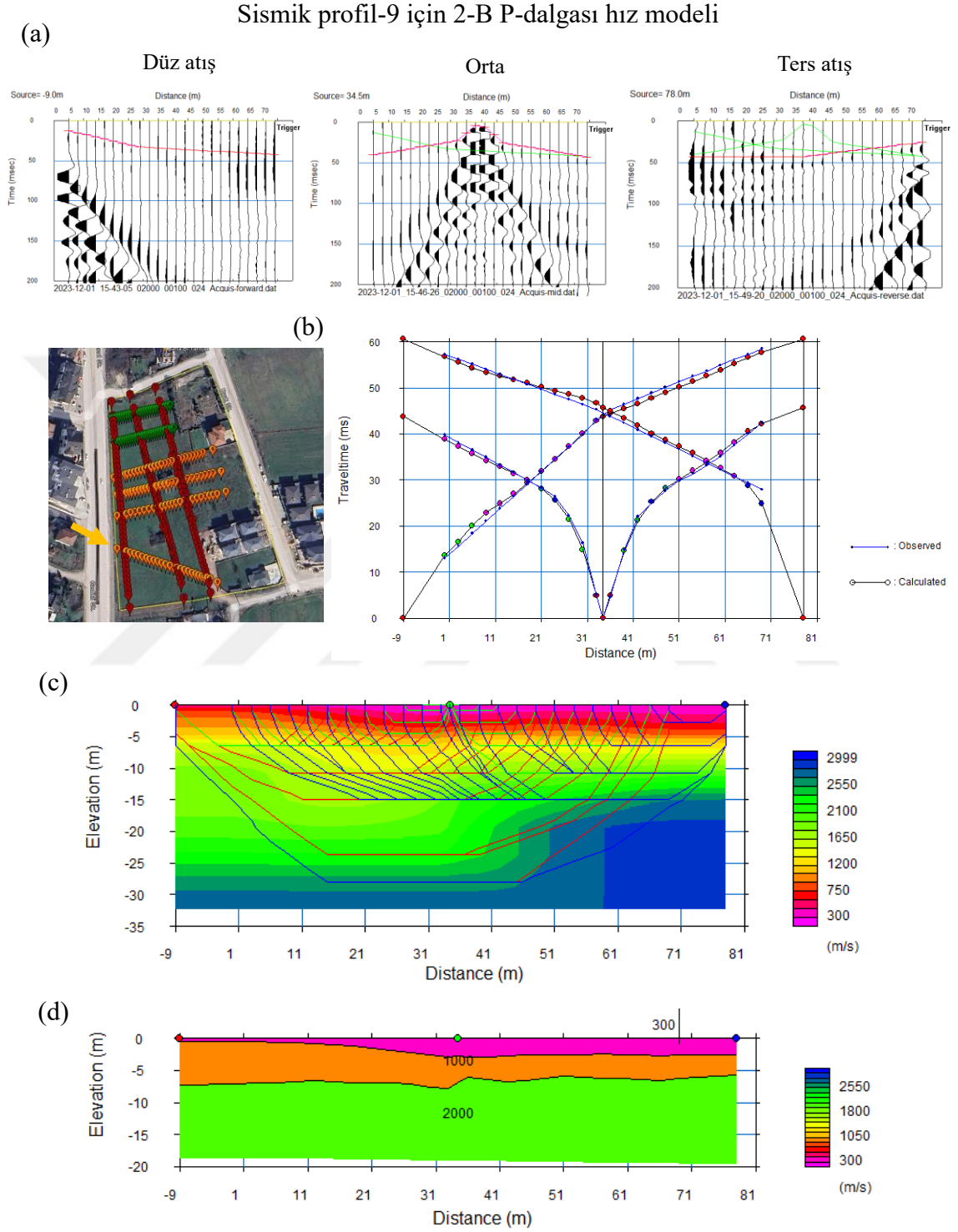
Şekil 6.26. P-dalgası, sismik profil-7. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü.

Sismik profil-8 için 2-B P-dalgası hız modeli



Şekil 6.27. P-dalgası, sismik profil-8. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü.

Sismik profil-9 için 2-B P-dalgası hız modeli

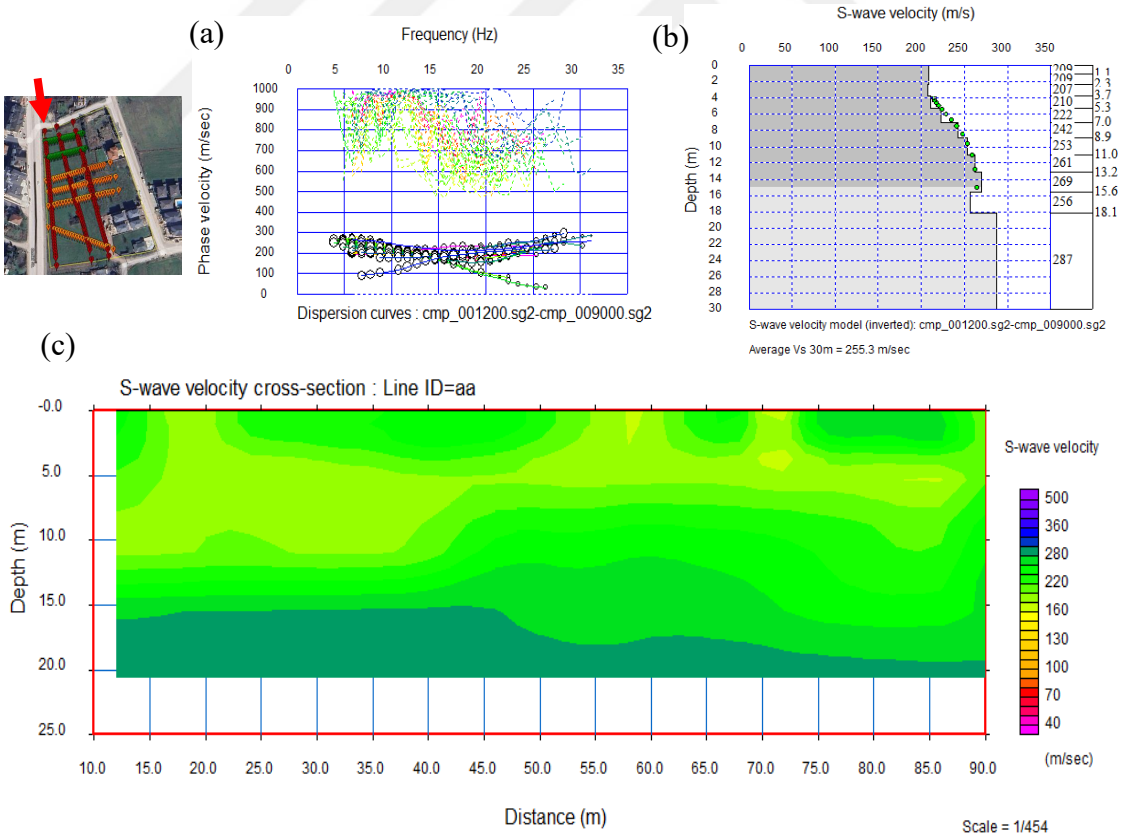


Şekil 6.28. P-dalgası, sismik profil-9. (a) ilk varışlar, (b) ters çözüm sonucu P-dalgası hız seyahat süreleri, (c) nihai 2-B tomografi ve ışın yolları ve (d) tomografi sonucunun katmanlı bir modele dönüşümü.

6.4.2.5. S-dalgası Veri İşleme

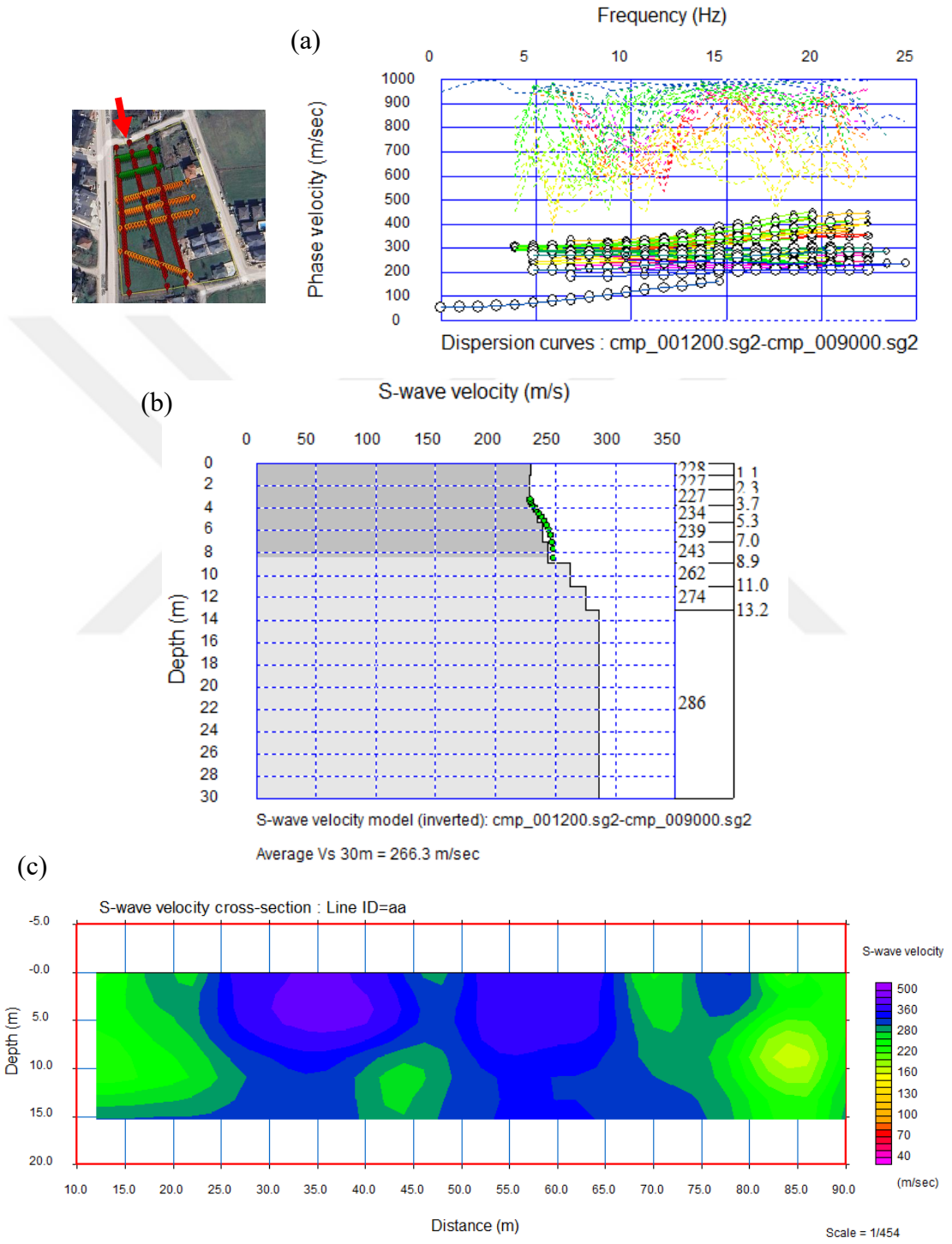
2-B S-dalgası hız modeli, tüm atışlar için dispersiyon eğrilerini elde etmek için tüm çekimlerin, düz, orta, geri ve ara atışlarin birlikte dikkatlice işlenmesiyle elde edilmiştir. Daha sonra, her bir dispersiyon eğrisi ayrı ayrı işlenerek tüm atışlar için tüm eğriler bir araya getirilmiştir. Bundan sonra, elde edilen dispersiyon eğrisi istenmeyen verinin yok etmek için işlenmiştir. Ardından, mevcut çalışmadaki ilk sismik profil için aşağıda Şekil 6.29'te gösterildiği gibi nihai 2 boyutlu S-dalgası hız modelini elde etmek için ters çözüm işlemi uygulanmıştır. Aynı işlem ikinci sismik profilden dokuzuncu sismik profile kadar sırasıyla Şekil 6.30, Şekil 6.31, Şekil 6.32, Şekil 6.33, Şekil 6.34, Şekil 6.35, Şekil 6.36 ve Şekil 6.37'te gösterildiği gibi diğer profillere de ayrı ayrı uygulanmıştır.

Sismik profil-1 için 2-B S-dalgası hız modeli



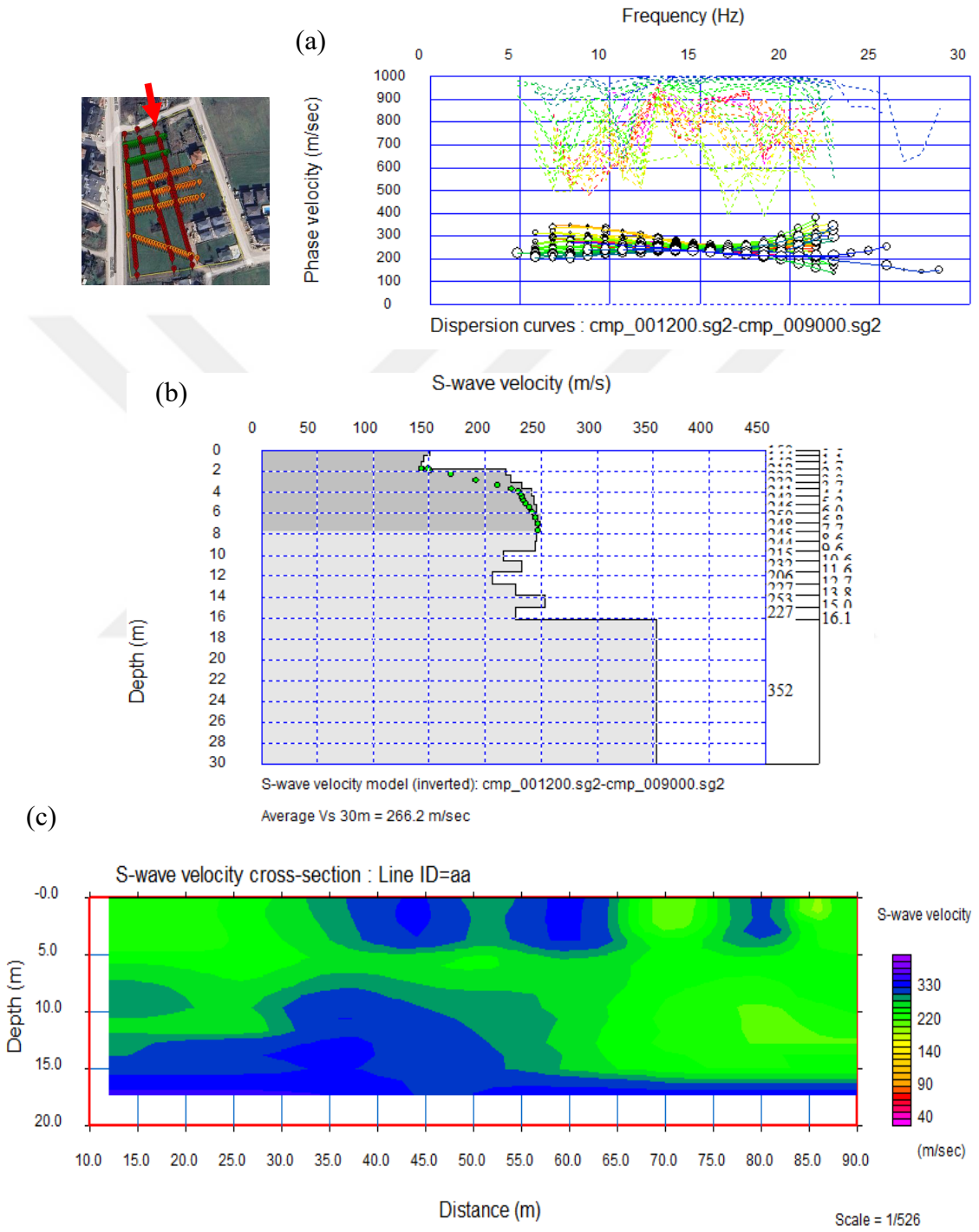
Şekil 6.29. Sismik profil-1'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli.

Sismik profil-2 için 2-B S-dalgası hız modeli



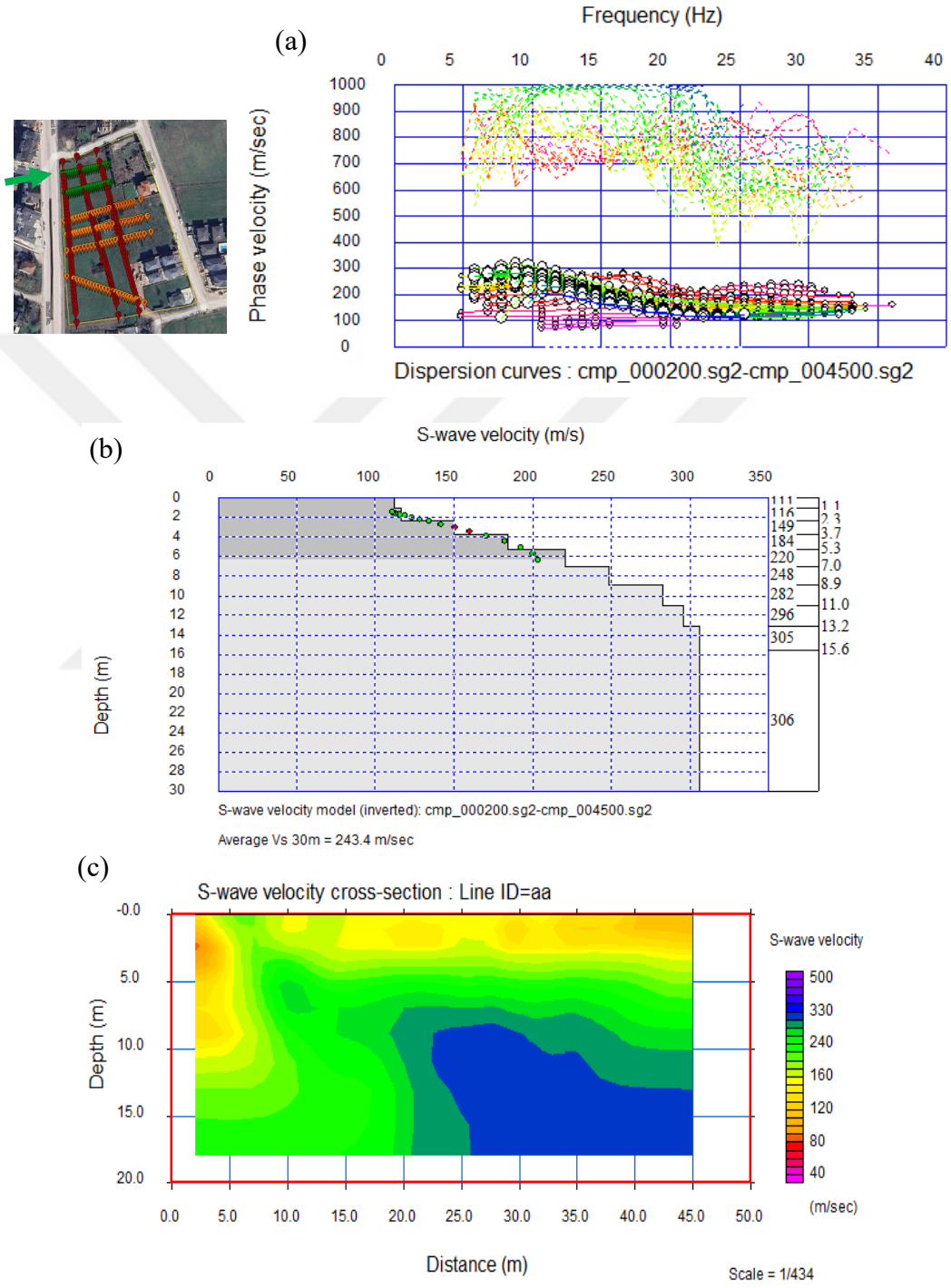
Şekil 6.30. Sismik profil-2'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli.

Sismik profil-3 için 2-B S-dalgası hız modeli



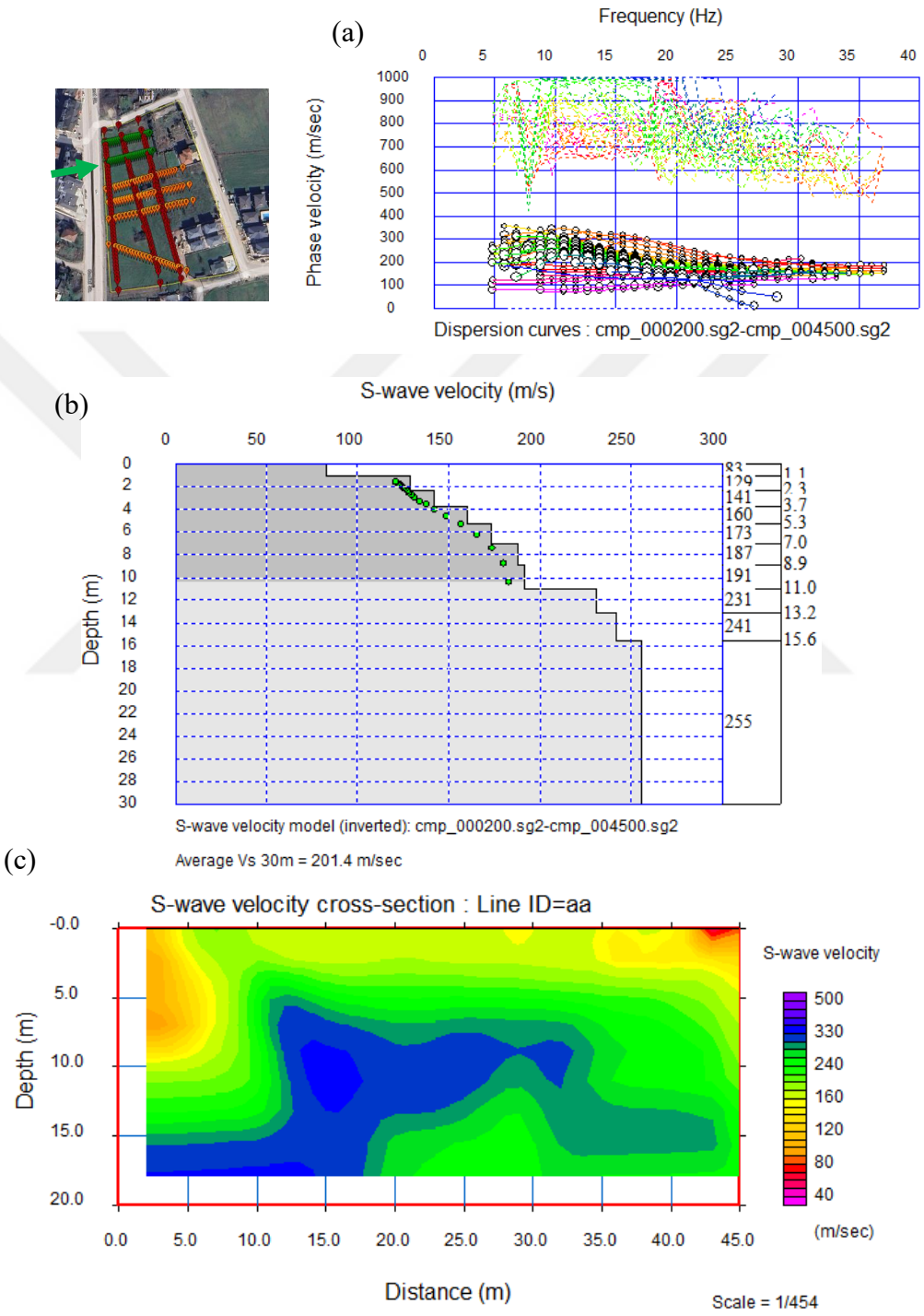
Şekil 6.31. Sismik profil-3'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli.

Sismik profil-4 için 2-B S-dalgası hız modeli



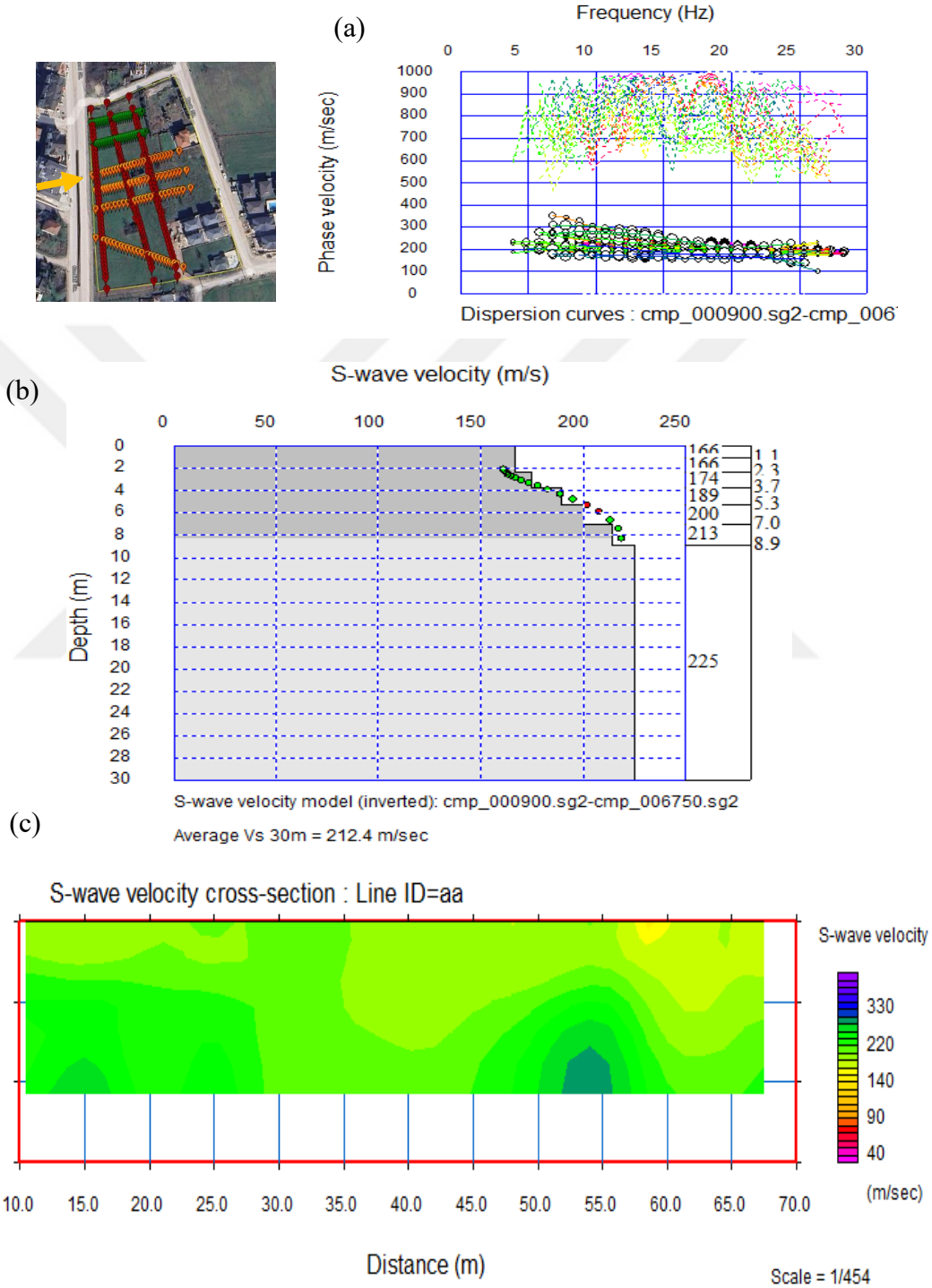
Şekil 6.32. Sismik profil-4'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli.

Sismik profil-5 için 2-B S-dalgası hız modeli



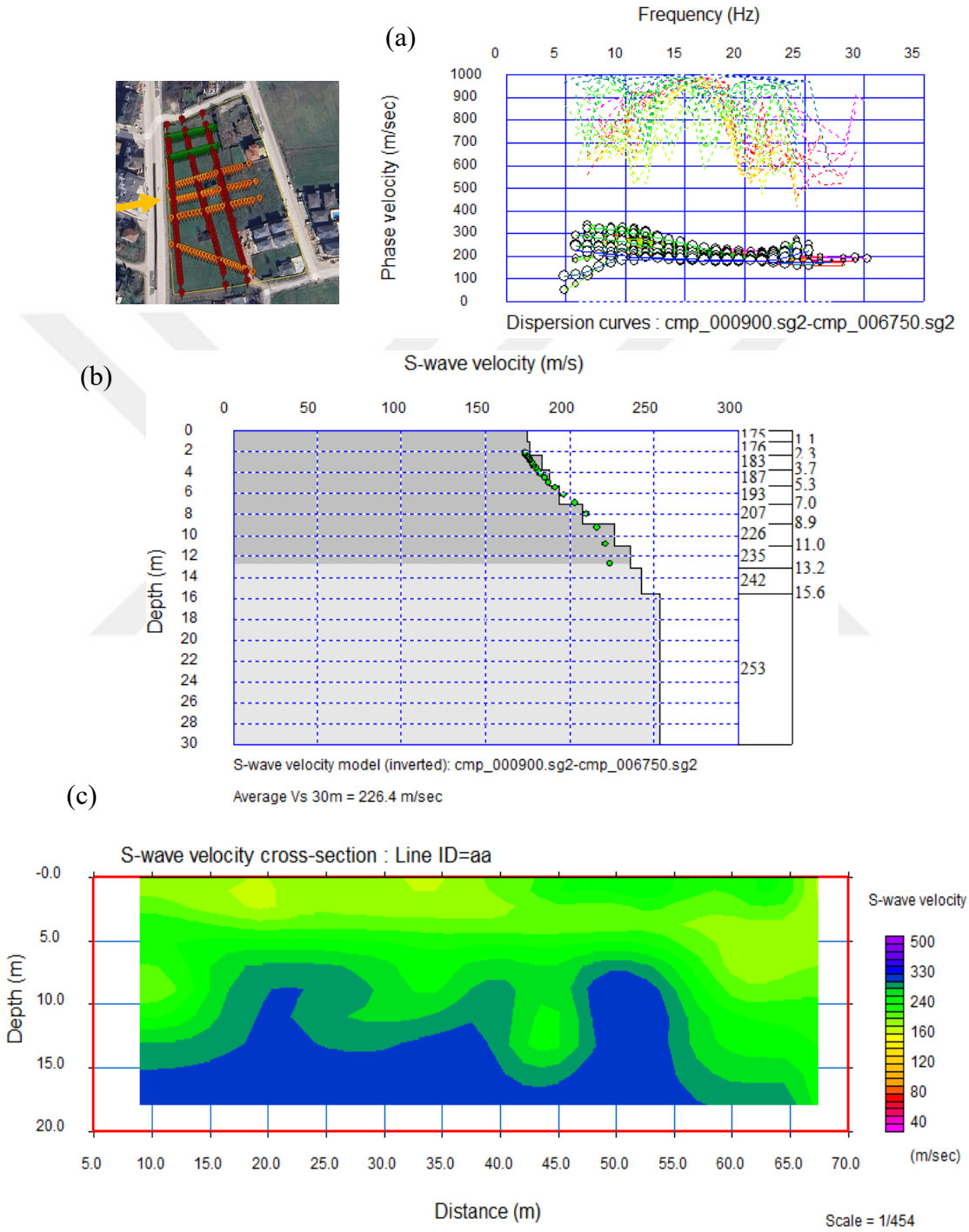
Şekil 6.33. Sismik profil-5'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli.

Sismik profil-6 için 2-B S-dalgası hız modeli



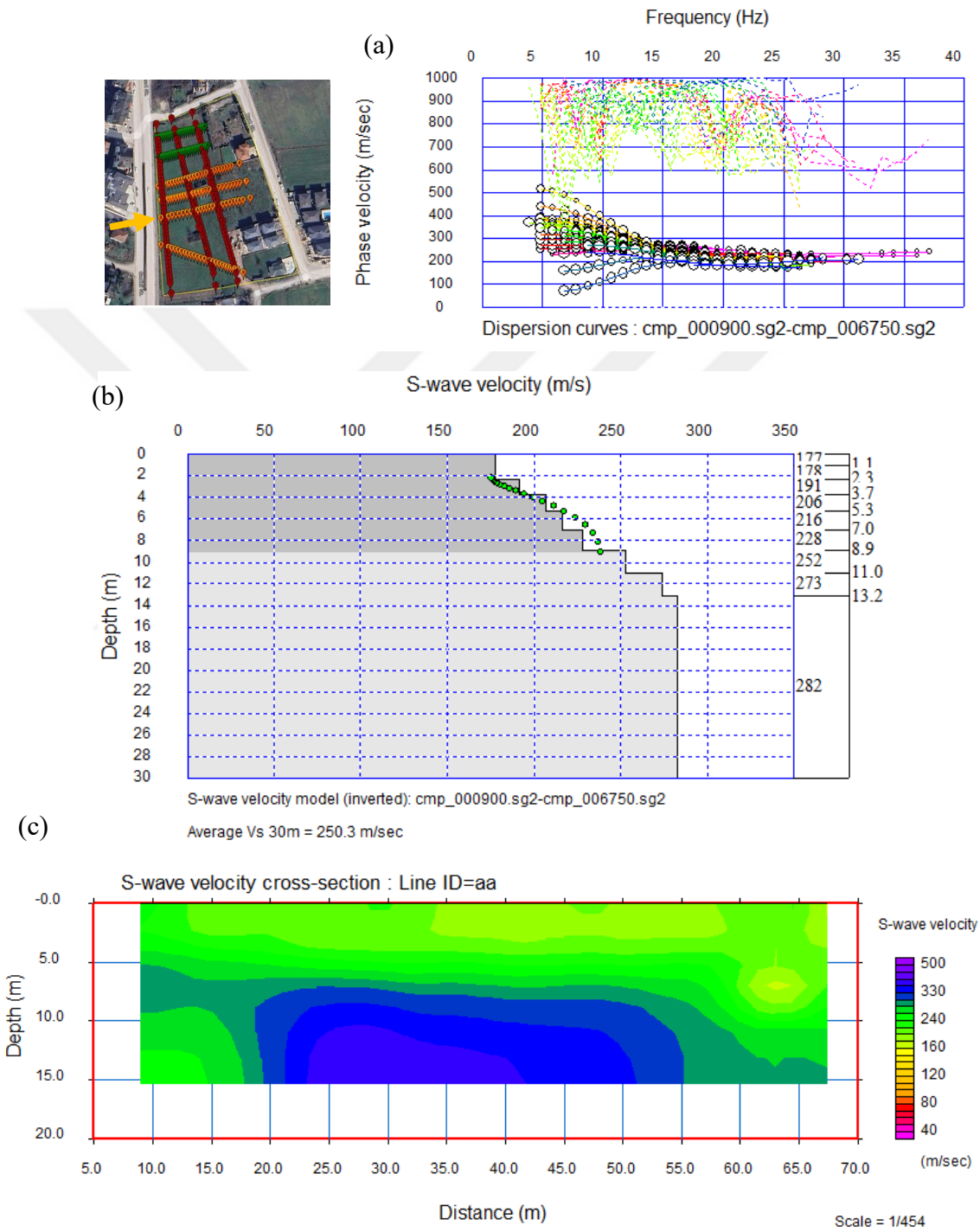
Şekil 6.34. Sismik profil-6'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli.

Sismik profil-7 için 2-B S-dalgası hız modeli



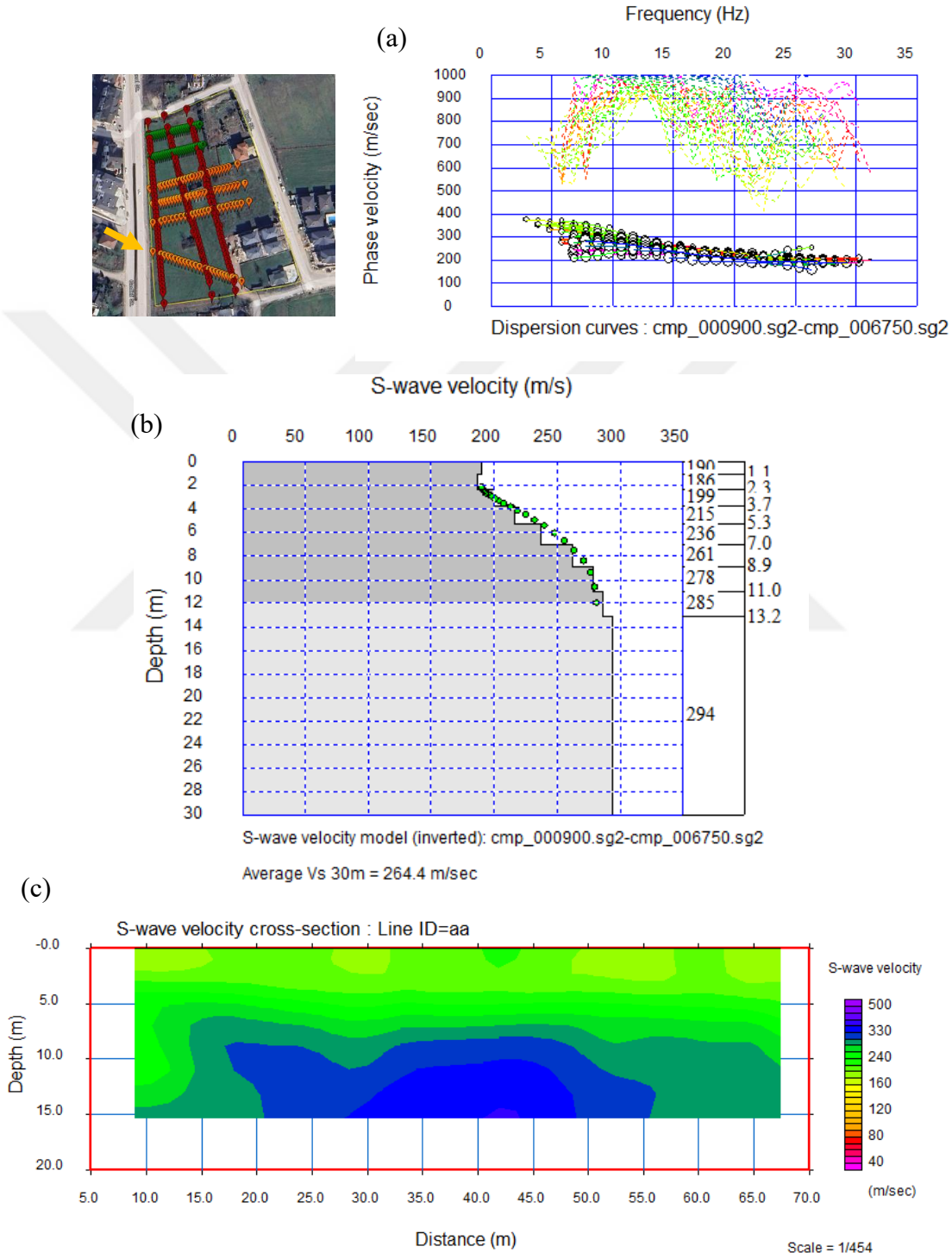
Şekil 6.35. Sismik profil-7'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli.

Sismik profil-8 için 2-B S-dalgası hız modeli



Şekil 6.36. Sismik profil-8'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli.

Sismik profil-9 için 2-B S-dalgası hız modeli



Şekil 6.37. Sismik profil-9'in S-dalgası için 2-B modelleme. (a) dispersiyon eğrileri, (b) ters çözümü S-dalgası hız modeli ve (c) nihai S-dalgası hız modeli.

6.4.2.6. Elastik Modüller ve Geoteknik Mühendisliği Parametrelerinin Hesaplanması

6.4.2.7. Elastik Modüller

Yeraltı katmanlarının daha kapsamlı bir şekilde anlaşılması için, MASW ve SRT yöntemlerinden elde edilen birincil dalga hızı (Vp) ve kayma hızı (Vs) bilindiğinde elastik modüller (jeoteknik parametreler olarak adlandırılır) belirlenebilir (Khalil ve Hanafy, 2016) Bu modüller, elastisite modülü olarak da bilinen Young modülü (E), kayma modülü (μ), kütle modülü (K) ve Poisson oranıdır (σ). Bu parametreler aşağıdaki Tablo 6.2'te listelenen denklemler kullanılarak hesaplanmıştır.

Tablo 6.2. Çalışmada elastik modülleri hesaplamak için kullanılan denklemler.

Elastik Modüller	Kullanılan formül	Birim	Referans
Yoğunluk	$\rho = 0.31\ V_p^{0.25}$	g/cm^3	(Keceli, 2012)
Poisson oranı	$\sigma = \frac{1}{2}\left(1 - \frac{1}{(\frac{V_p}{V_s})^2 - 1}\right)$	unitless	(Christensen, 1996)
Young modülü	$E = \mu\ (\frac{3V_p^2 - 4\ V_s^2}{V_p^2 - V_s^2})$	Kg/cm^2	(Keceli, 2012)
Bulk modülü	$K = \rho\ (V_p^2 - \left(\frac{4}{3}\right) V_s^2)\ /\ 100$	Kg/cm^2	(Birch, 1960)
Kayma modülü	$\mu = \rho V_s^2/100$	Kg/cm^2	(Birch, 1960)

6.4.2.8. Geoteknik Mühendislik Parametreleri

Geoteknik mühendisliği parametreleri, yeraltı malzemelerinin inşaat için uygunluğunu değerlendirmek amacıyla zemin yoğunlukları ve sismik dalga hızları (Vp ve Vs) verine dayanarak belirlenir (Abudeif vd., 2019). Bu parametrelerden bazıları N-değeri ve nihai taşıma kapasitesidir (q_{ult}). Bu parametreler aşağıdaki Tablo 6.3'te listelenen denklemler kullanılarak hesaplanmıştır.

Tablo 6.3. Çalışmada geoteknik mühendisliği parametrelerini hesaplamak için kullanılan denklemler.

Geoteknik Mühendisliği Parametresi	Kullanılan formül	Birim	Referans
N-değeri	$N = (\frac{V_s}{76.55})^{2.24719}$	birimsiz	(Khalil & Hanafy, 2016)
Maksimum taşıma kapasitesi	$q_{ult} = \frac{V_s^{2.4}}{1590}$	kN/m^2	(Imai & Yoshimura, 1976)

6.4.3. Sonuçlar ve Tartışma

Elastik modüller Tablo 6.2'te listelenen denklemler kullanılarak hesaplanmıştır. Benzer şekilde, geoteknik mühendislik parametreleri de Tablo 6.3'teki denklemler kullanılarak hesaplanmıştır. Birincil dalga hızı (P-dalgası) ve kayma dalgası hızının (S-dalgası) 2 boyutlu sonuçları, her bir sismik profildeki derinlik ve katman sayısı, Vp/Vs oranı, elastik modüller, geoteknik mühendislik parametreleri ve Vs-30m'ye kayma dalgasının 1-B sonucu hesaplanmış/belirlenmiş ve aşağıda Tablo 6.4'te sunulmuştur.

Tablo 6.4. Elastik modüllerin ve geoteknik mühendislik parametrelerinin sonuçları.

Profil	Tabaka	Vp aralık (m/s)		Vp ortalama (m/s)	Vs aralık (m/s)		Vs aortalama (m/s)	Vp/Vs	Derinlik (m)	yoğunluk (ρ) (g/cm^3)	poisson oran(σ) (unitless)	Young's modül (E) (kg/cm^2)	bulk modül (K) (kg/cm^2)	kesme modül (μ) (kg/cm^2)	SPT N-value (N)	UBC (q_ult) (kg/cm^2)	Vs-30 (m/s)
1	Birinci	300	1500	900	160	260	210	4.29	7	1.7	0.47	2203	12755	748.8	9.66	2.40	235.0
	Ikinci	1500	2400	1950	260	280	270	7.22	27	2.1	0.49	4476	76330	1501.8	16.99	4.39	
	Üçüncü	2400	3000	2700	0	0	0	0.00	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	
2	Birinci	300	1200	750	160	260	210	3.57	8	1.6	0.46	2085	8171	715.4	9.66	2.40	314.6
	Ikinci	1200	2400	1800	260	320	290	6.21	25	2.0	0.49	5049	63158	1698.1	19.95	5.21	
	Üçüncü	2400	3000	2700	0	0	0	0.00	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	
3	Birinci	300	1500	900	160	200	180	5.00	7	1.7	0.48	1627	13020	550.1	6.83	1.66	296.4
	Ikinci	1500	2400	1950	200	320	260	7.50	15-25	2.1	0.49	4153	76475	1392.6	15.61	4.01	
	Üçüncü	2400	3000	2700	0	0	0	0.00	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	
4	Birinci	300	1650	975	120	240	180	5.42	7	1.7	0.48	1664	15719	561.3	6.83	1.66	254
	Ikinci	1650	2200	1925	240	320	280	6.88	(-)	2.1	0.49	4795	73944	1609.9	18.44	4.79	
5	Birinci	300	1350	825	100	260	180	4.58	7	1.7	0.48	1588	10590	538.3	6.83	1.66	279.0
	Ikinci	1350	2200	1775	260	320	290	6.12	(-)	2.0	0.49	5030	61139	1692.2	19.95	5.21	
6	Birinci	250	1625	937.5	160	220	190	4.93	7	1.7	0.48	1831	14251	619.2	7.71	1.89	203.5
	Ikinci	1625	2543	2084	220	280	250	8.34	24	2.1	0.49	3908	89221	1309.1	14.29	3.65	
	Üçüncü	2543	3000	2771.5	0	0	0	0.00	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	
7	Birinci	300	1650	975	160	220	190	5.13	7	1.7	0.48	1851	15633	625.3	7.71	1.89	215.0
	Ikinci	1650	2550	2100	220	320	270	7.78	24	2.1	0.49	4564	90506	1529.8	16.99	4.39	
	Üçüncü	2550	3000	2775	0	0	0	0.00	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	
8	Birinci	300	1650	975	160	220	190	5.13	7	1.7	0.48	1851	15633	625.3	7.71	1.89	294.7
	Ikinci	1650	2550	2100	220	320	270	7.78	24	2.1	0.49	4564	90506	1529.8	16.99	4.39	
	Üçüncü	2550	3000	2775	0	0	0	0.00	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	
9	Birinci	300	1350	825	160	220	190	4.34	7	1.7	0.47	1766	10508	599.8	7.71	1.89	311
	Ikinci	1350	2550	1950	220	320	270	7.22	22	2.1	0.49	4476	76330	1501.8	16.99	4.39	
	Üçüncü	2550	3000	2775	0	0	0	0.00	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	
Max										2.1	0.49	5049	90506	1698.1	19.95	5.21	
Min										1.6	0.46	1588	8171	538.3	6.83	1.66	

6.4.3.1. Sismik Yorumlama

Daha önce de belirtildiği gibi, bu çalışmada çeşitli uzunluklarda 9 MASW sismik araştırması gerçekleştirilmiştir Şekil 6.7, Şekil 6.8, ve Şekil 6.9. 9 MASW sismik profilinin 30 metreye kadar 1-D kayma hızı ($V s$)30 sonuçları Şekil 6.11, Şekil 6.12, Şekil 6.13, Şekil 6.14, Şekil 6.15, Şekil 6.16, Şekil 6.17, Şekil 6.18, ve Şekil 6.19 203.5 ila 314.6 m/s arasında bir değer aralığı göstermiştir. Bu nedenle, aşağıdaki Tablo 6.5'da yer alan Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği (TBDY-2018) kriterlerine göre, sonuçlar "Orta sıkı – sıkı kum, çakıl veya çok sert kil tabakaları" sınıfı ZD'yi ortaya çıkarmıştır.

Tablo 6.5. Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği (TBDY-2018) (Kurtuluş et al., 2020)

Yerel Zemin Sınıfı	Zemin Cinsi	Üst 30 metrede ortalama $(V_S)_{30}$ [m/s]	$(N_{60})_{30}$ [darbe/30cm]	$(c_u)_{30}$ [kPa]
ZA	Sağlam, sert kayalar	> 1500	-	-
ZB	Az ayrışmış, orta sağlam kayalar	760-1500	-	-
ZC	Çok sıkı kum, çakıl ve sert kil tabakaları veya ayrışmış, çok çatlaklı zayıf kayalar	360-760	> 50	> 250
ZD	Orta sıkı – sıkı kum, çakıl veya çok sert kil tabakaları	180-360	15-50	70-250
ZE	Gevşek kum, çakıl veya yumuşak – katı kil tabakaları veya PI> 20 ve w> %40 koşullarını sağlayan toplamda 3 metreden daha kalın yumuşak kil tabakası (c_u <25 kPa) içeren profiller	<180	<15	<70
ZF	Sahaya özel araştırma ve değerlendirme gerektiren zeminler: 1)Deprem etkisi altında çökme ve potansiyel göçme riskine sahip zeminler (sıvılaşabilir zeminler, yüksek derecede hassas killer, göçebilir zayıf çimentolu zeminler vb.), 2) Toplam kalınlığı 3 metreden fazla turba ve/veya organik içeriği yüksek killer, 3)Toplam kalınlığı 8 metreden fazla olan yüksek plastisiteli (PI >50) killer, 4) Çok kalın (> 35 m) yumuşak veya orta katı killer.			

2-D birincil hız (P-dalgası) ve kayma hızının (S-dalgası) nihai sonuçları aşağıdaki gibidir: Şekil 6.20, ortalama birincil hızı (P-dalgası) 900 ila 2700 m/s arasında değişen üç katmanlı MASW'nin üst üste bindirilmiş sismik profili-1'i göstermiştir ve ilk katman için derinlik neredeyse (7-8 m), ikinci katman neredeyse (25-27 m) ve üçüncü katman sonsuz olarak tanımlanmıştır; MASW'nin üst üste bindirilmiş sismik profili-1'in 2-D kayma hızı (S-dalgası) Şekil 6.29, ortalama kayma hızı 160 ila 280 m/s arasında değişen iki katman göstermiştir. Şekil 6.21, MASW'nin üst üste bindirilmiş sismik profil-2'sini, ortalama birincil hızı (P-dalgası) 750 ila 2700 m/s arasında değişen üç katmanla göstermiştir ve ilk katmanın derinliği

neredeyse (7-8 m), ikinci katmanın ise neredeyse (25-27 m) olarak belirlenmiştir, ve üçüncü katman yarı sonsuz iken, MASW'nin üst üste binmiş sismik profil-2'sinin 2 boyutlu kayma hızı (S-dalgası) Şekil 6.30 kayma dalgası hızının yanal değişimlerine sahip iki katman göstermiştir ve ortalama kayma hızı 160-320 m/s aralığındadır. Şekil 6.22, MASW'nin üst üste bindirilmiş sismik profil-3'ünü, 900 ila 2700 m/s arasında değişen ortalama birincil hıza (P dalgası) sahip üç katmanla ve olası bir yapısal fay nedeniyle birincil dalgaların yanal değişimiyle göstermiştir. İlk katmanın derinliği neredeyse (7-8 m) olarak tespit edilirken, ikinci katmanın derinliği olası bir kırılma zonu nedeniyle yanal bir değişim yaşamış ve neredeyse (15-25 m) aralığında olduğu ve üçüncü katmanın yarı sonsuz iken olduğu tespit edilmiştir, MASW'nin üst üste binen sismik profil-3'ün 2 boyutlu kayma hızı (S-dalgası) Şekil 6.31 ortalama kayma hızı 160 ila 320 m/s arasında değişen iki katman göstermiştir. Şekil 6.23 MASW'nin sismik profil-4'ünü ortalama birincil hızı (P-dalgası) 975 ila 2325 m/s arasında değişen iki katmanla göstermiştir ve ilk katmanın derinliği neredeyse (7-8 m) olarak tanımlanmıştır ve ikinci katman yarı sonsuz iken, MASW'nin sismik profil-4'ünün 2 boyutlu kayma hızı (S-dalgası) Şekil 6.32 kayma dalgasının yanal değişimlerine sahip iki katman göstermiştir ve ortalama kayma hızı 120-320 m/s aralığındadır. Şekil 6.24 MASW'nin sismik profil-5'ini ortalama birincil hızı (P-dalgası) 825 ila 2175 m/s arasında değişen iki katmanla göstermiştir ve ilk katman için derinlik neredeyse (7-8 m) olarak tanımlanmıştır ve ikinci katman sonsuzdur, MASW'nin sismik profil-5'inin 2 boyutlu kayma hızı (S-dalgası) Şekil 6.33 yanal kayma dalgası değişimlerine sahip iki katman göstermiştir ve ortalama kayma hızı 100-320 m/s aralığındadır. Şekil 6.25, MASW'nin sismik profil-6'sını, ortalama birincil hızı (P-dalgası) 937,5 ila 2771,5 m/s arasında değişen üç katmanla göstermiştir. İlk katmanın derinliği neredeyse (7-8 m), ikinci katmanın derinliği neredeyse (23-25 m) ve üçüncü katmanın yarı sonsuz iken olduğu tespit edilirken, MASW'nin sismik profil-6'sının 2 boyutlu kayma hızı (S-dalgası) Şekil 6.34, 160-280 m/s aralığında ortalama kayma hızına sahip iki katman göstermiştir. Şekil 6.26, MASW'nin sismik profil-7'sini, 975 ila 2775 m/s arasında değişen ortalama birincil hıza (P-dalgası) sahip üç katmanla göstermiştir. İlk katmanın derinliği neredeyse (7-8 m), ikinci katmanın derinliği neredeyse (23-25 m) ve üçüncü katmanın yarı sonsuz iken olduğu tespit edilirken, MASW'nin sismik profil-7'sinin 2 boyutlu kayma hızı (S-dalgası) Şekil 6.35, 160-320 m/s aralığında ortalama kayma hızına

sahip iki katman göstermiştir. Şekil 6.27), MASW'nin sismik profil-8'ini, 975 ila 2775 m/s arasında değişen ortalama birincil hıza (P-dalgası) sahip üç katmanla göstermiştir. İlk katmanın derinliği neredeyse (7-8 m), ikinci katmanın derinliği neredeyse (23-25 m) ve üçüncü katmanın yarı sonsuz iken olduğu tespit edilirken, MASW'nin sismik profil-8'inin 2 boyutlu kayma hızı (S-dalgası) Şekil 6.36, 160-320 m/s aralığında ortalama kayma hızına sahip iki katman göstermiştir. Şekil 6.28, MASW'nin sismik profil-9'unu, 825 ila 2775 m/s arasında değişen ortalama birincil hıza (P-dalgası) sahip üç katmanla göstermiştir. İlk katmanın derinliği neredeyse (7-8 m) olarak belirlenirken, ikinci katmanın derinliği yanal bir değişim yaşamış ve neredeyse (20-25 m) olarak bulunmuştur ve üçüncü katman yarı sonsuz iken, oysa MASW'nin sismik profil-9'unun 2 boyutlu kayma hızı (S-dalgası) Şekil 6.37, 160-320 m/s aralığında ortalama kayma hızına sahip iki katman göstermiştir.

6.4.3.2. Elastik Modüller ve Geoteknik Mühendisliği Parametrelerinin Yorumlanması

Yoğunluk (ρ) Tablo 6.2'te belirtilen formül kullanılarak hesaplanmıştır. Her bir sismik profilin tüm katmanları için yoğunluk ayrı ayrı hesaplanmış ve Tablo 6.4'te sunulmuştur. Tüm sismik profillerin 7-8 m derinliğe kadar olan ilk katmanı için yoğunluk (1.6-1.7 g/cm^3) arasında değişmekte olup, ortalaması (1.68 g/cm^3) olup aşağıdaki tabloda "Orta" olarak sınıflandırılmıştır. 22-25 m derinliğe kadar tüm sismik profillerin ikinci katmanı için, aşağıdaki tabloda "Yüksek" olarak sınıflandırılan ortalama (2,05 g/cm^3) ile (2-2,1 g/cm^3) arasında değişmektedir. Üçüncü katmanın olmaması (yarı sonsuz iken derinlik) nedeniyle profil 4 ve 5 hariç tüm sismik profillerin üçüncü katmanı için "Yüksek" (2,2 g/cm^3) Tablo 6.6'de kalmıştır.

Tablo 6.6. yoğunluk değerine göre zemin sınıflandırması (Keçeli, 2012)

Yoğunluk (ρ), g/cm^3	Tanimlama
<1.20	Çok düşük
1.20 – 1.40	Düşük
1.40 – 1.90	Orta
1.90 – 2.20	Yüksek
>2.20	Çok Yüksek

Young modülü (E): elastik modül veya elastisite modülü olarak da bilinir ve Tablo 6.2'te belirtilen formül kullanılarak hesaplanmıştır. Her bir sismik profilin tüm katmanları için Young modülü ayrı ayrı hesaplanmış ve Tablo 6.4'te sunulmuştur. Tüm sismik profillerin ilk katmanı için Young değeri 1588 ila 2203 kg/cm^2 arasında değişmekte olup aşağıdaki tabloda "Orta Gevşek" zemin olarak sınıflandırılmıştır. Tüm sismik profillerin ikinci ve üçüncü katmanları için ise 4153 ila 5049 kg/cm^2 arasında değişmektedir ve bu da aşağıdaki Tablo 6.7'te "Orta Gevşek" zemin olarak sınıflandırılmıştır.

Tablo 6.7. Young modülünün değerine göre zemin sınıflandırması (Bowles, 1988)

Young modülü (E), kg/cm^2	Yer Özelliği
0-2000	Gevşek
2000-10000	Orta Gevşek
10000-30000	Sağlam
>30000	Çok Sağlam

Poisson oranı (σ), (birimsiz) Tablo 6.2'te belirtilen formül kullanılarak hesaplanmıştır. Her bir sismik profilin tüm katmanları için Poisson oranı ayrı ayrı hesaplanmış ve Tablo 6.4'te sunulmuştur. Poisson oranı değerleri, incelenen tüm sismik profillerdeki tüm katmanlar için 0,46 ila 0,49 arasında değişmekte olup, "Kil, doygun - Yetersiz ila hafif yetkin" olarak sınıflandırılmıştır.Tablo 6.8.

Tablo 6.8. Poisson oranının değerine göre zemin sınıflandırması (Bowles, 1988) ve (Sheriff ve Geldart, 1995)

Poisson oranı (σ), (birimsiz)	Zemin türü	Açıklama
0.4-0.5	Kil, doymuş	Yetersizden biraz yetkinliğe
0.1-0.3	Kil, doymamış	Yetkin malzemeler
0.2-0.3	Kumlu kil	Oldukça ila orta derecede yetkin
0.3-0.35	Silt	
-0.1-1.00	Kum, çakıllı kum	-
0.3-0.4	Yaygın olarak kullanılan	
0.1-0.4 (Biraz da kayanın türüne bağlıdır)	Kaya	-
0.1-0.3	Loess	-
0.36	Buz	-
0.15	Beton	-

Kayma modülü (μ) Tablo 6.2'te belirtilen formül kullanılarak hesaplanmıştır. Her bir sismik profilin tüm katmanları için kayma modülü ayrı ayrı hesaplanmış ve Tablo 6.4'te sunulmuştur. Tüm sismik profillerin ilk katmanı için 538.3 ila 748.8 kg/cm^2 arasında değişmektedir. Tüm sismik profillerin ikinci katmanı için 1309,1 ila 1698,1 kg/cm^2 arasında değişmektedir ve bu da genel olarak "gevşek ila orta gevşek" olarak sınıflandırılmaktadır (Tablo 6.9).

Tablo 6.9. Kayma modülü değerine göre zemin sınıflandırması (Bowles, 1988)

Kayma modülü (μ), kg/cm^2	Yer Özelliği
0-600	Gevşek
600-3000	Orta Gevşek
3000-10000	Sağlam
>10000	Çok Sağlam

Bulk modülü (k) Tablo 6.2'te belirtilen formül kullanılarak hesaplanmıştır. Her bir sismik profilin tüm katmanları için Kabarma modülü ayrı ayrı hesaplanmış ve Tablo 6.4'te sunulmuştur. Tüm sismik profillerin ilk katmanı için şişme modülü değeri 8171 ila 15719 kg/cm^2 arasında değişmektedir ve bu da zemin sıkışmasının "az ila orta" düzeyde olduğunu göstermektedir. Tüm sismik profillerin ikinci katmanı için bu değer 61139 ila 90506 kg/cm^2 arasında değişmektedir ve bu da toprağın sıkışmasının "Yüksek" olduğunu göstermektedir (Tablo 6.10).

Tablo 6.10. Bulk modülü değerine göre zemin sınıflandırması (Keçeli, 2012)

Bulk modülü (k), kg/cm^2	Sıkıştırma
<400	Çok az
400 - 10000	Az
10000 - 40000	Orta
40000 - 100000	Yüksek
>1000000	Çok Yüksek

SPT N-değeri (N): Standart Penetrasyon Testi zeminin penetrasyona karşı direncini ölçer. Zemin mukavemeti, yoğunluğu ve stratigrafisinin değerli bir göstergesidir. Buna göre, N-değeri ne kadar yüksekse, zemin o kadar serttir ve bunun tersi de geçerlidir. Tablo 6.3'te belirtilen formül kullanılarak matematiksel olarak hesaplanmıştır. Her bir sismik profilin tüm

katmanları için SPT N-değeri ayrı ayrı hesaplanmış ve Tablo 6.4'te sunulmuştur. Tüm sismik profillerin ilk katmanı için 6.83 ila 9.66 arasında değişirken, “gevşek ila orta” zemin olarak sınıflandırılan ikinci katmanda 14.29 ila 19.95 arasında değişmektedir (Tablo 6.11).

Tablo 6.11. SPT N-değerine göre zemin sınıflandırması (Highter & Anders, 1985)

Kompaktlık	SPT N-value (blows per m)
Çok gevşek	0-4
Gevşek	5-10
Orta	11-30
Yoğun	31-50
Çok yoğun	>50

Maksimum taşıma kapasitesi (q_{ult}), Geoteknik mühendisliği parametreleri, yeraltı malzemelerinin inşaat için uygunluğunu değerlendirmek için zemin yoğunlukları ve sismik dalga hızları (Vp ve Vs) verdüzne dayanarak belirlenir (Abudeif ve ark., 2019) bölümünde belirtilen formül kullanılarak matematiksel olarak hesaplanmıştır. Bu parametrelerden bazıları N-değeri ve nihai taşıma kapasitesidir (q_{ult}). Bu parametreler aşağıdaki Tablo 6.3'te listelenen denklemler kullanılarak hesaplanmıştır. Her bir sismik profilin tüm katmanları için nihai taşıma kapasitesi ayrı ayrı hesaplanmış ve Tablo 6.4'te sunulmuştur. Tüm sismik profillerin ilk katmanı için bu değer 1,66 ila 2,4 kg/cm^2 arasında değişirken, ikinci katman 3,65 ila 5,21 kg/cm^2 arasında değişmiştir ve tüm profil için tüm katmanlar “Sınıf IV” “Zayıf” zemin olarak sınıflandırılmıştır (Tablo 6.12).

Tablo 6.12. Maksimum taşıma kapasitesine göre zemin sınıflandırması (Pasaribu ve Haryani, 2012)

Sınıf	Açıklama	Maksimum taşıma kapasitesi (kg/cm^2)
I	Çok iyi	>120
II	İyi	81-120
III	Adil	41-80
IV	Zayıf	0-40

6.5. Çalışma Alanında SRT Yönteminin Uygulanması

6.5.1. Veri Toplama ve Ekipman

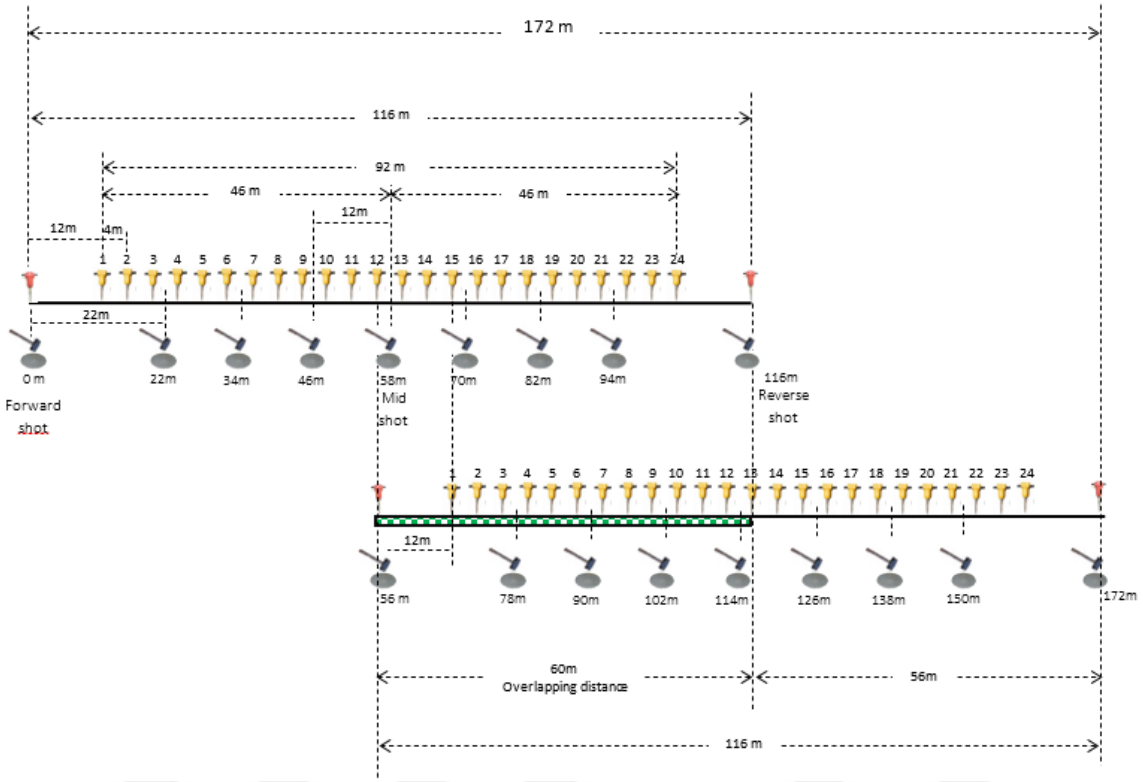
Bu çalışmada, SRT verdüzni elde etmek için doğrusal yayılma tipi kullanılarak aktif bir kaynak kullanılmıştır. Aşağıdaki Tablo 6.13 bu çalışmada kullanılan araştırma parametrelerini göstermektedir. Düzenleme türü olarak, Şekil 3.7(a)'da gösterildiği gibi alıcılar sabitken kaynak hareketlidir. Ayrıca, MASW yönteminden farklı olarak, SRT yönteminde her bir sismik profil için düz, orta, ters ve ara atışlar olmak üzere dokuz atış kullanılmıştır. SRT araştırmasının çeşitli profil uzunlukları kullanılarak uygulanmasının arkasındaki neden, daha önce de belirtildiği gibi saha koşulları ve çalışma alanının sınırlı olmasıdır. Çalışma için kullanılan ekipmanlar MASW yönteminde kullanılan ekipmanlarla aynıdır (Şekil 3.2).

Tablo 6.13. Farklı profiller için SRT araştırmasının ana saha parametreleri

Profil No.	Yayılma uzunluk (m)	Kaynak (kızak-çekiç kg)	Sayı her profil için çekimler	Kaynak-Alıcı ofseti (m)	Alıcı aralığı (m)	Alıcı frekansı (Hz)	Jeofon sayısı	Kayıt uzunluğu (ms)	Örnekleme aralığı (ms)
1,2,3	2*92 Örtüşen	10	9	12	4	4.5	24	1000	2
4,5	46	10	9	2	2	4.5	24	1000	2
6,7,8,9	87	10	9	9	3	4.5	24	1000	2

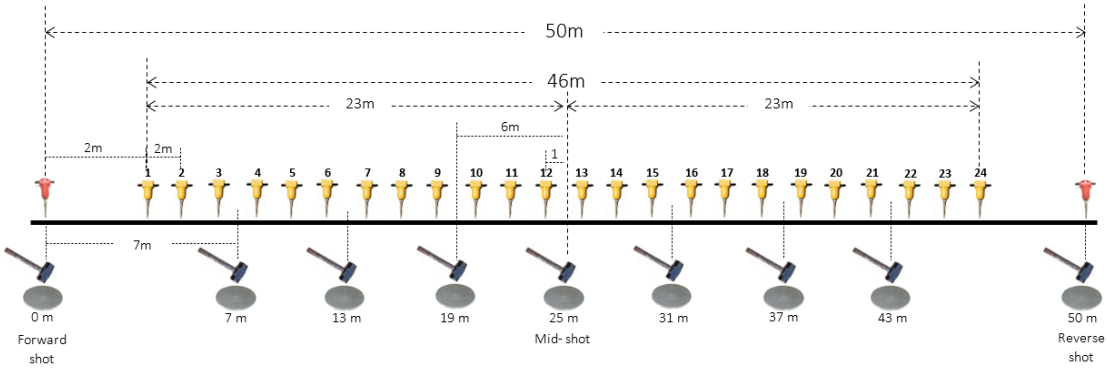
6.5.1.1. Kaynak ve Alıcıların Konfigürasyonu

Bu çalışmada SRT yöntemi için MASW yönteminden farklı olarak her profil için dokuz atış (düz, orta, ters ve ara atışlar) olmak üzere çeşitli uzunluklarda 9 profil uygulanmıştır. Bu profillerin dağılımı aşağıdaki gibidir: 1) kuzeyden güneye doğru, her bir profil için toplam 172 m uzunluğunda üst üste binmiş üç uzun profil Şekil 6.6 (kırmızı ile 1,2 ve 3 numara ile gösterilmektedir). Her profil üst üste binmiş iki yayılımdan oluşmaktadır, her yayılımın uzunluğu 116 m'dir (düz, orta, geri ve ara çekimler dahil) ve üst üste binen yayılım mesafesi 60 m'dir. İlk yayılım için dokuz çekim yapılmış ve ofset mesafesi 12 m ve jeofon aralığı 4 m olmuştur. Üst üste binen ikinci yayılım için, ilk atışın kaynağı 56 m'den başlayarak dokuz atış yapılmış ve ofset 12 m ve jeofon aralığı 4 m’dir (Şekil 6.38).



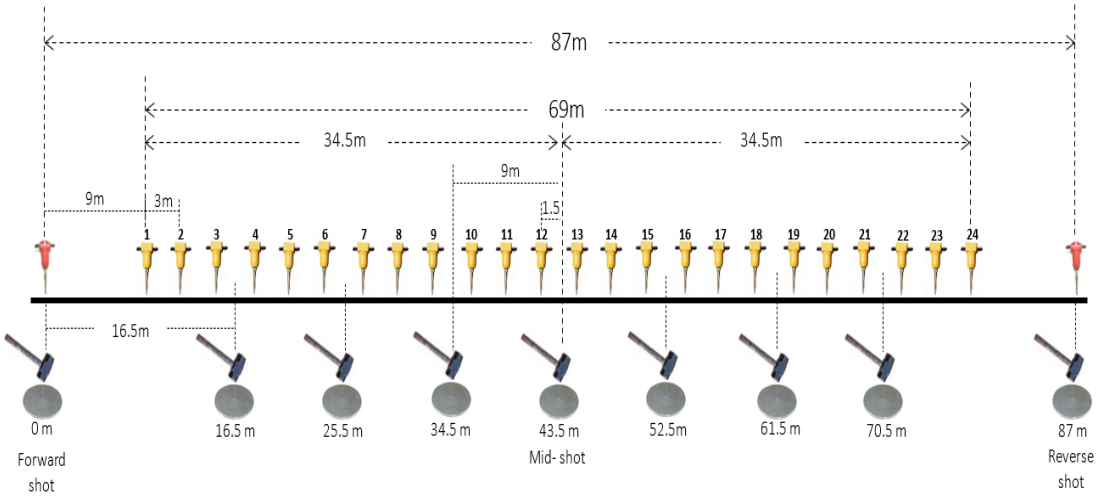
Şekil 6.38. SRT yönteminin çalışma alanının ilk üç profilinin üst üste bindirilmiş konfigürasyonu.

2) batıdan doğuya doğru her profil için toplam uzunluğu 50 m olan iki profil Şekil 6.6 (yeşil renkle 4 ve 5 numara ile gösterilmektedir). Bu iki profil için dokuz çekim yapılmış ve aşağıda gösterildiği gibi çalışma alanının sınırlı mesafesi nedeniyle ofset 2 m jeofon aralığı ile 2 m olmuştur (Şekil 6.39).



Şekil 6.39. SRT yönteminin 4. ve 5. profillerinin konfigürasyonunu göstermektedir.

3) batıdan doğuya doğru her bir profil için toplam 87 m uzunluğunda dört profil (Şekil 6.6) (turuncu renkle 6,7,8 ve 9 numara ile gösterilmektedir). Bu dört profil için dokuz atış yapılmış ve ofset aşağıda gösterildiği gibi 3 m jeofon aralığı ile 9 m olmuştur (Şekil 6.40).



Şekil 6.40. SRT yönteminin 6., 7., 8. ve 9. profillerinin konfigürasyonunu göstermektedir.

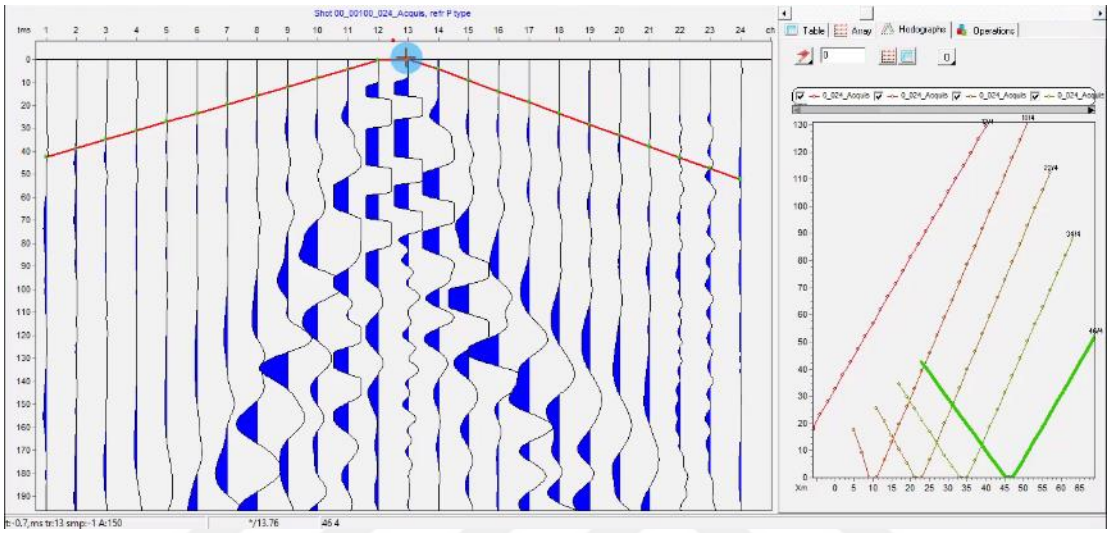
6.5.2. Veri İşleme

6.5.2.1. ZondST2D Kullanarak 2-D P-Dalgası Hız Modellerinin Elde Edilmesi

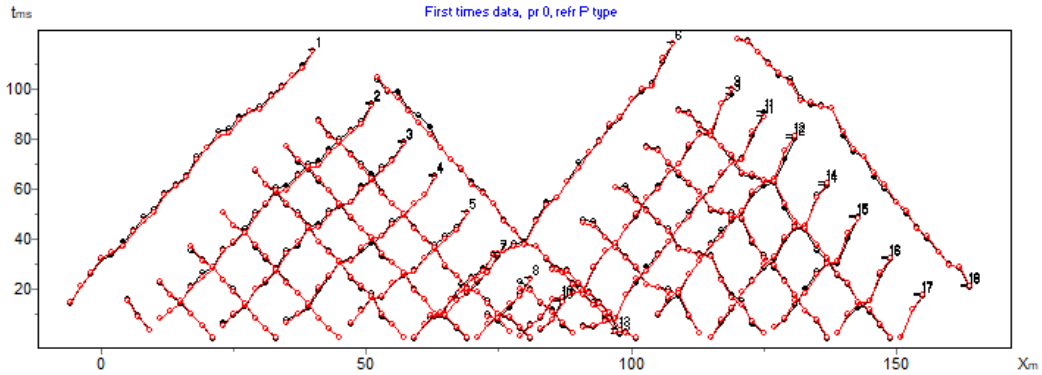
Sahadan ham veriler toplandıktan sonra, veri işleme için ZONDST2D yazılımı kullanılmıştır. Her bir sismik profil için tüm çekimler (düz, orta, ters ve ara çekimler) ayrı ayrı yazılıma aktarıldıktan sonra, işleme sırasında her bir atışi geometrisi değiştirilerek her bir çekim için P dalgasının ilk varış zamanlarını ayrı ayrı almak için bir analiz gerçekleştirilmiştir Şekil 6.41(a). Tüm atışlar toplandıktan sonra, tüm atışların ilk varış zamanlarını gösteren grafikler elde edilmiştir Şekil 6.41(b). Bundan sonra, tüm atışların grafikleri, yeraltının P-dalgasının 2 boyutlu bir modelini elde etmek için bir ters çözüm işlemine tabi tutulmuştur Şekil 6.41(c). böylece Şekil 6.41, ilk üst üste binen sismik profil-1 için P-dalgasının 2 boyutlu modelini elde etme sürecinin tamamını göstermektedir. Aynı işlem sırasıyla Şekil 6.42, Şekil 6.43, Şekil 6.44, Şekil 6.45, Şekil 6.46, Şekil 6.47, Şekil 6.48 ve Şekil 6.49'te gösterildiği gibi diğer profillere de ayrı ayrı uygulanmıştır (sismik profil-2'den sismik profil-9'a kadar).

Üst üste binmiş sismik profil-1 için 2-B P-dalgası hız modeli

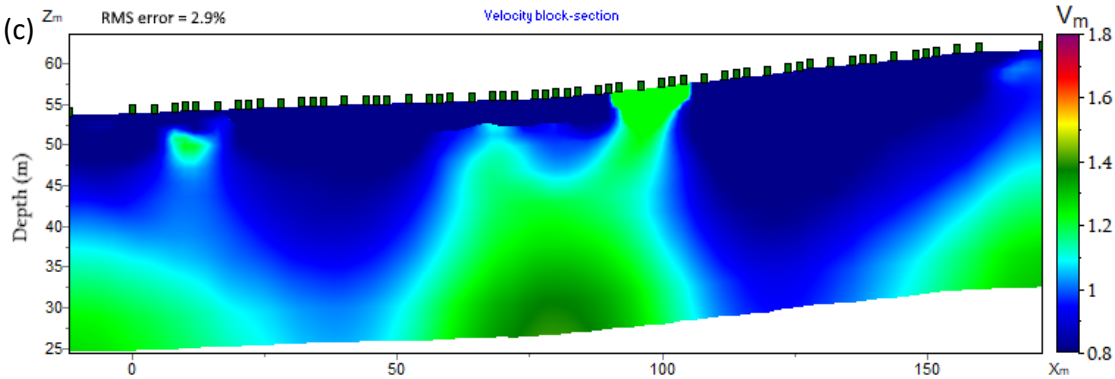
(a)



(b)

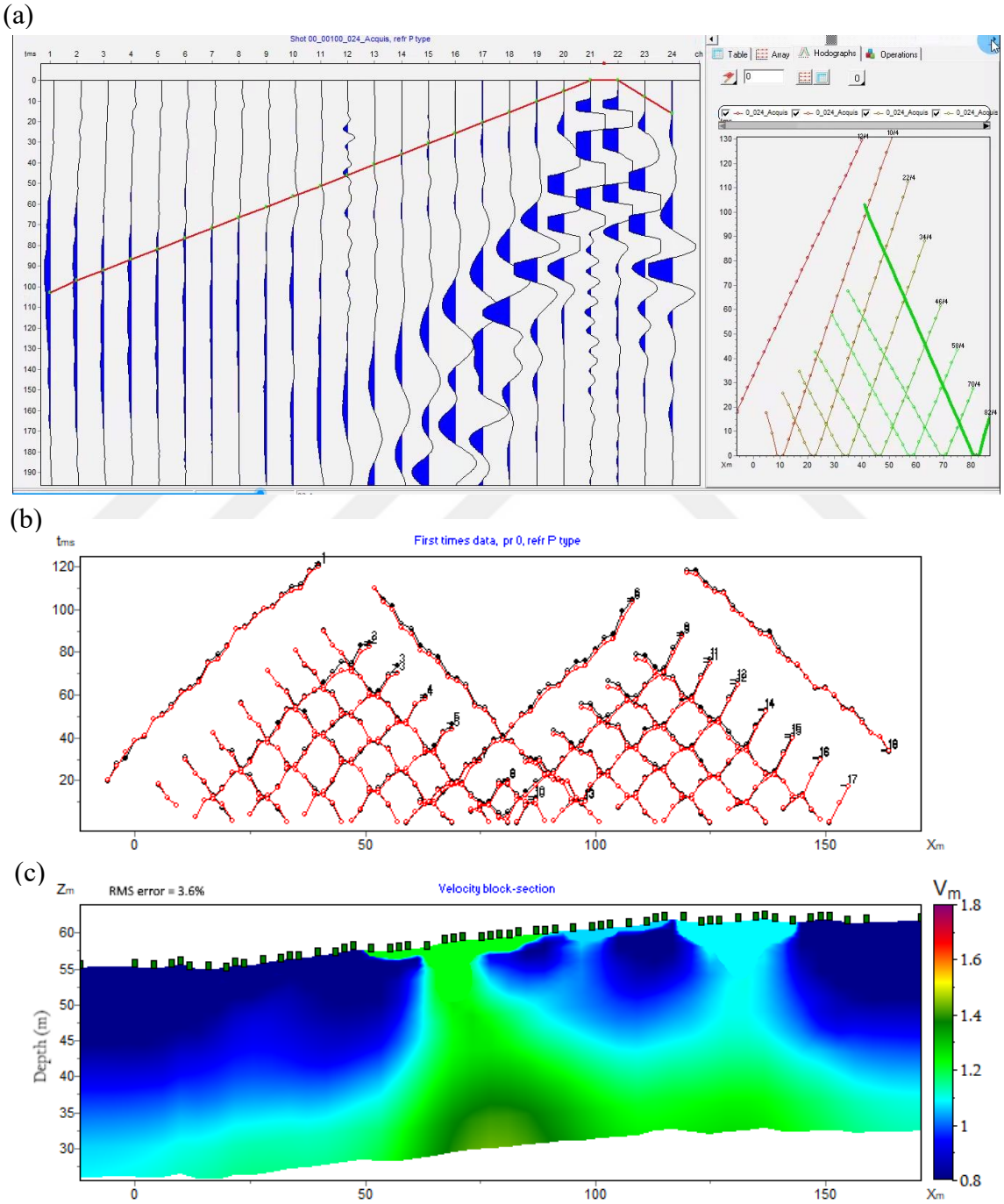


(c)



Şekil 6.41. SRT üst üste bindirilmiş sismik profil-1. (a) P-dalgasının ilk varış zamanının her bir atış için ayrı ayrı alınması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli.

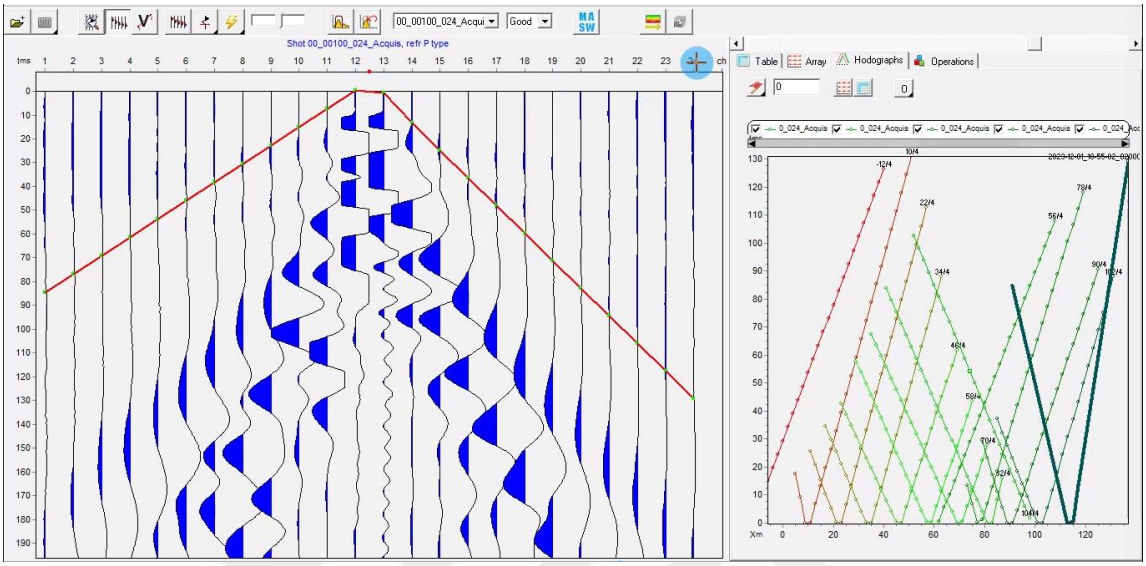
Üst üste binmiş sismik profil-2 için 2-B P-dalgası hız modeli



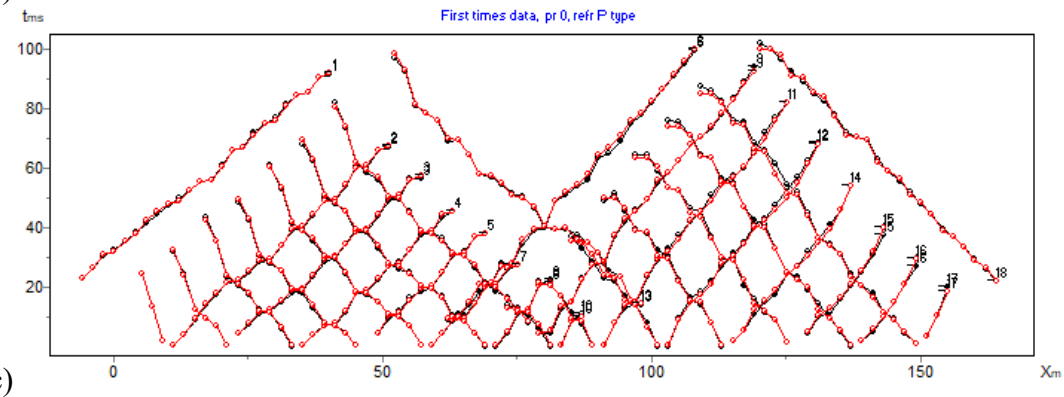
Şekil 6.42. SRT üst üste bindirilmiş sismik profil-2. (a) P-dalgasının ilk varış zamanının her bir atış için ayrı ayrı alınması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli.

Üst üste binmiş sismik profil-3 için 2-B P-dalgası hız modeli

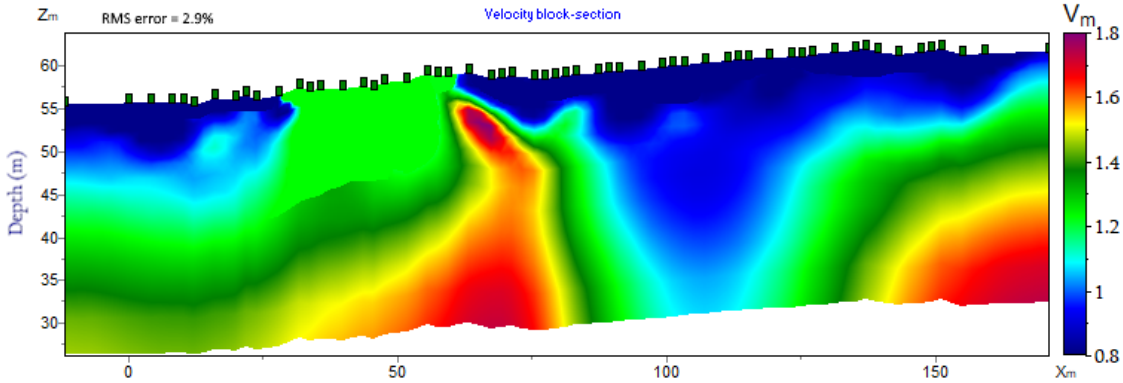
(a)



(b)

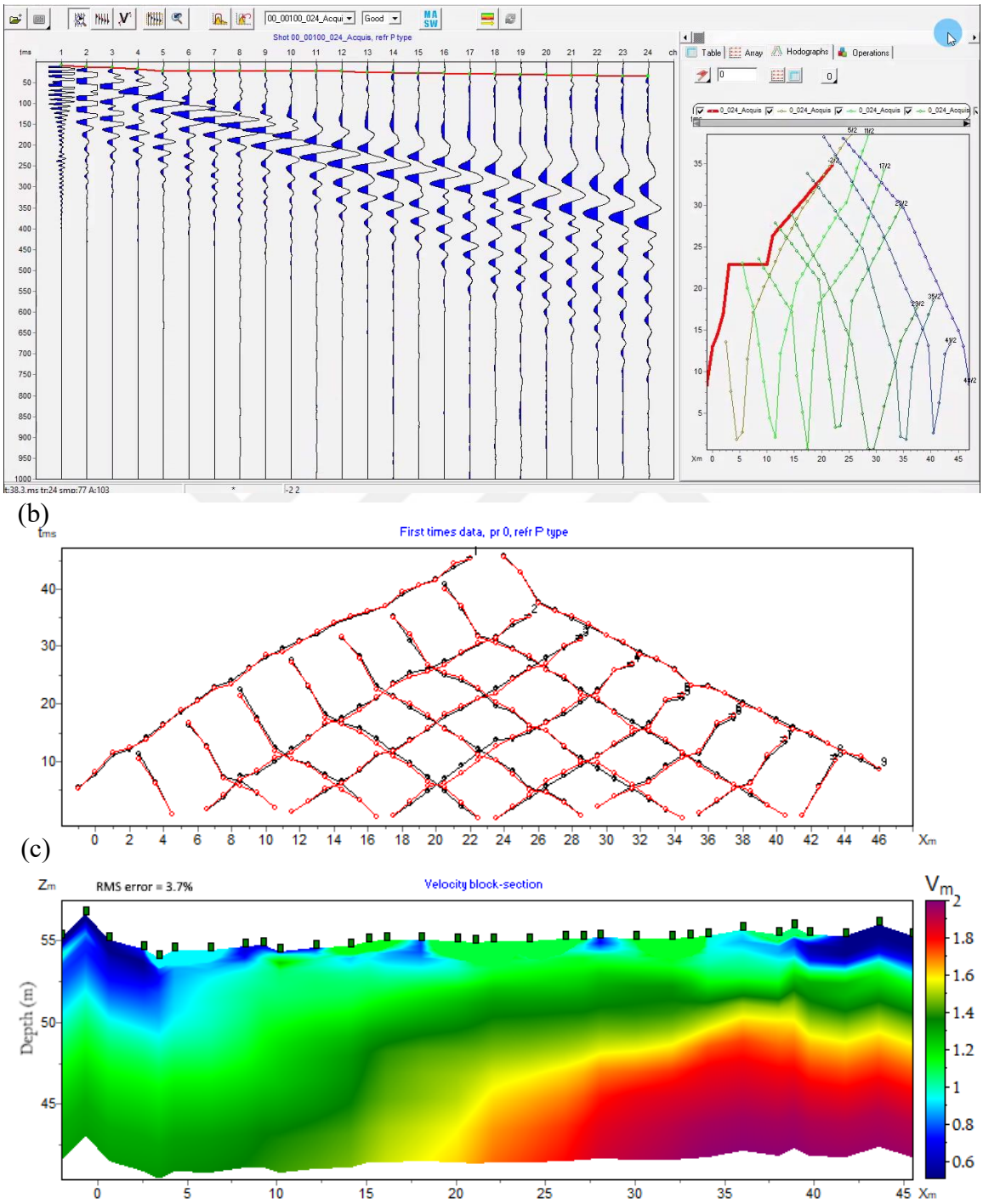


(c)



Şekil 6.43. SRT üst üste bindirilmiş sismik profil-3. (a) P-dalgasının ilk varış zamanının her bir atış için ayrı ayrı alınması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli.

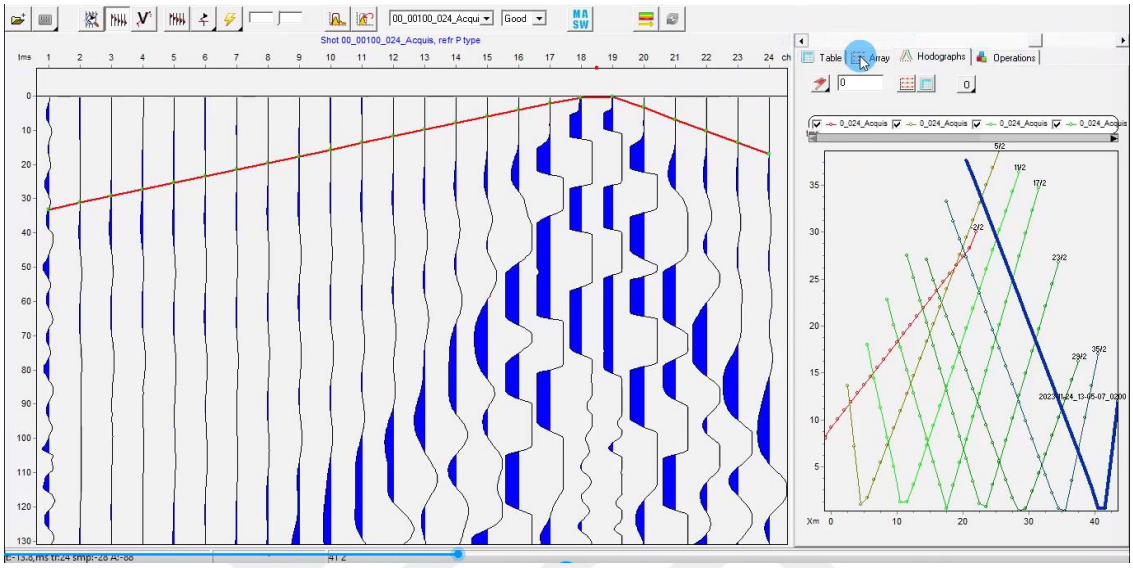
(a) Sismik profil-4 için 2-B P-dalgası hız modeli



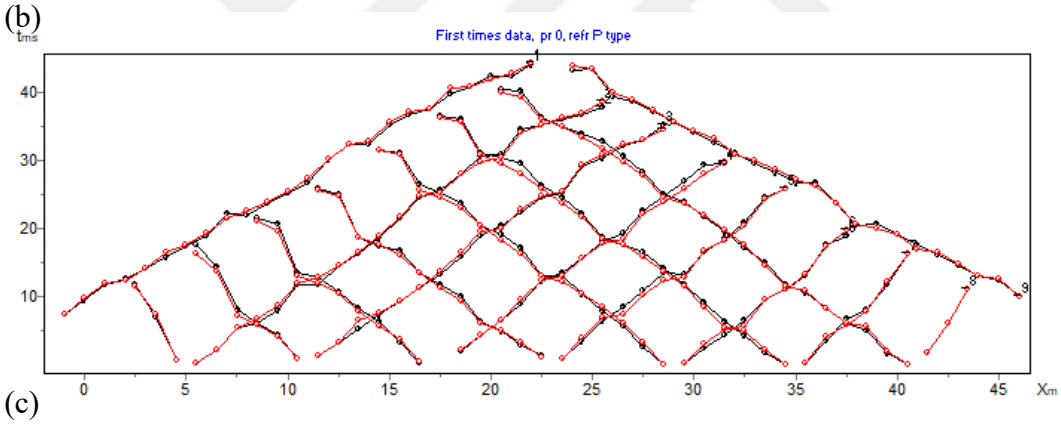
Şekil 6.44 SRT sismik profili-4. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli.

Sismik profil-5 için 2-B P-dalgası hız modeli

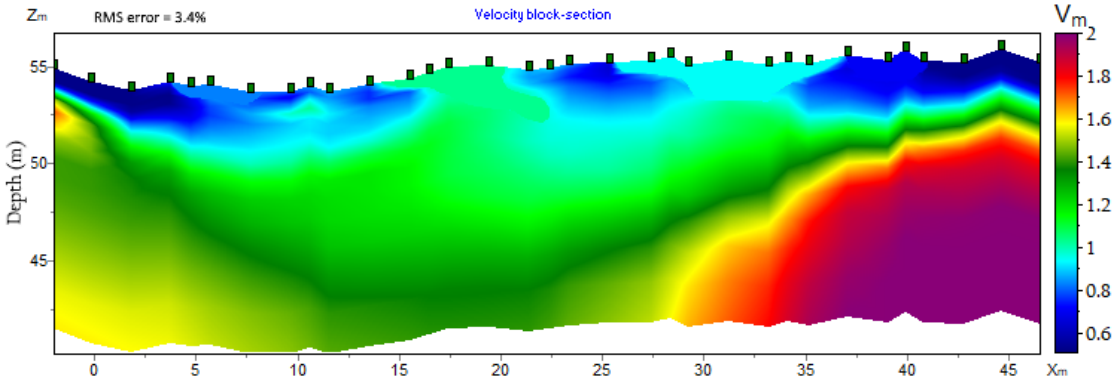
(a)



(b)



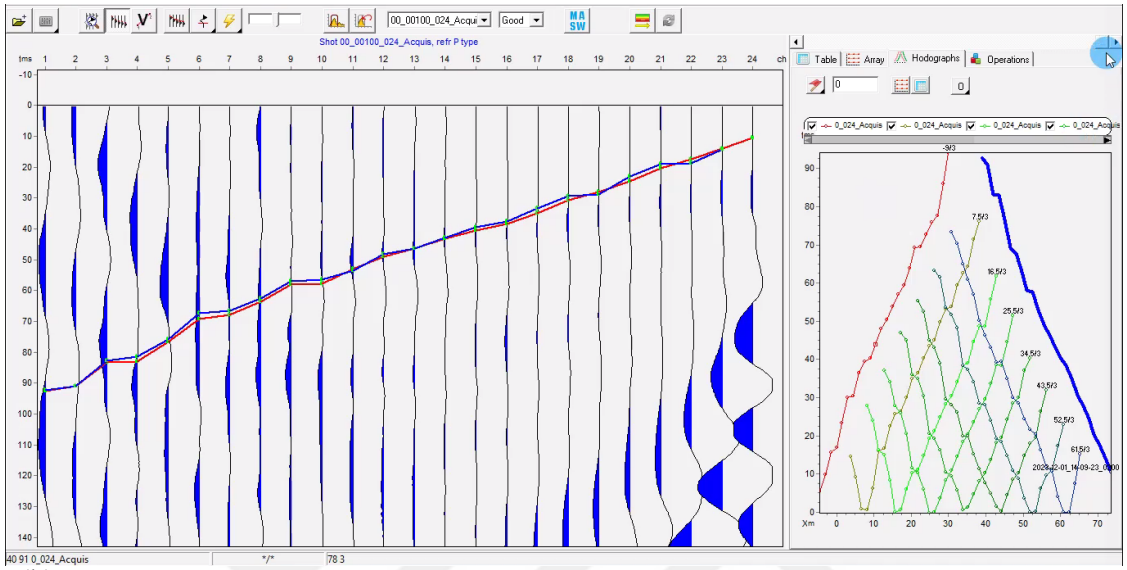
(c)



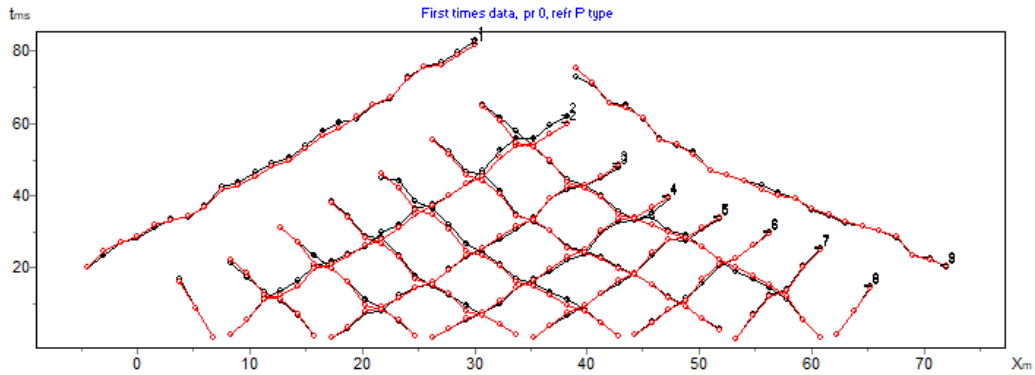
Şekil 6.45 SRT sismik profili-5. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli.

Sismik profil-6 için 2-B P-dalgası hız modeli

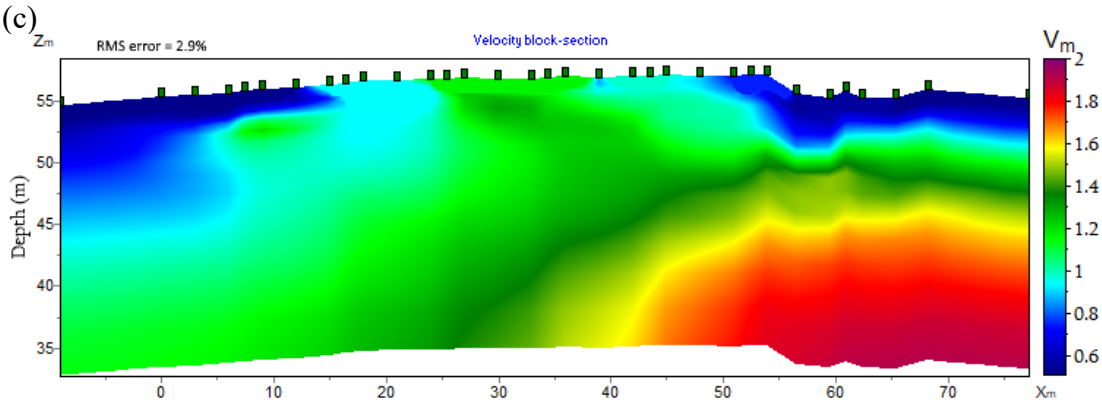
(a)



(b)



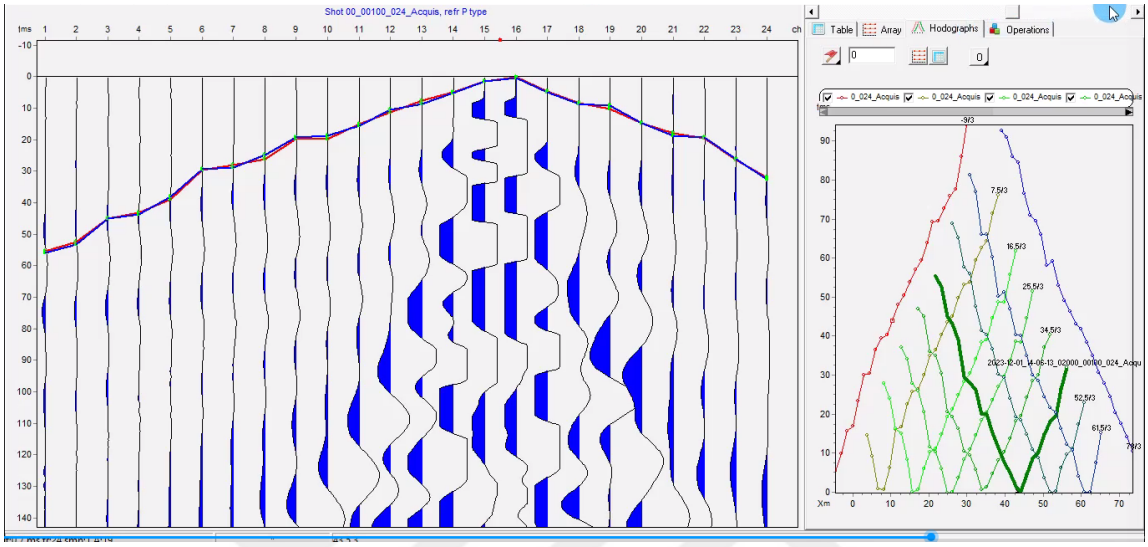
(c)



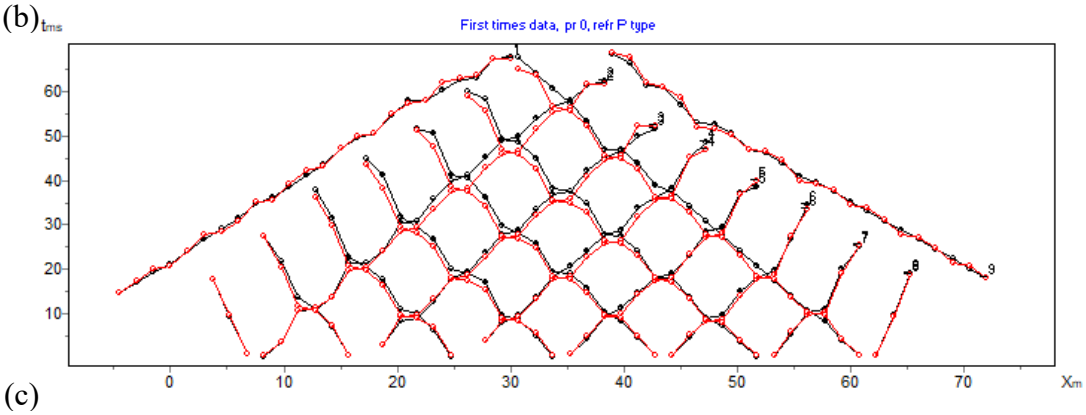
Şekil 6.46. SRT sismik profili-6. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli.

Sismik profil-7 için 2-B P-dalgası hız modeli

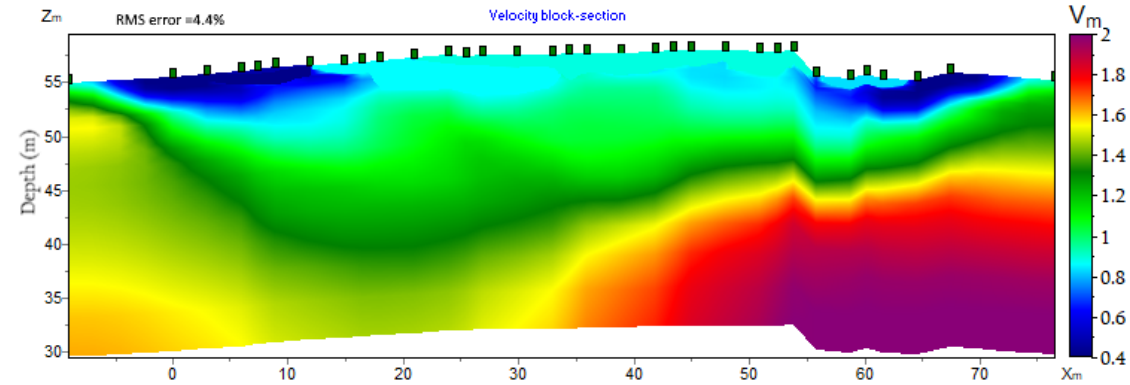
(a)



(b)

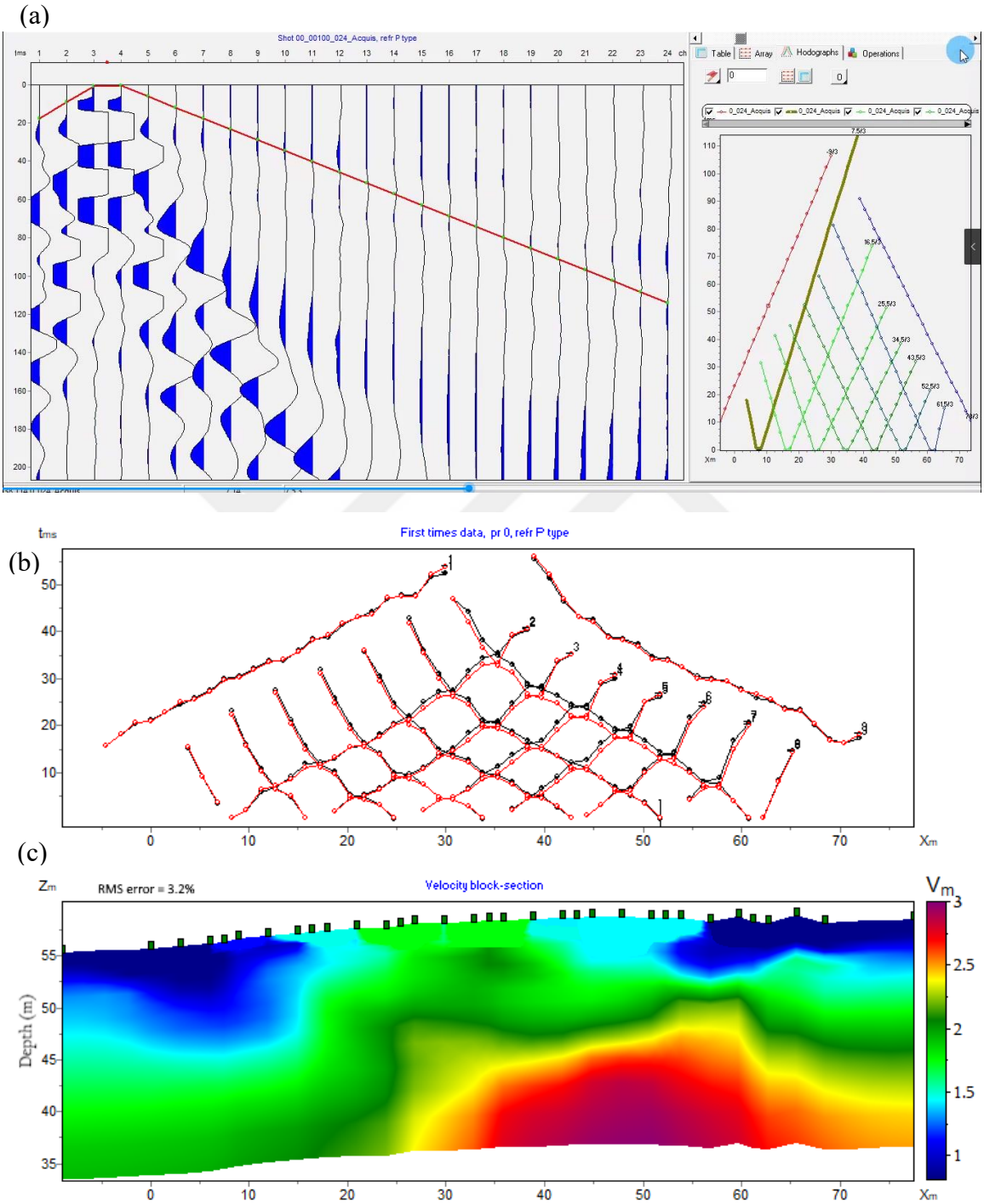


(c)



Şekil 6.47 SRT sismik profili-7. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli.

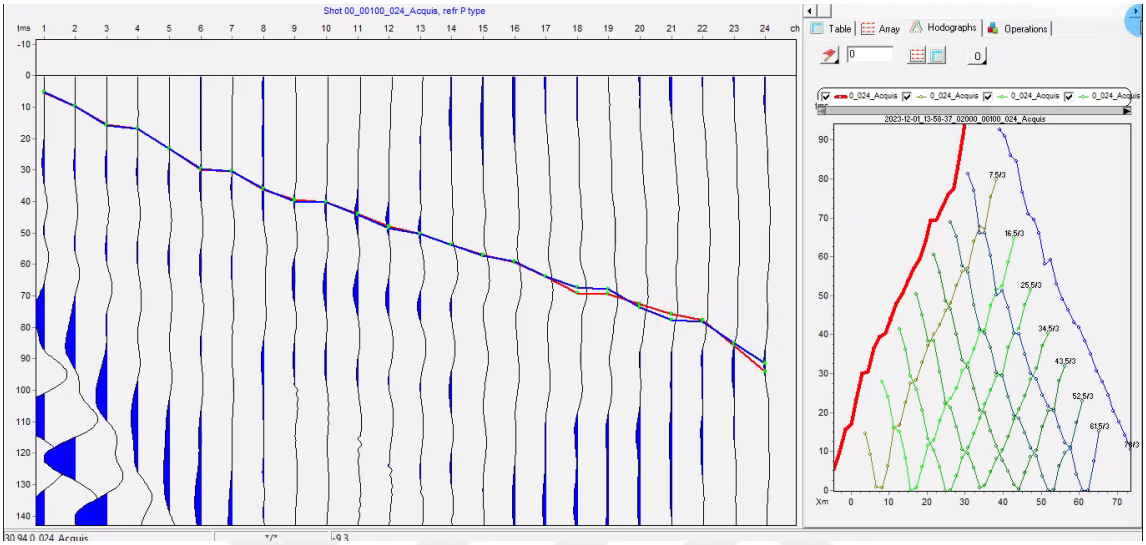
Sismik profil-8 için 2-B P-dalgası hız modeli



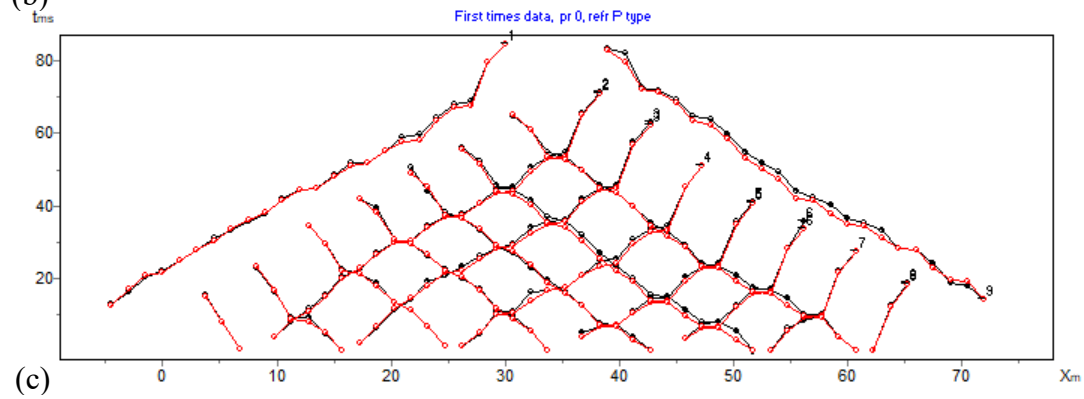
Şekil 6.48 SRT sismik profili-8. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli.

Sismik profil-9 için 2-B P-dalgası hız modeli

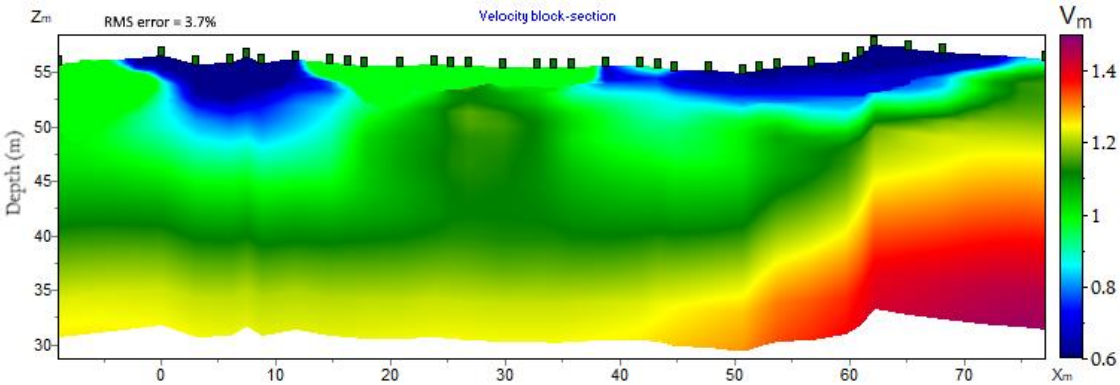
(a)



(b)



(c)

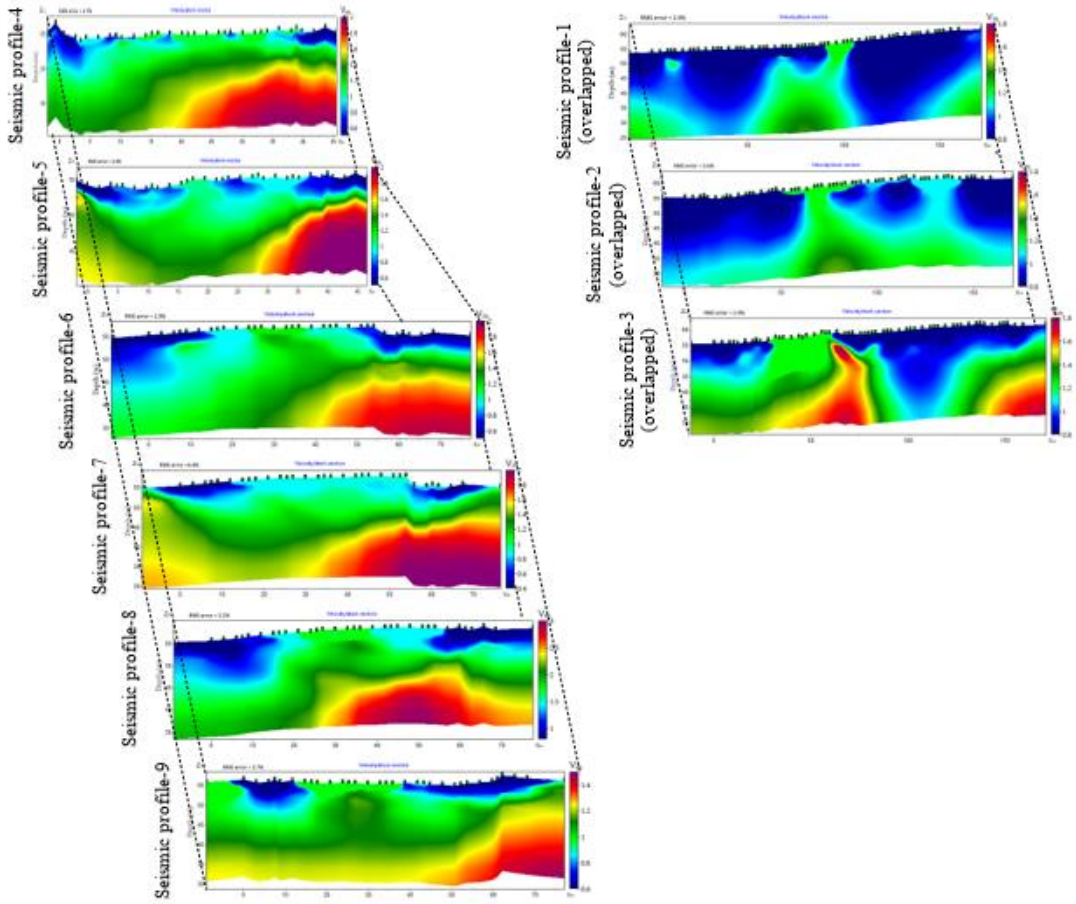


Şekil 6.49 SRT sismik profili-9. (a) her bir atış için P-dalgasının ilk varış zamanının ayrı ayrı toplanması. (b) veri işlemeden sonra tüm atışların ilk varış zamanları. (c) ters çözüm uygulandıktan sonra P-dalgasının nihai 2-B modeli.

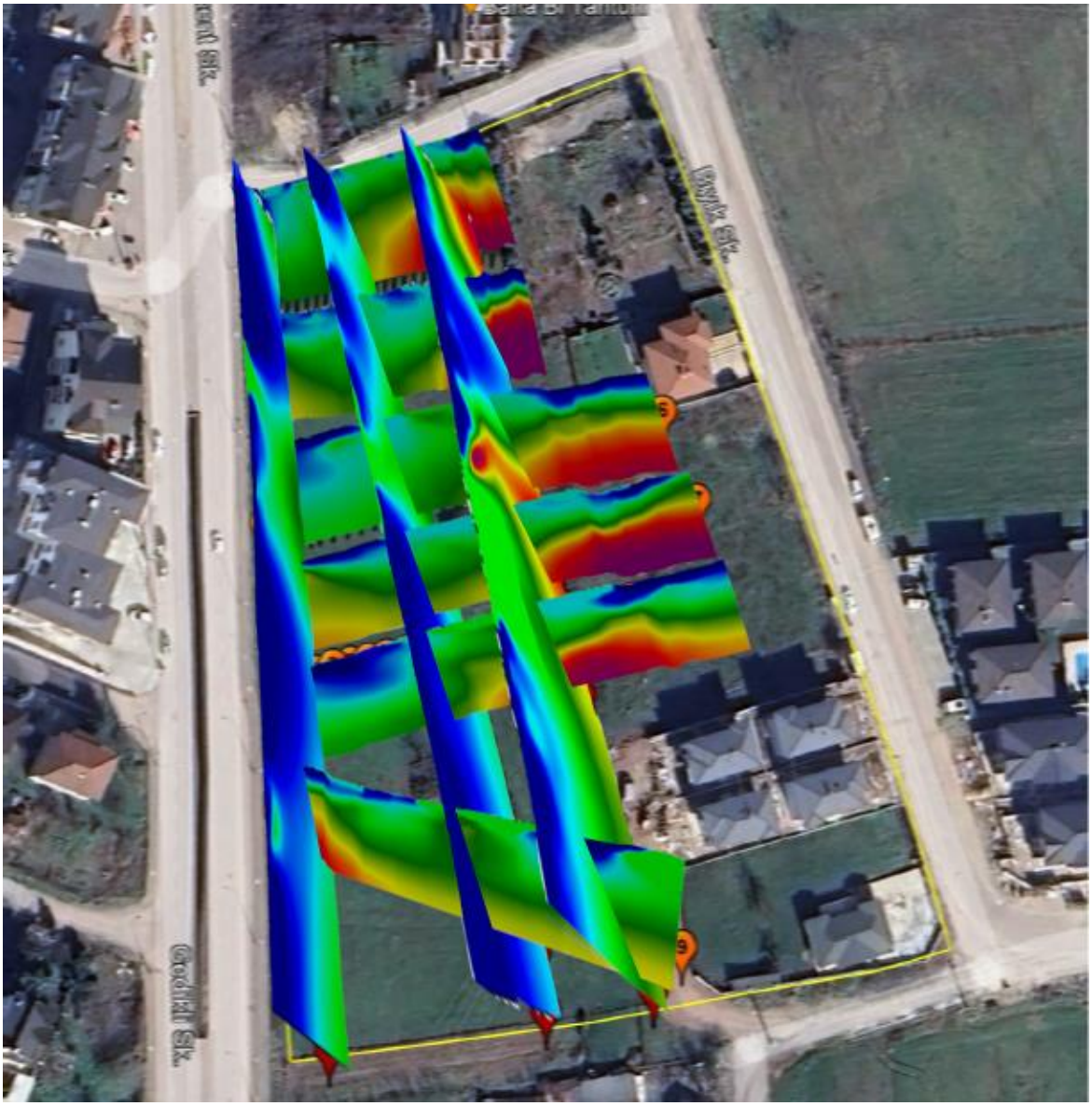
6.5.3. Sonuçlar ve Tartışma

2-D P-dalgası hız modeli daha önce MASW yönteminde elde edilmişti. Burada, SRT yönteminde, mümkünse çok daha iyi sonuçlar elde etmek amacıyla ZONDST2D adlı başka bir yazılım kullanılmıştır. Bu nedenle, aşağıda veri işlemenin nihai sonuçları verilmiştir. Şekil 6.41, Şekil 6.42, Şekil 6.43 SRT'nin üst üste bindirilmiş sismik profil-1, 2 ve 3'ünü sırasıyla birincil dalga hızının yanal değişimleri ve 0,8 ila 1,8 km/s (800-1800 m/s) arasında değişen ortalama birincil hız (P-dalgası) ve 25 ila 28 m arasında değişen bir derinlik ile üç katmanla göstermektedir. Şekil 6.44 ve Şekil 6.45 sırasıyla SRT'nin sismik profil-4 ve 5'ini, ortalama birincil hızı 0,6 ila 2 km/s (600-2000 m/s) ve derinliği yaklaşık 18 m olan, birincil dalga hızının belirgin bir yanal değişimine sahip neredeyse iki katmanla göstermektedir. Şekil 6.46 SRT'nin neredeyse üç katmanlı sismik profilini-6 göstermektedir. Birincil dalga yanal değişim göstermiş ve 0,6 ila 2 km/s (600-2000 m/s) arasında değişmiştir ve derinliği yaklaşık 25 m olarak belirlenmiştir. Şekil 6.47 SRT'nin neredeyse üç katmanlı sismik profil-7'sini göstermektedir. Birincil dalga yanal değişim göstermiş ve 0,4 ila 2 km/s (400-2000 m/s) arasında değişmiştir ve derinliği yaklaşık 28 m olarak belirlenmiştir. Şekil 6.48. neredeyse üç katmanlı SRT'nin sismik profil-8'ini göstermektedir. Birincil dalga yanal değişim göstermiş ve 1 ila 3 km/s (1000-3000 m/s) arasında değişmiştir ve derinliği yaklaşık 25 m olarak belirlenmiştir. Şekil 6.49 SRT'nin neredeyse üç katmanlı sismik profil-9'unu göstermektedir. Birincil dalga yanal değişim göstermiş ve 0.6 ila 1.6 km/s (600-1600 m/s) arasında değişmiştir ve derinliği yaklaşık 25 m olarak belirlenmiştir. Sonuç olarak, P-dalgası hızı için SRT yönteminden elde edilen sonuçlar, küçük bir farkla MASW yönteminden elde edilen sonuçlarla aynıdır Tablo 6.4. Ayrıca, sismik profil-8 hariç tüm profillerin P-dalgası hız değeri 400-2000 m/s arasında ve tüm profillerin S-dalgası hız değeri 100-360 m/s arasında değişmektedir.. Bu da Poisson oranı Tablo 9 hesaplanırken daha önce bahsedilene karşılık gelmektedir.

Tüm profiller için SRT modelleme sonuçları Şekil 6.50 ve 3 boyutlu modellemesi Şekil 6.51 sedimanter örtü ile sert kayalar arasında yüzeyden 10 m'den daha derinlerde bir ara yüzeye sahip olma öngörüsüyle birlikte P-dalgası hızında önemli yanal ve düşey değişimler göstermiştir. Ayrıca, SRT kesitleri, hızların 0,4 - 3 km/s (400 -3000 m/s) arasında geniş aralıklarda değiştiği jeolojik birimleri ortaya çıkarmıştır. SRT kesitlerinin üçünde Şekil 6.50 (sağda) P-dalgası hızlarında yanal ve düşey değişimler gösteren katmanlı modelleri göstermektedir. SRT kesitlerinin altısında Şekil 6.50 (solda), 5 m'den daha sığ derinliklere kadar çok yumuşak birimler içeren katmanlı modeller gösterirken, diğerleri genellikle neredeyse düşey temas veya fraksiyon zonu boyunca yatay değişimleri tanımlamaktadır. Çalışma alanındaki zemin dinamiklerinin etkisinin Kocaeli-Yazlık bölgesinin jeotermal potansiyeline atfedildiği sonucuna varılabilir.



Şekil 6.50. Çalışma alanındaki tüm sismik profillerin SRT modellemesi. Sismik profiller-6 ila 9 (solda). Üst üste bindirilmiş sismik profiller-1 ila 3 (sağda).



Şekil 6.51. Çalışma alanındaki tüm sismik profillerin SRT 3 boyutlu modellemesi.

6.6. ERT Yönteminin Çalışma Alanında Uygulanması

6.6.1. Veri Toplama ve Ekipman

Bu çalışmada, ERT verdüzni elde etmek için Wenner ve Wenner-Schlumberger dizdüz birbirine paralel dört profil için uygulanmıştır Şekil 6.52. Aşağıdaki Tablo 6.14 bu çalışmada kullanılan araştırma parametrelerini göstermektedir. Çalışma için kullanılan ekipman 30

elektrot, uzun kablolar, bir güç kaynağı (batarya), bir multipleks elektrot değiştirici, çok işlevli bir dijital DC direnç ölçer ve metrik şerit metre idi.

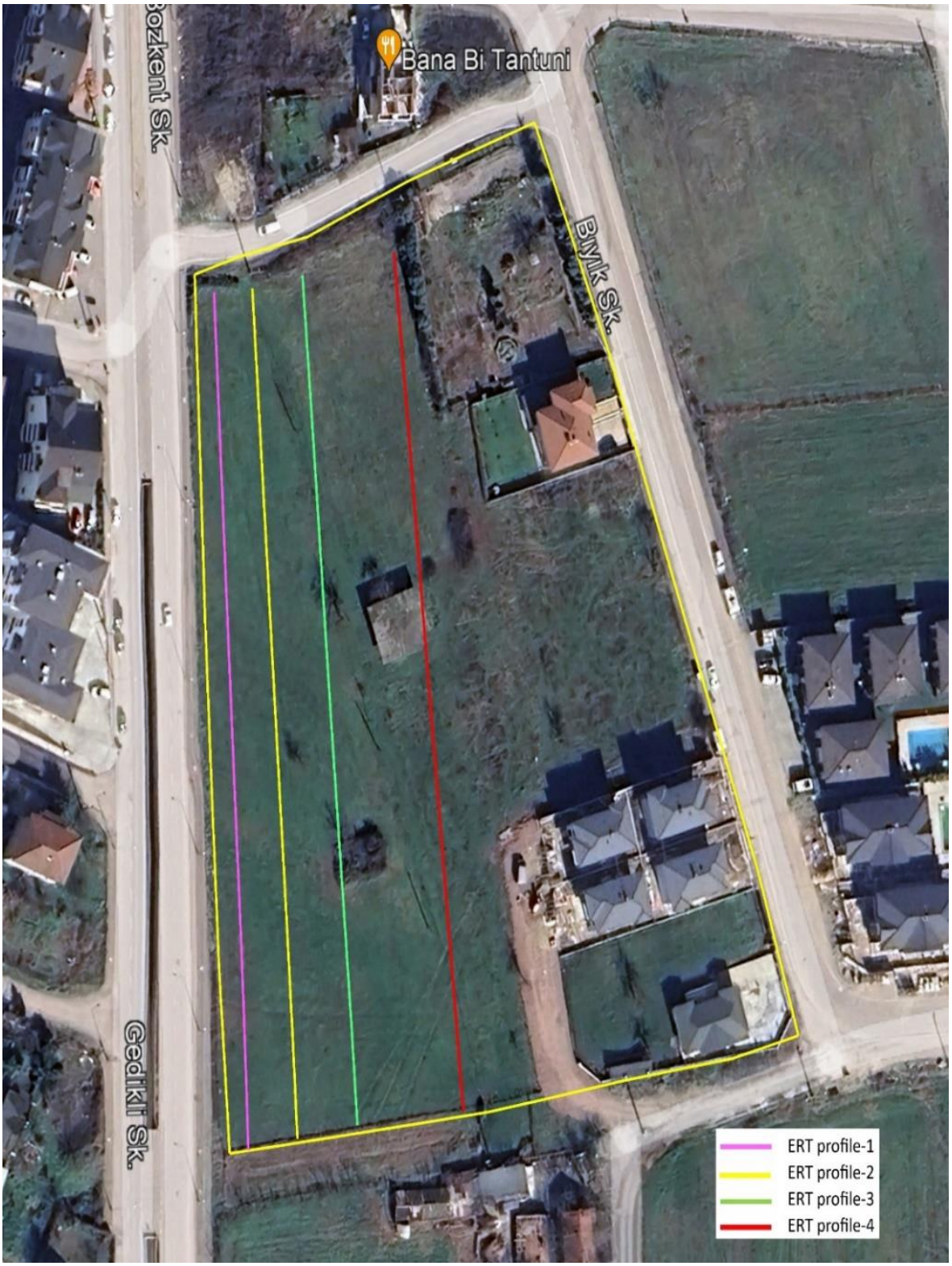
Tablo 6.14. Farklı profiller için ERT araştırmasının ana saha parametreleri.

Dizi tipi	Profil Sayısı	Profil uzunluğu (m)	Elektrot sayısı	Elektrotların aralığı (m)	Seviye numarası (n)	Toplam okuma sayısı
Wenner	4	174	30	6	9	135
Wenner-Schlumberger	4	174	30	6	12	192

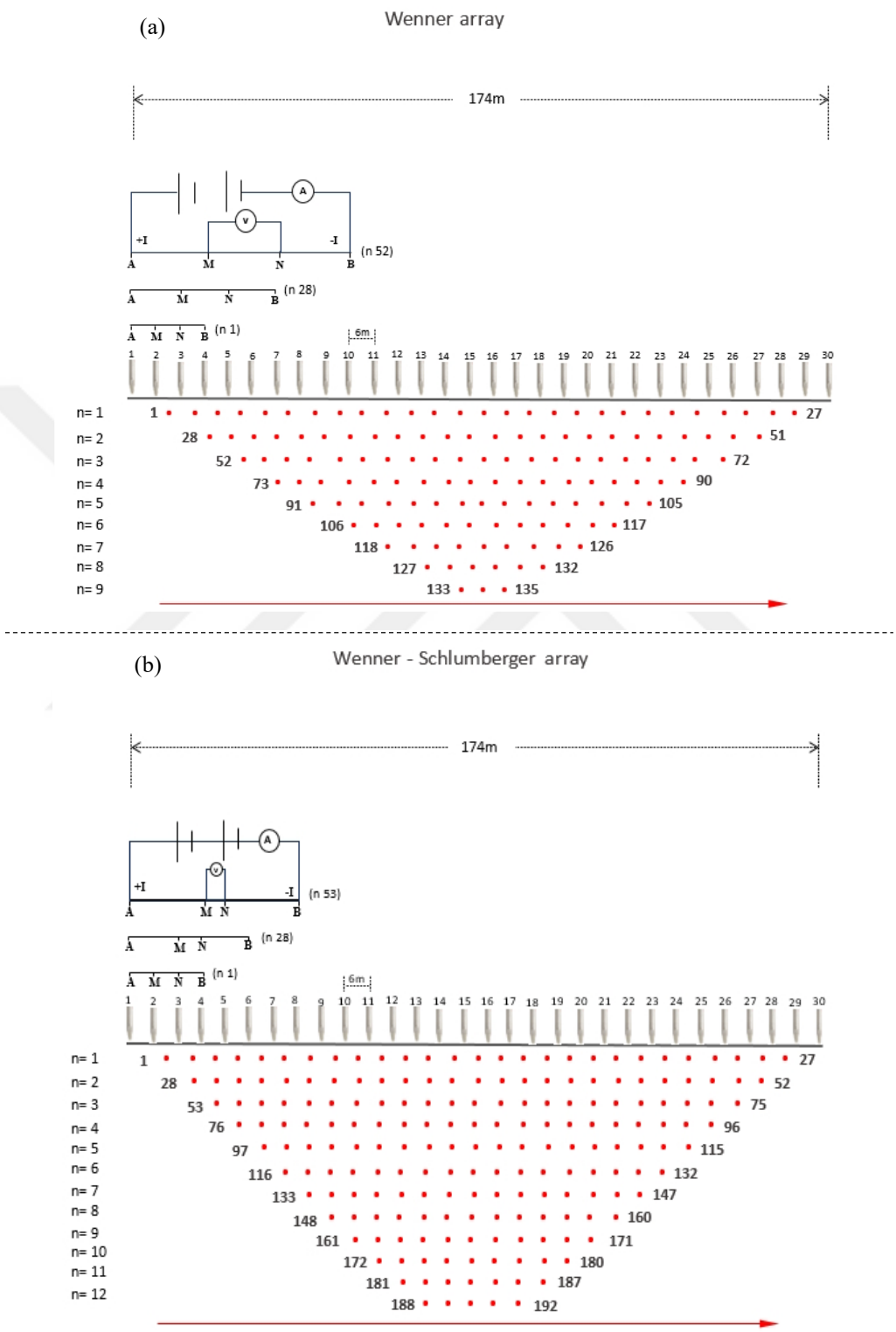
6.6.1.1. Elektrotların Konfigürasyonları

Bu çalışmada, ERT yöntemi için çalışma alanını daha iyi kapsayacak şekilde her bir profilin uzunluğu 174 m olan 4 profil uygulanmıştır. Bu profillerin dağılımı şu şekildedir: birinci ERT profili-1 Şekil 6.52 (pembe renkte) kuzeyden güneye doğru 13 m yanal mesafe ile ikinci ERT profili-2 Şekil 6.52 (sarı renkte) ve yine 13 m yanal mesafe ile üçüncü ERT profili-3 Şekil 6.52 (yeşil renkte). Ancak, üçüncü ERT profili-3 ile dördüncü ERT profili-4 Şekil 6.52 (kırmızı) arasındaki yanal mesafe, arazinin ortasında bir evin bulunmasından kaynaklanan arazi koşulları nedeniyle 20 m'dir ve bu da yanal mesafeyi tüm profiller için eşit yapmamızı engellemiştir.

Her bir ERT profili için 6m elektrot-aralığı mesafesine sahip 30 elektrot kullanılmıştır. Bu çalışmada iki dizi tipi kullanılmıştır. Birincisi, akım elektrotları A ve B ile potansiyel elektrotlar M ve N arasındaki mesafenin eşit olduğu ve her okuma seviyesi için elektrot-aralık mesafesinin eşit bir şekilde artmasıyla ölçüm sırasında tüm elektrotların hareketli olduğu Wenner dizisi Şekil 5.3(a) Şekil 6.53(a). Bu nedenle, Wenner dizisi yanal veya yatay değişikliklere duyarlıdır. Şekil 6.53(a) çalışma alanında kullanılan Wenner konfigürasyonunu göstermektedir. İkinci olarak, Wenner-Schlumberger dizisi Şekil 5.3(d), burada akım elektrotları A ve B arasındaki mesafe potansiyel elektrotlar M ve N arasındaki mesafenin beş katıdır. Ölçümler alınırken, akım elektrotları A ve B her okuma seviyesi için hareketli olduğundan potansiyel elektrotlar M ve N sabittir Şekil 6.53(b). Bu nedenle, Wenner-Schlumberger dizisi düşey değişikliklere duyarlıdır ve Wenner dizisine göre daha fazla penetrasyon derinliğine sahiptir.



Şekil 6.52. Çalışma alanında ERT yöntemi için profillerin konumu.



Şekil 6.53. Verileri elde etmek için ERT yönteminde kullanılan elektrot dizisi. (a) Wenner'in dizilimi ve (b) Wenner-Schlumberger'in dizilimi.

Sahada ERT için verdüzn elde edilmesi, elektrotların yerleştirilmesi ve bunların multipleks elektrot değiştiriciye bağlı kabloya bağlanmasıyla başlar. Cihaz ölçümleri otomatik olarak almaya başlar ve dizi tipleri arasında otomatik olarak geçiş yapar. Şekil 6.54 ölçümler alınırken sahada çekilen bazı fotoğrafları göstermektedir.

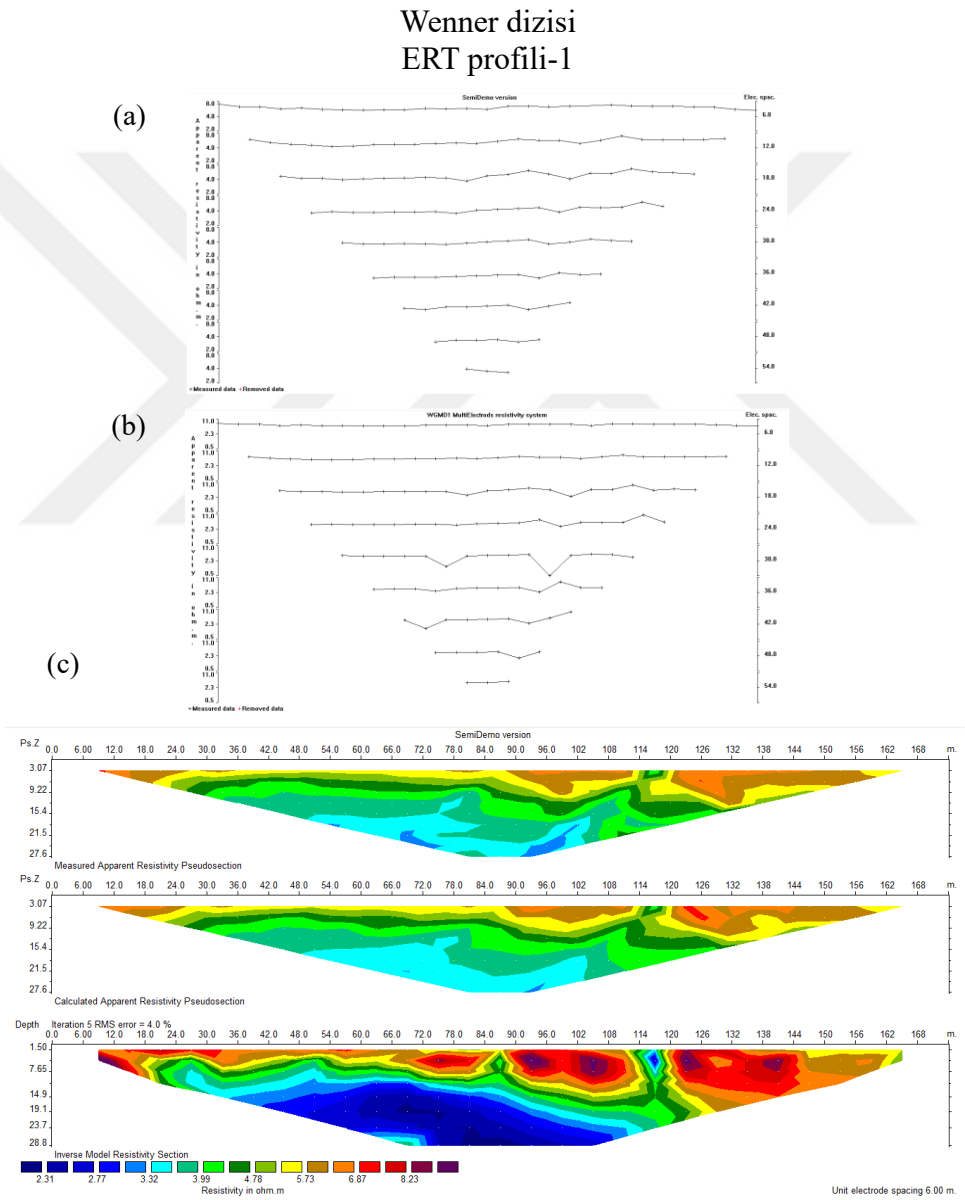
Şekil 6.54. Yöntemi için ölçümler yapılırken sahada çekilen bazı fotoğraflar.

6.6.2. Veri İşleme

6.6.2.1. RES2DINV Yazılımını Kullanarak Veri İşleme

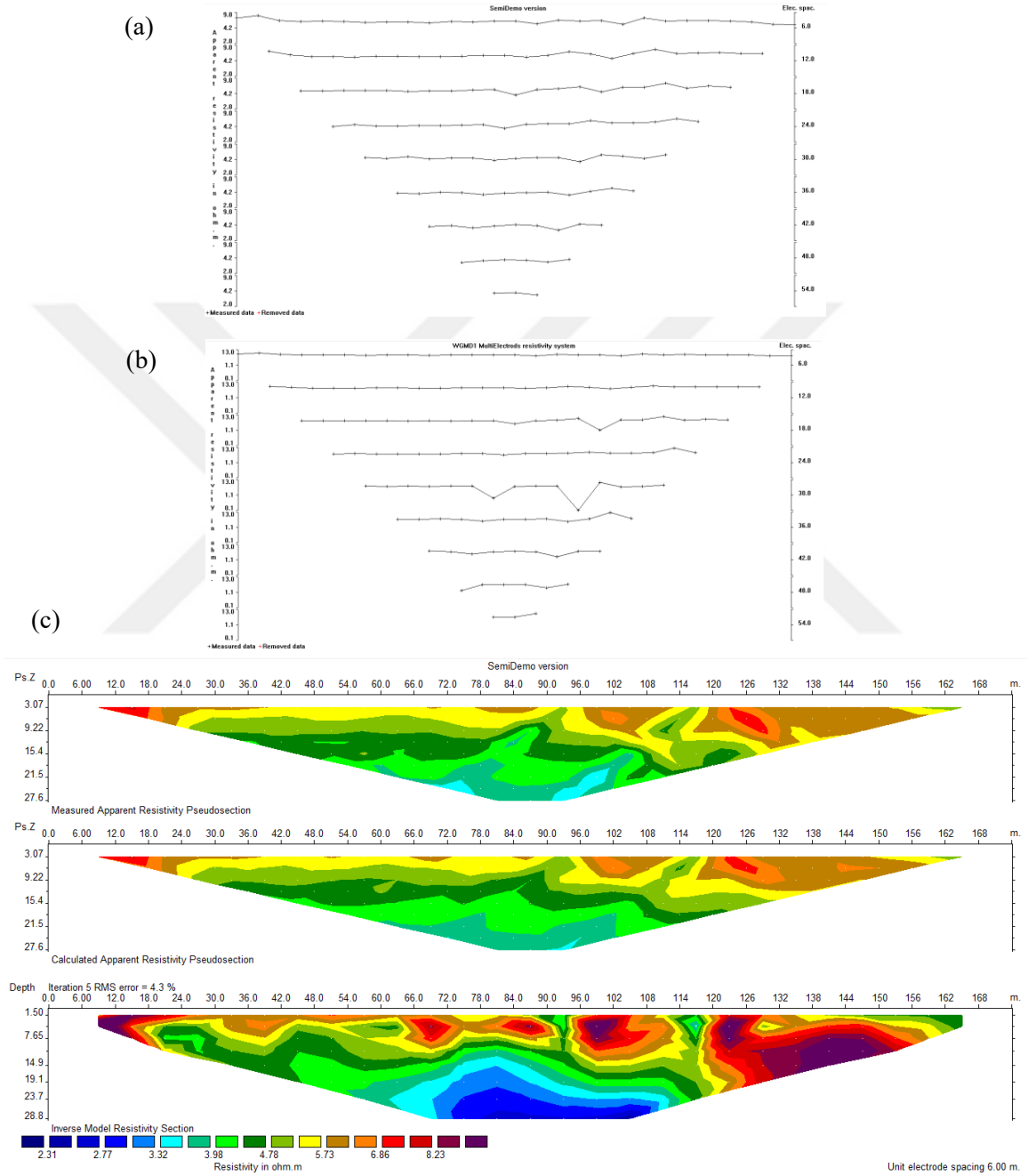
Sahadan ham veriler toplandıktan sonra, veri işleme için RES2DINV yazılımı kullanılmıştır. Her profil için ham veriler ayrı ayrı yazılıma aktarıldıktan sonra Şekil 6.55(a), saha koşullarına veya ölçümler alınırken yapılan bazı hatalara atfedilebilecek istenmeyen okumaları kaldırmak için bir analiz yapılmıştır. Daha sonra, nihayetinde yeraltının 2 boyutlu bir modelini elde etmek için beş iterasyonlu bir ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir Şekil 6.55(b) görüntünün üç farklı kısmı sırasıyla saha verinin görünür özdirenç dağılımını (üstte), görünür özdirenç hesaplama verdüzne dayalı özdirenç dağılımını (ortada) ve gerçek özdirenç değerini temsil eden ters çözüm sonucunun özdirenç dağılımını (altta) üretir.

Dolayısıyla Şekil 6.55 ERT profil-1 için 2-B modelin elde edilmesi sürecinin tamamını göstermektedir. Aynı süreç, sırasıyla Şekil 6.56, Şekil 6.57, Şekil 6.58, Şekil 6.59, Şekil 6.60, Şekil 6.61, Şekil 6.62'de gösterildiği gibi diğer profillere de ayrı ayrı (ERT profil-2'den ERT profil-4'e kadar) uygulanmıştır.



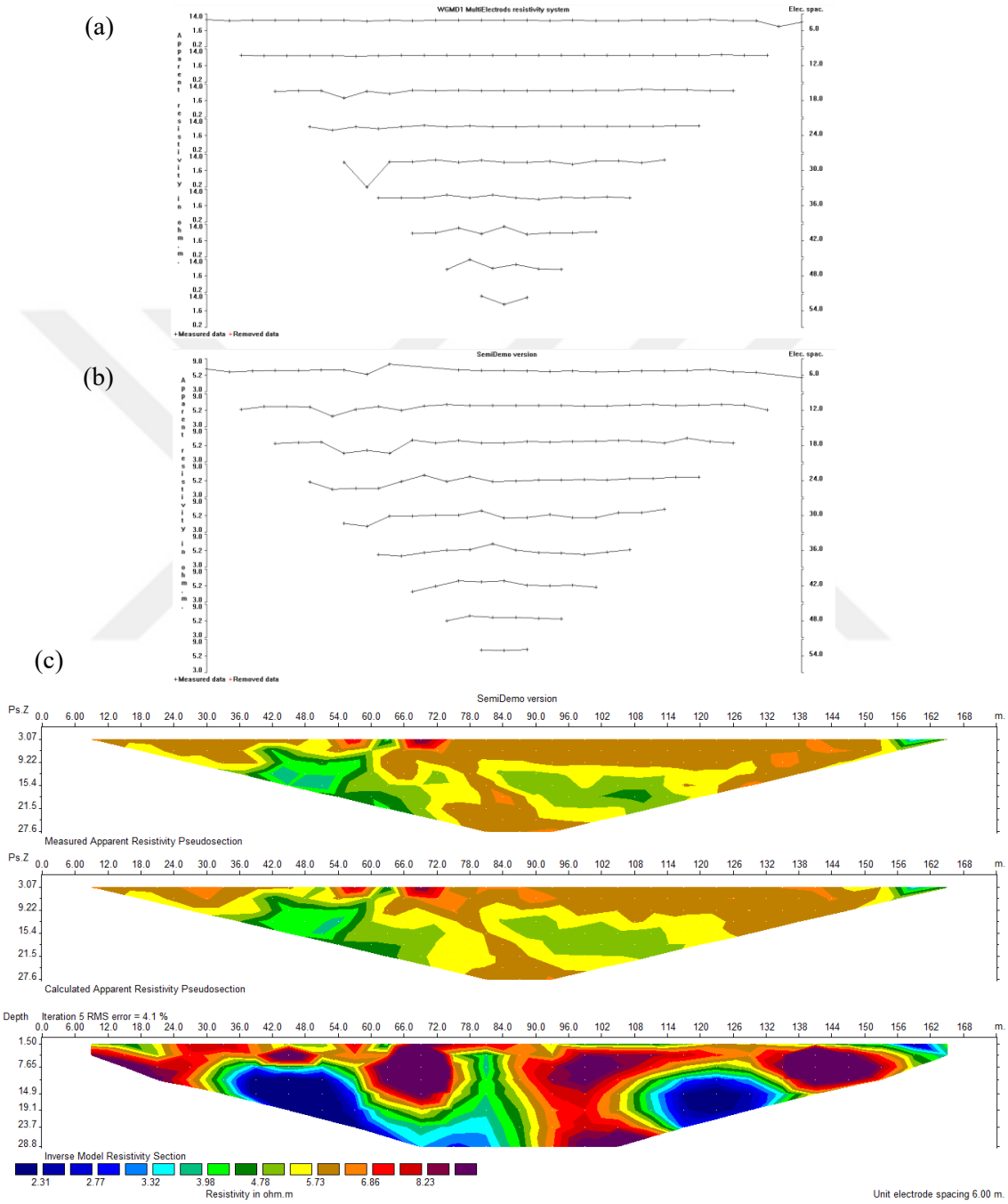
Şekil 6.55. ERT profili-1, Wenner dizisi için nihai 2 boyutlu modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model.

Wenner dizisi
ERT profili-2



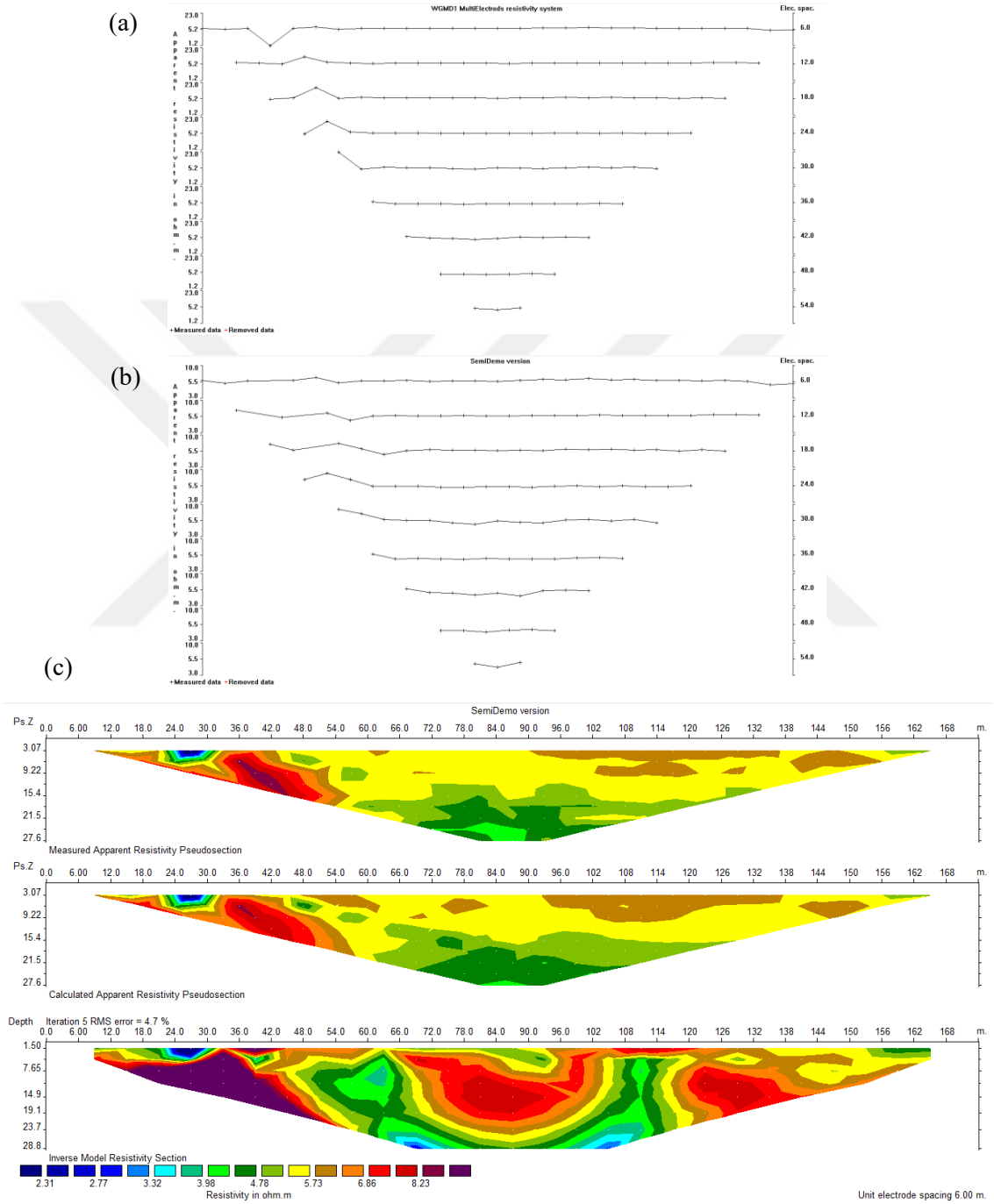
Şekil 6.56. ERT profili-2, Wenner dizisi için nihai 2 boyutlu modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model.

Wenner dizisi
ERT profili-3



Şekil 6.57. ERT profili-3, Wenner dizisi için nihai 2 boyutlu modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model.

Wenner dizisi
ERT profili-4

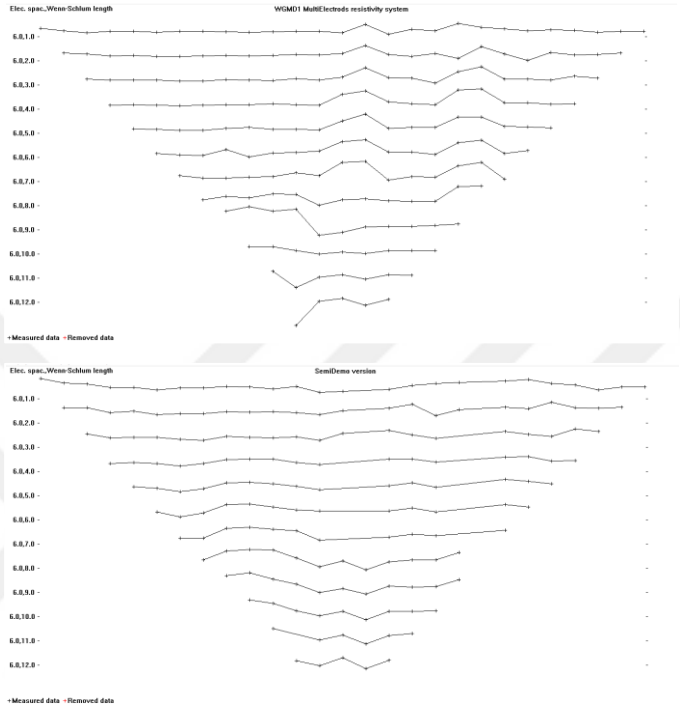


Şekil 6.58. ERT profili-4, Wenner dizisi için nihai 2 boyutlu modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model.

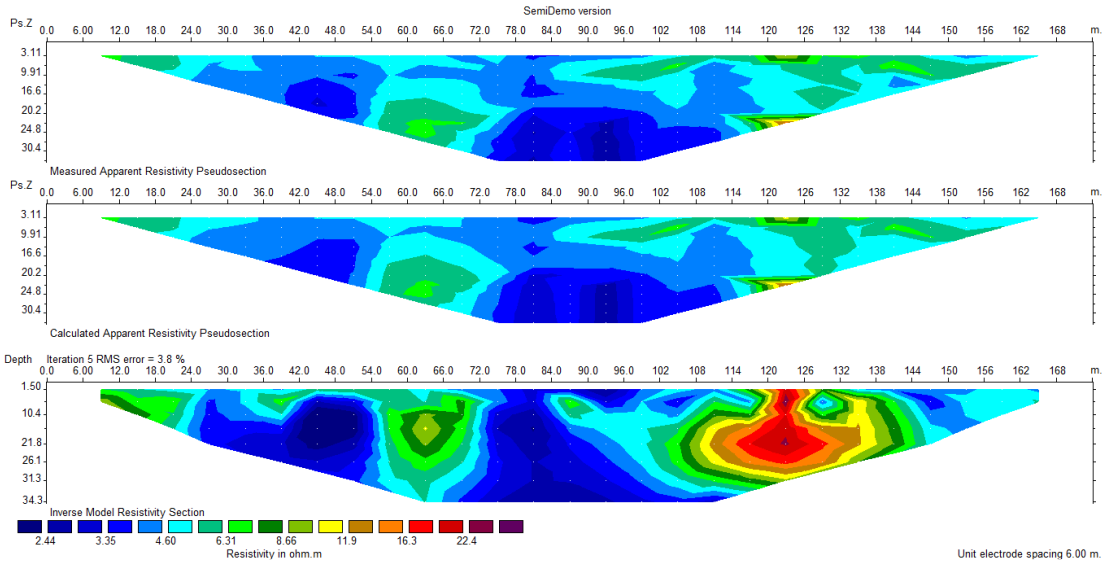
Wenner- Schlumberger dizisi
ERT profili-1

(a)

(b)

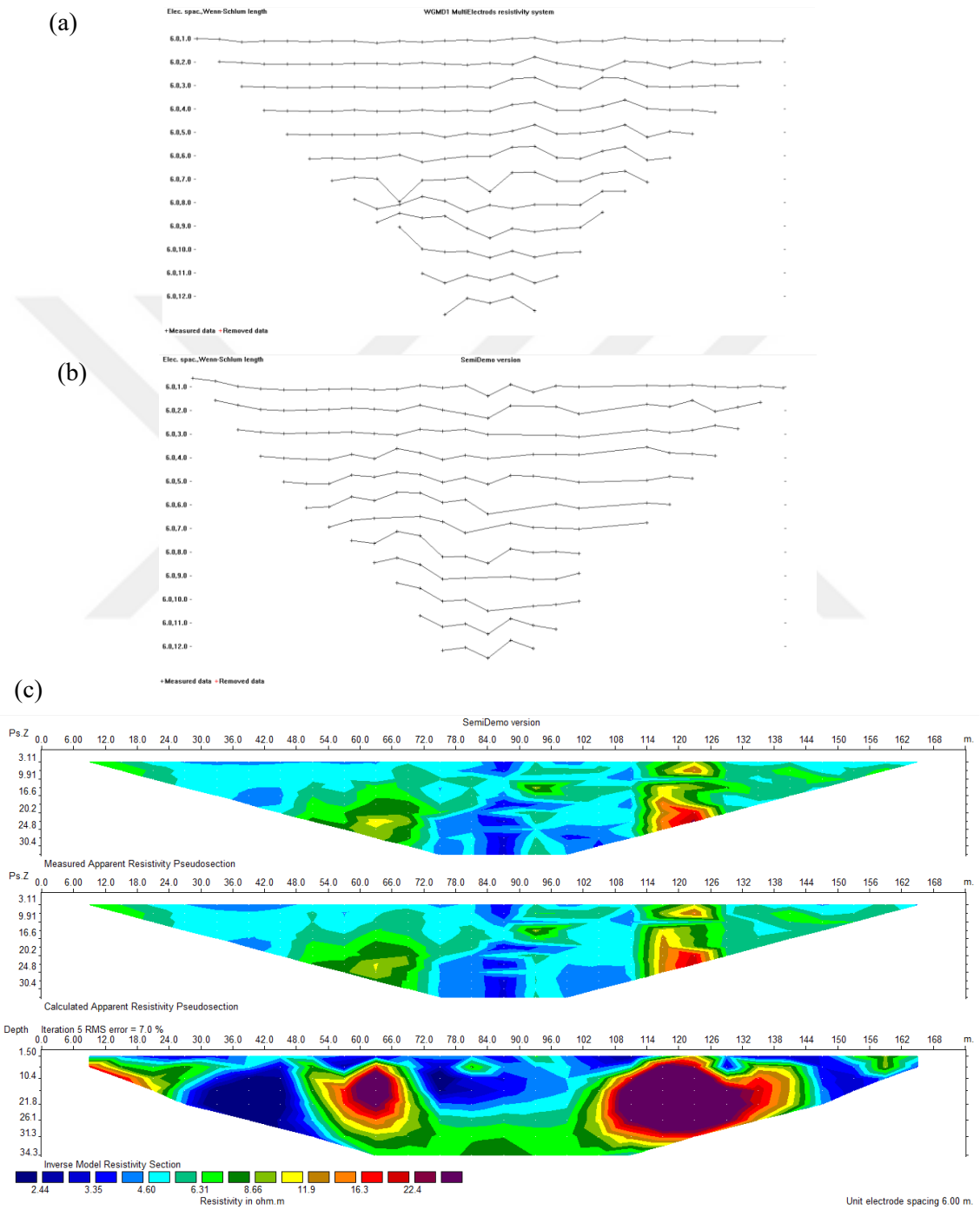


(c)



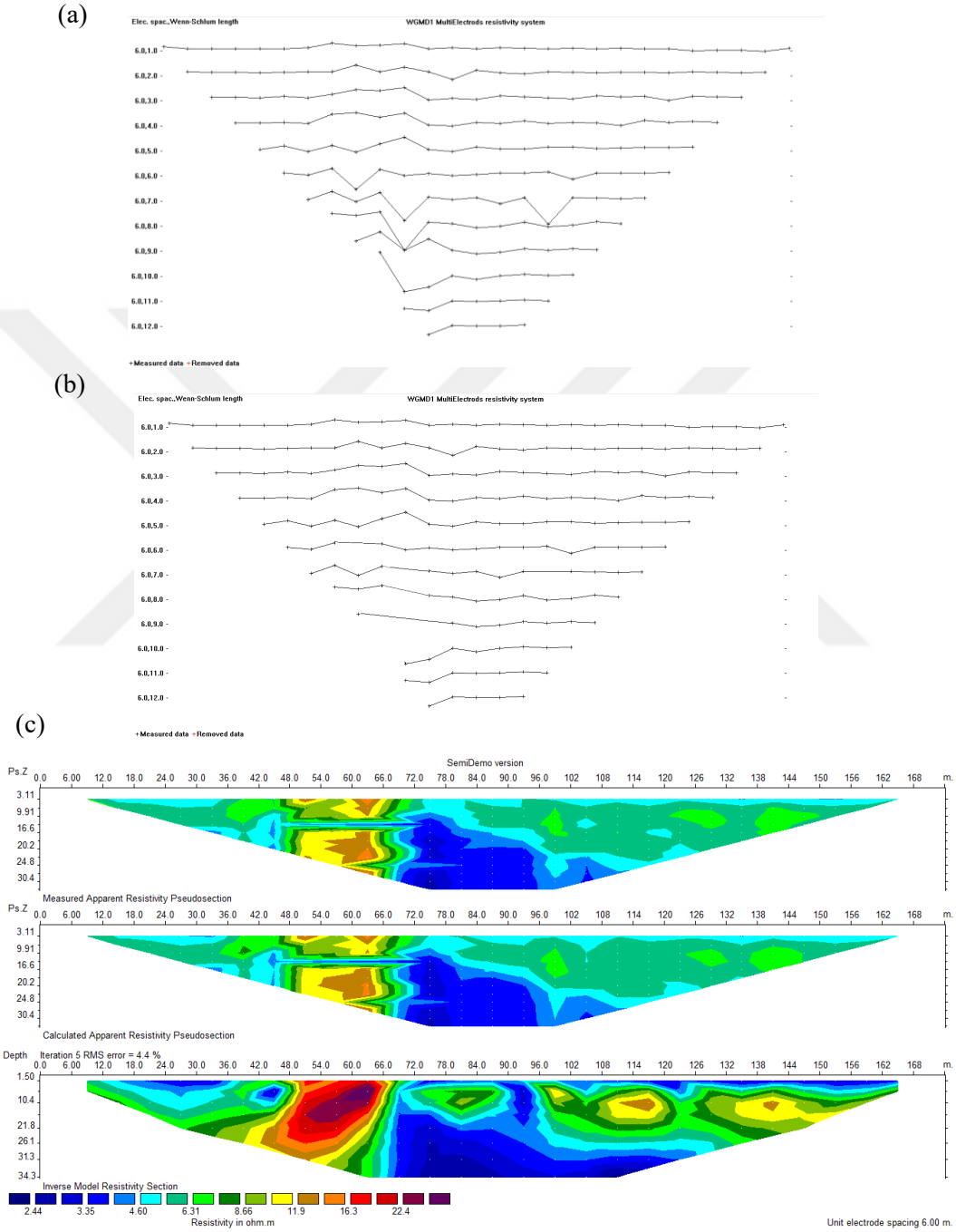
Şekil 6.59. ERT profili-1, Wenner-Schlumberger dizisi için nihai 2-B modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model.

Wenner- Schlumberger dizisi
ERT profili-2



Şekil 6.60. ERT profili-2, Wenner-Schlumberger dizisi için nihai 2-B modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model.

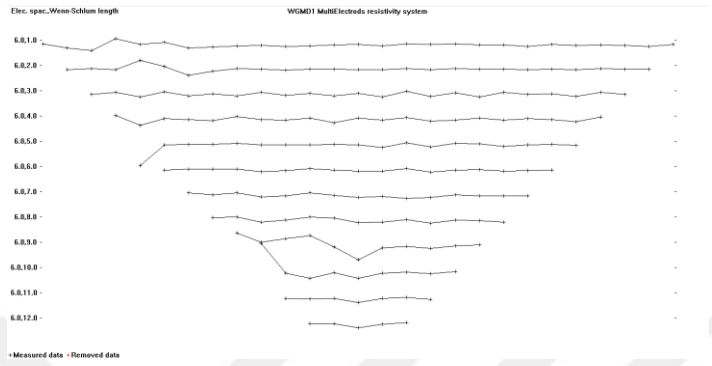
Wenner- Schlumberger dizisi
ERT profili-3



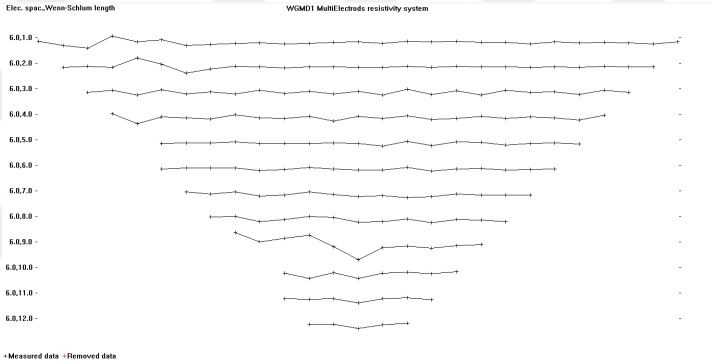
Şekil 6.61. ERT profili-3, Wenner-Schlumberger dizisi için nihai 2-B modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model.

Wenner- Schlumberger dizisi
ERT profili-4

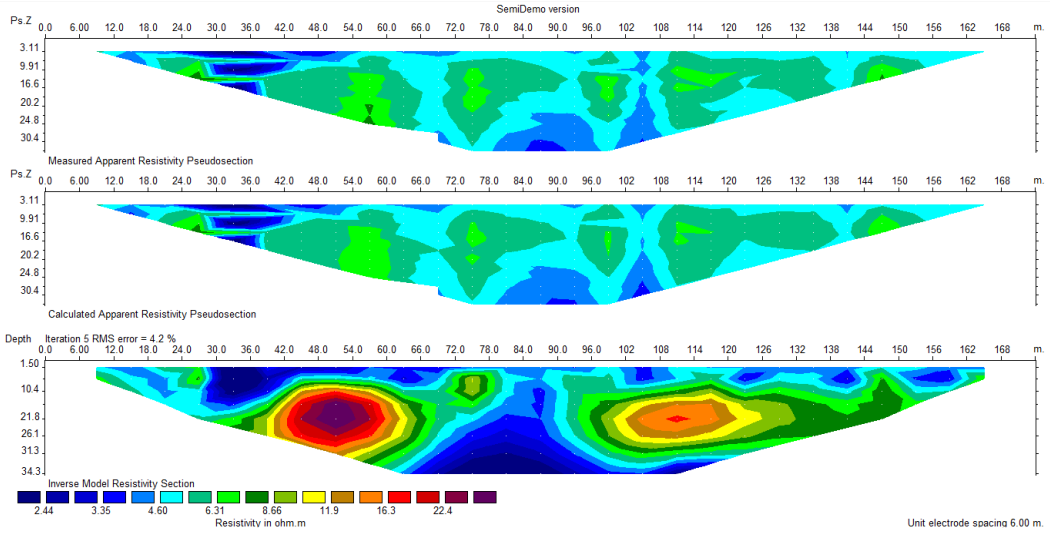
(a)



(b)



(c)



Şekil 6.62. ERT profili-4, Wenner-Schlumberger dizisi için nihai 2-B modeli elde etmek için tüm veri süreci. (a) ham veriler, (b) süzgeçlenmiş veriler, (c) ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra nihai 2-B model.

6.6.3. Sonuçlar ve Tartışma

Daha önce de belirtildiği gibi, yeraltı Şekil 6.53. Daha iyi sonuçlar elde etmek için bu çalışmada Wenner ve Wenner-Schlumberger olmak üzere iki farklı dizi düzenine sahip dört ERT profili kullanılmıştır. Dört profil için Wenner dizilimi için nihai 2-D ERT modellemesi 5 iterasyondan sonra elde edilmiştir ve sonuçlar aşağıdaki gibidir: ilk ERT profili-1 Şekil 6.55, 2.31 – 8.23 ohm.m arasında değişen bir özdirenç değeri, % 4'lük bir RMS hatası ve yaklaşık 28.8 m'lik bir derinlik göstermiştir. İkinci ERT profili-2 için Şekil 6.56, üçüncü ERT profili-3 için Şekil 6.57 ve dördüncü ERT profili-4 için Şekil 6.58 aynı özdirenç değerini ve ilk profilin penetrasyon derinliğini göstermiştir, ancak ikinci, üçüncü ve dördüncü ERT profilleri için sırasıyla % 4,3, % 4,1 ve % 4,7 olan farklı RMS hataları ile dört profil için Wenner dizisinin ham verileri, işleme sırasında yok edilen birkaç sivri nokta göstermiştir.

Bununla birlikte, dört profil için Wenner-Schlumberger dizisi 5 iterasyondan sonra elde edilmiştir ve sonuçlar aşağıdaki gibidir: ilk ERT profili-1 Şekil 6.59, 2.44 – 22.4 ohm.m arasında değişen bir özdirenç değeri, % 3,8'lik bir RMS hatası ve yaklaşık 34.3 m'lik bir derinlik göstermiştir. İkinci ERT profili-2 için Şekil 6.60, üçüncü ERT profili-3 için Şekil 6.61 ve dördüncü ERT profili-4 için Şekil 6.62 aynı özdirenç değerini ve ilk profilin penetrasyon derinliğini göstermiştir, ancak ikinci, üçüncü ve dördüncü ERT profilleri için sırasıyla % 7.0, % 4.4 ve % 4.2 olan farklı RMS hataları ile dört profil için Wenner-Schlumberger dizisinin ham verileri, işleme sırasında yok edilen çok sayıda sivri nokta göstermiştir.

Ters çözüm işlemi, görünür özdirenç ve hesaplama verilerinden gerçek özdirenç değerini çıkarır. Görünür özdirenç hatası, modelleme ve gerçek özdirence dayalı olarak belirlenecek ve RMS hatası cinsinden ifade edilecektir. RMS'nin mutlaka minimum olması gerekmez. Bununla birlikte, çalışma alanının jeolojik koşulları ile özdirençteki değişiklikler ve yeraltı kaya sistemi arasında bir uyum olduğunda değerin en uygun olduğu görülmektedir (Loke, 2003).

Sonuç olarak, Wenner ve Wenner-Schlumberger dizileri kullanılarak tüm profillerin özdirenç değeri, yüzeyden maksimum 28,8 – 34.3 m penetrasyon derinliği ile “Alüvyon/çalı” Tablo

6.15'ye karşılık gelen 2,31- 22,4 ohm.m arasında düşük bir özdirenç değeri aralığı göstermiştir.

Tablo 6.15. Yaygın kaya ve zemin malzemelerinin özdirenç değerleri (Keller & Frischknecht, 1966)

Malzeme	Özdirenç (ohm.m)
Alüvyon	10 - 800
Kum	60 - 1000
Kil	1- 100
Yeraltı suyu (taze)	10 - 100
Kumtaşı	$8 – 4\times10^3$
Şeyl	$20 - 2\times10^3$
Kireçtaşı	$50 - 4\times10^3$

7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu tez çalışmasında jeotermal potansiyeli olan Kocaeli-Yazlık bölgesinde bu potansiyelin zemin yapısına olan etkileri araştırılmıştır. SRT tekniği ile sismik hızlar ve ERT tekniği ile elektrik özdirenç dağılımları modellenerek sığ derinlikte katmanlı yapı ve olası kırık zonlar görüntülenmeye çalışılmıştır. Ayrıca yüzey dalgalarının çok kanallı analizinden zemin sınıflandırmaları yapılarak, sismik hızlar ve özdirenç modelleri ile ilişkileri araştırılmıştır. Sonuç olarak yerel jeotermal potansiyelin zemin yapısına olan etkileri analiz edilmiştir.

MASW yöntemi dokuz adet ölçü profili üzerinde uygulanarak bir boyutlu S dalga hız yapısına göre yüzeyden itibaren 30 m derinliğe kadar modellenen katmanların sismik S dalga hızlarının harmonik ortalamasından buluna Vs30 değerinden 2018 yılı Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği (TBDY-2018) kriterlerine göre zemin Orta sıkı – sıkı kum, çakıl veya çok sert kil birimlerine karşılık gelmekte ve "ZD" sınıfı olarak sınıflandırılmaktadır. Ayrıca MASW yönteminden S dalgası hızları ve SRT yönteminden ise P dalga hızları ters çözüm tekniği ile iki boyutlu modellenerek çalışma alanının katmanlı ve kırıklı yapısı ayrıntılı bir şekilde görüntülenmiştir. Modelleme sonuçlarından elde edilen sismik hız gilerinden hız-yoğunluk ilişkilerine göre ortam yoğunluklarının 1.6 - 2.1 g/cm3 aralığında ve buna bağlı olarak Young modülü ise 1588 - 5049 kg/cm2 aralığında değişmektedir. Poisson oranı 0.46-0.49 aralığında, kayma modülü 538.3-1698.1 kg/cm2 aralığında, sıkışmazlık modülü 8171-90506 kg/cm2 ve SPT N-değeri 6.83-19.95 aralığında değişmektedir. Zemin taşıma gücü ise 1.66-5.21 kg/cm2 aralığındadır. Tüm parametreler zemin dinamikleri bağlamında birbiryle uyumluur. Elastik parametrelerin görece düşük değerleri ortamın gevşek birimlerine karşılık gelmekte ve zemin sınıfını desteklemektedir. Özellikle kırık zonlar ve katman sınırlarında olası sıcak su girişleri sığ zemin yapısın yerel elastik özelliklerini zayıflatmaktadır.

ERT yöntemi için Wenner ve Wenner-Schlumberger olmak üzere iki farklı elektrod dizilimi dört profil üzerinde uygulanmıştır. Wenner diziliminden ölçülen görünür özdirenç verilerinin iki boyutlu ters çözümünden sığ özdirenç değişimleri 28.8 m derinliğe kadar ve düşük değerlerde (2.31-8.23 ohm.m) modellenmiştir. Wenner-Schlumberger diziliminde ise

öncekine benzer şekilde 28.8 m derinliğe kadar görece biraz daha yüksek değerler (2.44 ila 22.4 ohm.m) modellenmiştir. Yerel sıcak su girişleri ve gevşek alüvyon birimler düşük özdirençlere neden olmaktadır. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından 2006 yılında gerçekleştirilen ve Ergün MANAV ve Süleyman YILDIZ tarafından yürütülen ilk Kocaeli-Gölcük-Yazlık KY-1 jeotermal sondajının sonuç raporunda (yayınlanmamış), yerel kaplıcanın oluşumunda Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) katkısından bahsedilmektedir. Raporda ayrıca KY-1 sondaj kuyusunda yüzeyden 18 metre derinliğe kadar Alüvyon, 18-27 m aralığında Aslanbey formasyonuna ait kil ve 27- 400 m aralığında bazalt ve piroklastik kayaç birimlerinin kesildiğe vurgu yapılmaktadır. Bu tez çalışmasında elde edilen düşük özdirençler ve karlık gelen sığ birimlerin sondaj bulgularıyla iyi korele edildiği gözlenmiştir.

Tez çalışmasında ele alınan tüm jeofizik yöntemlerden elde edilen jeofiziksel parametreler bölgenin zemin yapısının ayrıntılı olarak ortaya çıkarılmasında birbiriyle uyumlu şekilde etkin çözümler sunmuştur. Bu bağlamda mühendislik yapılarının inşa edilmesinde jeotermal potansiyele bağlı olarak zayıflamış olan zemin koşullarının mutlaka dikkate alınması ve deprem-zemin-yapı ilişkisinin doğru kurgulanması son derece önemlidir.

KAYNAKLAR

Abudeif, A. M., Fat-Helbary, R. E., Mohammed, M. A., Alkhashab, H. M., & Masoud, M. M. (2019a). Geotechnical engineering evaluation of soil utilizing 2D multichannel analysis of surface waves (MASW) technique in New Akhmim city, Sohag, Upper Egypt. *Journal of African Earth Sciences, 157*, 103512.

Ahmad, J. (2006). High-Resolution Seismic and Electrical Resistivity Tomography techniques applied to image and characterize a buried channel.

Akartuna, M., 1965, Armutlu Yarımadasının jeolojik etüdü: *MTA Gen. Md., Derleme Rap*. No: 3499, Ankara, 133 s., (yayımlanmamış).

Aki, K., & Richards, P. G. (2002). Quantitative Seismology. Sausalito. Calif: *University Science Books.*

Alel, M. N. A., Saad, R., Abdullah, R. A., & Wei, L. I. (2015). Applicability of electrical resistivity tomography in subsurface utilities engineering. *Jurnal Teknologi, 76*(2), 109–115.

Al-Saigh, N. H., & JaddoaAl-Heety, A. (2014). Seismic refraction tomography and MASW survey for geotechnical evaluation of soil for the teaching hospital project at Mosul University. *Journal of Zankoy Sulaimani-Part A* (JZS-A), 16(1), 1.

Alsulaimani, G. S. (2014). Comparison of core control and geophysical investigations, silica sand deposits, Dawmat Al Jandal, Al Jawf at Saudi Arabia. Missouri University of Science and Technology.

Alsulaimani, G. S. (2017). *Scholars' Mine Doctoral Dissertations Student Theses and Dissertations Acquisition of active multichannel analysis of surface waves Acquisition of active multichannel analysis of surface waves (MASW) data in karst terrain (MASW) data in karst terrain*. https://scholarsmine.mst.edu/doctoral_dissertations

Anderson, N. (2010). Lectures in: Ground Penetrating Radar Applications in Engineering and Environmental Studies. GE482. Rolla, Missouri, USA: Missouri University of Science and Technology.

Andrés, C., & Solano, P. (n.d.). *Two-dimensional near-surface seismic imaging with surface waves: alternative methodology for waveform inversion.* https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00932790

Assimaki, D., Li, W., Steidl, J. H., & Tsuda, K. (2008). Site amplification and attenuation via downhole array seismogram inversion: A comparative study of the 2003 Miyagi-

Oki aftershock sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America, 98*(1), 301–330.

Atekwana, E. A., & Atekwana, E. A. (2010). Geophysical signatures of microbial activity at hydrocarbon contaminated sites: a review. *Surveys in Geophysics, 31*, 247–283.

Auken, E., Pellerin, L., Christensen, N. B., & Sørensen, K. (2006). A survey of current trends in near-surface electrical and electromagnetic methods. *Geophysics, 71*(5), G249–G260.

Avalos, E. B., Malone, D. H., Peterson, E. W., Anderson, W. P., & Gehrels, R. W. (2016). Two-dimensional seismic refraction tomography of a buried bedrock valley at Hallsands beach, Devon, United Kingdom. *Environmental Geosciences, 23*(4), 179–193.

Azwin, I. N., Saad, R., & Nordiana, M. (2013). Applying the seismic refraction tomography for site characterization. *APCBEE Procedia, 5*, 227–231.

Bačić, M., Librić, L., Kaćunić, D. J., & Kovačević, M. S. (2020). *The usefulness of seismic surveys for geotechnical engineering in karst:* Some practical examples. Geosciences (Switzerland), 10(10), 1–17. https://doi.org/10.3390/geosciences10100406

Banerjee, B., & Gupta, S. K. (1975). Hidden layer problem in seismic refraction work. *Geophysical Prospecting, 23*(4), 642–652.

Benson, R. C., Glaccum, R. A., & Noel, M. R. (1982). Geophysical techniques for sensing buried wastes and waste migration. *Environmental Monitoring Systems Laboratory, Office of Research.*

Birch, F. (1960). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 1. *Journal of Geophysical Research, 65*(4), 1083–1102.

Blake, D. R. (n.d.). *Surface Layer Thickness and Velocity Determined using the Multi Surface Layer Thickness and Velocity Determined using the Multi Channel Analysis of Surface Waves (MASW) Method Compared Channel Analysis of Surface Waves (MASW) Method Compared with Microtremor Resonance Analysis-Federal Road, Greene with Microtremor Resonance Analysis-Federal Road, Greene County, Ohio County, Ohio Repository Citation Repository Citation.* https://corescholar.libraries.wright.edu/etd_all

Bowles, J. (1988). Foundation Analysis and Design. Singapore: *McGrow-Hill. Inc*.

Christensen, N. I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101*(B2), 3139–3156.

Dawood, A. M. A., Akiti, T. T., & Glover, E. T. (2012). Seismic Refraction Investigation at a Radioactive Waste Disposal Site. *Geosciences, 2*(2), 7–13.

Duffy, B. G. (2008). Development of Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) for Characterising the Internal Structure of Active Fault Zones as A Predictive Method of Identifying the Distribution of Ground Deformation.

Efendi, A. W. (2022). Geoelectric methods to determine the location of old graves. *Bulletin of Computer Science and Electrical Engineering, 3*(1), 30–39.

Elkrry, A. M. (2015). *Scholars' Mine Scholars' Mine Doctoral Dissertations Student Theses and Dissertations Non-invasive imaging and assessment of pavements Non-invasive imaging and assessment of pavements*. https://scholarsmine.mst.edu/doctoral_dissertations/2441

Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M., & Ünay, E. (1998). Doğu Marmara bölgesinin neojen-kuvaternerdeki evrimi. *MTA Dergisi*, *120*, 233–258.

Everett, M. E. (2013a). Near-surface applied geophysics. *Cambridge University Press*.

Ewing, W. M., Jardetzky, W. S., Press, F., & Beiser, A. (1957). Elastic waves in layered media. *Physics Today, 10*(12), 27–28.

Farfour, M., Economou, N., Abdalla, O., & Al-Taj, M. (2022). Integration of Geophysical Methods for Doline Hazard Assessment: A Case Study from Northern Oman. *Geosciences, 12*(6), 243.

Gedge, M., & Hill, M. (2012). Acoustofluidics 17: Theory and applications of surface acoustic wave devices for particle manipulation. *Lab on a Chip, 12*(17), 2998–3007.

Hightner, W. H., & Anders, J. C. (1985). Dimensioning footings subjected to eccentric loads. *Journal of Geotechnical Engineering, 111*(5), 659–665.

Imai, T., & Yoshimura, M. (1976). The relation of mechanical properties of soils to P and S wave velocities for soil ground in Japan. *Urana Research Institute, OYO Corporation, Japan.*

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002a). An introduction to geophysical exploration *(Vol. 4). John Wiley & Sons.*

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002d). *An Introduction to Geophysical Exploration* THIRD EDITION.

Keceli, A. (2012). Soil parameters which can be determined with seismic velocities. *Jeofizik 16*: 17–29.

Keller, G. V., & Frischknecht, F. C. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting.

Keskin, B., 1987, Gölcük (Kocaeli)-Yazlıkköy kaplıcasının jeoloji ve hidrojeoloji etüdü: *MTA Gen. Md., Derleme Rap*. No: 8212, Ankara, 17 s., (yayımlanmamış).

KH, S. I. I. (1994). Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Geophysical characterization of sites. *ISSMFE Technical Committee# 10*.

Khalil, M. H., & Hanafy, S. M. (2016a). Geotechnical parameters from seismic measurements: Two field examples from Egypt and Saudi Arabia. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 21*(1), 13–28.

Kilty, K. T., Norris, R. A., McLamore, W. R., Hennon, K. P., & Euge, K. (1986). Seismic refraction at Horse Mesa Dam: An application of the generalized reciprocal method. *Geophysics, 51*(2), 266–275.

Knödel, K., Lange, G., & Voigt, H.-J. (2007). Environmental geology: Handbook of field methods and case studies. *Springer Science & Business Media*.

Kumar, K., & Cox, B. R. (n.d.). Limits and Ability of the Multichannel Analysis of Surface Waves Method to Detect and Resolve Subsurface Anomalies Approved By Supervising Committee.

Kurtuluş, C. (2002). Sismik Arama (1.Baskı). Kocaeli: Kocaeli Üniversitesi Yayınları

Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). Modern global seismology. *Elsevier.*

Leitner, B. (2015). Passive Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) study over salt dissolution voids.

Loke, M. H. (1999a). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. *A Practical Guide To, 2, 70.*

Loke, M. H. (2003). Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-squares method. *Geotomo Software. Manual.*

Loke, M. H., & Dahlin, T. (2002). A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics, 49*(3), 149–162.

Loke, M. H., Chambers, J. E., Rucker, D. F., Kuras, O., & Wilkinson, P. B. (2013). Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics, 95,* 135–156.

Martin, A. J., & Diehl, J. G. (2004). Practical experience using a simplified procedure to measure average shear-wave velocity to a depth of 30 meters (VS30). *13th World Conf. on Earthquake Engineering.*

Maślakowski, M., Kowalczyk, S., Mieszkowski, R., & Józefiak, K. (2014). Using electrical resistivity tomography (ERT) as a tool in geotechnical investigation of the substrate of a highway. *Studia Quaternaria,* 31, 83–89.

McDowell, P. W. (2002). *Geophysics in engineering investigations*.

Mendieta, A. (2017). SEISMIC REFRACTION AND ELECTRICAL RESISTIVITY TESTS FOR FRACTURE INDUCED ANISOTROPY IN A MOUNTAIN WATERSHED.

Molloy Gibbens, C. A. (n.d.). The Use of the Multi-channel Analysis of Surface Waves (MASW) Method as an Initial Estimator of Liquefaction Susceptibility in Greymouth, New Zealand.

Morgan, N. A. (1967). The use of the continuous seismic profiler to solve hidden layer problems. *Geophysical Prospecting, 15*(1), 35–43.

Muchaidze, I. (2008). *Scholars' Mine Scholars' Mine Masters Theses Student Theses and Dissertations Imaging in karst terrain using electrical resistivity tomography Imaging in karst terrain using electrical resistivity tomography Iana Muchaidze.* https://scholarsmine.mst.edu/masters_theseshttps://scholarsmine.mst.edu/masters_theses/4623

Murthy, V. N. S. (2002). Geotechnical engineering: principles and practices of soil mechanics and foundation engineering. *CRC press.*

Nisar, U. bin, Ehsan, S. A., Farooq, M., Pant, R. R., Khan, N. G., Qaiser, F. U. R., & Butt, F. M. (2023). Integrated Geoelectrical and Geological Investigation of a Quaternary Paleo-Depositional Environment in the Haripur Basin, Northern Pakistan: Implications for Groundwater System. *Geofluids, 2023.*

Nordiana, M. M., Bery, A. A., Taqiuddin, Z. M., Jinmin, M., & Abir, I. A. (2018). 2-D Electrical resistivity tomography (ERT) assessment of ground failure in urban area. Journal of Physics: *Conference Series, 995*(1), 012076.

Novotny, O. (1999). Seismic surface waves. Bahia, Salvador: *Instituto de Geociencias, 61*.

Odum, J. K., Williams, R. A., Stephenson, W. J., Worley, D. M., von Hillebrandt-Andrade, C., Asencio, E., Irizarry, H., & Cameron, A. (2007). Near-surface shear wave velocity versus depth profiles, VS30, and NEHRP classifications for 27 sites in Puerto Rico. *Geological Survey (US).*

Okyar, M., Pinar, A., Tezcan, D., & Kamaci, Z. (2008). Late quaternary seismic stratigraphy and active faults of the Gulf of Izmit (NE Marmara Sea). *Marine Geophysical Researches,* 29, 89–107.

Ólafsdóttir, E. Á. (2014). Multichannel Analysis of Surface Waves Methods for dispersion analysis of surface wave data.

Olafsdottir, E. A., Erlingsson, S., & Bessason, B. (2018a). Tool for analysis of multichannel analysis of surface waves (MASW) field data and evaluation of shear wave velocity profiles of soils. *Canadian Geotechnical Journal,* 55(2), 217–233.

Park, C. (2013). MASW for geotechnical site investigation. *The Leading Edge, 32*(6), 656–662.

Park, C. B., & Carnevale, M. (2010). Optimum MASW survey—revisit after a decade of use. In GeoFlorida 2010: Advances in Analysis, Modeling & Design (pp. 1303–1312).

Park, C. B., & Miller, R. D. (2006). Roadside passive MASW: *Proceedings of SAGEEP,* April 2-6, 2006. Seattle, Washington.

Park, C. B., Miller, R. D., & Miura, H. (2002). Optimum field parameters of an MASW survey. *Japanese Society of Exploration Geophysics Extended Abstracts, 36.*

Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1997a). Multi-channel analysis of surface waves (MASW)—a summary report of technical aspects, experimental results, and perspective. *Kansas Geological Survey,* 10–97.

Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1997b). Summary report on surface-wave project at Kansas Geological Survey (KGS).[Open-file Report]. Lawrence, KS: *Kansas Geological Survey.*

Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1998). Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. In SEG technical program expanded abstracts 1998 (pp. 1377–1380). *Society of Exploration Geophysicists.*

Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1999a). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics, 64*(3), 800–808.

Park, C. B., Miller, R. D., Rydén, N., Xia, J., & Ivanov, J. (2005). Combined use of active and passive surface waves. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 10*(3), 323–334.

Parsi, M. (n.d.). Analyzing and 3D Modelling of Electrical Resistivity Tomography (ERT) data for Archaeological Prospection.

Pasaribu, J. M., & Haryani, N. S. (2012). Perbandingan teknik interpolasi DEM SRTM dengan metode Inverse Distance Weighted (IDW), natural neighbor dan spline (Comparison of DEM SRTM interpolation techniques using Inverse Distance Weighted (IDW), natural neighbor and spline method). *Jurnal Penginderaan Jauh Dan Pengolahan Data Citra Digital, 9(2).*

Penumadu, D., & Park, C. B. (2005a). Multichannel analysis of surface wave (MASW) method for geotechnical site characterization. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics, 1–10.*

Richart, F. E., Hall, J. R., & Woods, R. D. (1970). Vibrations of soils and foundations.

Riddle, G. (n.d.). Detection of Clandestine Tunnels using Seismic Refraction and Electrical Resistivity Tomography.

Rubaiyn, A., Safani, J., & Priyono, A. (2018). Joint inversion of Rayleigh-wave dispersion curve for near-surface S-Wave velocity estimation. *EAGE-HAGI 1st Asia Pacific Meeting on Near Surface Geoscience and Engineering*, 2018(1), 1–5.

Santos, J., Catapang, A. N., & Reyta, E. D. (2019). Understanding the fundamentals of earthquake signal sensing networks. *Analog Dialogue,* 53(4).

Satti, S. A., Everett, M. E., & Gibson, R. L. (2000). Integrated geophysical study of near-surface faults in the Wilcox Group, Texas, with application to lignite mining. *13th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, cp-200.*

Sawangsuriya, A. (2012). Wave propagation methods for determining stiffness of geomaterials. *Wave Processes in Classical and New Solids, 44*.

Sharma, P. V. (1997). Environmental and engineering geophysics. *Cambridge university press.*

Sheriff, R. E., & Geldart, L. P. (1995a). Exploration seismology. *Cambridge university press*.

Soske, J. L. (1959). The blind zone problem in engineering geophysics. *Geophysics, 24*(2), 359–365.

Taipodia, J., Dey, A., Gaj, S., & Baglari, D. (2020). Quantification of the resolution of dispersion image in active MASW survey and automated extraction of dispersion curve. *Computers & Geosciences, 135*, 104360.

Tamrakar, P. (2012). *Effects of high-impedance-contrast boundary upon multi-modal Effects of high-impedance-contrast boundary upon multi-modal seismic surface wave*

data seismic surface wave data Repository Citation Repository Citation. 12–2011. https://doi.org/10.34917/2826818

Tape, C. (2009). Seismic Tomography of Southern California Using Adjoint Methods.

Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990a). Applied geophysics. *Cambridge university press.*

Tezcan, S. S., Ozdemir, Z., & Keceli, A. (2009). Seismic technique to determine the allowable bearing pressure in soils and rocks. *Earthquake Resistant Engineering Structures VII,* 104, 253.

Theses Student Theses, M., & Chukwunonso Obi, J. (2012). Scholars' Mine Scholars' Mine *The use of electrical resistivity tomography (ERT) to delineate the use of electrical resistivity tomography (ERT) to delineate water-filled vugs near a bridge foundation water-filled vugs near a bridge foundation.* https://scholarsmine.mst.edu/masters_theseshttps://scholarsmine.mst.edu/masters_theses/5146

Theses, M., & Lane, J. D. (2009). *Trace: Tennessee Research and Creative Exchange Geotechnical Site Characterization Using Multi-channel Analysis of Rayleigh and Love Waves*. https://trace.tennessee.edu/utk_gradthes/563

Thitimakorn, T., & Raenak, T. (2016). NEHRP Site Classification and Preliminary Soil Amplification Maps of Lamphun City, Northern Thailand. *Open Geosciences, 8*(1), 538–547. https://doi.org/10.1515/geo-2016-0046

Volti, T., Burbidge, D., Collins, C., Asten, M., Odum, J., Stephenson, W., Pascal, C. H., & Holzschuh, J. (2016). Comparisons between VS 30 and spectral response for 30 sites in Newcastle, Australia, from collocated seismic cone penetrometer, active-and passive-source VS data. *Bulletin of the Seismological Society of America, 106*(4), 1690–1709.

Wellbrock, K., Voß, P., Heemeier, B., Keilholz, P., Patzelt, A., & Grottker, M. (2018). The water management of Taymāʾ and other ancient oasis settlements in the north-western Arabian Peninsula–A preliminary synthesis. Taymāʾ I. Archaeological Exploration, Palaeoenvironment, Cultural Contacts. *Berlin: Deutsches Archäologisches Institut, 145–198.*

Zhang, J., & Toksöz, M. N. (1998). Nonlinear refraction traveltime tomography. *Geophysics, 63*(5), 1726–1737.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Oruç, B., **Qasem, S.** (2024). Investigation of the Effects of Geothermal Potential of Kocaeli-Yazlık Region on Shallow Engineering Properties with Seismic Refraction Tomography, Electrical Resistivity Tomography, and Masw Methods, *9. Yer Elektrik Çaliştayi,* Afyon, 08-10 Mayıs 2024.

ÖZGEÇMİŞ

Suhaib AbdulAziz Qasem, ilk, orta ve lise eğitimini Yemen'in Sana'a şehrinde tamamladı. Aden Üniversitesi Petrol ve Gaz Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümünden 2019 yılında mezun olmuştur. 2022 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans eğitimine başlamıştır.