

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**KOCAELİ-KARAMÜRSEL ÇAMDİBİ SAHASI ZEMİN
ÖZELLİKLERİNİN ELEKTRİK ÖZDİRENÇ TOMOGRAFİ,
YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALİZİ VE
MİKROTREMOR İLE ARAŞTIRILMASI**

MUSTAFA ABDALRAZİĞ BALLA ABDALRAZİĞ

KOCAELİ 2024

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**KOCAELİ-KARAMÜRSEL ÇAMDİBİ SAHASI ZEMİN
ÖZELLİKLERİNİN ELEKTRİK ÖZDİRENÇ TOMOGRAFİ,
YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALİZİ VE
MİKROTREMOR İLE ARAŞTIRILMASI**

MUSTAFA ABDALRAZİĞ BALLA ABDALRAZİĞ

Prof. BÜLENT ORUÇ
Danışman, Kocaeli Üniv.

.....

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

.....

Doç.Dr. Ali SİLAHTAR
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 bilgilerin 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.

Bu tez/proje çalışması kapsamında üretilen veri ve bilgiler..... tarafından..... no'lu proje kapsamında maddi/alt yapı desteği alınarak gerçekleştirilmiştir.

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

.....

MUSTAFA ABDALRAZİG BALLA ADALRAZİG

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.

.....

MUSTAFA ABDALRAZIG BALLA ABDALRAZİG

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Bu çalışma Kocaeli, Karamürsel Çamdibi Sahası'nda gerçekleştirilmiştir. çalışmanın amacı, Kocaeli-Karamürsel Bölgesi'nde yer alan Çamdibi araştırma sahasındaki zeminin mekanik davranışını iki boyutlu Elektrik Özdirenç Tomografisi (ERT), Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Analizi (MASW) ve Mikrotremor yöntemlerini kullanarak araştırmaktır. Danışman hocam Sayın Prof. Dr BÜLENT ORUÇ'a tez çalışmam boyunca gösterdiği sonsuz rehberlik ve destek için teşekkür ederim. Kendisinin paha biçilmez danışmanlığı, paylaştığı bilgiler ve zengin deneyimi, araştırmamın hem pratik hem de teorik yönlerinin şekillenmesinde etkili olmuştur. Kişisel ve akademik gelişimime yaptığı katkılar için kendisine minnettarım.

Doç Dr. ERTAN PEKŞEN'e de sürekli ulaşılabilirliği ve sorularıma anlayışlı cevaplar verme konusundaki istekliliği için şükranlarımı sunarım. Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nün tüm çalışanlarına yardımları ve işbirlikleri için en içten teşekkürlerimi sunarım. Sayın Ergün Orhan'a ve Handğlu Şirketi'ne veri toplama sürecindeki paha biçilmez destekleri ve işbirlikleri için en içten şükranlarımı sunarım. Uzmanlıkları ve yardımları bu projenin başarısı için vazgeçilmezdi. Ayrıca, RES2DINV yazılımına cömertçe erişim izni verdiği için Dr. HASAN KARAASLAN Sakarya Üniversitesi'ne derinden müteşekkirim.

Son olarak, bu yolculuk boyunca gösterdikleri sarsılmaz sevgi, teşvik ve anlayış için aileme en içten teşekkürlerimi sunarım. Onların desteği başarımın temel taşı oldu. Bu kişi ve kuruluşların rehberliği, desteği ve katkıları olmasaydı, bu araştırma mümkün olmazdı. Yardımları ve teşvikleri için son derece minnettarım.

Haziran-2024

Mustafa Abdalrazig Balla Abdalrazig

İÇİNDEKİLER

ETİK BEYAN VE ARAŞTIRMA FONU DESTEĞİ	i
YAYIMLAMA VE FİKRİ MÜLKİYET HAKLARI.....	ii
ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ	vi
TABLolar DİZİNİ	xi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	xii
ÖZET	xiii
ABSTRACT.....	xiv
1. GİRİŞ	1
2. ÇALIŞMA ALANININ KONUMU	4
3. GENEL JEOLojİ.....	5
3.1. Stratigrafi	7
4. ÇOKLU ELEKTROT ÖZDİRENÇ YÖNTEMİ.....	9
4.1. Elektriksel Özdirenç Teorisi.....	9
4.1.1. Ohm Yasası ve Özdirenç	9
4.2. Elektrot Dizilimleri ve Veri Toplama	10
4.2.1. Wenner-Schlumberger Dizilimi	12
4.3. Jeoloji ve Dirençlilik Arasındaki İlişki.....	13
4.4. Elektriksel Özdirenç Tomografisi	14
4.5. Elektriksel Özdirenç Tomografisi Veri toplama	15
4.6. Elektriksel Özdirenç Tomografi Tekniğinde Veri İşlem	17
4.7. Elektriksel Özdirenç Tomografi Sonuçları.....	18
5. SİSMİK DALGALAR.....	22
5.1. Yüzey Dalgaları	22
5.2. Yüzey Dalgası Yayılımı	23
5.3. Sismik kırılma	25
5.4. Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi.....	27
5.4.1. Teorik İlkeler.....	27
5.5. MASW Veri Toplama	28
5.6. Veri İşleme ve Dağılım Eğrisi Çıkarma	30
5.7. Vs30 Sınıflandırmaları	32
6. MİKROTREMOR YÖNTEMİ.....	41
6.1. Nakamura tekniği	43
6.2. Mikrotremor Verilerinin Toplanması	47
6.3. Veri İşlem	48
6.4. HVSr Eğrilerinin Analizi	49
6.4.1. Hakim Frekans	57
6.4.2. Büyütme Faktörü	58
7. TARTIŞMA	59
8. SONUÇ VE ÖNERİLER	64
KAYNAKLAR.....	66
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER.....	70

ÖZGEÇMİŞ..... 71



ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1.	Marmara bölgesinin tektonik çizgileri ve çalışma alanının konumu.....	4
Şekil 3.1.	Harita, Kocaeli havzasının ve Karamürsel civarının genel jeoloji haritası.....	6
Şekil 3.2.	Armutlu Yarımadası'nın Seymen (1995)'den düzenlenen basitleştirilmiş jeolojik haritası (1 Pamukova metamorfikleri, 2 Balkaya formasyonu, 3 İznik metamorfikleri, 4 Alicyayla kireçtaşı, 5 Ofiyolitik metaolistostrom, 6 Bakacak formasyonu, 7 İncebel formasyonu, 8 Sarısu volkanikleri, 9 Fistikli granitoyidi, 10 Kılınç formasyonu, 11 Pliyosen detritikleri, 12 Yakın dönemçökelleri).....	6
Şekil 3.3.	Çalışma Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesiti.....	8
Şekil 4.1.	Özdirençin temel tanımı, kenarları eşit uzunlukta (L) belirli bir malzemeden oluşan homojen bir küpün içinden bir elektrik akımı geçtiğinde (I) ve potansiyel düşer (V).....	10
Şekil 4.2.	Görünür özdirenç ölçümünde elektrodların basitleştirilmiş dizilim örneği.....	11
Şekil 4.3.	Geometrik faktörleriyle birlikte özdirenç araştırmalarında kullanılan tipik dizilimler.....	12
Şekil 4.4.	Elektrotların ve referans noktalarının konumlarını gösteren Wenner-Schlumberger dizilimlerinin şematik diyagramı.....	13
Şekil 4.5.	Geomative GD-10 Rezistivite Cihazı ve ekipmanları.....	16
Şekil 4.6.	Çalışma alanında ERT profillerinin konumları (mavi renkte), MASW profilleri sarı renkte ve Mikrotitreşim noktaları yeşil renkte gösterilmiştir.....	16
Şekil 4.7.	ERT'de veri toplama ve işleme ERT'de veri toplama ve işleme; a) minimum aralıkta iki kuadropole (üstte) ve maksimum aralıkta bir kuadropole (altta) sahip doğrusal elektrot dizisi. Noktalar elektrotları ve tam üçgenler ilgili kuadropol tarafından ölçülen toprak hacimlerinin merkezini temsil etmektedir; b) veri alımında sonra elde edilen toprak görünür özdirenç 2D pseudo kesiti; c) sayısal modelleme ile veri ters çözümden sonra elde edilen iki boyutlu özdirenç kesiti.....	17
Şekil 4.8.	P1 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti.....	18
Şekil 4.9.	P2 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti.....	19
Şekil 4.10.	P3 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti.....	20
Şekil 4.11.	P4 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti.....	20
Şekil 4.12.	P5 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti.....	21
Şekil 4.13.	P6 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti.....	21
Şekil 5.1.	Yüzey dalgalarının geçişi ile ilişkili elastik deformasyonlar ve yer parçacık hareketleri. (a) Rayleigh dalgası. (b) Love dalgası.....	23

Şekil 5.2.	Serbest yüzeyli homojen ortamlarda dalga yayılımı.....	24
Şekil 5.3.	Soldaki homojen ortamda geometrik dağılımın olmaması, sağdaki heterojen ortamda ise her dalga boyunun farklı bir hızda yayılması.....	25
Şekil 5.4.	Yüzey dalgası yöntemlerinin şematik gösterimi.....	25
Şekil 5.5.	Tek bir yüzey altı arayüzü için kırılan ışın yolu.....	26
Şekil 5.6.	MASW tekniğinin uygulanması. a) Jeofonlar test alanının yüzeyine dx eşit alıcı aralığıyla yerleştirilir. Bir itici kaynak, alıcı yüzeyine dx yayılımının bir ucundan x1 mesafesine uygulanan bir dalga üretir. b) Dalga yayılımı yakalanır. c) Her çok kanallı yüzey dalgası kaydından bir dağılım görüntüsü oluşturulur. d) Araştırma sonuçları, test alanının özelliklerini doğru bir şekilde temsil eden ve tatmin edici bir uyum sağlayan kayma dalgası hız profilini ve katman yapısını içerir.....	28
Şekil 5.7.	Çalışma alanındaki MASW araştırma hatlarının ve Veri Toplama Sisteminin yerleşimi	29
Şekil 5.8.	Çalışma alanında sekiz profil için kullanılan veri toplama tekniğinin şematik bir gösterimidir.....	30
Şekil 5.9.	MASW kayıtlarının dağılım eğrileri, sırasıyla W1'den W8'e kadar sekiz profil için verileri temsil etmektedir.....	31
Şekil 5.10.	Çamdibi Bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları: a) W1 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada Vs30 156,8 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre sınıfını ZE tipi zemin temsil etmektedir.....	33
Şekil 5.11.	Çamdibi Bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları:a) W2 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada Vs30 166,7 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye sınıfını göre ZE tipi zemin temsil etmektedir.....	34
Şekil 5.12.	Çamdibi Bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları:a) W3 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada Vs30 156,1 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye Sınıfın göre ZE tipi zemin temsil etmektedir.....	35
Şekil 5.13.	Çamdibi Bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları:a) W4 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada Vs30 141,9 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZE tipi zemin sınıfını temsil etmektedir.....	36
Şekil 5.14.	Çamdibi Bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları:a) W5 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada Vs30 387,6 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZD tipi zemin sınıfını temsil etmektedir.....	37
Şekil 5.15.	Çamdibi Bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları:a) W6 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b)	

	Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada V_{s30} 392,2 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZC tipi zemin Sınıfını temsil etmektedir.....	38
Şekil 5.16.	Çamdibi Bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları:a) W7 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada V_{s30} 388,3 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZC tipi zemin sınıfını temsil etmektedir.....	39
Şekil 5.17.	Çamdibi Bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları:a) W8 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada V_{s30} 401,2 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZC tipi zemin sınıfını temsil etmektedir.....	40
Şekil 6.1.	Tek bir belirgin öge içeren Mikrotremor Ortalama Fourier Tepki Spektrumu.....	42
Şekil 6.2.	Birden fazla fark edilebilir tepe noktası sergileyen Mikrotremor Ortalama Fourier Tepki Spektrumu.....	42
Şekil 6.3.	H/V spektral oranının hesaplanmasının mikrotremorlardan hesaplanabileceği tipik bir tortul havza.....	45
Şekil 6.4.	Çalışma alanından SEIS-ST-2-3D üç eksenli jeofon.....	47
Şekil 6.5.	MT1 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum büyütme eğrileri ve kullanılarak baskın frekansın tahminini İki kesikli çizgi göstermektedir. +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama eğrisini H/V göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT1 istasyonunda hakim frekans $F_0=1,29$ Hz ($T_0=0,78$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1,7'dir.....	49
Şekil 6.6.	MT2 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum büyütme eğrileri ve kullanılarak baskın frekansın tahminini İki kesikli çizgi göstermektedir. +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama eğrisini H/V göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT2 istasyonunda hakim frekans $F_0=1,28$ Hz ($T_0=0,78$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1,6'dir.....	50

- Şekil 6.7. MT3 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum büyütme eğrileri ve kullanılarak baskın frekansın tahminini İki kesikli çizgi göstermektedir. +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama eğrisini H/V göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT3 istasyonunda hakim frekans $F_0=1,5$ Hz ($T_0=0,67$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1,1'dir.....51
- Şekil 6.8. MT4 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum büyütme eğrileri ve kullanılarak baskın frekansın tahminini İki kesikli çizgi göstermektedir. +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama eğrisini H/V göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT4 istasyonunda hakim frekans $F_0=1,33$ Hz ($T_0=0,75$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1,4'dir.....52
- Şekil 6.9. MT5 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum büyütme eğrileri ve kullanılarak baskın frekansın tahminini İki kesikli çizgi göstermektedir. +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama eğrisini H/V göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT5 istasyonunda hakim frekans $F_0=15,5$ Hz ($T_0=0,06$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 2,25'dir.....53
- Şekil 6.10. MT6 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum büyütme eğrileri ve kullanılarak baskın frekansın tahminini İki kesikli çizgi göstermektedir. +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama eğrisini H/V göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT6 istasyonunda hakim frekans $F_0=6,24$ Hz ($T_0=0,16$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1,5'dir.....54

Şekil 6.11. MT7 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum büyütme eğrileri ve kullanılarak baskın frekansın tahminini İki kesikli çizgi göstermektedir. +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama eğrisini H/V göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT7 istasyonunda hakim frekans $F_0=8,05$ Hz ($T_0=0,12$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1,85'dir.....	55
Şekil 6.12. Araştırma alanındaki baskın frekansların haritası.....	56
Şekil 6.13. Çalışma alanındaki büyütme faktörü dağılımının bir haritası.....	57
Şekil 7.1. Altı ERT profili için özdirenç anomalilerinin değişimini göstermektedir.....	59
Şekil 7.2. MT1, MT2, MT3, MT4, MT5, MT6 ve MT7 noktalarındaki HVSR eğrisi. Ortadaki kalın siyah çizgi ortalama HVSR değerini göstermektedir. Eğri ayrıca noktalı siyah noktada HVSR eğrisinin standart sapmasını da göstermektedir.....	61

TABLULAR DİZİNİ

Table 4.1. Çeşitli kayaçların özdirenç değerleri	14
Table 4.2. Zemin, Su ve Kaya için Temsili Özdirenç Değerleri	14
Table 5.1. Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği 2018'e göre Zemin Sınıflandırması.....	32
Table 6.1. Kanai tarafından mikrotremor baskın frekansına dayalı olarak yapılan toprak sınıflandırması (Kanai, 1983)'den değiştirilmiştir.....	46
Table 7.1. TEBC'deki Vs30 değerine göre çalışma alanının toprak sınıflandırması.....	60
Table 7.2. Çalışma alanındaki mikrotremor ölçümlerinin enlem ve boylamları, baskın titreşim frekansı (F_0), baskın periyot (T_0) değerleri ve deprem dalgası büyütme etkileri	62

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A	: Kesit alanı
A_0	:büyütme faktörü
ΔV	: Potansiyel farkı
E_S	: Rayleigh dalgalarındaki titreşimlerin oranı
f	: Frekans
F_0	: Pik frekans
H_S and H_B	: Yüzey tabakası ve ana kayadaki yatay genlik spektrumu
I	: Elektrik Akımı
K	: Geometrik faktör
L	: Uzunluk
λ	: Dalga boyları
R	: Direnç
ρ	: Özdirenç
ρ_a	: Görünür özdirenç
S_M	: Yüzey katmanının transfer fonksiyonu
S_T	: Transfer fonksiyonu
T_0	: Hakim dönem
V	: Potansiyel düşüşü
V_p	: Birincil gelen dalgalar
V_s	: Kayma dalgası
V_S and V_B	: Havza yüzeyindeki düşey titreşimlerin genlik spektrumlarının Oranları ve ana kaya
V_{s30}	: Kayma dalgası hızı derinlik profili 30 m derinliğe kadar

Kısaltmalar

DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
DB	: Doğu-Batı
ERT	: Electrical Resistivity Tomography (Elektriksel Özdirenç Tomografisi)
FFT	: Fast Fourier Transform (Hızlı Fourier Dönüşümü)
H/V	: Ratio of Horizontal and Vertical Microtremor Spectral (Yatay ve Düşey Mikrotremor Spektrumlarının Oranı)
HVSR	: Horizontal -Vertical Spectral Ratio (Yatay - Düşey Spektral Oran)
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KG	: Kuzey-Güney
MASW	: Multichannel Analysis of Surface Waves (Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi)
NAFZ	: North Anatolian Fault Zone (Kuzey Anadolu Fay Zonu)
TBT	: Technical Barriers to Trade (Ticarette Teknik Engeller)

KOCAELİ-KARAMÜRSEL ÇAMDİBİ SAHASI ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN ELEKTRİK ÖZDİRENÇ TOMOGRAFİ, YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALİZİ VE MİKROTREMOR İLE ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Bu çalışmada, Kocaeli-Karamürsel Bölgesi'ndeki Çamdibi araştırma sahasında zeminin mekanik davranışını araştırmak için iki boyutlu Elektrik Özdirenç Tomografisi (ERT), Çok Kanallı Yüze Dalgaları Analizi (MASW) ve Mikrotremor yöntemleri kullanılmıştır. ERT çalışmaları Geomative GD-10 cihazı kullanılarak altı profilde gerçekleştirilmiştir. ERT kesitlerinde, maksimum 13-28 m derinliklerde çözümler elde edilmiştir. Yanal litolojik değişimlerin göstergesi olan özdirençteki belirgin değişimler tüm kesitlerde dikkat çekicidir. Su içeriğine bağlı olarak yanal ve düşey süreksizliklerin ve konsolide olmayan sedimanların varlığı yapısal dinamikler açısından dikkate alınması gereken özelliklerdir. MASW kayıtlarında, sekiz profil üzerinde 24 kanallı bir SARA sismograf kullanılmıştır. Veriler işlendikten sonra kayma dalgası hızları, dağılım eğrilerinin ters çevrilmesiyle modellenmiş ve Vs30 parametresine göre zemin sınıflandırması ZC, ZE tipi olarak tahmin edilmiştir. SEIS-ST-2-3D jeofonu kullanılarak yedi ölçüm noktası için zemin özelliklerini değerlendirmek üzere Nakamura yöntemi (tek istasyon mikrotremor ölçümleri) kullanılmıştır. Yöntem, çalışma alanındaki yatay-düşey spektral oranı (HVSR) hesaplamak için uygulanmıştır. Böylece deprem büyütme faktörü ve baskın frekans HVSR'nin tepe değerinden elde edilmiştir. Baskın frekanslar 1,28 Hz ile 15,5 Hz arasında değişirken, H/V oranları çalışma bölgesi genelinde 1,1 ile 2,25 arasında değişmektedir. Sonuç olarak ERT, MASW ve Mikrotremor bulguları, az katlı yapıların zemin özelliklerine uygun bir şekilde tasarlanmasının çok önemli olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: ERT, HVSR, MASW, Vs30, Zemin Özellikleri.

INVESTIGATION OF SOIL PROPERTIES IN KOCAELI-KARAMÜRSEL ÇAMDIBI AREA USING ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY, MULTI-CHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES AND MICROTREMOR

ABSTRACT

In this study, two-dimensional Electrical Resistivity Tomography (ERT), Multi-Channel Analysis of Surface Waves (MASW) and Microtremor methods were used to investigate the mechanical behavior of the soil in the Çamdibi survey field in the Kocaeli-Karamürsel Region. ERT studies were conducted in six profiles with using Geomative GD-10 device. In ERT sections, solutions were obtained at maximum depths of 13-28 m prominent variations in resistivity, indicative of lateral lithological changes, are notable across all sections. The presence of lateral and vertical discontinuities and unconsolidated sediments depending on water content are features that need to be considered in terms of structural dynamics. In MASW recordings, SARA a 24-channel seismograph were used on eight profiles. After processing the data shear wave velocities were modeled from the inversion of the dispersion curves then, the soil classification was estimated as ZC, ZE-type according to the Vs30 parameter. Nakamura method (single station microtremor measurements) was employed to assess soil properties for seven measurement points using the SEIS-ST-2-3D geophone. The method was applied to calculate horizontal to vertical spectral ratio (HVSR) in the study area. Hence the earthquake amplification factor and dominant frequency were obtained from the peak value of the HVSR. Dominant frequencies ranged from 1.28 Hz to 6.24 Hz, while H/V ratios ranged from 1.1 to 2.1 across the study region. As a result the ERT, MASW and Microtremor findings show that it is crucial to design low-rise constructions in a manner that aligns with soil properties.

Keywords: ERT, HVSR, MASW, Vs30, Soil properties.

1. GİRİŞ

Dinamik yükler altında zemin davranışını anlamak, zemin yüzeyine inşa edilen herhangi bir yapı için çok önemlidir. Özellikle depremler, yapılar için önemli tehditler oluşturmaktadır. Oldukça aktif Alp-Himalaya orojenik kuşağı içinde yer alan Türkiye, Arap, Avrasya ve Afrika plakalarını içeren karmaşık tektonik etkileşimler nedeniyle çok sayıda deprem yaşamaktadır. Büyük makaslama deformasyon kuşakları olarak Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), ve Batı Anadolu açılma rejimine bağlı fay sistemleri ve büyük depremlerin meydana tektonik kuşaklardır. Yıkıcı 7.4 büyüklüğündeki 1999 Kocaeli depremi bu konuda çarpıcı bir örnek teşkil etmektedir. Deprem kaynaklı bina hasarını etkileyen temel faktörler arasında deprem kaynağının kinematik ve dinamik özellikleri, dalga yayılma yolunun fiziksel ve geometrik özellikleri, dalga zayıflaması, sığ zemin yapısı özellikleri yer almaktadır. Zemin özelliklerini anlamak, depremle ilgili tehlikelere karşı can ve mal güvenliğini sağlamak için çok önemlidir. Sismik stres altında zemin davranışını kavramak için kapsamlı saha ve laboratuvar deneyleri gereklidir.

Elektriksel özdirenç, sismik dalga analizi ve Mikrotremor analizi gibi jeofizik yöntemler, zemin incelemesi için yaygın olarak kullanılmaktadır. Ancak bu yöntemler, ilgilenilen özelliklerle potansiyel olarak bağlantılı fiziksel özellikleri değerlendirerek Zemin özelliklerini dolaylı olarak ölçer. Jeofiziksel veriler ile Zemin özellikleri arasındaki ilişkilerin kurulması önemlidir. Farklı zeminlerin aynı veriye neden olabilmesi, çok çözümlülük problemi olarak jeofiziksel verilerin yorumlanmasını zorlaştırabilmektedir. Örneğin, hem zemin nemi hem de tuzluluk elektrik iletkenliğini artırabilir. Bu etkileri birbirinden ayırmak için farklı yaklaşımlar kullanılabilir (Shin vd., 2021; Telford vd., 1990 ve Sharma, 1997). Elektriksel özdirenç görüntülemenin birincil amacı, yeraltı yapılarını elektriksel özdirenç özelliklerine göre tanımlayarak yeraltının elektrik özdirençlerinin yatay ve düşey yönlü değişimlerini modellemektir.

Elektrik özdirenç yöntemleri, yeryüzüne yerleştirilmiş bir dizi elektrotla yer içine gönderilen elektrik akımına karşı elektrik özdirenç tepkisini ölçer. Bu yöntemler, elektriksel özdirenç yeraltının iki boyutlu (düşey kesit) veya üç boyutlu görüntüsünü oluşturmak için kullanılırlar

(Binley ve Slater, 2020). Elektrik özdirenç tomografisi (ERT) terimi genellikle sabit bir elektrot dizisi ile yapılan görüntülemeyi ifade eder (Samouëlian vd., 2005). ERT, sığ derinliklerde litoloji değişimlerini (örneğin kil ve çakıl), yeraltı suyunun varlığına, lokal kırık zonlarına, zemin su saturasyonundaki değişimlere, tuzluluk alanlarına ve bazı durumlarda yeraltı sularının kirlilik kaynaklarına yönelik çözümler sunar. Bu nedenle, bu çalışmada farklı toprak türlerinde saha elektrik özdirenç testleri gerçekleştirilmiştir.

Yapay olarak oluşturulan ve yeraltında seyahat eden sismik dalgaların gözlemlenerek verilerin yorumlanması zeminin dinamik yükler altında tepkilerinin anlaşılması

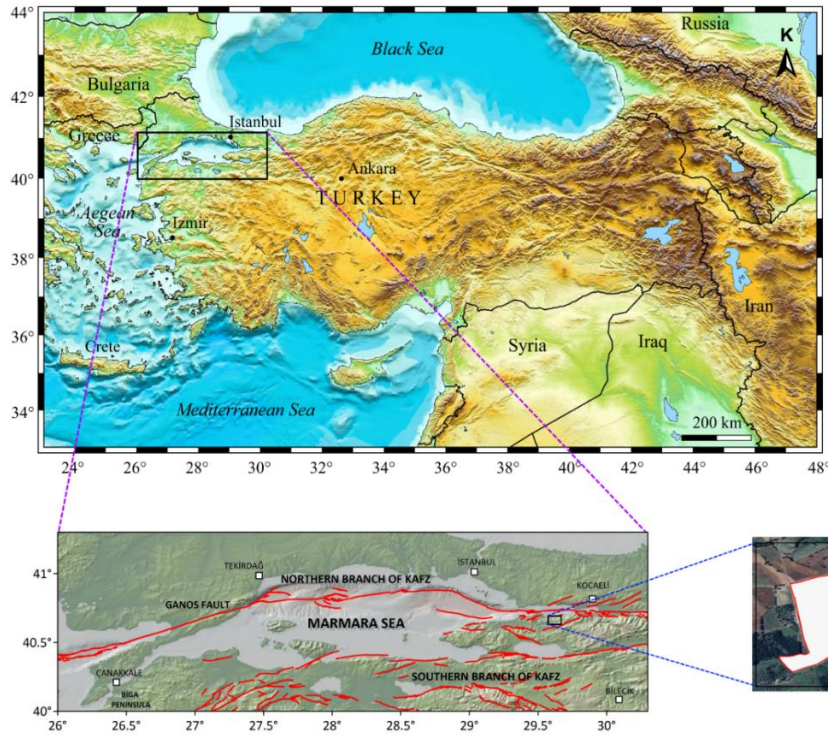
için önemli bilgiler sağlar. Sismik dalgalar, ortamın elastik özelliklerine göre yayıldıklarından modellemeleriyle sığ mühendislik özelliklerinin elde edilmesini sağlarlar. Sismik yöntemler, mühendislik ve inşaat projeleri için yüzey altı yapı derinliğini ve ana kayayı belirlemede hızlı ve etkili çözümler sunmaktadır (Reynolds, 1997). Sismik kırılma yöntemi, yeraltını kat eden ve kritik kırılmadan sonra yüzeye geri dönen akustik sismik dalga kayıtlarının ölçümüne dayanır. Boyuna veya birincil dalgaların (V_p) ilk varış zamanları sismik kırılmada çok önemlidir. Seyahat zamanlarının grafiksel çözümlerinden katman içi ortalama dalga hızı bulunabilir. Diğer yandan yüzey dalgalarının çok kanallı analizi, z ile yapı dinamiğinin tasarlanmasında önemli bir parametre olan kayma dalgası hızı modellenir (Reynolds, 2011). Enerji iletimi sırasında, Rayleigh dalgası frekans bileşeni, her frekansta (f) faz hızı (C_f) olarak bilinen farklı hızlarla birlikte değişen dalga boylarına (λ) neden olur. Bu özellik dispersiyon veya saçılma olarak adlandırılır. Dispersiyon eğrisinin ters çözümünden sığ derinliklerde kesme dalgası (V_s) hızı modellenir. V_p ve V_s hızları, temel mühendisliği için kritik olan zemin dinamiklerine yönelik bilgi sunar. Plaka yükü testi ve laboratuvar testleri gibi zemin özelliklerini değerlendirmeye yönelik standart yöntemlerin zaman alıcı, maliyetli ve belirli noktalarla sınırlı olması gibi dezavantajları vardır (Pfaffhuber vd., 2019). Bu nedenle, bu çalışmada sismik kırılma ve yüzey dalgalarının çok kanallı analizi gibi tahribatsız jeofizik yöntemler kullanılarak bu zorlukların üstesinden gelinmiş ve kapsamlı derinlik bilgileri sağlanmıştır. Ayrıca MASW, temel mod yüzey dalgalarının yanı sıra genellikle yüzey dalgalarının istenmeyen yüksek modları, cisim dalgaları, saçılmış dalgalar ve trafik dalgaları gibi gürültüleri de içeren sismik dalgaların karmaşık doğasını

kapsamlı bir şekilde dikkate alma becerisi açısından önemli bir avantaj sunmaktadır (Park vd., 2007).

Mikrotremörler, mikrobölgeleme amacıyla zeminin baskın periyotlarını ve deprem dalgalarının büyüme genliklerini büyütmeye kestirmek için kullanılmaktadır (Nakamura, 1989; Seo, 1992). Mikrotremör özelliklerine dayalı sismik tehlike haritalaması veya sismik mikrobölgeleme, geleneksel yöntemlere göre çeşitli avantajlar sunmaktadır. Mikrotremör ölçümleri zemin yüzeyinde yapılır ve sondajlara veya yerinde testlere olan ihtiyacı ortadan kaldırır. Sonuç olarak, geniş ölçekli nispeten hızlı bir şekilde değerlendirilebilir. Mikrotremör ölçümleri böylece sismik tehlike çalışmaları için zeminin dinamik özelliklerinin değerlendirilmesinde hızlı ve uygun maliyetli bir araç sağlar. Mikrotremör ölçümlerinden elde edilenler gibi zayıf hareket tepkilerinden türetilen parametreleri kullanarak sahanın güçlü deprem hareketlerine tepkisini karakterize etmek, bu tür tepkileri elde etmenin kolaylığı ve zayıf sismik hareket verilerinin daha geniş kullanılabilirliği nedeniyle uygundur. Zayıf hareketler öncelikle sahadan gelen elastik tepkileri ortaya çıkarır. Zayıf hareket tepkisi için sahaların önceki karakterizasyonları (Borcherdt, 1991), yerel kayma dalgası hızı veya saha periyotları gibi yer hareketi özellikleri ile saha koşulları veya jeolojik birim türleri arasında güçlü korelasyonlar olduğunu göstermiştir. Mikrotremör ölçümleri hem saha operasyonları hem de veri analizi açısından uygun, kolay ve ucuz olduğundan, tek istasyon yöntemi diğer yöntemler arasında en pratik ve uygulanabilir alternatiftir (Mahajan vd., 2011). Bu yöntem baskın periyodu belirlemek için yatay ve düşey Mikrotremör spektrumlarının oranının hesaplanmasına dayanmaktadır (Nakamura, 1989). oranı olarak bilinen yöntemin saha tepkisine yönelik çözüm etkinliği Nakamura (1989) tarafından araştırılmıştır. Tez çalışması iki boyutlu Elektrik Özdirenç Tomografisi, Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi ve Mikrotremör yöntemlerini kullanarak Kocaeli, Karamürsel Bölgesi'nde bulunan Çamdibi araştırma sahasında zemin özelliklerini araştırmayı ve zemin özelliklerindeki değişimleri belirlemeyi amaçlamaktadır.

2. ÇALIŞMA ALANININ KONUMU

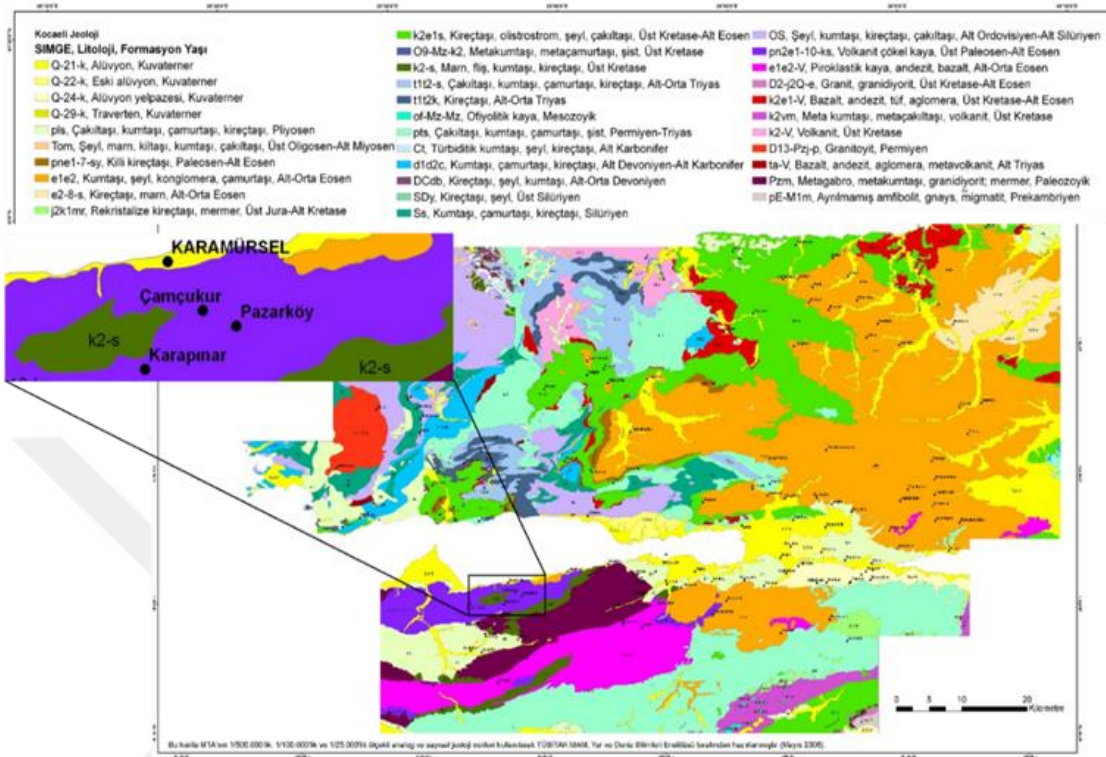
Çalışma alanı, Kocaeli ilinin bir ilçesi olan Karamürsel'de, İzmit körfezinin güneyinde yer almaktadır. Karamürsel, doğuda Gölcük, güneyde İzmit, batıda Yalova ve kuzeyde Marmara Denizi ile çevrilidir. Armutlu Yarımadası'nın ortasında yer alan çalışma alanı, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) alt kolları ve ikincil normal faylar tarafından sınırlanmıştır (Gökten, 2001). Bu ana neotektonik fay zonu yaklaşık 1500 km uzunluğundadır. Karamürsel yerleşim alanı ve çevresi KAFZ'nun kuzey kolu yakınında yer almaktadır. Çalışma alanı çevresindeki tektonik havzalar N-S sıkışması ile kontrol edilmektedir (Ketin, 1983; Yaltırak, 1999). KD-GB kıvrımları ve KB-GD normal fayları, İzmit Körfezi'ne doğru azalan dik topografyayı şekillendirmektedir.



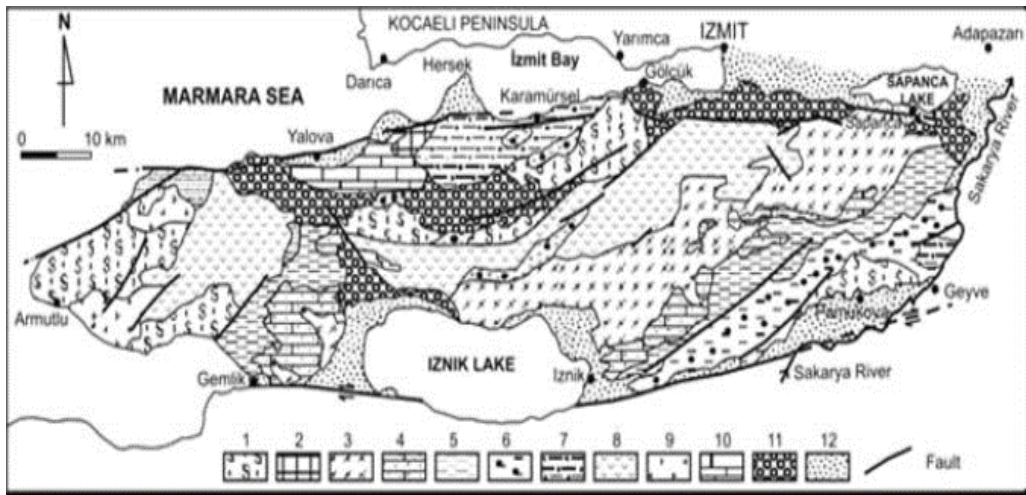
Şekil 2.1 Marmara bölgesinin tektonik çizgileri ve çalışma alanının konumu

3. GENEL JEOLJİ

Kocaeli İli jeolojik açıdan iki önemli tektonik ve yapısal birimden oluşmaktadır. Bunlardan biri, İzmit Körfezi'nin kuzeyinde yer alan ve esas olarak İstanbul Paleozoyik ve Kocaeli Triyas formasyonlarından oluşan Kocaeli Yarımadası'dır. Moezya platformundan ayrıldığı ileri sürülmektedir (Görür ve Şengör, 1983). Diğer birim ise İzmit Körfezi'nin güneyinde yer alan ve Sakarya Zonu'nun bir parçasını oluşturan Armutlu Yarımadası'dır. Kocaeli Yarımadası'nın büyük bir kısmı il sınırları içinde kalırken, bölgedeki en kapsamlı jeolojik çalışma (Gedik vd., 2003) tarafından gerçekleştirilmiştir. Araştırmacılar Kocaeli Yarımadası'nda 34 formasyon tespit etmiş olup, Şekil 3.1'de görüldüğü gibi bunların 31'i Kocaeli İli sınırları içerisinde yüzeylemektedir. Bu oluşumlar Ordovisyen döneminden Kuvaterner dönemine kadar uzanmaktadır. Armutlu Yarımadası'nın basitleştirilmiş jeolojik haritası Şekil 3.2'de gösterilmektedir. Armutlu Yarımadası'nın Geç Kretase öncesi metamorfik temeli, Pamukova Metamorfikleri ve ikinci temel birimi oluşturan düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşan İznik Metamorfikleri olarak adlandırılan iki farklı tektonostratigrafik birimden oluşur. Bu birim yarımada'nın orta kısmını kapsar (Sapanca-İznik kuşağı olarak, Şekil 3.2) ve üç alt birimden oluşur (Göncüoğlu vd., 1987). Bu alt birimler şist-mermer birimi, metamorfik olistostrom ve metavolkanik birimdir. Geç Kretase çökelleri Pamukova ve İznik Metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Geç Miyosen ve Pliyosen klastikleri, neotektonik olaylardan yerel olarak etkilenmiş mollazik sedimantasyonu andırmaktadır (Göncüoğlu vd., 1987). Kocaeli depremi fay kırılmasında yer alan başlıca kıyı ve kıyıya yakın denizaltı basamakları Karamürsel, Gölcük ve Sapanca duraklarıdır. Bu durakların her biri farklı, sediman dolu bir çekme-ayırma havzası ve topografik olarak alçak bir alanla ilişkilidir. Her bir havzada yaygın çökme ve deniz basması gözlenmiş, bu da kıyı bölgelerinde ve tesislerde depremden kaynaklanan en dramatik hasar ve yıkımlardan bazılarını neden olmuştur. Çekme-ayırma basamakları zaman içinde kalın Kuvaterner çökelleri ile dolmuş ve derin alüvyon havzaları oluşturmuştur.



Şekil 3.1. Harita, Kocaeli havzasının ve Karamürsel civarının genel jeoloji haritası (Kocaeli Büyükşehir Belediyesi, 2023)



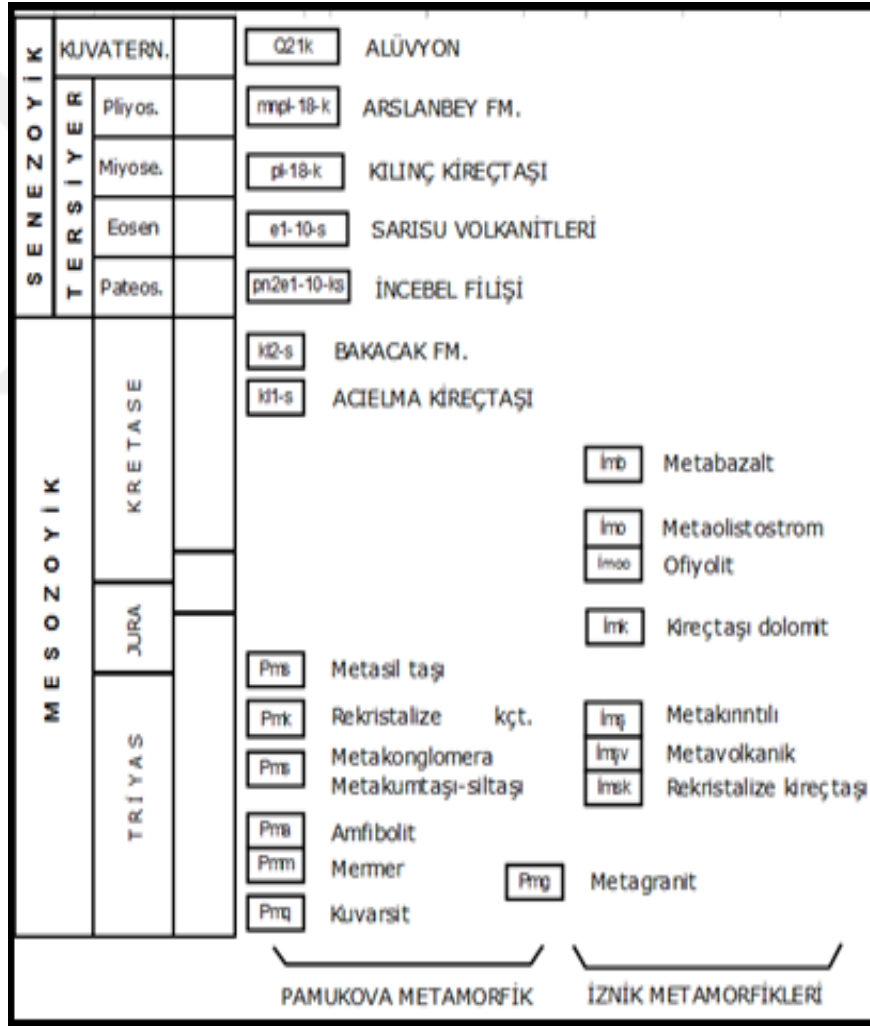
Şekil 3.2 Armutlu Yarımadası'nın Seymen (1995) ve Aydan ve diğerleri (2008) tarafından yeniden düzenlenmiş basitleştirilmiş jeolojik haritası. 1 Pamukova metamorfikleri, 2 Balkaya formasyonu, 3 İznik metamorfikleri, 4 Alicayla kireçtaşı, 5 Ofiyolitik metaolistostrom, 6 Bakacak formasyonu, 7 İncebel formasyonu, 8 Sarısu volkanikleri, 9 Fistikli granitoyidi, 10 Kılınç formasyonu, 11 Pliyosen detritikleri, 12 Son çökeller

3.1. Stratigrafi

Armutlu Yarımadası'nın jeolojik oluşumları çok çeşitli ve karmaşıktır Şekil 3.3. Yüksek dereceli metamorfizma ile karakterize edilen Pamukova Metamorfikleri kuvarsit, volkanik ve piroklastik kayalar, amfibolitler ve granitik çakıllı konglomeralardan oluşur. Buna karşılık, İznik metamorfikleri düşük dereceli metamorfizma sergiler ve Şist Mermer Birimi ile Ofiyolitik Şistler olarak ikiye ayrılır. Acıelma Formasyonu metamorfik dizileri örter ve yeniden kristalleşmiş kireçtaşları ile dolomitleşmiş kireçtaşlarından oluşur. Bakacak Formasyonu, kireçtaşı blokları, magmatik ve metamorfik kayalar ile alt seviyelerde ofiyolitik bloklar içeren önemli yanal ve düşey değişimler gösterir. İncebel Formasyonu konglomera, şeyl, çamurtaşı, marn ve volkanik tabakalardan oluşurken, volkanik aktiviteyle oluşan Sarısu Formasyonu bazalt daykları tarafından kesilen konglomera, çamurtaşı, kumtaşı ve kireçtaşı içerir.

Son olarak, çoğunlukla kuzey sınırları boyunca yer alan Arslanbey Formasyonu, Kuzey Anadolu Fayı ile ilgili tektonik aktiviteye işaret eden zayıf yataklanmış konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, marn dizileri ve beyaz tuf tabakalarından oluşur. İzmit Körfezi kıyısı boyunca Armutlu Yarımadası'nın kuzey kesiminde ve yarımada içindeki nehir vadilerinde gözlenen Kuvaterner yaşlı alüvyon, İzmit ve Sapanca Gölü arasında kalınlığı yaklaşık 10 ila 70 metre arasında değişen kum, silt, kil ve çakıldan oluşur. Kocaeli ili civarında, Sapanca Gölü'nden batıya doğru yayılan ve İzmit Körfezi'nin doğu, kuzey ve güney sınırları boyunca uzanan, konsolide olmamış Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yaygındır. Bu alüvyonlar ayrıca alüvyal ovanın kuzey ve güney kenarlarını sınırlayan yükseltileri kesen vadiler boyunca şeritler halinde bulunur. Yamaç molozları ve kolüvyal sedimanlar, yamaçların ovalarla buluştuğu alanlarda alüvyonlara eşlik eder. Yüksek tepeleri kesen vadiler, iri taneli alüvyon dizilerinin düz ovaya doğru yayılmasına yol açar ve burada tane boyutu hızla azalarak kum, silt ve kil boyutlu malzemedan oluşan alüvyon çökelleri oluşturur. Kuzey Anadolu Fayı'nın aktivitesi yamaç eğimlerini değiştirerek ovaya doğru birçok vadinin açılmasına yol açmış ve kalın alüvyonların birikmesini kolaylaştırmıştır. Miyosen'den bu yana sıkışma tektonik rejiminden kaynaklanan normal faylarla yükseltilmiş kenarlar, Pliyosen ve Kuvaterner dönemlerinde erozyon ve birikim yoluyla kalın alüvyonların gelişimine katkıda bulunmuştur. Alüvyon

birikimi aktif olarak gerçekleşmeye devam etmektedir. Bölgesel olarak, Kuvaterner ve Pliyosen arasında ayırım yapmak, geçiş niteliği nedeniyle zorluk teşkil etmektedir. Dağlık bölgelerden gelen Pliyosen tortulları erozyona uğramış ve ovaya taşınmış, burada alüvyon havzasında birikerek renk, doku ve tane bakımından kaynak kayalarının özelliklerini korumuştur. Ayrıca, vadilerin Körfez'le bulunduğu noktalarda kumlar, siltler ve killer toplanarak deltaik bir ortam oluşturmuştur. Sonuç olarak bu bölgelerde sulak alanlar gelişmiş ve organik madde bakımından zengin alüvyonların oluşumuna katkıda bulunmuştur.



Şekil 3.3. Çalışma Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesiti (Altın vd. 1969)

4. ÇOKLU ELEKTROT ÖZDİRENÇ YÖNTEMİ

4.1. Elektriksel Özdirenç Teorisi

Jeofizik araştırmalarda, özdirenç ölçüm tekniği eski yöntemlerden biri olarak kabul edilir (Loke, 2000). Elektrik özdirenç yönteminin amacı, yüzeyde aldığı ölçümlerle yeraltındaki özdirenç değişimlerini modellemektir. Özdirenç su doygunluğu seviyesi, gözeneklilik, mineral ve sıvı içeriği gibi çeşitli jeolojik faktörlere bağlıdır (Loke, 2000). Elektriksel özdirenç yöntemi, yeraltı suyu kaynaklarının belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Ayrıca mühendislik araştırmalarında yeraltı boşluklarını, fayları ve fissürleri tespit etmek için de kullanılır. Gömülü arkeolojik kalıntıların tespitinde de kullanılmaktadır (Reynolds, 1997).

4.1.1. Ohm Yasası ve Özdirenç

Kenarları eşit uzunlukta (L) belirli bir malzemeden oluşan bir küp ele alalım. Bu küpün içinden bir elektrik akımı geçmektedir (I) (Şekil 4.1). Küpün malzemesi, küpün karşıt yüzleri arasında akan elektrik akımına karşı direnç gösterir ve bu dirençli malzemeden akması gereken elektrikte potansiyel düşüşü (V) olarak adlandırılan bir düşüşe yol açar. Küpün malzemesinin özelliğinin 'gerçek' dirençlilik (ρ) olduğunu ve malzemenin elektrik akışına ne kadar direnç gösterdiğini belirttiğini düşünün:

$$R \propto \frac{L}{A} \quad (4.1)$$

Direnç (R), kesit alanı (A) azaldıkça azalır ve malzemenin uzunluğu arttıkça artar. Direnç ve Ohm yasasına bağlı olarak, Denklem (4.1) şu şekilde de yazılabilir:

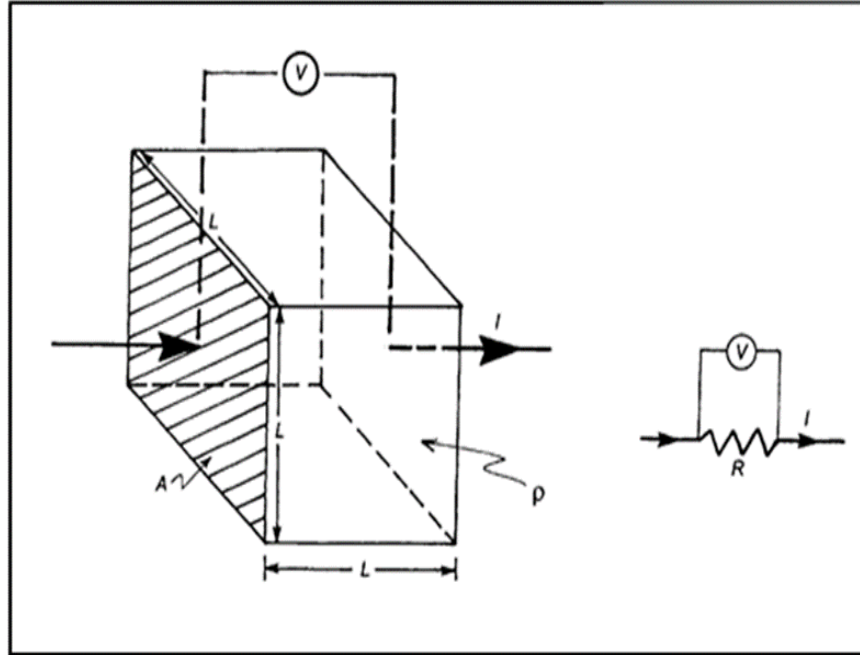
$$R = \frac{\rho L}{A} \quad (4.2)$$

Ohm Yasası şu şekilde bilinir:

$$R = \frac{V}{I} \quad (4.3)$$

Burada V, bir direnç üzerindeki gerilimi veya potansiyel farkı, I ise direnç üzerinden akan akımı ifade eder. Denklem (4.2) ve (4.3)'ten, öz direnç eşitliği şu şekilde yazılır:

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad (4.4)$$



Şekil 4.1. Öz direncin temel tanımı, kenarları eşit uzunlukta (L) belirli bir malzemeden oluşan homojen bir küpün içinden bir elektrik akımı geçtiğinde (I) ve potansiyel düşer (V) (Reynolds, 1997)

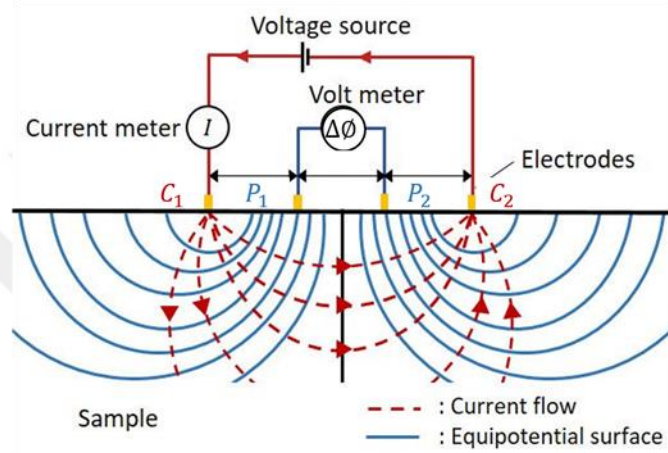
4.2. Elektrot Dizilimleri ve Veri Toplama

Elektriksel öz direnç ölçümleri tipik olarak potansiyel elektrotları (P1 ve P2 alıcı çiftleri) arasındaki potansiyel farkı ve iki akım elektrotu (C1 ve C2 verici çiftleri) kullanılarak zemine enjekte edilen akım yoğunluğu ölçülerek gerçekleştirilir (Şekil 4.2). Daha sonra, görünür öz direnç (ρ_a) potansiyel farkından (ΔV) ve akımdan (I) aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (4.5)$$

Burada k, geometrik faktördür. Şekil 4.3, öz direnç araştırmalarında kullanılan yaygın dizilimleri ve bunların geometrik faktörlerini göstermektedir. Ölçülen öz direnç değeri,

verilen elektrot düzenlemesi için eşdeğer bir direnç sağlayacak olan yeraltı seviyelerindeki görünür öz dirençtir. Gerçek öz direnç ile görünür öz direnç arasında karmaşık bir ilişki vardır. Gözlenen öz direnç verilerinden gerçek yeraltı öz direnç kesitini tahmin etmek için ters çözüm modelleme işleminin yapılması gerekir.

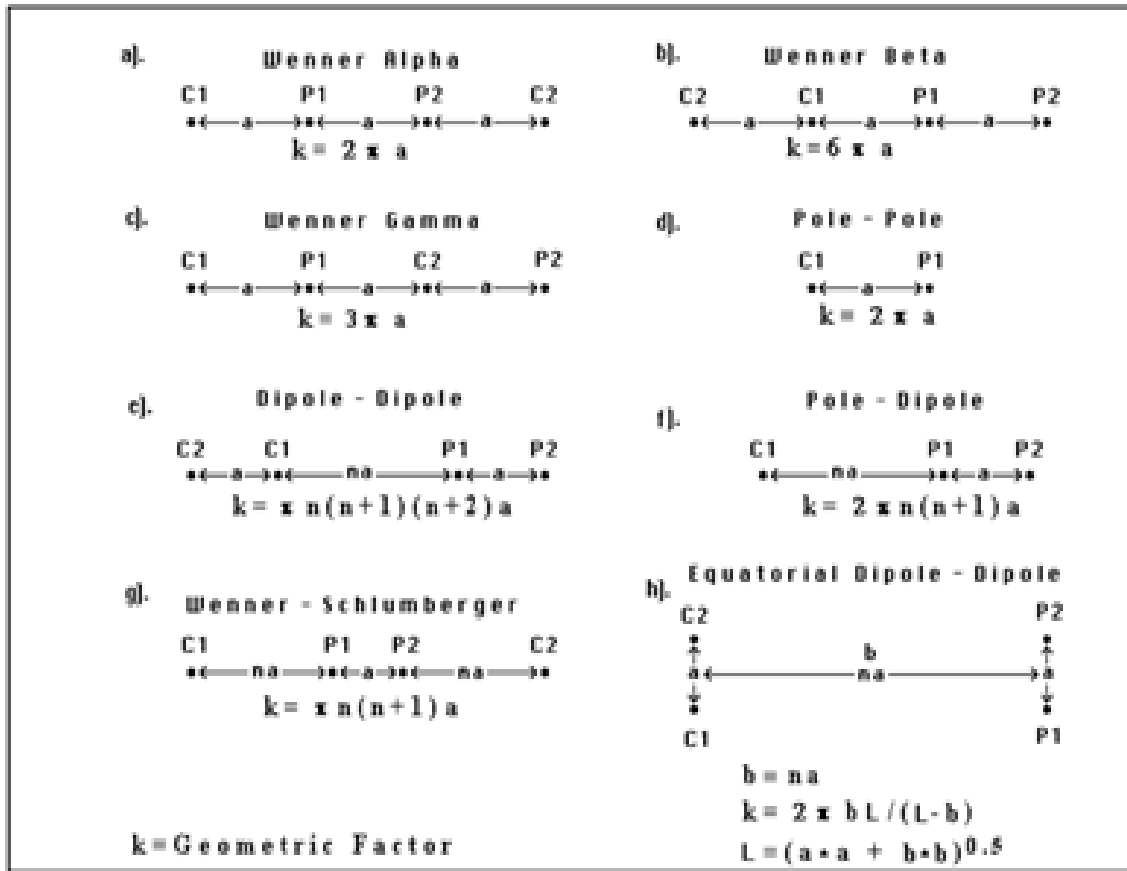


Şekil.4.2. Görünür öz direnç ölçümünde elektrodaların basitleştirilmiş dizilim örneği (Jun, 2020)

Günümüzde modern elektrik öz direnç tomografisi araştırmalarında çok elektrotlu sistemler tercih edilmektedir. Çok çekirdekli bir kabloya bağlı daha fazla sayıda elektrotun kısa zamanda çok sayıda verinin hızlı bir şekilde toplanmasını sağlar. Çok elektrotlu bir sistemin kullanılması, Düşey Elektrik Sondaj ve yatay profillemeye verilerinin eşzamanlı olarak toplanmasına olanak tanır. Ayrıca hem yanal hem de düşey doğrultularda öz direnç dağılımını gösteren iki boyutlu bir modelin oluşturulmasını kolaylaştırır. Çağdaş bir çoklu elektrot sistemi kullanan iki boyutlu görüntüleme, elektrot aralığı çalışma boyunca sabit kalır. Ölçümler, bir anahtarlama cihazı tarafından kontrol edilen dört elektrottan oluşan farklı setler kullanılarak sırayla elde edilir. Araştırma derinliği dizilim tipi, dizilim uzunluğu ve jeolojik yapı özellikleri gibi faktörlere bağlıdır ve tipik olarak dizinin toplam uzunluğunun üçte biri ile beşte biri arasında değişir (Robinson ve ark., 1989).

Şekil 4.3'te gösterildiği gibi, 2 boyutlu görüntüleme araştırmaları için en yaygın kullanılan elektrot şunlardır: (a) Wenner, (b) dipol-dipol, (c) Wenner-Schlumberger, (d) pol-pol ve (e) pol-dipol dizileri. Bir çalışma için dizileri seçerken, (i) yeraltı öz direncindeki düşey ve yatay

değişimlere duyarlılık, (ii) araştırma derinliği, (iii) yatay veri kapsamı ve (iv) sinyal gücü dahil olmak üzere çeşitli özellikler dikkate alınmalıdır. Tüm bu faktörler göz önüne alındığında, Wenner-Schlumberger dizisi bu çalışma için en uygun seçenek olarak seçilmiştir.

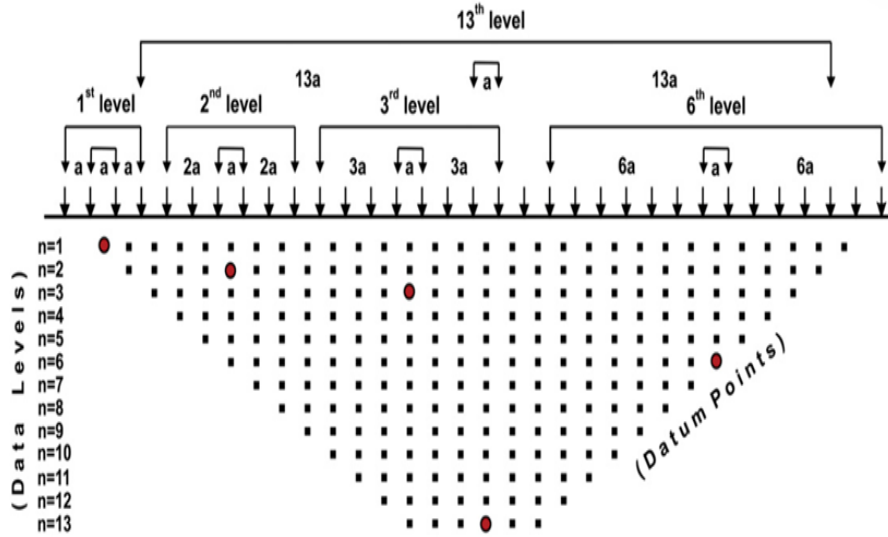


Şekil 4.3. Geometrik faktörleriyle birlikte öz direnç araştırmalarında kullanılan tipik dizilimler (Loke, 2004)

4.2.1. Wenner-Schlumberger Dizilimi

Wenner-Schlumberger dizilimi, Wenner ve Schlumberger dizilimlerinin bir kombinasyonudur. Wenner-Schlumberger diziliminde elektrot konumu Şekil 4.3a'daki Wenner Alpha ile aynıdır. Ancak, akım elektrodu ile potansiyel elektrotlar arasındaki mesafe, iki potansiyel elektrot arasındaki mesafeden "n" kat daha fazladır. P1-P2 elektrotlarının altında, dizilimi daha yüksek bir yüksek direnç konsantrasyonu tanımlamaktadır. Bu, Wenner-Schlumberger dizilimi hem yatay hem de düşey olarak öz dirençteki değişikliklere

duyarlı olduğunu göstermektedir. Bu yöntemin, Wenner Alpha ve Dipole-dipole dizilimine kıyasla, karmaşık jeolojik koşullarla karakterize edilen bölgelerde daha umut verici olduğu düşünülmektedir (Loke, 2000). Bu dizilimini avantajı, Dipol-dipol diziliminden üstün olmasına rağmen, Wenner diziliminin zayıf yatay çözünürlüğü gibi zayıflıklarını giderebilmesidir. Tomografik araştırmanın şeması, veri yoğunluğu ile birlikte Şekil 4.4'te gösterilmektedir. Ayrıca, aynı C1-C2 elektrot mesafesi ile %10 daha derin bir araştırma derinliğine izin vermektedir. Öte yandan, sinyal gücü Wenner diziliminden daha düşük ancak Dipol-dipol diziliminden daha yüksektir (Loke, 2000).



Şekil 4.4. Elektrotların ve referans noktalarının konumlarını gösteren Wenner-Schlumberger dizilimlerinin şematik diyagramı (Levent, 2013)

4.3. Jeoloji ve Özdirenç Arasındaki İlişki

Yeraltı özdirençindeki değişiklikler öncelikle litolojideki değişimleri yansıtır. Tablo 4.1, de farklı malzemelerin özdirenç değerleri görülmektedir. Çoğu kaya oluşumundaki elektrik akımı, elektrolitik iletim olarak bilinen gözenek sıvılarındaki iyon hareketi yoluyla gerçekleşir. Özdirençin tersi olan iletkenlik, öncelikle gözeneklilik, doygunluk, tuzluluk, litoloji, kil içeriği ve bir dereceye kadar sıcaklık gibi faktörlerden etkilenir.

Tablo 4.2'de, yüzey altı saha karakterizasyonu için doğru akım özdirenç yönteminin kullanılmasına yönelik standart özdirenç değerlerini göstermektedir (TBT, 2018).

Tablo 4.1. Çeşitli kayaçların özdirenç değerleri (Robinson ve diğerleri, 1989)

Toprak Malzemesi	Özdirenç, Ortalama veya Aralık (Ohm-m)	Toprak Malzemesi	Özdirenç, Ortalama veya Aralık (Ohm-m)
Granit	10^2-10^6	Kumtaşı	$1-10^8$
Diorit	10^4-10^5	Kireçtaşı	$50-10^7$
Gabbro	10^3-10^6	Dolomit	10^2-10^4
Andezit	10^2-10^4	Kum	$1-10^3$
Bazalt	$10-10^7$	Kil	$2-10^2$
Peridotit	10^2-10^3	Acı su	0.3-1
Hava	~ 0	Deniz Suyu	0.2

Tablo 4.2. Zemin, Su ve Kaya için Temsili Özdirenç Değerleri (TBT, 2018)

Bölgesel Toprak Özdirenci	Ωm
ıslak bölgeler	50 ila 200
kuru bölgeler	100 ila 500
kurak bölgeler	200 ila 1000 (toprak tuzlu ise bazen 50'ye kadar düşebilir).
Su Türü	Ωm
toprak suyu	1 ila 100
yağmur suyu	30 ila 1000
deniz suyu	0,2 mertebesinde
buz	105 ila 108
Toprak Malzeme Türleri	Ωm
magmatik ve metamorfik	100 ila 10,000
konsolide sedimanlar	10 ila 100
konsolide olmayan sedimanlar	1 ila 100

4.4. Elektriksel Özdirenç Tomografisi

Tomografi, yapıların veya nesnelerin enine kesit görüntülerini oluşturmak için nüfuz eden dalgaların kullanılmasını içerirken, ortaya çıkan görüntü tomogram olarak adlandırılır. Elektriksel özdirenç tomografisi yer içinin özdirenç özelliklerine göre tanımlamak için elektriksel özdirenç kullanan ve bir tomogram üreten bir yöntemdir. Çok elektrotlu bir sistemde doğru akım özdirenç yöntemi, yeraltı suyu çalışmalarında, çok sığ süreksizliklerin araştırılmasında ve zemin özelliklerinin keşfedilmesinde etkili ve popüler bir yöntemdir.

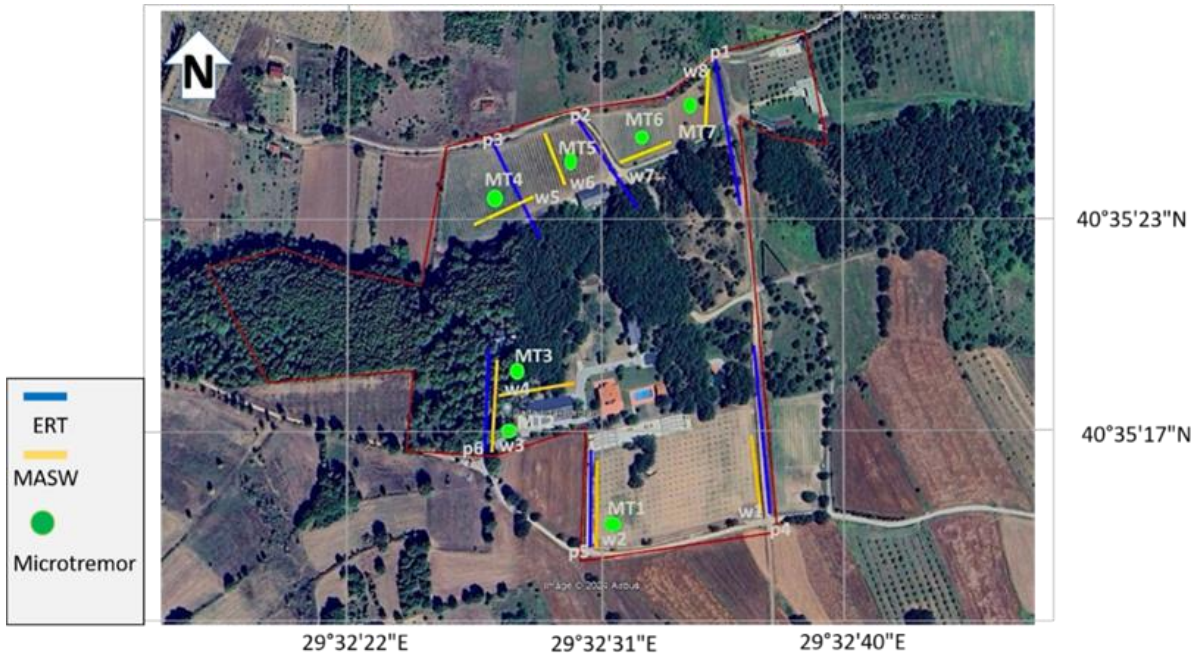
ERT, ana kaya derinliğinin belirlenmesi, yeraltı su seviyesinin belirlenmesinde, yeraltı su kirliliğine yol açan kaynakların tespit edilmesinde, tuzlu su girişimlerinin tespitinde ve sığ fayların ve jeolojik kontakların belirlenmesinde faydalı olmaktadır. ERT keşif sondajı gibi proje maliyetlerini ve süresini önemli ölçüde azaltabilir, ERT, yerinin doğru belirlenmesine yardımcı olur. Çeşitli araştırmacılar ERT'yi farklı senaryolarda başarıyla kullanmışlardır (Anderson, 2006). Hendek açma ve sondaj gibi yöntemlerle karşılaştırıldığında ERT daha hızlı veri toplama, daha düşük maliyet ve daha az iş gücü gereksinimi sunar. Bununla birlikte, birçok mühendislik ve jeofizik tekniği gibi ERT'nin de sınırlamaları ve zorlukları vardır. Örneğin, beton veya asfaltla kaplı alanlarda elektrot bağlantısı için metal kazıkların yerleştirilmesi zorluklar yaratmaktadır. Ayrıca, özdirenç verilerinin düşey çözünürlüğü derinlikle birlikte azalma eğilimindedir.

4.5. Elektriksel Özdirenç Tomografisi Veri toplama

ERT yönteminde elektrotlar kullanılarak yeraltına elektrik akımı gönderilmekte ve elektrik özdirenç ölçümü alınmaktadır. Araştırma alanında gerçekleştirilen ERT çalışmasında, çok elektrotlu bir özdirenç ölçüm cihazı olan Geomative GD-10 modeli ve ilgili kablolar kullanılmıştır (Şekil 4.5). Geomative GD-10 tek batarya ile çalıştırılmıştır, ancak daha büyük ölçekli projeler için iki batarya da kullanılabilir. ERT verileri, çalışma alanının toprak özelliklerini araştırmak için altı profil üzerinden elde edilmiştir (Şekil 4.6). Bir dizi ölçümde görünür özdirenç verilerini toplamak için 50 elektrotlu bir özdirenç ölçer kullanılmıştır. Elli elektrot yalıtılmış, düşük dirençli, çok çekirdekli bir kabloya bağlanmıştır. Her elektrot toprağa çakılan metal bir kazığa sabitlenerek elektrik akımının elektrottan toprağa veya yeraltına akması sağlanmıştır. Bu elektrotlar bir anahtarlama ünitesine, ve oradan Geomative GD-10'a bağlanmıştır. Ölçüm dizisi için Wenner-Schlumberger elektrot dizisi kullanılmış ve altı profil için elektrot aralığı olarak seçilmiştir. 3 m, 2 m, 2 m, 3 m, 1,5 m ve 2 m. Profillerin uzunlukları sırasıyla 150 m, 100 m, 100 m, 150 m, 75 m ve 100 m'dir. Şekil 4.7b'de örnek olarak gösterilmiştir.



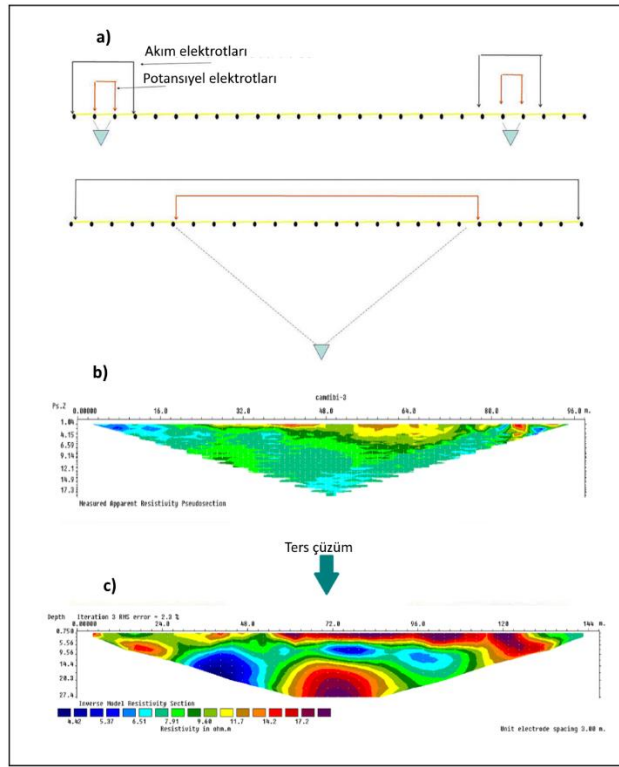
Şekil 4.5 Geomative GD-10 Rezistivite Cihazı ve ekipmanları



Şekil 4.6 Çalışma alanında ERT profillerinin konumları (mavi renkte). MASW profilleri sarı renkte ve Mikrotitreşim noktaları yeşil renkte gösterilmiştir

4.6. Elektriksel Özdirenç Tomografi Tekniğinde Veri İşlem

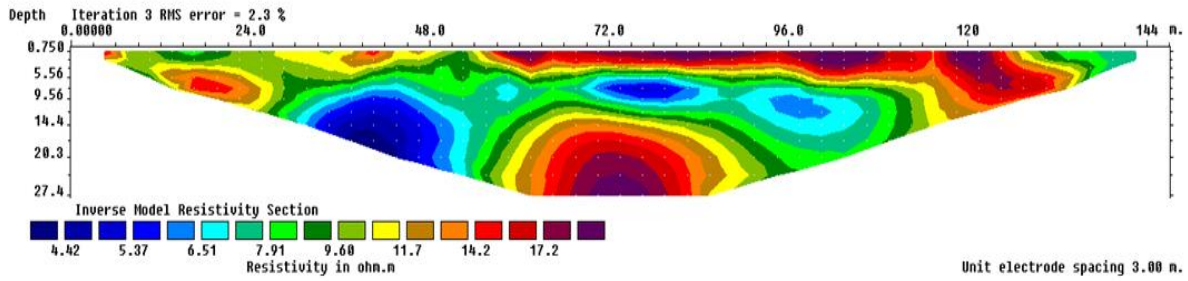
Sahada toplanan özdirenç verilerinden hareketle,, yeraltı özdirenç modelleri oluşturmak için RES2DINV yazılımı kullanılarak işlenmiştir. ERT verileri için işlem adımları şunları içermektedir: Özdirenç veri setleri içinde anormal derecede yüksek veya düşük (negatif) veriler ayıklanmıştır. RES2DINV yazılımı, bu tür noktaları üzerlerine tıklayarak kaldırmak için manuel bir seçenek sunar. Saha verilerinin toplanmasının ardından hiçbir kötü veri noktası tespit edilmemiştir. RES2DINV yazılımı, ölçülen direnç profillerini hem yanal hem de düşey direnç dağılımlarını temsil eden jeolojik modellere dönüştürmek kullanılmıştır (Şekil 4.7c). Böylece kısıtlı en küçük kareler yöntemiyle (Sasaki, 1992; Hedlin ve Constable, 1990; Loke, 2004) gerçek özdirenç dağılımı elde edilmiştir.



Şekil 4.7. ERT'de veri toplama ve işleme ERT'de veri toplama ve işleme; a) minimum aralıktaki iki kuadrupole (üstte) ve maksimum aralıktaki bir kuadrupole (altta) sahip doğrusal elektrot dizisi. Noktalar elektrotları ve tam üçgenler ilgili kuadrupol tarafından ölçülen toprak hacimlerinin merkezini temsil etmektedir; b) veri alımından sonra elde edilen toprak görünür özdirenç 2D pseudo kesiti; c) sayısal modelleme ile veri ters çözümden sonra elde edilen iki boyutlu özdirenç kesiti

4.7. Elektriksel Özdirenç Tomografi Sonuçları

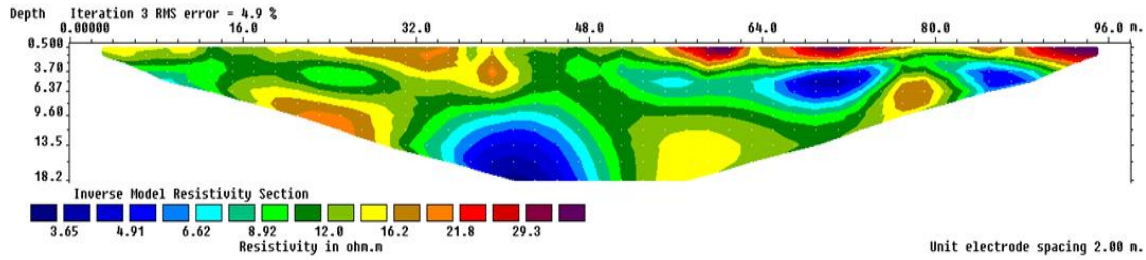
Şekil 4.8 'de yüksek özdirenç anomalileri gösteren alanda, ilki yüzeyden yaklaşık 2 m derinlikte, profilin 10. ve 27. m'ler arasında yer almaktadır. Diğer yüksek özdirenç bölgesi, önceki yüksek özdirenç zonu ile ilişkili olarak profilin 54. ve 133. metreler arasında, 5 metre derinlikte yer almakta ve profilin sonuna kadar uzanmaktadır. Ayrıca, profilin 54. ve 90. metreleri arasında, üst sınırı yaklaşık 14 m olan derin bir yüksek direnç zonu gözlenmiştir. Gözlemlenen üç yüksek özdirenç bölgesi, Tablo 4.1, 4.2'de gösterilen özdirenç değerlerine ve bölgenin jeolojik yapısına bağlı olarak kompakt ve konsolide çökellere işaret ediyor olabilir. P1 profili boyunca gözlenen düşük özdirenç anomalileri ise iki zondan oluşmaktadır: biri 6 m derinlikten başlayıp 13 m'ye kadar devam diğeri ise 9 m derinlikte başlayıp kesitin sonuna kadar uzanmaktadır. Mevcut jeolojik bilgiler ve Tablo 4.1'de verilen özdirenç aralıkları ışığında düşük özdirenç anomalilerinin suya doymuş sedimanların ve varlığına işaret ettiği düşünülmektedir.



Şekil 4.8. P1 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti

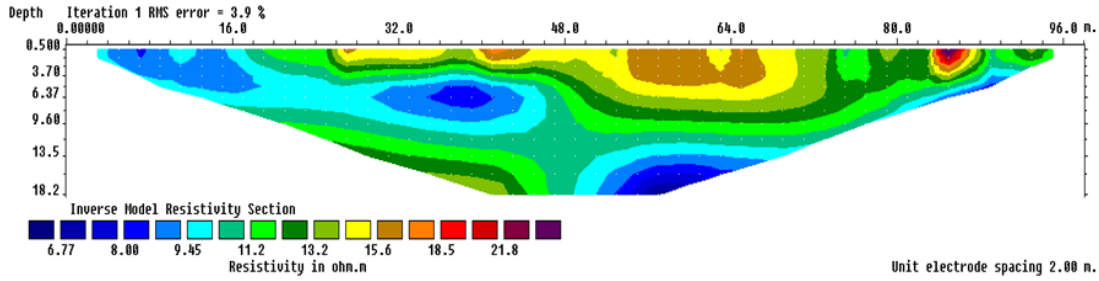
Şekil 4.9'da, P2 profilinin 56. noktası ile sonu arasında, yüzeyden yaklaşık 3,5 m derinlikte bir anomali bölgesi gözlenmektedir. Bu anomali zonu, P1 profilinin üst kısmında gözlenen ve konsolide sedimanlar olarak yorumlanan yüksek özdirenç zonuna benzer özellikler sergilemektedir. Aynı profilin çeşitli yerlerinde düşük özdirençli anomali alanları da gözlenmektedir. Bu düşük özdirenç bölgelerinden biri profilin 54. ve 76. metreleri arasındadır ve 94. metreye kadar neredeyse kesintisiz olarak uzanır. Bu yapı, difüzyif yeraltı suyu sirkülasyonlarının hakim olduğu muhtemelen zayıf gelişmiş kırık-çatlak bölgeleri olarak yorumlanır. P2 profilinde gözlenen bir diğer düşük özdirençli bölge, profilin 32. ve 48. metreleri arasındadır ve en üst kısmı 9,6 m derinlikte olup profilin sonuna kadar derinlere

uzanmaktadır. Bu bölge, P1 profilinde yüzeyde gözlenen düşük öz direnç bölgesine benzer şekilde, suya doymuş sedimanlar ve akifer potansiyeli yüksek killi bir toprak örtüsü olarak yorumlanmaktadır. Şekil 4.10'da görülen P3 profili öz direnç kesitlerinin üst kısmında P2 profilinde gözlenen düşük öz direnç zonu ile aynı özelliklere sahip bir anomali zonu göze çarpmaktadır. Bu zon, difüzyif yeraltı suyu dolaşımının hakim olduğu zayıf gelişmiş kırık-çatlak zonları olarak yorumlanmaktadır. P2 profilinde gözlenen zona benzer şekilde, profilin başlangıcında yüzeyden başlayıp 30. ve 46. metreler arasında neredeyse kesintisiz olarak profilin alt sınırına kadar uzanmaktadır. Kesitin alt kısmında gözlenen bir diğer düşük öz direnç anomali ise 50.



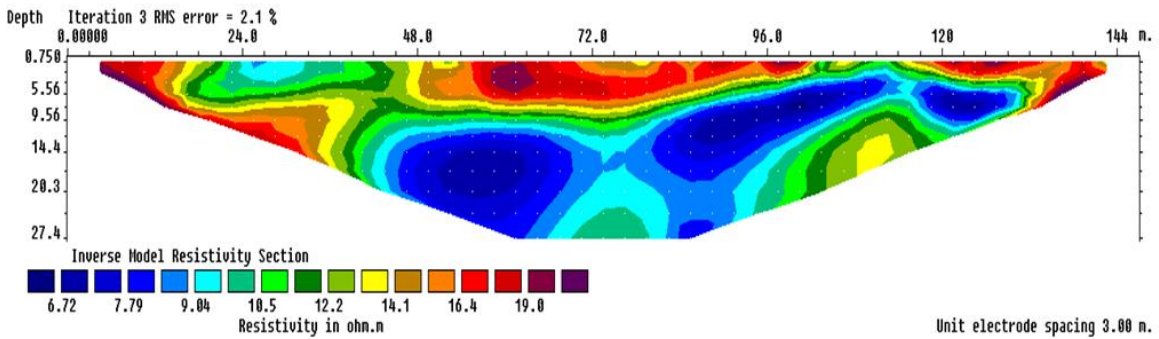
Şekil 4.9. P2 profilinden ölçülen görünür öz direnç verilerine göre modellenen öz direnç kesiti ve 70. metreler arasında olup üst katmana doğru devam ederek 2. metrede sonlanmaktadır. Yüzeyden başlayarak 54. ve 63. metreler arasında nispeten yüksek bir öz direnç gözlenmiş ve bu durum 4 metre derinliğe kadar uzanan konsolide sedimanlar olarak yorumlanmıştır. P3 profilinin kesitlerinde gözlenen tek yüksek öz direnç anomali 82. ve 88. metreler arasında uzanan küçük bir bölgedir.

Şekil 4.11'de görülen P4 profil öz direnç kesitinde profilin, 54. ve 102. metreler arasında yüzeyde başlayan, 120. metrede tekrar ortaya çıkan ve kesitin sonuna kadar devam eden çok sığ derinlikli ve nispeten yüksek bir öz direnç alanı. Bu nispeten yüksek öz direnç, Tablo 1'de gösterilen öz direnç değerlerine ve bölgenin jeolojik ortamına dayanarak P1 ve P2'dekilere benzer şekilde konsolide çökeller olarak yorumlanmıştır. Kesitin alt katmanında, en üst katman yaklaşık 11 metreden başlayarak kesitin sonuna kadar devam eden ve 45.



Şekil 4.10. P3 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti

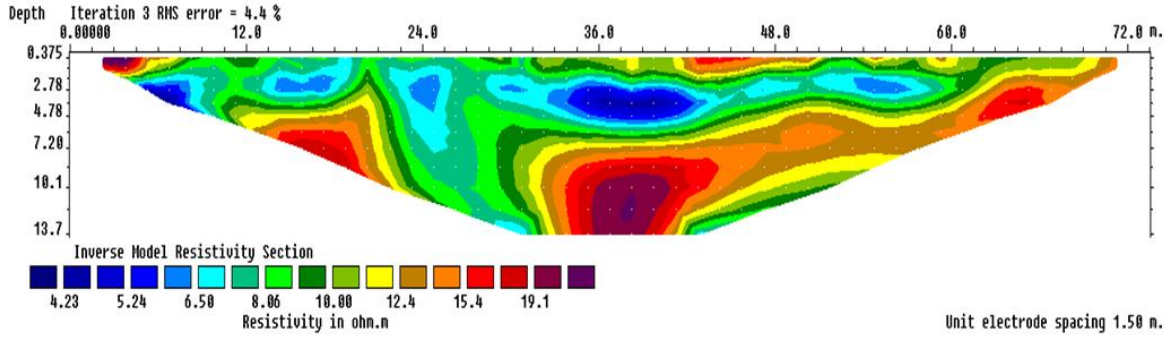
metreden 129. metreye kadar uzanan homojen bir özdirenç dağılımı kaydedilmiştir. Bu düşük özdirençli bölgeler, önemli ölçüde su doygunluğuna sahip kalın killi birimler olarak yorumlanmıştır.



Şekil 4.11. P4 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti

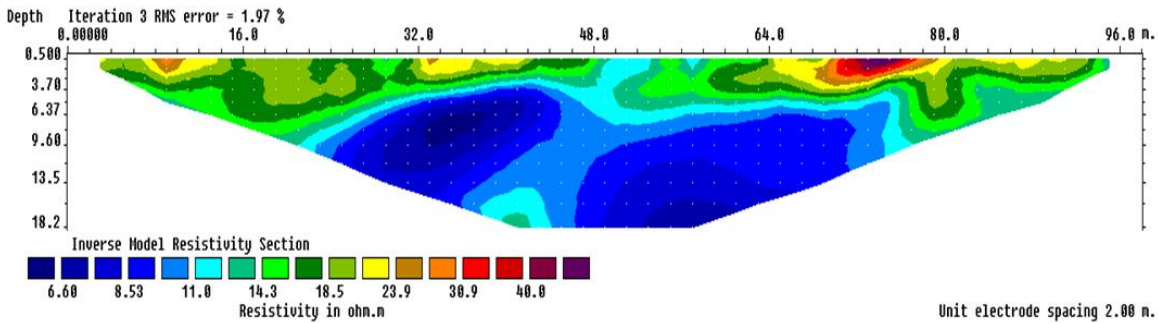
P5 profilinin özdirenç kesitleri incelendiğinde (Şekil 4.12), yüzeyden itibaren üst kesitte, 6. ve 57. m'ler arasında uzanan küçük kesintili düşük özdirenç alanlarının ortaya çıktığı görülmektedir. Bu kesintili düşük özdirenç alanları, P2'de gözlemlenenlere benzer şekilde difüzyon yeraltı suyu dolaşımına izin veren, az gelişmiş özelliklere sahip olabilecek potansiyel kırık-çatlak bölgeleri olarak yorumlanmaktadır. Alt kesitte, nispeten yüksek özdirençli iki zon gözlenmiştir: ilki 15. ve 21. m'ler arasında uzanır ve 7 m'de üst tabaka ile profilin sonuna kadar uzanırken, ikincisi 35. m arasında meydana gelir ve profilin sonuna kadar sürekli olarak üst tabakaya uzanır. Bu iki zon P1'deki yüksek özdirençli zona benzemektedir. Bölgenin jeolojik yapısı ve Tablo 1'de verilen özdirenç değerleri dikkate alındığında, bu nispeten yüksek özdirençli zonlar konsolide sedimanlar olarak yorumlanmaktadır. Son profilin

özdirenç kesiti olan P6 (Şekil 4.13) incelendiğinde, ilgili kesitlerde P1, P2, P3, P4 ve P5 profillerine göre daha homojen bir özdirenç dağılımı olduğu ve yerel anomalilere neden olan herhangi bir yapıya rastlanmadığı görülmektedir. Bununla birlikte, sığ yüzeyden başlayıp 20. ve 76. m'ler arasında uzanan ve kesitin sonuna kadar devam eden kayda değer bir düşük özdirenç katmanı belirgindir



Şekil 4.12. P5 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti

Mevcut jeolojik bilgilere dayanarak ve saha gözlemleri göz önünde bulundurularak, bu düşük dirençli bölgeler, P4'te gözlemlenenlere benzer şekilde, önemli ölçüde su doygunluğuna sahip kalın killi toprak örtüsü olarak yorumlanmaktadır. Buna ek olarak, 70. ve 78. metreler arasında yüzeye yakın nispeten yüksek bir özdirenç bölgesi gözlenmiş olup, veri toplama işleminin hafif yağmurlu bir günde gerçekleştirildiği göz önüne alındığında, yağmur suyunun olası bir etkisi olarak yorumlanmıştır.



Şekil 4.13. P6 profilinden ölçülen görünür özdirenç verilerine göre modellenen özdirenç kesiti

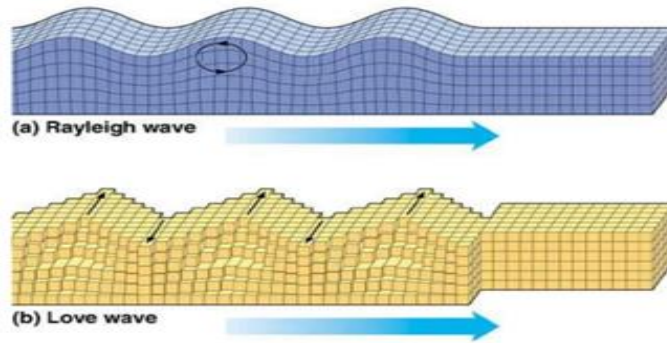
5. SİSMİK DALGALAR

Sismik dalga, deprem veya patlama gibi sismik bir olaydan kaynaklanan kaya parçacıklarının titreşimi yoluyla yayılan akustik enerjiyi ifade eder (Milsom, 2003). Geri dönen dalgaların neden olduğu yer hareketini yeryüzünde sismik cihazlarla alınır. Bu cihazlar yer içinde seyahat eden sismik dalgaların seyahat zamanlarına göre izlerini kaydeder. Bu seyahat sürelerinin derinlik değerlerine dönüştürülmesiyle, derin jeolojik arayüzlerin sistematik olarak haritalanması mümkün hale gelir. Sığ sismik yöntemler yüzeye yakın tortu katmanlarını haritalamak, su tablasını bulmak ve ana kayanın derinliğini tespit etmek zeminin mühendislik özelliklerini araştırmak için kullanılır (Kearey, 2002). Elastik gerinim enerjisinin küçük parçalarından oluşan sismik dalgalar, sismik kaynaklardan dışarıya doğru, geçilen ortamın elastik özelliklerine göre belli hızlarda yayılır. İki ana sismik dalga türü vardır: bir ortamın tamamını kat eden cisim dalgaları ve yeryüzüne yakın ortamlarda ilerleyen yüzey dalgalarıdır (Reynolds, 1997).

5. 1. Yüzey Dalgaları

Yüzey dalgaları, yeraltı ortamına derinlemesine nüfuz etmeyen dalgalardır. Yüzey dalgaları, farklı frekans bileşenlerinin farklı hızlarda ilerlemesi nedeniyle dalga biçimlerinin seyahat sırasında değişikliğe uğradığı için jeolojik yapıları ayırt edici özelliklere sahiptir. İki tür yüzey dalgası vardır: Rayleigh dalgaları ve Love dalgaları. Rayleigh dalgaları, zemin-hava veya zemin-su arayüzü gibi Dünya'nın serbest yüzeyi boyunca hareket eder, belirli bir faz ilişkisine sahip boyuna ve enine hareketin bir kombinasyonunu içerir ve genellikle nispeten düşük hız, düşük frekans ve yüksek genlik ile karakterize edilir. Bu dalga hareketinin genliği, derine nüfuz ettikçe üstel olarak azalır. Parçacık hareketi, dalganın yayılma yönü ile aynı hızda olan düşey düzlemle sınırlı olarak eliptik bir yörünge izler. Parçacığın elips etrafındaki hareketi, su yüzeyi dalgalarının bilinen hareketine karşıt olarak Şekil 5.1'de gösterildiği gibi a'da retrograd olarak tanımlanan hareket yapar (Kearey, 2002). Rayleigh dalgalarının hızı yüzeye yakın elastik sabitlere bağlıdır ve sürekli olarak S dalgası hızından daha düşüktür. Elastik sabitin derinlikle değişmesi nedeniyle Rayleigh dalgalarının hızı dalga boyuna göre değişir ve bu olguya dispersiyon adı verilir (Telford vd., 1990).

Yüzeye yakın S dalgası hızının belirlenmesi, yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW) analizi sonrası yüksek frekanslı Rayleigh dalgalarının ters çözümünden modellenmektedir. Bu prosedür, yüksek frekanslı (>2 Hz) geniş bant Rayleigh dalgalarının elde edilmesini, bu dalgalardan Rayleigh dalgası dispersiyon eğrilerini çıkarmak için tasarlanmış etkili ve hassas veri işlem tekniklerinin uygulanmasını ve sığ S dalgası hız profillerini türetmek için duraylı ters çözüm algoritmalarının kullanılmasını içerir. Love dalgaları, serbest yüzeye paralel ve dalga yayılma yönüne dik parçacık hareketi ile karakterize edilen polarize kayma dalgalarıdır (Şekil 5.1b). Love dalgaları genellikle sismik faaliyetlerde yaygın olarak kullanılan enerji kaynakları tarafından üretilmez, bu da onları standart sismik araştırmalarda daha az önemli hale getirir. Bununla birlikte, Love dalgalarının gözlemlenen dispersiyon modeli, yeraltı yapılarını araştırmak için Rayleigh dalga dağılımına benzer şekilde kullanılabilir.



Şekil 5.1. Yüzey dalgalarının geçişi ile ilişkili elastik deformasyonlar ve yer parçacık hareketleri. (a) Rayleigh dalgası. (b) Love dalgası (Bolt 1982)

5.2. Yüzey Dalgası Yayılımı

Yüzey dalgaları yeryüzü paralel olarak yayılır. Yoğunluk, kütle modülü, Young modülü, sertlik ve gerilme-şekil değiştirme davranışı gibi elastik parametreler yüzey altı sismik hız kesitlerinin belirlenmesinde çok önemlidir. Şekil 5.2 serbest yüzeyli homojen bir ortamda elastik dalga yayılımını göstermektedir. Bu nedenle, yüzey dalgalarının serbest yüzey temasından kaynaklandığı sonucuna varılabilir. Yüzey dalgalarının genliği derinlikle birlikte üstel olarak azalır ve yüzeyde, 2B'deki cisim dalgalarına benzer şekilde kaynaktan uzaklığın karekökü ile azalır. Sonuç olarak, enerjilerinin çoğunluğu sığ bir derinlik bölgesinde, kabaca verilen frekans-hız ilişkisine karşılık gelen kesme dalga boyunun (λ_s) üzerinde yoğunlaşır (Ewing vd., 1957). Yüzey dalgaları, gövde dalgalarına kıyasla daha yavaş hızlarda hareket

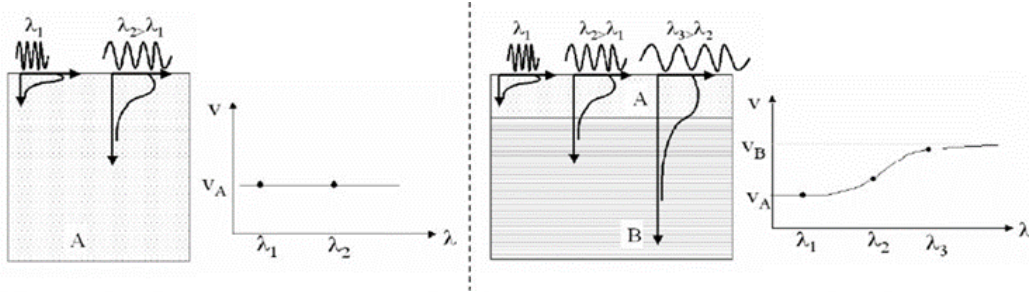
ederek onları enerjik hale getirir ve jeofonlara gövde dalgalarının gelişini gizlemelerine neden olur. Yüzey dalgalarının düşey olarak heterojen ortamdaki yayılımı dispersif davranış gösterir (Thomson, 1950; Haskell, 1953). Dispersiyon, farklı frekansların farklı faz hızlarında yayılmasını içerir. Özellikle, yüzey dalgaları, malzemelerin içsel dağılımının aksine, araştırma geometrisine ve model özelliklerine bağlı olan geometrik dağılım ile karakterize edilir. Yüzey dalgalarının nüfuz derinliği dalga boyuna bağlı olduğundan, daha yüksek frekanslar (kısa dalga boyları) genellikle sığ katmanlarda yayılır ve hızları sığ özelliklere bağlıdır. Tersine, düşük frekanslar (uzun dalga boyları) daha kalın katmanlarda yayılır ve hızları daha derin bölgelerdeki özelliklerden etkilenir (Thomson, 1950; Haskell, 1953). Homojen bir ortamda (Şekil 5.3, solda), çeşitli dalga boyları yeraltının farklı derinliklerini örneklemektedir.



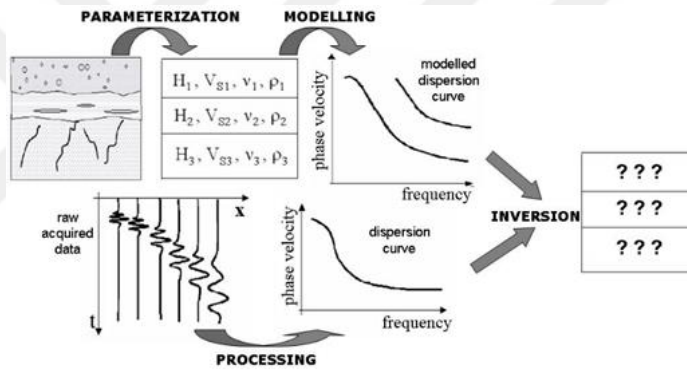
Şekil 5.2 Serbest yüzeyli homojen ortamlarda dalga yayılımı

Bununla birlikte, aynı ortam olduğu için, tüm dalga boyları tutarlı bir hızı muhafaza eder. Rayleigh dalgaları için bu hız, S dalgası hızının 0,87 ila 0,96 katı arasında değişir ve Poisson oranı 0,5 olan ortamlarda maksimuma ulaşır. Öte yandan, Love dalgaları yalnızca heterojenliklerin varlığında var olabilir. Düşey olarak heterojen bir ortam durumunda (Şekil 5.3, sağda), her dalga boyu farklı faz hızlarıyla yayılır. Sonuç olarak, yayılma hızı yüksek oranda frekansa bağlı hale gelir ve yeraltı özelliklerinin geometrik dağılımından etkilenir. Şekil 5.4'teki dağılım eğrileri yüzey dalgası faz hızları ve frekans arasındaki bağlantıyı göstermektedir. Bu eğriler, (Strobbia, 2002) tarafından açıklandığı gibi, yüzey dalgası yayılımının hem temel hem de daha yüksek modlarını göstermektedir. Tipik olarak en enerjik olan temel mod (her zaman olmasa da), her frekans için en yavaş faz hızını ifade eder. Daha yüksek modlar genellikle temel moddan daha hızlı hareket eder ancak modeldeki maksimum

kayma dalgası hızının altında kalır. Kesme frekansı olarak adlandırılan belirli bir frekansın üzerinde, daha yüksek modlar belirgin hale gelir.



Şekil 5.3. Soldaki homojen ortamda geometrik dağılımın olmaması, sağdaki heterojen ortamda ise her dalga boyunun farklı bir hızda yayılması (Strobbia, 2002)

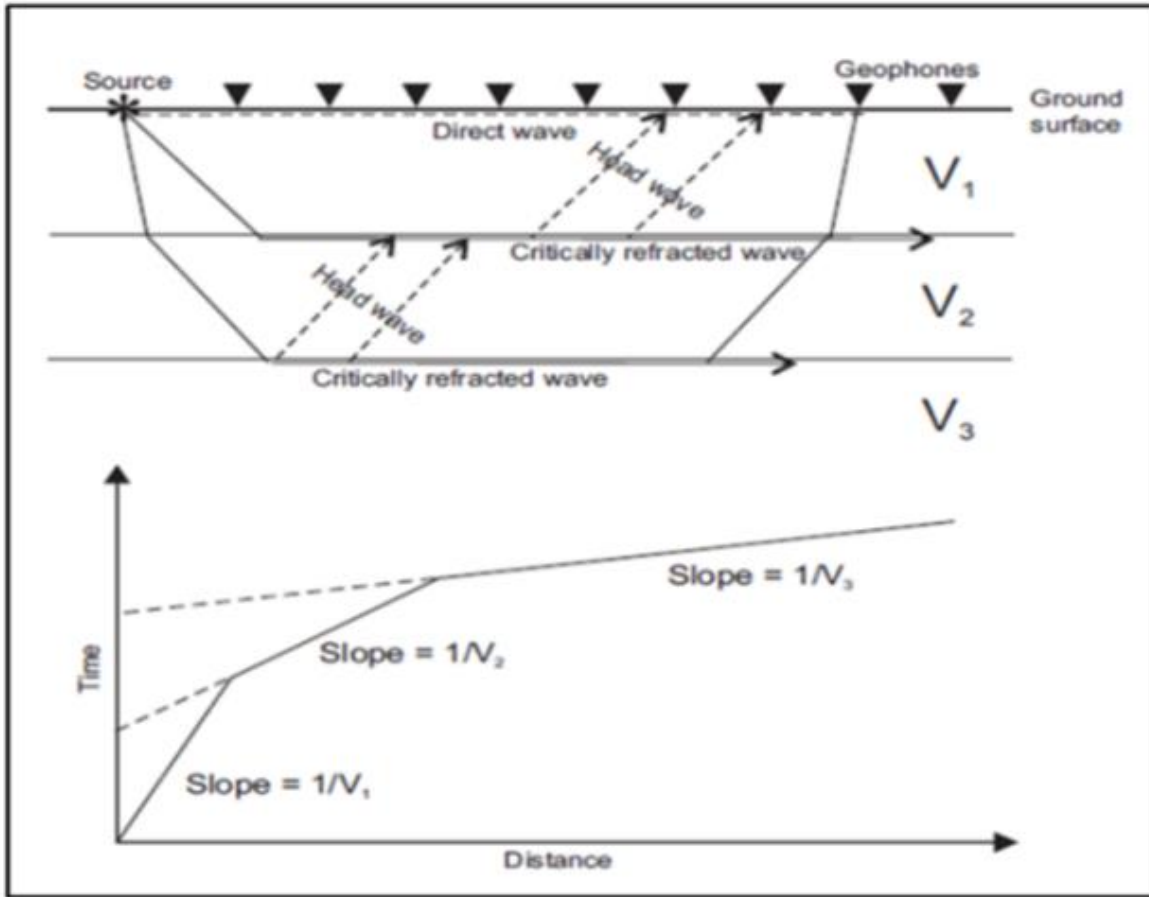


Şekil 5.4 yüzey dalgası yöntemlerinin şematik gösterimi (Strobbia, 2002)

5.3. Sismik kırılma

Sismik kırılma mühendislik jeolojisi, jeoteknik mühendisliği ve arama jeofizikinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Sismik kırılma yöntemi, yüzey altı jeolojik koşulları ve jeolojik yapıyı karakterize etmek için sismik dalgaların jeolojik katmanlar ve zemin kaya birimleri üzerindeki kırılmasını kullanır. Sismik kırılma tekniği, farklı hızlara sahip yeraltı jeolojik katmanları arasındaki arayüzlerde sismik enerjinin kırılmasına dayanır (Burger vd., 2006). Sismik kırılma yöntemi, tipik olarak bir dizideki jeofonları ve bir sismik kaynağı kullanarak sismik yansımaya benzer ekipman kullanır. Şematik diyagram, yüzeydeki bir kaynaktan yayılan sismik dalgaların yolunu göstermektedir Şekil 5.5. Sismik enerjinin bir kısmı dalgalar şeklinde doğrudan yüzey boyunca ilerler. Bununla birlikte, bir sismik dalga iki farklı toprak

ve kaya katmanı arasındaki bir arayüzle karşılaştığında, enerjinin bir kısmı yansıtılır ve geri kalanı kırılma açısıyla katman sınırı boyunca yayılır. Kritik bir geliş açısında, dalga kritik bir şekilde kırılır ve alttaki katmanın hızında arayüze paralel olarak yayılır (Haeni, 1986). Kritik olarak kırılan bu dalga'nın enerjisi, doğrudan dalgadan önce daha uzaktaki jeofonlara ulaşabilen bir yay dalgası şeklinde yüzeye geri döner. Sismik enerjinin her bir jeofona ilk varış zamanını seçerek, araştırma hattı boyunca mesafeye karşı seyahat süresinin bir grafiği oluşturulabilir. Nihai çıktı, refraktörler için bir hız/derinlik profilidir. Yöntemler, sismik dalgaların farklı toprak veya kaya türlerinde farklı hızlara sahip olduğu gerçeğine dayanmaktadır. Ayrıca, dalgalar farklı toprak veya kaya türleri (veya koşulları) arasındaki sınırı geçtiklerinde kırılırlar. Bu nedenle, yöntemler genel toprak türlerini ve katman sınırlarına veya ana kayaya yaklaşık derinliği mümkün kılar.



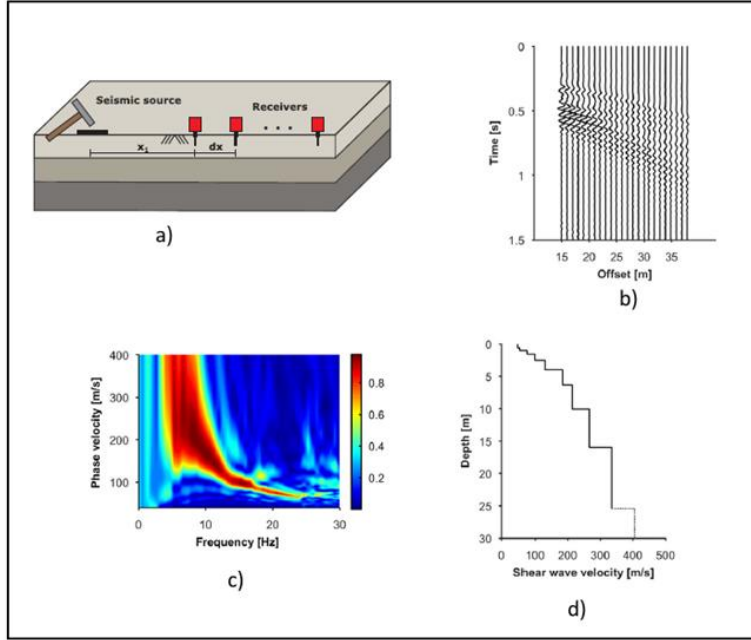
Şekil 5.5. Tek bir yüzey altı arayüzü için kırılan ışın yolu (Burger vd., 2006)

5.4. Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi

5.4.1. Teorik İlkeler

Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW), yeraltının sertliğini değerlendirmek için tahribatsız bir sismik araştırma yöntemidir. Sismik araştırmada enerjinin üçte ikisinden fazlasını Rayleigh dalgaları oluşturur ve MASW tekniği Rayleigh tipi yüzey dalgalarını çok kanallı bir kayıt kullanarak analiz eder (Park vd., 1999; Park ve Brohammer, 2003; Ivanov vd., 2005; Duffy, 2008) Yüzey dalgalarının dağılma özelliklerinden yararlanmada yaygın olarak kullanılan bir yöntem, düzlemsel, temel mod Rayleigh dalgalarının analizi yoluyla bir kesme dalgası hız profili oluşturmayı içerir.

MASW yöntemi, derinliğe karşı bir kesme dalgası hızı (V_s) profili oluşturur. Bu tür bir analizden elde edilen temel parametreler, jeoteknik çalışmalarda kritik bir özellik olan yüzeye yakın sertliği değerlendirmek için yaygın olarak kullanılmaktadır (Park vd., 1999). Süreç üç ana aşamadan oluşmaktadır: veri toplama, dağılım eğrisi toplama ve ters modelleme. Şekil 5.6'da gösterildiği gibi, genel MASW prosedürü zaman alanında gerçekleştirilebilir. Dağılım görüntüsü elde edildikten sonra, çeşitli eğrilerdeki enerji birikim modelleri üzerinde bir değerlendirme yapılır. Daha sonra uygun bir eğri çıkarılır ve yüzey altı tabakalaşma derinlikleri ile birlikte kayma dalgası hız profilinin geri hesaplanmasını içeren bir süreç olan inversiyon analizi için kullanılır. MASW yönteminde, geleneksel bir sismik kırılma araştırması, çekiçler, ağırlık düşüşleri, elektromekanik çalkalayıcılar veya buldozerler gibi aktif bir sismik kaynak kullanılarak gerçekleştirilir. Maksimum araştırma derinliği tipik olarak 20 ila 30 metre arasında değişir, ancak bu, belirli saha koşullarına ve kullanılan aktif kaynağın türüne bağlı olarak değişebilir. Aktif araştırma, daha kısa dalga boylarını (1-30 m) temsil eden nispeten yüksek bir frekans aralığında (20-50 Hz) bir dağılım eğrisi oluşturur. Bu nedenle, aktif etütler daha sığ derinliklerde toprak profili verilerini toplamak için kullanılır. MASW'den elde edilen kayma dalgası hızı (V_s) profili hem yanal hem de düşey değişimleri ortaya koymaktadır.

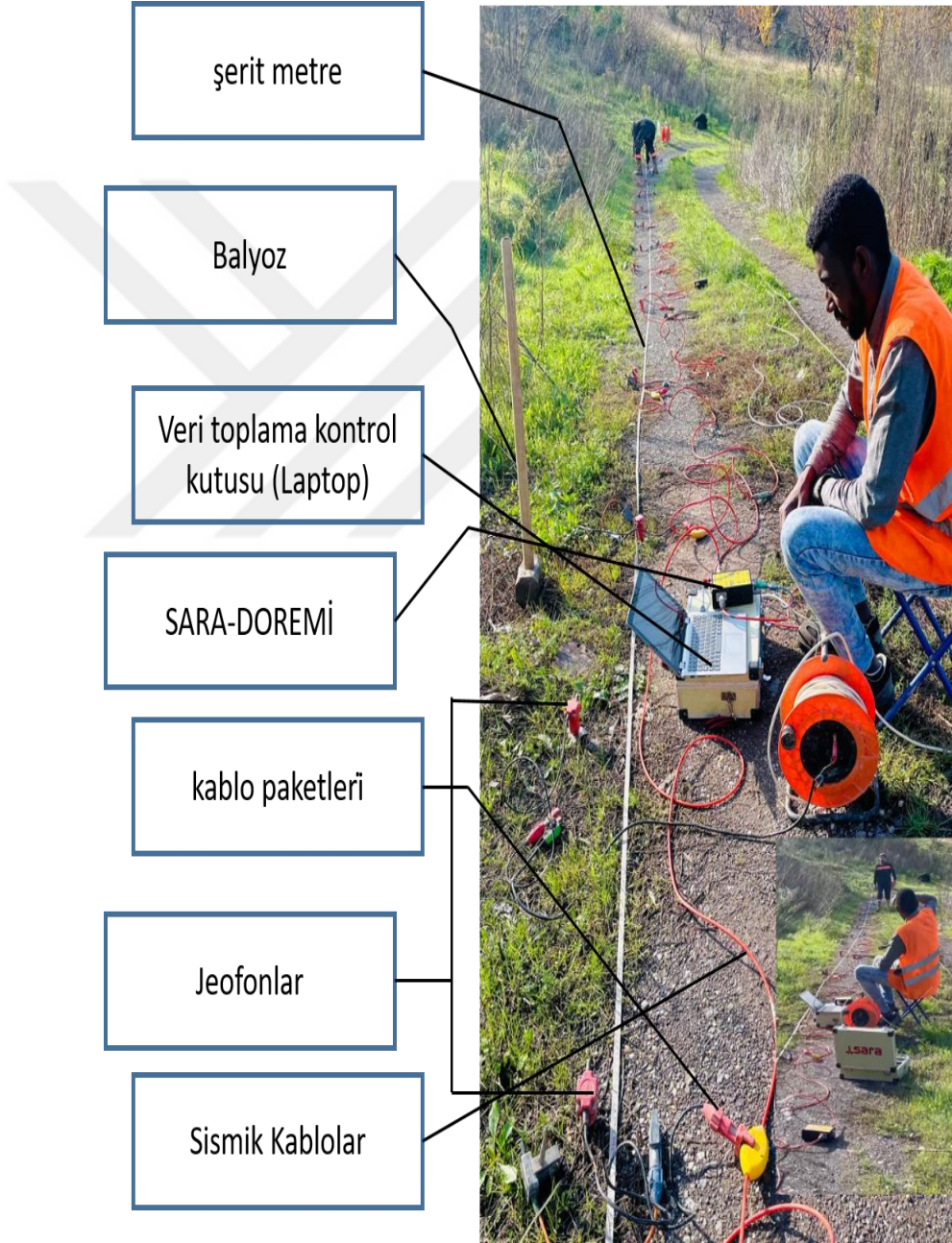


Şekil 5.6. MASW tekniğinin uygulanması. a) Jeofonlar test alanının yüzeyine dx eşit alıcı aralığıyla yerleştirilir. Bir itici kaynak, alıcı yayılımının bir ucundan x_1 mesafesine uygulanan bir dalga üretir. b) Dalga yayılımı yakalanır. c) Her çok kanallı yüzey dalgası kaydından bir dağılım görüntüsü oluşturulur. d) Araştırma sonuçları, test alanının özelliklerini doğru bir şekilde temsil eden ve tatmin edici bir uyum sağlayan kayma dalgası hız profilini ve katman yapısını içerir

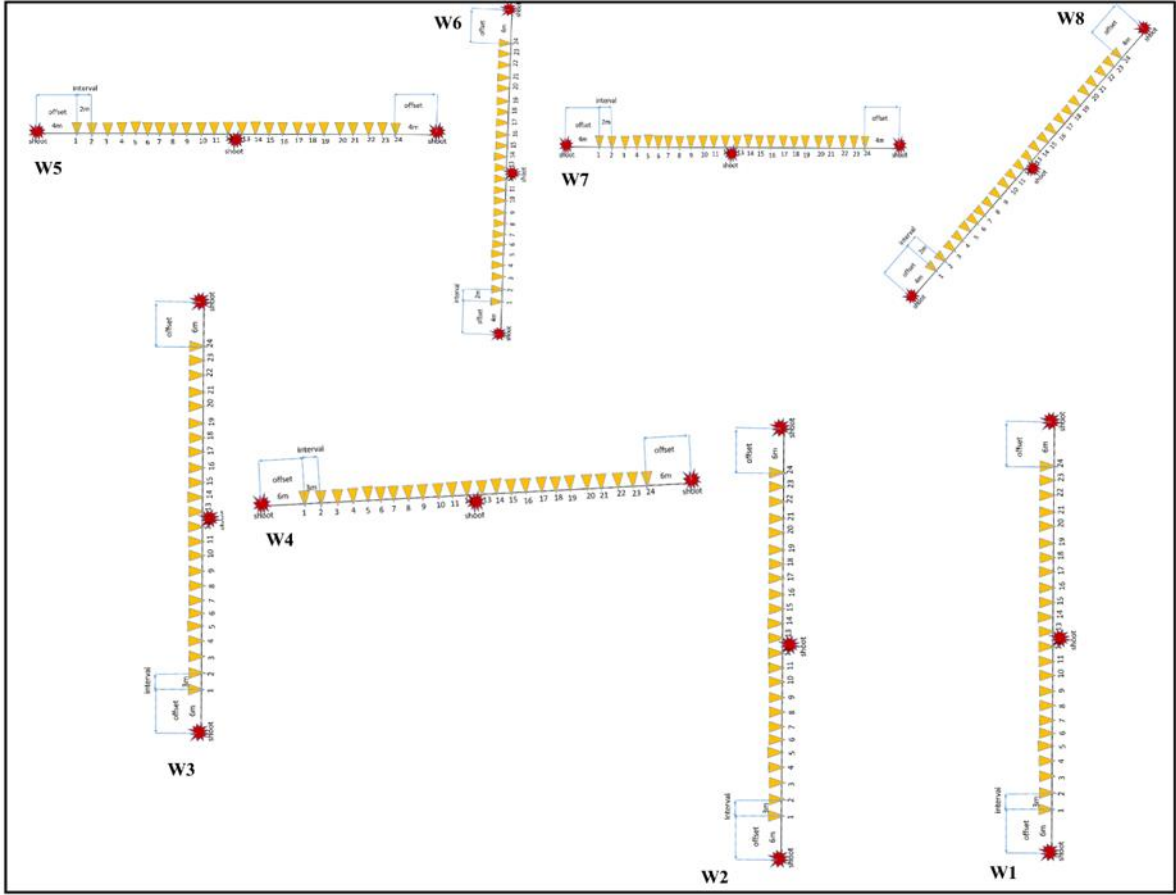
5.5. MASW Veri Toplama

Bu araştırmada, zemin özelliklerini araştırmak ve zemini S-dalgası hızlarına göre sınıflandırmak için sekiz profil boyunca MASW verileri elde edilmiş ve Şekil 4'te sarı renkle gösterildiği gibi tanımlanan her katman için zeminin dinamik ve elastik özellikleri ortaya çıkarılmıştır. 6.Sekiz MASW profili gerçekleştirilmiş olup ilk dördünün uzunluğu 81 m ve diğerlerinin uzunluğu 74 m'dir. MASW ölçümleri, Şekil 5.7'de gösterildiği gibi SARA-DOREMİ markalı, 24 kanallı 4,5 Hz jeofon içeren bir sismik cihaz kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu cihaz, optik üniteler, jeofon kabloları, bir tetik çekici ve bir ped aracılığıyla otomatik olarak çok kanallı bir sinyal grafiği oluşturabilen özel bir bağlantı ünitesi içeriyordu. Veri toplamadan önce, yüzeye yakın bir alan analizi için çeşitli ofsetlerle bir araştırma yapılmıştır. Sonuçlar, bu çalışma için en uygun ofset aralığının Şekil 5.8'de gösterildiği gibi ilk dört profil için 6 m ve diğerleri için 4 m olarak belirlendiğini göstermiştir. Kapsamlı bir kapsama alanı ve doğruluk sağlamak için biri profilin başında, biri ortasında ve

biri de sonunda olmak üzere üç çekim yapılmıştır. Bu yaklaşım, elde edilen sonuçların kalitesini ve güvenilirliğini artırmak için benimsenmiştir. Daha sonra, aktif kaynak olarak 10 kg'lık bir balyoz kullanılarak, ilk dört profil için 3 m ve diğer profiller için 2 m jeofon aralığı ile belirtilen teknik kullanılarak ölçümler gerçekleştirilmiştir Şekil 5.8.



Şekil 5.7. Çalışma alanındaki MASW araştırma hatlarının ve Veri Toplama Sisteminin yerleşimi

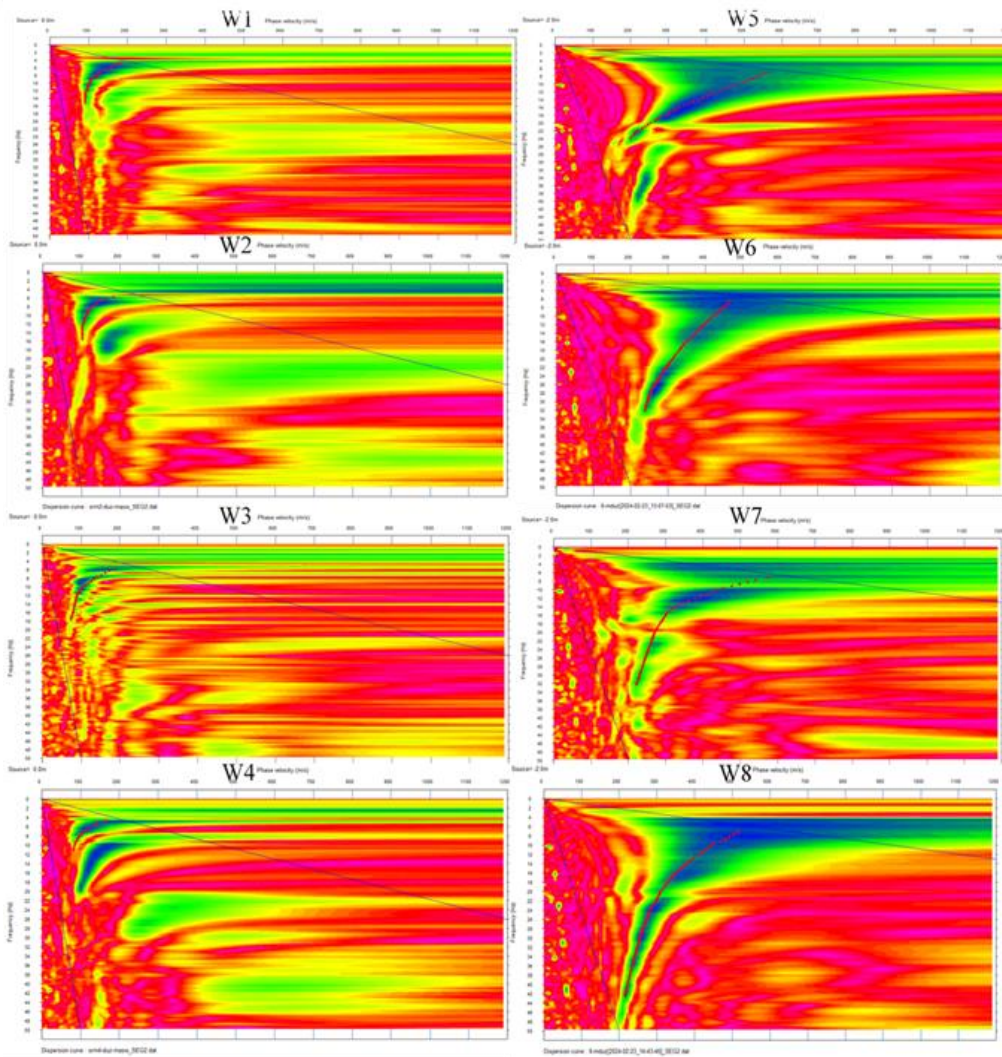


Şekil 5.8. Çalışma alanında sekiz profil için kullanılan veri toplama tekniğinin şematik bir gösterimidir

5.6. Veri İşleme ve Dağılım Eğrisi Çıkarma

Bu çalışmada, toplanan MASW verileri SeisImager yazılımı kullanılarak işlenmiştir. Söz konusu veri toplama parametreleri ile elde edilen sismik kayıtların kullanımı Şekil 5.10-5.17'a'da gösterilmektedir. Başlangıçta zaman-uzaklık ($x-t$) alanında olan bu veriler, ($f-k$) dönüşümü Şekil 4.10-4.17b aracılığıyla faz hızı-frekans alanına ($f-C_f$) dönüştürülmüştür. Her frekansa karşılık gelen faz hızı değerlerini içeren dağılım eğrisinin seçimi, S-dalgası hız yapısının doğru ve güvenilir bir şekilde belirlenmesi için çok önemlidir (Kanbur, 2011). Şekil 5.9 çeşitli veri toplama noktaları için dağılım eğrisi seçimlerini göstermektedir. Dağılım eğrisi seçiminin ardından, V_s ve katman kalınlığı bilgilerini elde etmek için ters çözüm uygulanmıştır. Farklı derinliklerdeki S-dalgası hızını bulmak için ters çözüm işleminin her frekansa bağlı faz hızı eğrisi için yapılması gerektiği bilinmektedir (Xia, 1999). Bu

çalışmada, bu ters çevirme işlemi için 10 iterasyonlu iteratif sönümlü en küçük kareler algoritması kullanılmıştır. Böylece kayma dalgası hızı derinlik profilinin 30 m derinliğe kadar değişiminden yararlanılarak zeminin dinamik-elastik ve mühendislik parametrelerinin hesaplanmasında, geoteknik tasarımlarda ve deprem tehlikesi değerlendirme çalışmalarında çok önemli ve gerekli bir parametre olan Vs30 değeri elde edilmiştir. Derinlikle S-dalgası hızını oluşturmak için her bir frekansa bağlı faz hızı eğrisine inversiyon işleminin uygulanması gerektiği bilinmektedir (Xia, 1999). Bu çalışmada, MASW verilerinin inversiyonu için iteratif sönümlü en küçük kareler algoritması kullanılmıştır.



Şekil 5.9. MASW kayıtlarının dağılım eğrileri, sırasıyla W1'den W8'e kadar sekiz profil için verileri temsil etmektedir

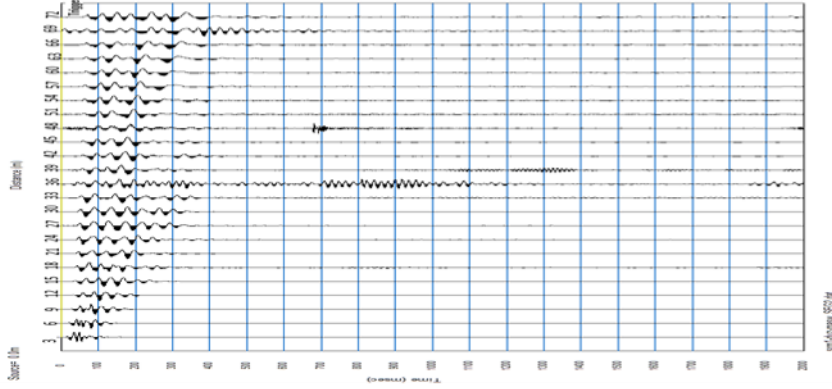
5.7. Vs30 Sınıflandırmaları

Mühendislik jeofiziği uygulamalarında zemin sınıflandırmasına yönelik çözümler geliştirilmektedir. 2018 yılında Türkiye Deprem Bina Yönetmeliği kapsamında zemin sınıflandırmaları önceki yönetmeliklere göre tamamen revize edilmiştir. Özellikle, dünya çapında kullanılan ve zemin sınıflandırmasında 30 m derinliğe kadar olan tabakaların Vs hızlarının harmonik ortalamasına karşılık gelen Vs30 değeri (TEBC 2018) önemli bir parametre olmuştur. Bu bağlamda, Tablo 5.1'de gösterildiği gibi, çalışma sahasında W1, W2, W3 ve W4 profillerinden elde edilen Vs30 değerleri 141,9-166,7 m/sn aralığında olduğundan, gevşek kum, çakıl veya yumuşak-katı kil birimlerine karşılık gelen zemin sınıfı ZE olarak belirlenmiştir. Buna karşılık, 387,6-401,2 m/sn aralığında kalan tüm profiller, bu zeminin çok yoğun kum, çakıl ve sert kil katmanlarını veya birçok çatlak içeren ayrışmış, zayıf kayaları ifade eden ZC tipi olarak sınıflandırılmıştır. Elde edilen tüm MASW verilerinin sonuçları Şekil 5.4 ve Şekil 5.15'e kadar sırasıyla gösterilmektedir.

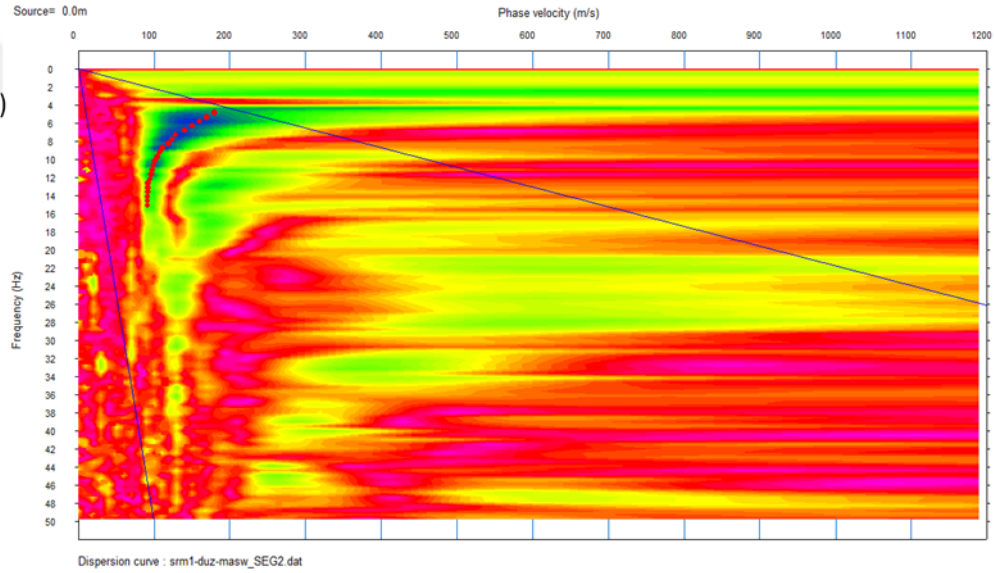
Tablo 5.1. Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliğine göre Zemin Sınıflandırması (TEBC, 2018)

Yerel Zemin Sınıfı	Toprak Türü	Üst 30 metrede ortalama		
		$(v_s)_{30}$ [m/s]	$(N_{60})_{30}$ blow/30cm	$(C_u)_{30}$ [kPa]
ZA	Katı, sert kayalar	>1500	-	-
ZB	Hafif ayrışmış, orta-katı kayalar	760-1500	-	-
ZC	Çok yoğun kum, çakıl ve sert kil tabakaları veya çok sayıda çatlak içeren yıpranmış, zayıf kayalar	360-760	>50	> 250
ZD	Orta yoğunlukta kum, çakıl veya çok katı kil tabakaları	180-360	15-50	70-250
ZE	Gevşek kum, çakıl veya yumuşak katı kil tabakaları veya $PI > 20$ ve $w > \%40$ koşullarını karşılayan toplam kalınlığı 3 metreden fazla yumuşak kil tabakası ($c_u < 25$ kPa) olan profiller.	<180	<15	<70
ZF	Sahaya özel araştırma ve değerlendirme gerektiren topraklar: 1) Deprem etkisi altında çökme ve potansiyel çökme riski taşıyan topraklar (sıvılaştırılabilir topraklar, çok hassas killler, çökebilir zayıf çimentolu topraklar, vb), 2) Toplam kalınlığı 3 metreden fazla olan yüksek organik içerikli turba ve/veya killler, 3) Toplam kalınlığı 8 metreden fazla olan yüksek plastisiteli ($PI > 50$) killler, 4) çok kalın (>35m) yumuşak veya orta killler.			

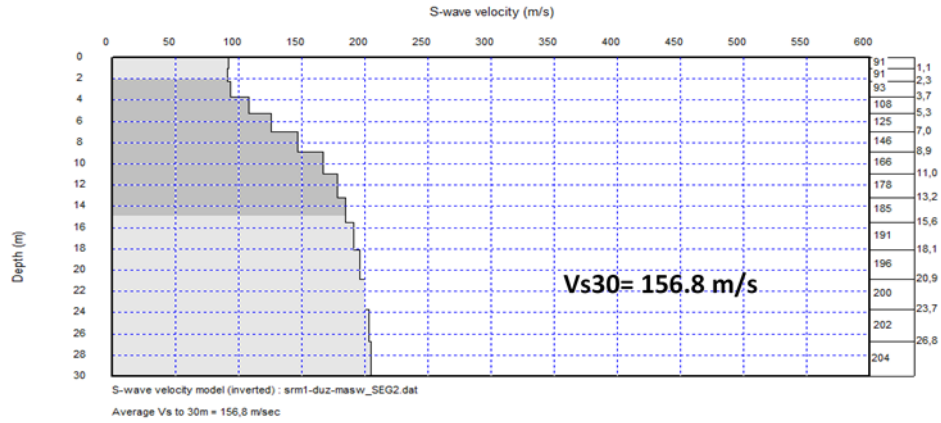
a)



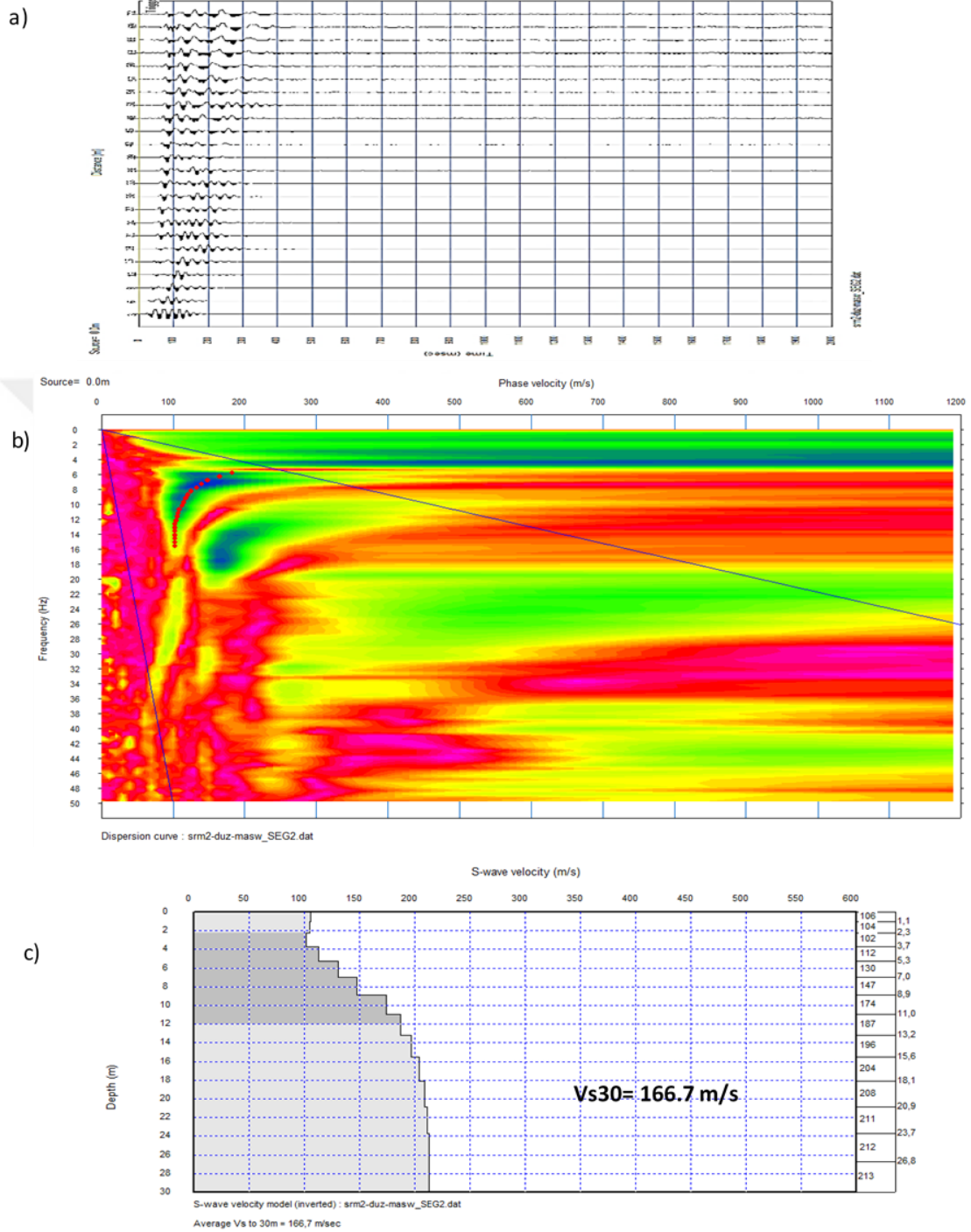
b)



c)

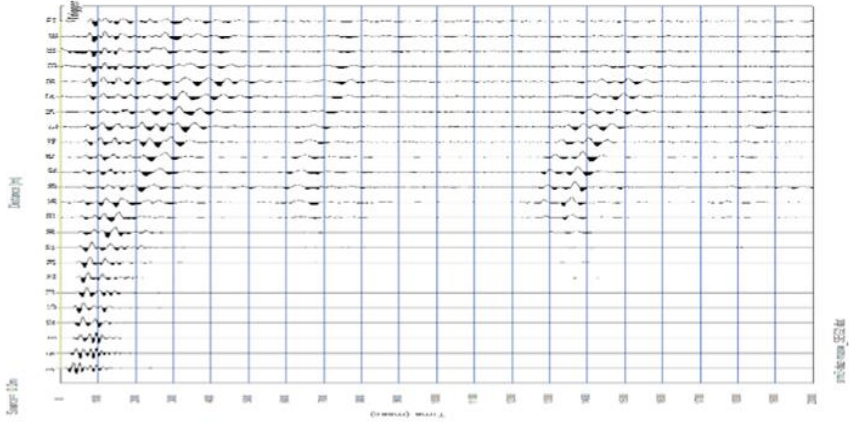


Şekil 5.10. Çamdibi bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları: a) W1 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada V_{s30} 156,8 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZE tipi zemin sınıfını temsil etmektedir

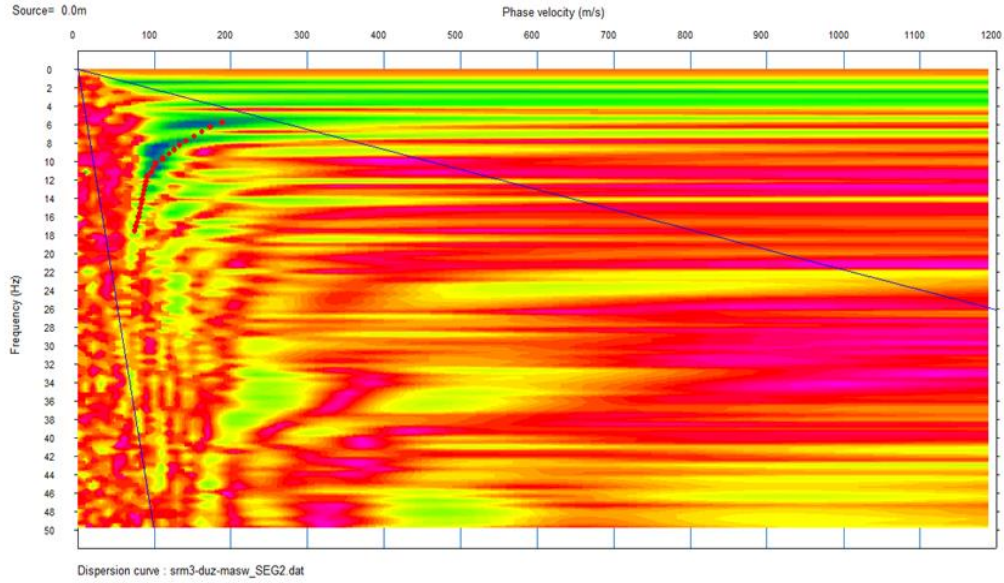


Şekil 5.11. Çamdibi bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları: a) W2 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalgı dağılım eğrisi. c) S dalgı hızı modeli. Burada Vs30 166,7 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değeri TEBC'ye göre ZE tipi zemin sınıfını temsil etmektedir

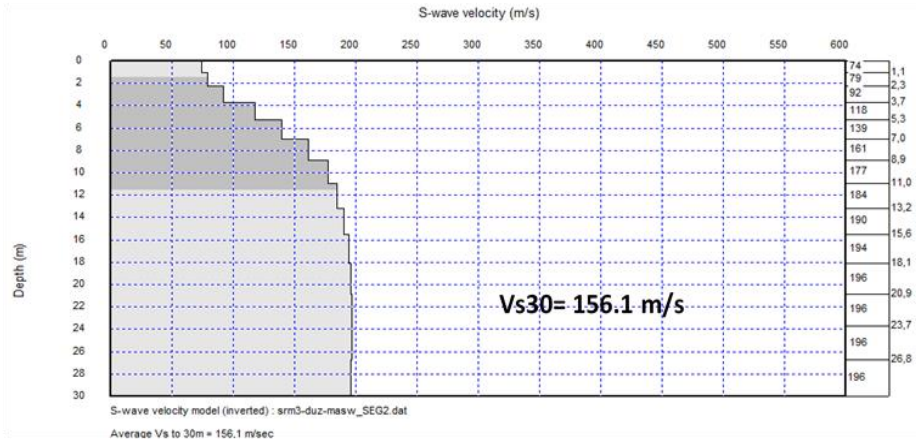
a)



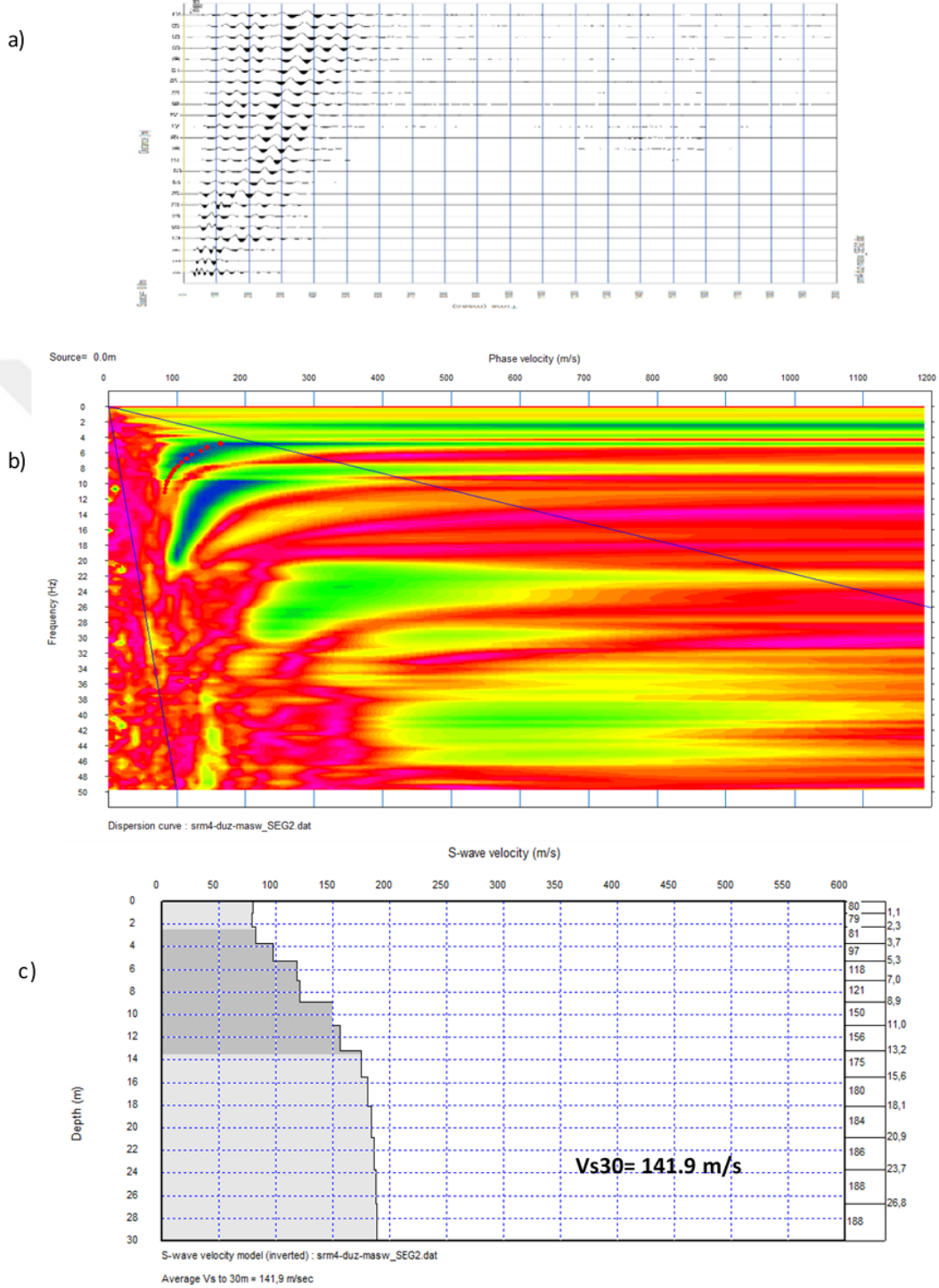
b)



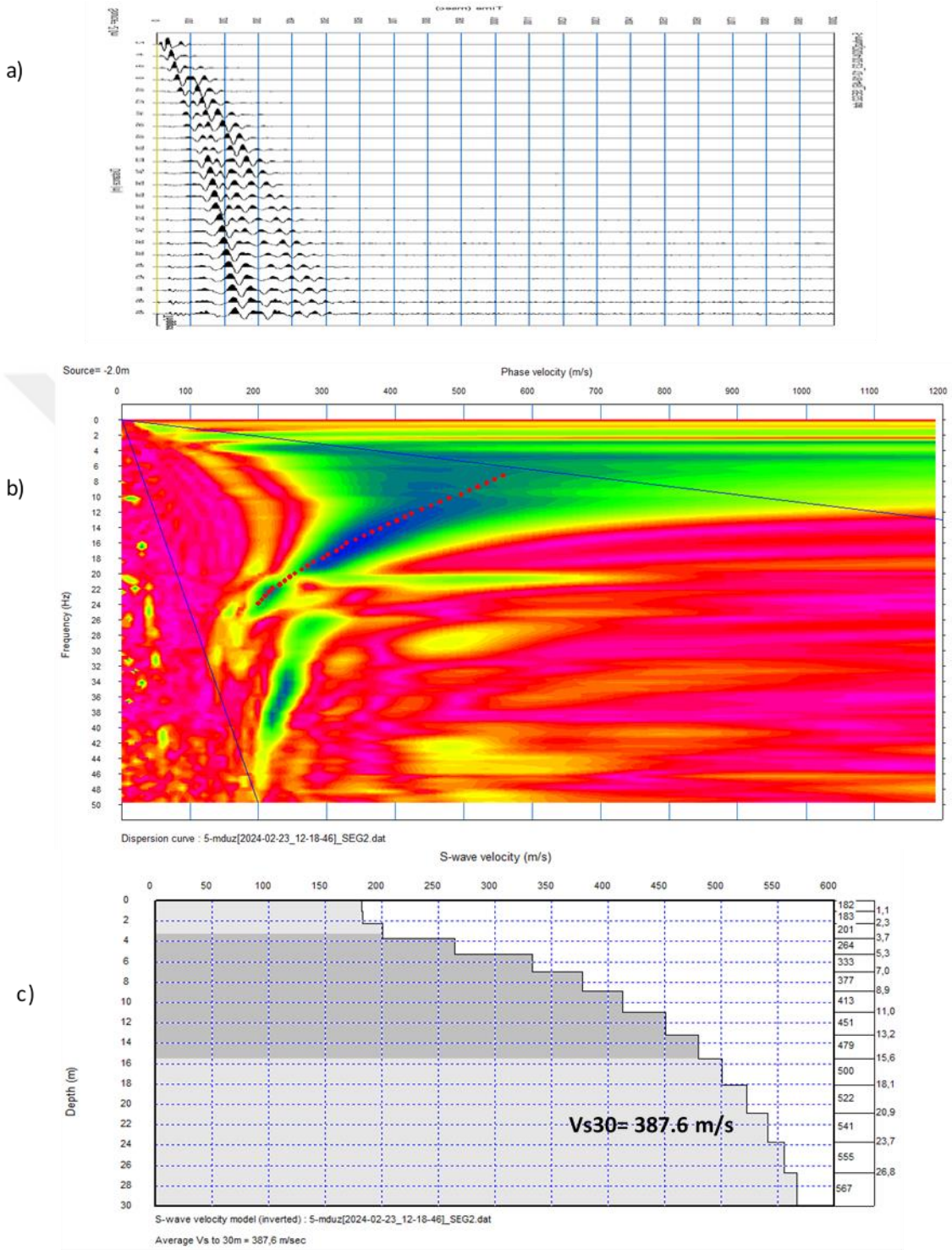
c)



Şekil 5.12. Çamdibi bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları: a) W3 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada Vs30 156,1 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZE tipi zemin sınıfını temsil etmektedir

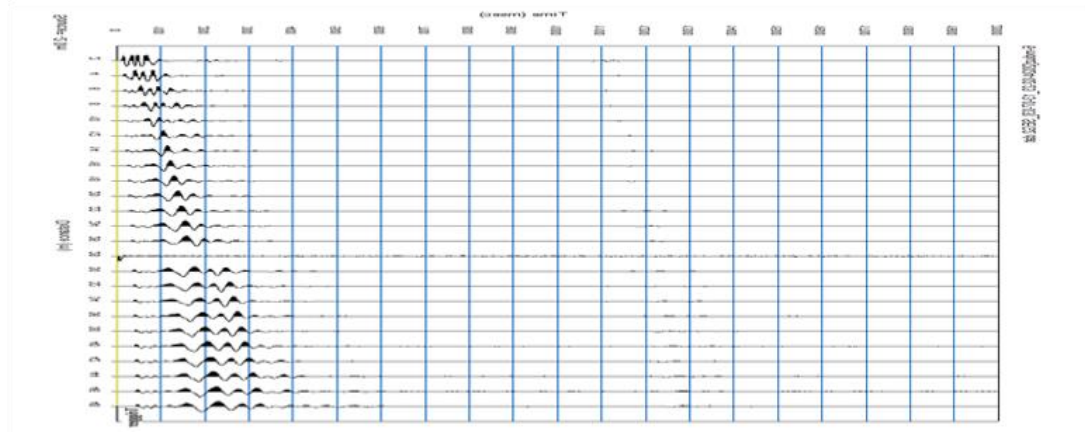


Şekil 5.13. Çamdibi bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları: a) W4 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada Vs30 141,9 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZE tipi zemin sınıfını temsil etmektedir

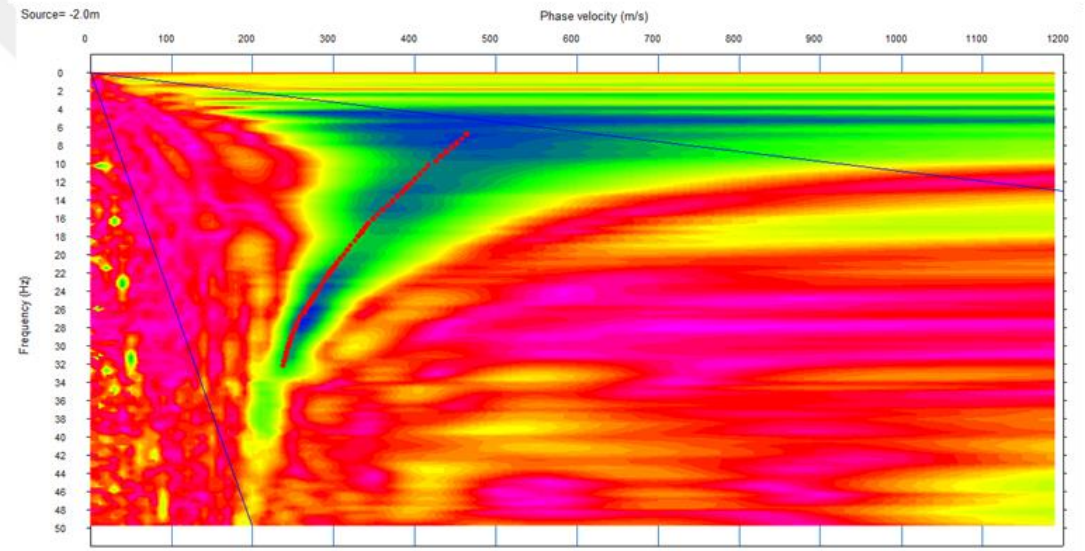


Şekil 5.14. Çamdibi bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları: a) W5 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalgı dağılım eğrisi. c) S dalgı hızı modeli. Burada V_{s30} 387,6 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değeri TEBC'ye göre ZD tipi zemin sınıfını temsil etmektedir

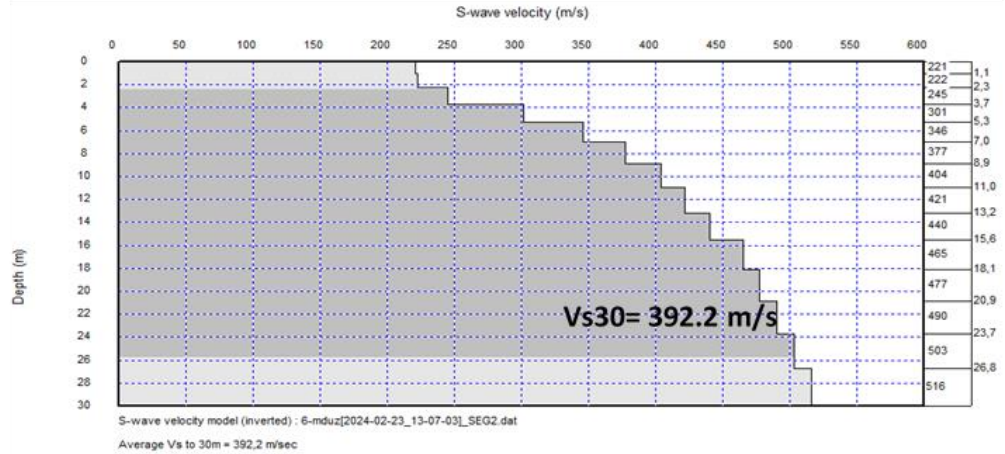
a)



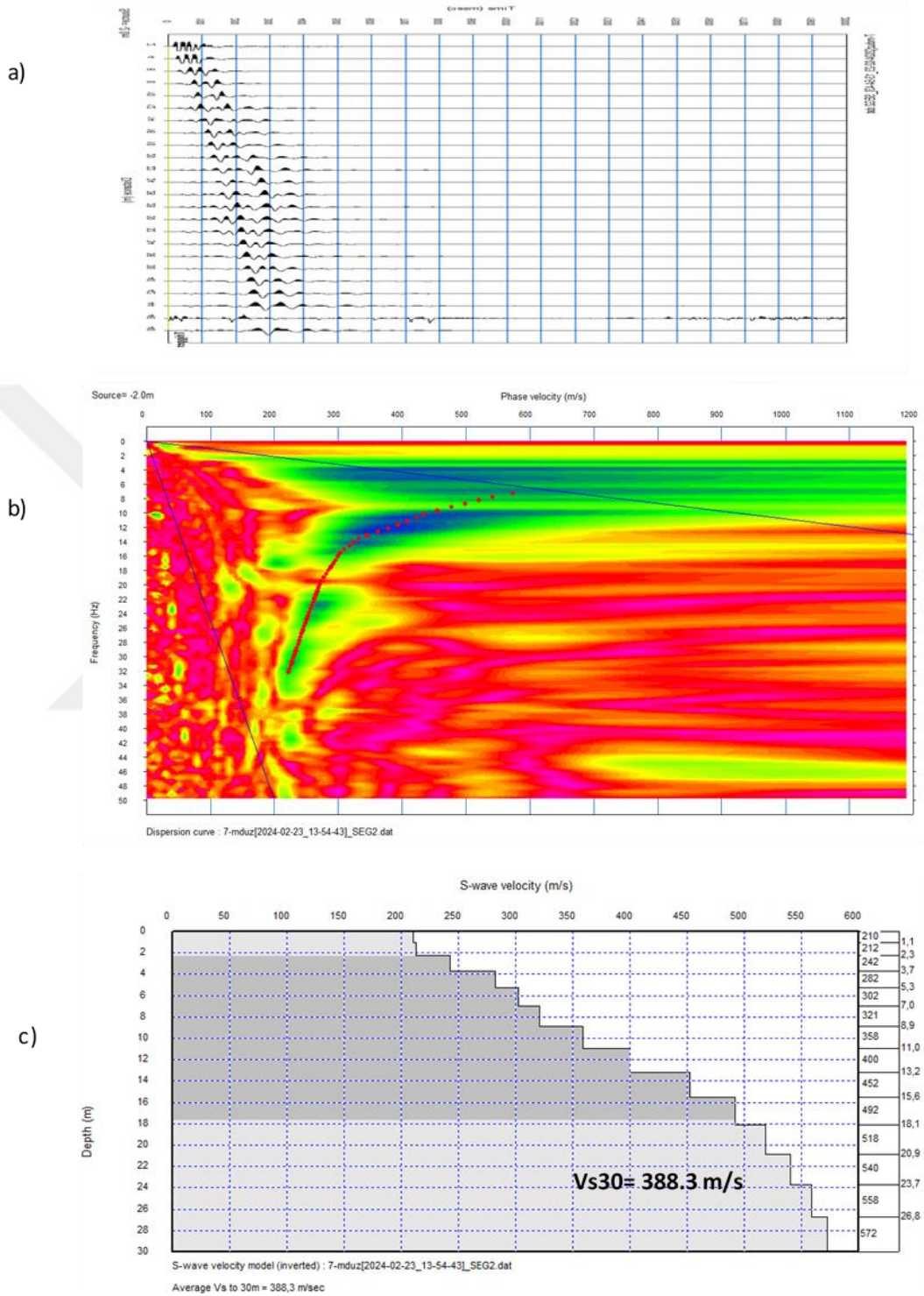
b)



c)

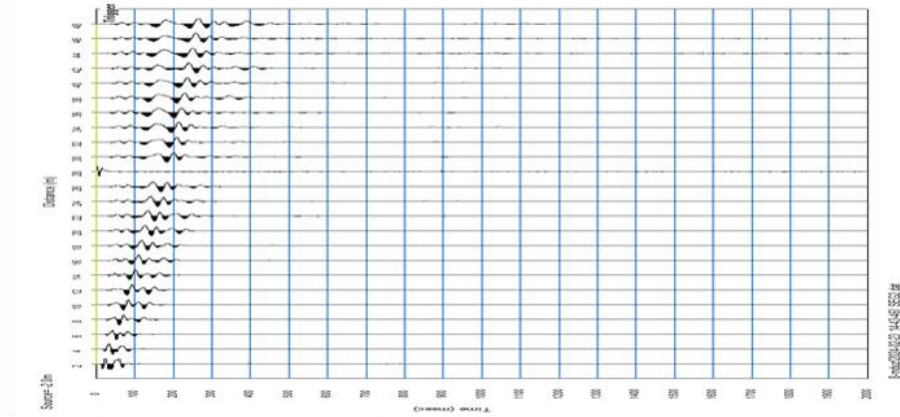


Şekil 5.15. Çamdibi bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları: a) W6 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada Vs30 392,2 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZC tipi zemin sınıfını temsil etmektedir

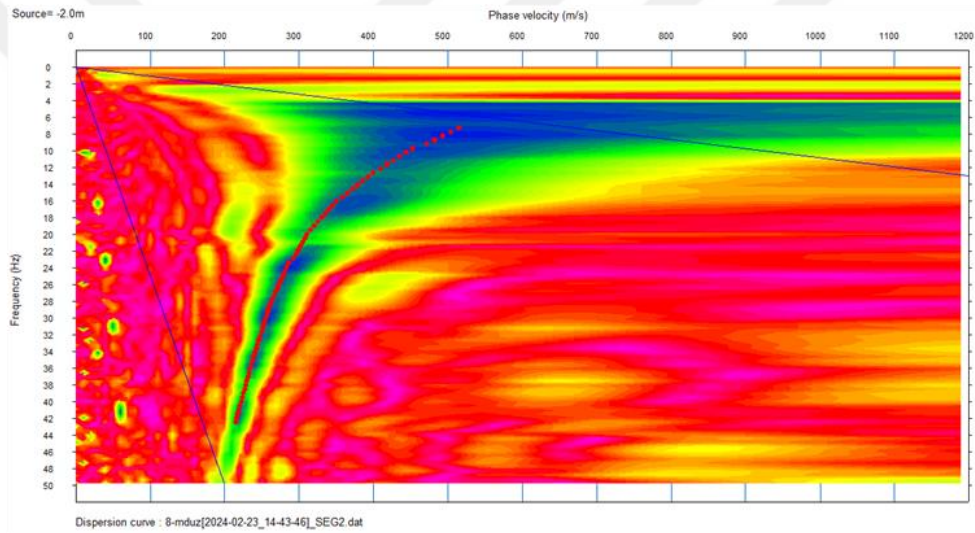


Şekil 5.16. Çamdibi bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları: a) W7 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalgı dağılım eğrisi. c) S dalgı hızı modeli. Burada Vs30 388,3 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değeri TEBC'ye göre ZC tipi zemin sınıfını temsil etmektedir

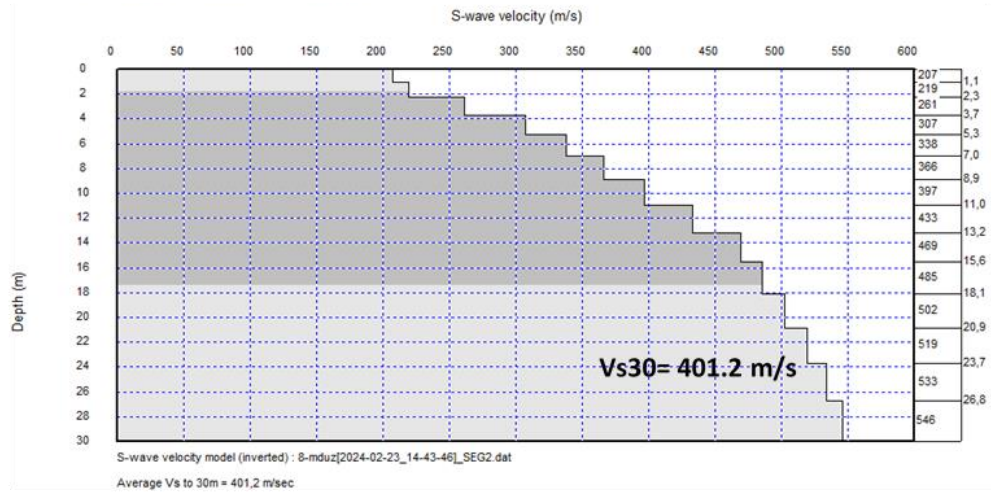
a)



b)



c)

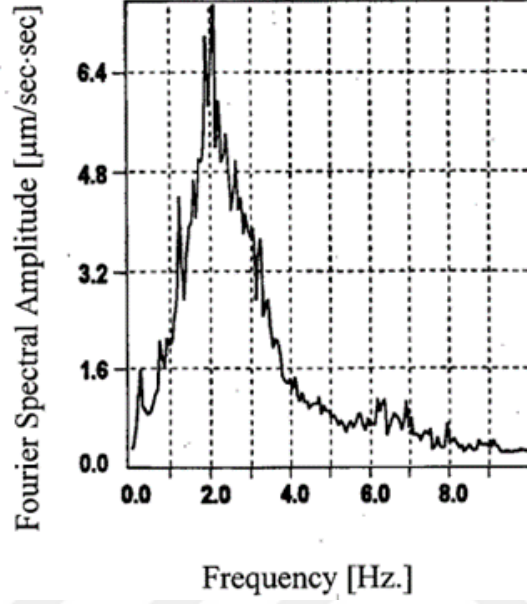


Şekil 5.17. Çamdibi bölgesinde kaydedilen MASW verilerinin değerlendirme aşamaları: a) W8 profilinde alınan sismik kırılma kayıtları. b) Rayleigh dalga dağılım eğrisi. c) S dalga hızı modeli. Burada Vs30 401,2 m/s olarak hesaplanmıştır ve bu değer TEBC'ye göre ZC tipi zemin sınıfını temsil etmektedir

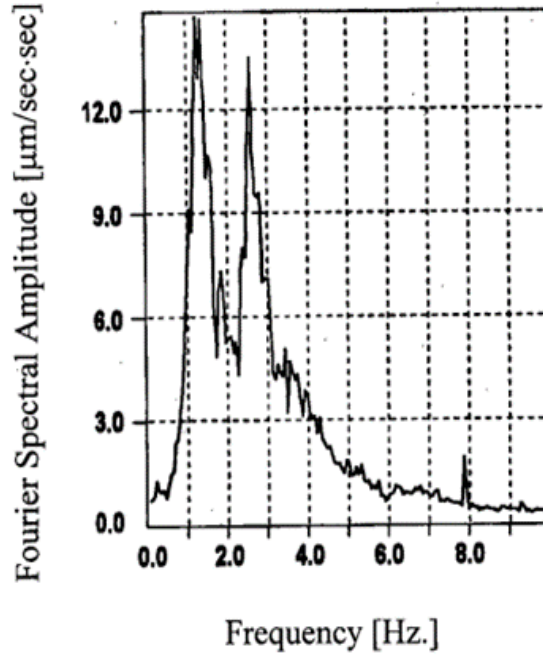
6. MİKROTREMOR YÖNTEMİ

Zeminin yüksek frekanslı doğal titreşimleri olan mikrotremor, sediman kalınlığı, zeminlerin deprem dalgalarının genliklerini büyütme özellikleri ve baskın titreşim periyodu gibi parametreleri kestirmek için önemli bilgiler sunarlar. Mikrotremorlar tipik olarak iki saniyeden daha kısa periyotlarda baskındır ve yumuşak tortu katmanlarının yer hareketi özelliklerini yansıtır. Mikrotremor kayıtlarını ilk kez 1954 yılında Kanai ve Tanaka kullanmıştır (Kanai ve Tanaka, 1954). Teorik olarak, mikrotremor ölçümleri zemin titreşim özelliklerini doğru bir şekilde tahmin etme potansiyeline sahiptir (Nakamura, 1989). Mikrotremor gözlemlerinin etkinliği, kaydedilen mikrotremorlardan türetilen bir Fourier tepki spektrumu analiz edildiğinde ortaya çıkmaktadır. Tek bir belirgin tepe noktasına sahip bir mikrotremor Fourier tepki spektrumu ve birden fazla belirgin tepe noktasına sahip genlik Fourier spektrumu örnekleri Şekil 6.1 ve Şekil 6.2'de gösterilmektedir. Bu spektrum, mikrotremor ölçümünün yapıldığı sahanın dinamik özelliklerini ortaya çıkarır. Spektrumun tepe noktasının zaman eksenindeki karşılığı, sahadaki yüzey katmanlarının baskın periyodunu tanımlamakta ve genlik değeri ise yer sarsıntısının ne ölçüde büyütüleceğini göstermektedir. Tipik olarak, yumuşak ve derin katmanlar daha uzun periyotlar sergilerken, sert ve ince katmanlar daha kısa periyotlar sergilemektedir. Şekil 6.2'de gösterildiği gibi, tepki spektrumunda iki veya daha fazla farklı tepe gözlemlenebilir bu da sahanın birden fazla yer hareketi frekansında rezonansa girdiğini göstermektedir. Dar bir frekans bandı içinde birden fazla tepe noktasının varlığı, veri toplama sırasında sinyal işlemedeki yanlışlıklardan kaynaklanabilir. Tepe spektral genlikleri, girdi yer hareketlerindeki güçlü kaynak etkilerini içerebilir (Nakamura, 1989). Bu gibi durumlarda, bölgeler arasındaki göreceli büyütme potansiyelini karşılaştırmak için uygun değildirler. Tepe genlikleri üzerindeki kaynak etkileri, tepe tepki dönemlerini belirlemek için yatay-düşey spektral bileşenlerin oranları kullanılarak önemli ölçüde azaltılabilir (Nakamura, 1989). Spektral oranların tepe genliklerinin bir referans kaya alanının tepe genliği ile normleştirilmesi, yumuşak zemin alanı ile sert zemin alanı arasındaki göreceli büyütme oranını verir. Bu göreceli büyütme oranı, deprem olayları sırasında farklı bölgelerin göreceli büyütme potansiyelini karşılaştırmak için bir veri seti sunar. 1989 yılında Nakamura, yatay bileşen genliklerini düşey bileşen

genlikleriyle karşılaştıran spektral oran yöntemini (H/V) tanıtmış ve ilk olarak üç bileşenli mikrotremor kayıtlarında uygulamıştır (Nakamura, 1989).



Şekil 6.1. Tek bir belirgin öge içeren Mikrotremor Ortalama Fourier Tepki Spektrumu örneği



Şekil 6.2 Birden fazla fark edilebilir tepe noktası sergileyen Mikrotremor Ortalama Fourier Tepki Spektrumu örneği

6.1. Nakamura Tekniği

Nakamura, yer seviyesindeki mikrotremorların ölçümü yoluyla yüzey katmanlarının dinamik özelliklerini belirlemek için bir teknik geliştirmiştir. Bu yaklaşım öncelikle mikrotremorları yakalamak için tek bir istasyonda üç bileşenli sensörlerin kullanılmasını içerir; bir sensör düşey bileşenini kaydederken, diğer iki sensör ortogonal yatay bileşenleri (H/V oranları) kaydeder. 1989 yılında Nakamura dalga hızının modellenmesi için bir teknik sunmuş ve baskın frekansın sediman tabakasının kalınlığına ve sismik S dalgasına bağlı olarak sediman içindeki rezonanstan etkilenen dalga hızının modellenmesinde de kullanılabileceğini öne sürmüştür (Nakamura, 1989). Tek istasyonlu mikrotremor yönteminin ilk uygulaması 1971 yılında Nogoshi ve Igarashi tarafından gerçekleştirilmiştir (Nogoshi ve Igarashi, 1971). Daha sonra, 1989 yılında Nakamura, toprak parametreleri hakkında bilgi edinmek için yatay ve düşey bileşenlerin spektral genlikleri arasındaki oranı kullanan yeni yaklaşımlar geliştirmiştir. Nakamura'nın yöntemi, yerel zemin koşullarını değerlendirmek için zeminin baskın titreşim periyodu (veya frekansı) ve sismik dalgalarınbüyütme etkileri gibi dinamik parametreleri tahmin etmek için yaygın olarak kullanılmaktadır. Nakamura'nın tekniğinin altında yatan temel jeofizik ilkeler, ana kayayı kaplayan tortul havzaların kavramsallaştırılmasına dayanmaktadır. Şekil 6.3, H/V spektral oranının Nakamura yöntemi kullanılarak ortam gürültüsünden hesaplanabildiği tipik bir tortul havzayı göstermektedir. Bu durumda, yüzey jeolojisinden kaynaklanan alan etkileri (transfer fonksiyonu), yüzeyde kaydedilen sinyal ile ana kayada kaydedilen sinyal arasındaki spektral oran ile ifade edilebilir.

Yüzey katmanlarının transfer fonksiyonu S_T (6.1)'de aşağıdaki gibi tanımlanmıştır:

$$S_T = \frac{H_S}{H_B} \quad (6.1)$$

Burada H_S ve H_B sırasıyla yüzey katmanındaki ve ana kayadaki yatay genlik spektrumunu temsil etmektedir. Havza yüzeyindeki Rayleigh dalgalarındaki titreşimlerin ana kayadaki düşey harekete oranı için ifade (6.2)'deki gibidir:

$$E_S = \frac{V_S}{V_B} \quad (6.2)$$

Bu denklemde, V_S ve V_B sırasıyla havza yüzeyindeki ve ana kayadaki düşey titreşimlerin genlik spektrumlarının oranlarını temsil etmektedir. Nakamura'nın yöntemi aşağıdaki varsayımlara dayanmaktadır: 1) daha rijit bir ana kayayı yatay olarak kaplayan daha az rijit bir tortul tabakanın varlığı; 2) mikrotremorlar çeşitli dalgalardan oluşurken, Rayleigh dalgaları ağırlıklı olarak gevşek yüzey tabakaları boyunca yayılır; 3) Rayleigh dalgalarının (E_S) yer hareketi üzerindeki etkisi yüzey tabakasının (V_S) düşey spektrumuyla sınırlıdır ve ana kayadaki (V_B) düşey spektruma uzanmaz; 4) düşey dalgalar yumuşak tortular tarafından büyütülmez; bu nedenle, Rayleigh dalgalarının düşey sarsıntılar üzerindeki etkisi hem yüzey hem de ana kaya düşey hareketini etkiler.

Bu varsayımlara dayanarak, Rayleigh dalgalarının etkisi ortadan kaldırıldıktan sonra yüzey katmanının (SM) transfer fonksiyonu aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$S_M = \frac{S_T}{E_S} \quad (6.3)$$

Denklem (6.1) ve (6.2)'yi denklem (6.3)'te yerine koyarak elde ederiz:

$$S_M = \frac{H_S/H_B}{V_S/V_B} \quad (6.4)$$

Burada

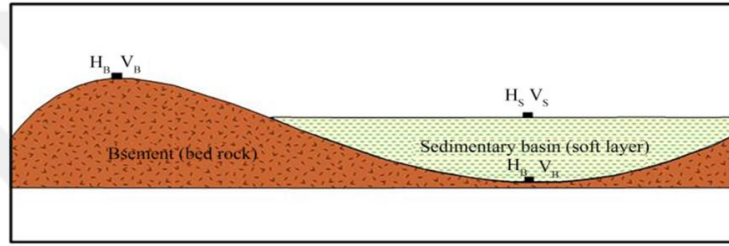
$$\frac{H_B}{V_B} = 1 \quad (6.5)$$

Saha etkisini temsil eden fonksiyon şu şekilde ifade edilebilir:

$$S_M = \frac{H_S}{V_S} \quad (6.6)$$

Son denklem, yüzey katmanının transfer fonksiyonunun (H/V spektral oranı) yalnızca yüzeyde kaydedilen sarsıntılardan çıkarılabileceğini vurgulamaktadır. Bu yaklaşım (Nakamura, 1989; Milana vd., 2011) tarafından gösterildiği üzere saha tepki parametrelerinin

tepe frekansı F_0 ve buna karşılık gelen büyütme faktörü A_0 tahmin edilmesi için faydalıdır. Mikrotremor hız veya ivme kayıtları düşük frekanslardaki zemin mikro hareketlerine duyarlı olduğundan, sismik dalga hızlarını etkileyen sığ yeraltı yüzeyinin özellikleri hakkında değerli bilgiler sağlar. Bu veriler özellikle sığ jeotermal aktiviteyi anlamak ve yer dinamiği parametrelerini tahmin etmek için çok önemlidir. Özellikle, yumuşak tortu kalınlığının arttığı bölgelerde, hem baskın frekansta hem de deprem dalgası büyütmeunda gözlenen bir artış vardır (Mukhopadhyay ve Bormann, 2003).



Şekil 6.3. H/V spektral oranının hesaplanmasının mikrotremorlardan hesaplanabileceği tipik bir tortul havza (Nakamura, 2000)

Mikrotremor kayıtları tipik olarak üç bileşen halinde toplanır: Kuzey-Güney (KG) ve Doğu-Batı (DB) yönleri (yatay olarak ortogonal) ve düşey yön. Nakamura yöntemine göre, düşey gürültü titreşim bileşenleri zemin katmanlarından etkilenmezken, yatay bileşenler zemin katmanlarının daha düşük hız ve yoğunluğu nedeniyle önemli bir büyütme maruz kalır. Sonuç olarak, zemin transfer fonksiyonunun elde edilmesi, yatay bileşen kayıtlarının spektrumlarının düşey bileşen spektrumlarıyla karşılaştırılmasını içerir. HV olarak temsil edilen bu oran, denklem (6.6)'da ifade edildiği gibi, yatay bileşen (KG, DB) spektrumlarının düşey bileşen spektrumuna genlik oranı ile tanımlanır.

$$HVSR(f) = \frac{H_S}{V_S} = \frac{\sqrt{KG(f)^2 + DB(f)^2}}{V_S} \quad (6.7)$$

Nakamura spektral oran yönteminde, H/V oranının tepe değerine karşılık gelen baskın frekansın zeminin temel rezonans frekansını ortaya koyduğu çeşitli araştırmacılar tarafından gösterilmiştir (Seekins, 1996; Fäh, 1997). Bununla birlikte, (Nakamura, 1989, 2000) P ve S cisim dalgalarının da mikrotremor ölçümlerine katkıda bulunduğunu öne sürmüştür. Sonuç olarak, P ve S dalga hızları da mikrotremorlardan çıkarılabilir (Sudjono vd., 2019).

Nakamura, HVSR tepe değerinin yanı sıra, eğriyi karakterize eden bir diğer parametrenin, özellikle S dalgaları sediman rezonansından etkilendiğinden, doğal salınım frekansını ve o noktadaki zeminin frekansını dikkate alan zemin transfer fonksiyonu olduğunu öne sürmüştür. büyüme faktörünün HVSR eğrisinden de belirlenebileceği gösterilmiştir. Ayrıca, (Bonney-Claudet vd., 2006) HVSR eğrisinin temel mod Rayleigh dalgası eliptikliği ile S dalgası rezonans frekansının benzer sonuçlar verdiğini göstermiştir.

Baskın frekans, sıklıkla meydana gelen ve belirli bir alandaki kaya katmanlarının tanımlanmasını sağlayan frekans değeridir. Bu frekans değeri kayanın türünü ve özelliklerini gösterebilir. Lachet ve Brad, değişen kayma dalgası hızı kontrastları ve tortu tabakası kalınlıklarına sahip altı basit jeolojik yapı modeli kullanarak bir simülasyon testi gerçekleştirmiştir. Simülasyon sonuçları, tepe frekans değerinin farklı jeolojik koşullara göre değiştiğini göstermiştir (Lachet ve Bard, 1994). Kanai (1983)'e göre, mikrotremorun baskın frekans değerine dayalı zemin sınıflandırması üç tipe ayrılır: baskın frekans değeri $F_0 > 5$ Hz olan ve sert kayanın hakim olduğu çok ince yüzey sediman katmanlarını gösteren tip I; baskın frekans değeri $1,33 < F_0 < 5$ Hz olan ve orta kalınlıkta 5-10 metre yüzey sedimanlarını gösteren tip II; ve baskın frekans değeri $F_0 < 1,33$ Hz olan ve 10-30 metre aralığında kalın yüzey sedimanlarını gösteren tip III (Tablo 6.1).

Tablo 6.1. Kanai tarafından mikrotremor baskın frekansına dayalı olarak yapılan toprak sınıflandırması (Kanai, 1983'den değiştirilmiştir)

1981 (Gözden Geçirilmiş)		1950	Toprak Durumu
Sınıflandırma	Hakim Frekans (Hz)	Sınıflandırma	
Tip I 1	> 5	Tip I 1	Tersiyer veya daha yaşlı kayalar, sert kumlu kaya, çakıldan oluşur.
Tip II 2	1,33 – 5	Tip II 2	Çoğunlukla dilüvyon tabakası, çakıl, kumlu sert kil ve balçıktan oluşur.
		Tip III 3	Çoğunlukla alüvyon tabakası hakimdir, kum, kumlu kil ve kilden oluşur.
Tip III 3	<1,33	Tip IV 4	Bataklık ve çamurda oluşan çok yumuşak toprak. Özellikle alüvyon tabakası.

6.2. Mikrotremor Verilerinin Toplanması

Nakamura Mikrotremor tekniğinin saha uygulamalarında kuzey-güney, doğu-batı ve düşey yönlerde yedi ölçüm noktasında mikrotremor kayıtları elde edilmiştir. Bu ölçüm noktaları, Şekil 4.6'da gösterildiği gibi (yeşil noktalar), istenmeyen ortam gürültülerinden mümkün olduğunca uzak bölgelerde seçilmiştir. Mikrotremor hız kayıtları 2.0 Hz sensörlü SEIS-ST-2-3D üç eksenli jeofon kullanılarak alınmış ve verileri depolamak için bir dizüstü bilgisayar kullanılmıştır Şekil 6.4. Ölçümler boyunca, kayıt cihazı ile sensör arasında yeterli bir mesafe bırakılarak yapay titreşimlerin en aza indirilmesine çalışılmıştır. Her bir kayıt 20 ila 30 m arasında sürmüş ve örnekleme hızı 100 Hz olmuştur. Ölçümler 0,001 ila 0,01 saniyelik aralıklarla toplanmıştır. Her bir bileşen için toplam 180.000 veri noktası elde edilmiştir.



Şekil 6.4. Çalışma alanından SEIS-ST-2-3D üç eksenli jeofon

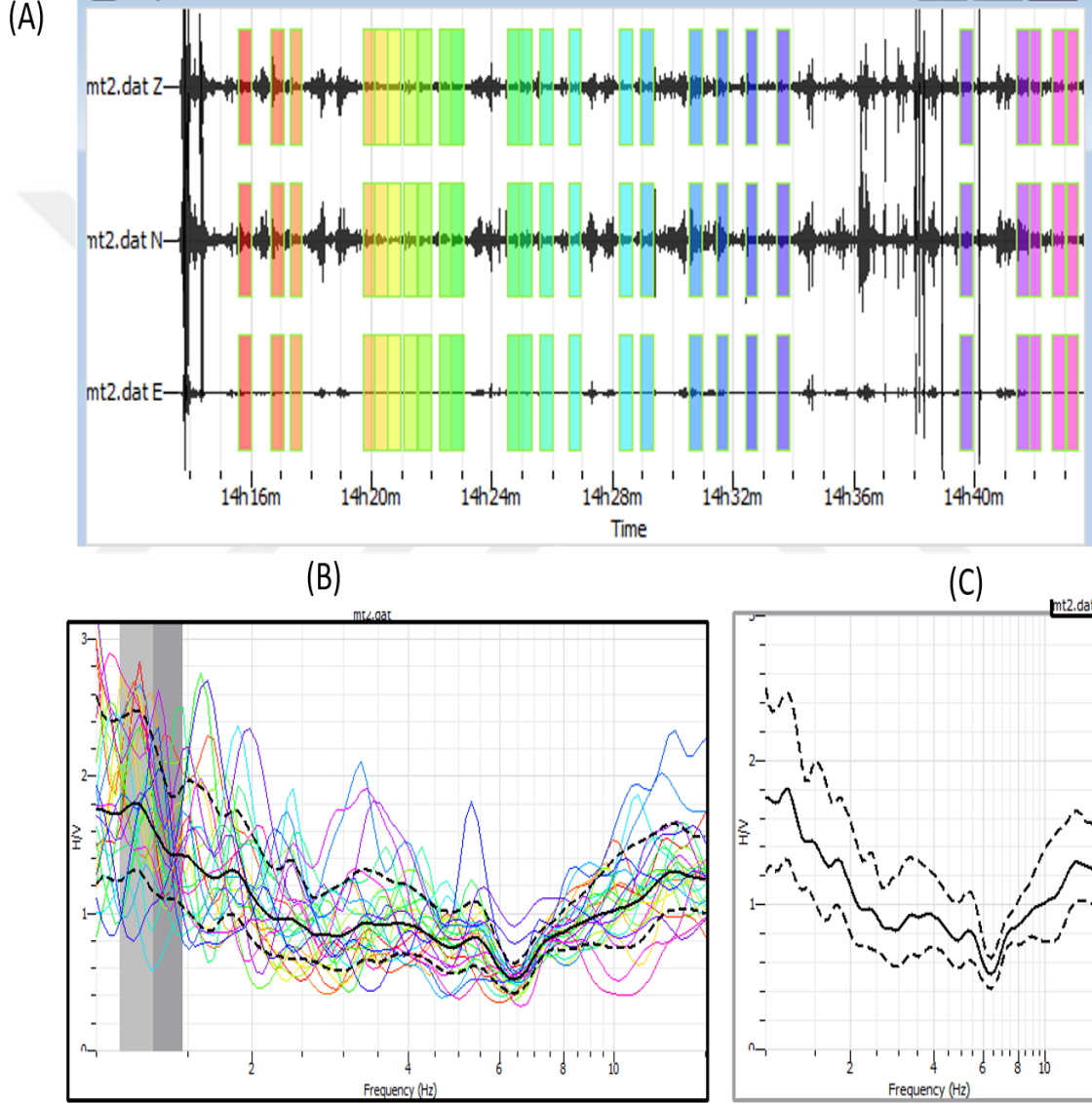
6.3. Veri İşlem

Microtremor üç bileşenli kayıtların işlenmesi ve HVSR eğrilerinin hesaplanması için Geopsy yazılım paketi kullanılmıştır. Yazılım ayrıca kayıt uzunluğuna ve hedef frekans bandına bağlı olarak seçilen belirli bir pencere genişliği içinde üç bileşenli kayıtların genlik spektrumunu hesaplayarak dalga alanı istatistiksel analizini de gerçekleştirmektedir. Kayıtlardan istenmeyen yüksek frekanslı içeriği kaldırmak için yazılım içinde çeşitli seçenekler mevcuttur. Bir yöntem, (Withers vd., 1998) tarafından geliştirilen anti-tetikleme algoritması kullanılarak istenmeyen frekansların otomatik olarak kaldırılmasını içerirken, diğer bir yöntem de istenmeyen frekansların kayıttan manuel olarak belirlenmesi ve kaldırılmasıdır. Ek olarak, istenen frekans içeriğini içeren filtrelenmiş veriler elde etmek için kayıtlara filtreleme (Butterworth veya bant geçiren) uygulanabilir. Tüm sinyaller 1.0-15 Hz'lik bir bant geçişinde filtrelenir ve Butterworth filtresi, istenen sismik verilerin bütünlüğünü korurken sinyalden istenmeyen gürültü ve paraziti gidermek için seçilmiştir. Bu filtre türü, bant geçişinde minimum bozulma ile düzgün bir frekans yanıtı sağlar. Otomatik kaldırma da uygulanmıştır. Üç bileşenin genlik spektrumları bir Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) algoritması kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuç olarak, yatay-düşey gürültü bileşenlerinin ortalama spektral oranı hesaplanmıştır. Böylece, her eğrinin tepe değeri, toprağı etkileyen harmonikler biçimindeki titreşim bileşenini temsil eder. Bir sonraki bölümde, HVSR özellikleri açısından zemin özelliklerini tahmin etmek için yukarıda bahsedilen işlem adımları ele alınacaktır.

6.4. HVSR Eğrilerinin Analizi

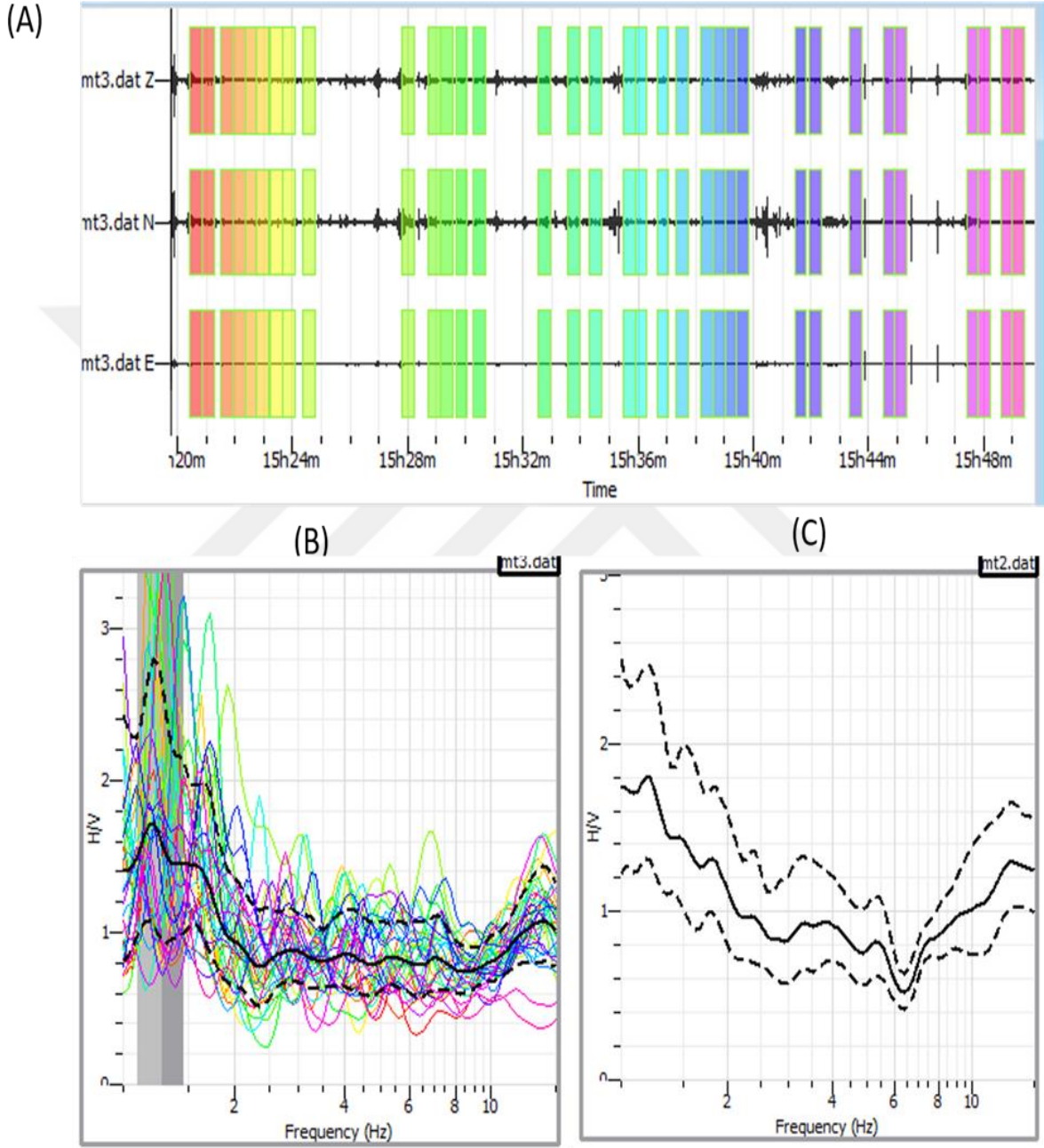
Proje alanındaki neredeyse tüm ölçüm noktalarında belirgin tepe değerleri gözlemlenmiştir. Bu tepe değerleri farklı titreşim derinliklerini temsil etmektedir: düşük frekanslar daha büyük derinliklerden gelen titreşimleri, orta frekanslar orta derinliklerden gelen titreşimleri ve eğrinin sağ tarafındaki daha yüksek frekanslar ise daha sığ derinliklerden gelen titreşimleri göstermektedir. Baskın titreşim frekansının 1.28-15.5 Hz veya 0.16-0.06 s periyot arasında olduğu zeminlerde, HVSR eğrilerinin tepe değerlerinde gösterildiği gibi, deprem dalgası genlikleri üzerindeki büyütme etkisinin 1.1 ila 2.25 kat arasında değiştiği bulunmuştur (Şekil

6.5-Şekil 6.11). Özellikle, 1,28-15,5 Hz aralığında baskın titreşim frekansına sahip zeminlerde, büyütme etkisinin yaklaşık 2 kat olduğu gözlemlenmiştir. Beklendiği gibi, daha düşük frekanslarda titreşen daha zayıf ve gevşek zeminler, nispeten daha yüksek frekanslarda titreşen zeminlere kıyasla daha yüksek büyütme etkileri sergilemektedir.



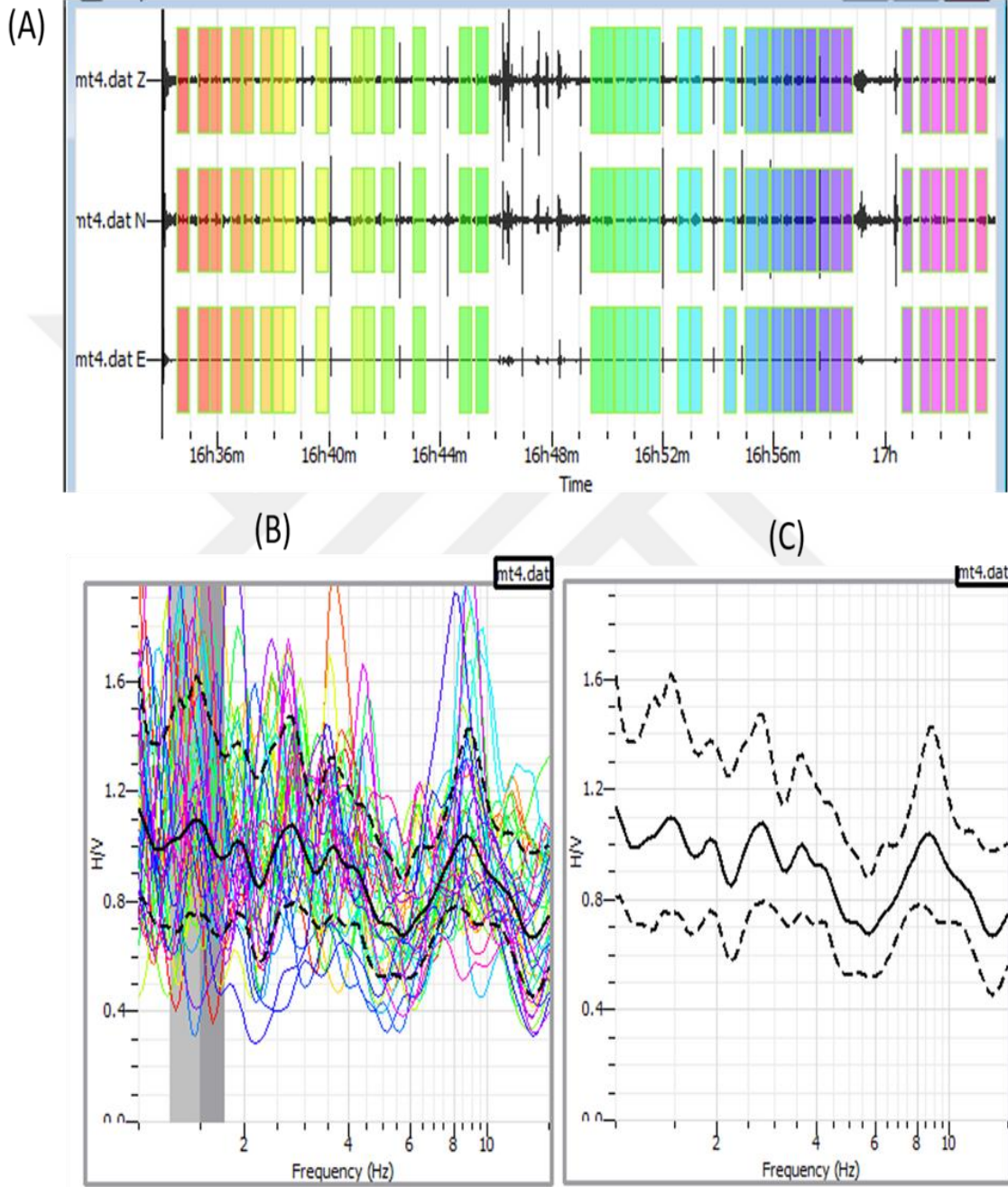
Şekil 6.5 MT1 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum eğrileri ve büyütme kullanılarak baskın frekansın tahminini göstermektedir. İki kesikli çizgi +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama H/V eğrisini göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT1 istasyonunda

hakim frekans $F_0=1.29$ Hz ($T_0=0.78$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1.7'dir



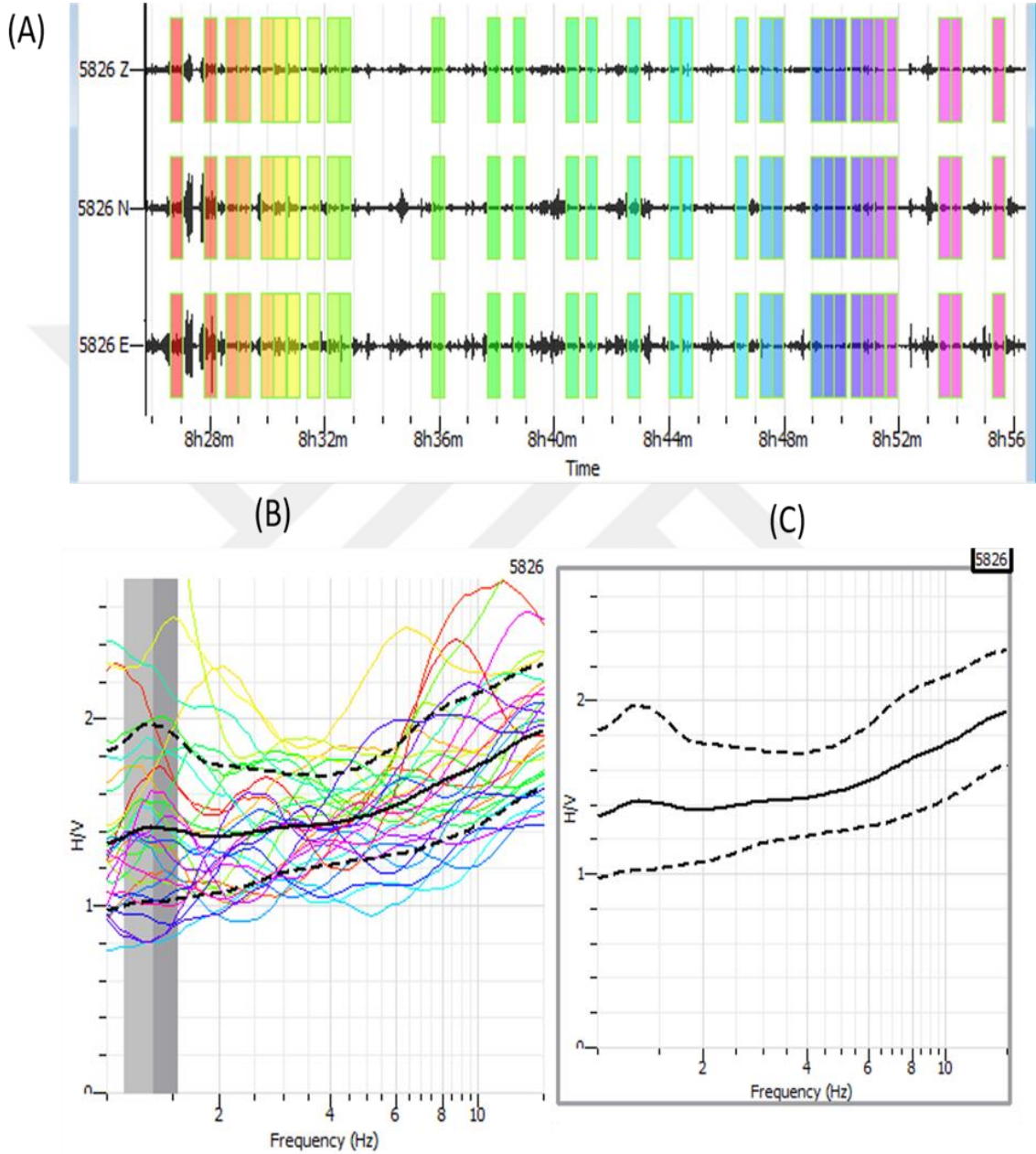
Şekil 6.6. MT2 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum eğrileri ve büyütme kullanılarak baskın frekansın tahminini göstermektedir. İki kesikli çizgi +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama H/V eğrisini göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT2 istasyonunda

hakim frekans $F_0=1.28$ Hz ($T_0=0.78$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1.6'dır

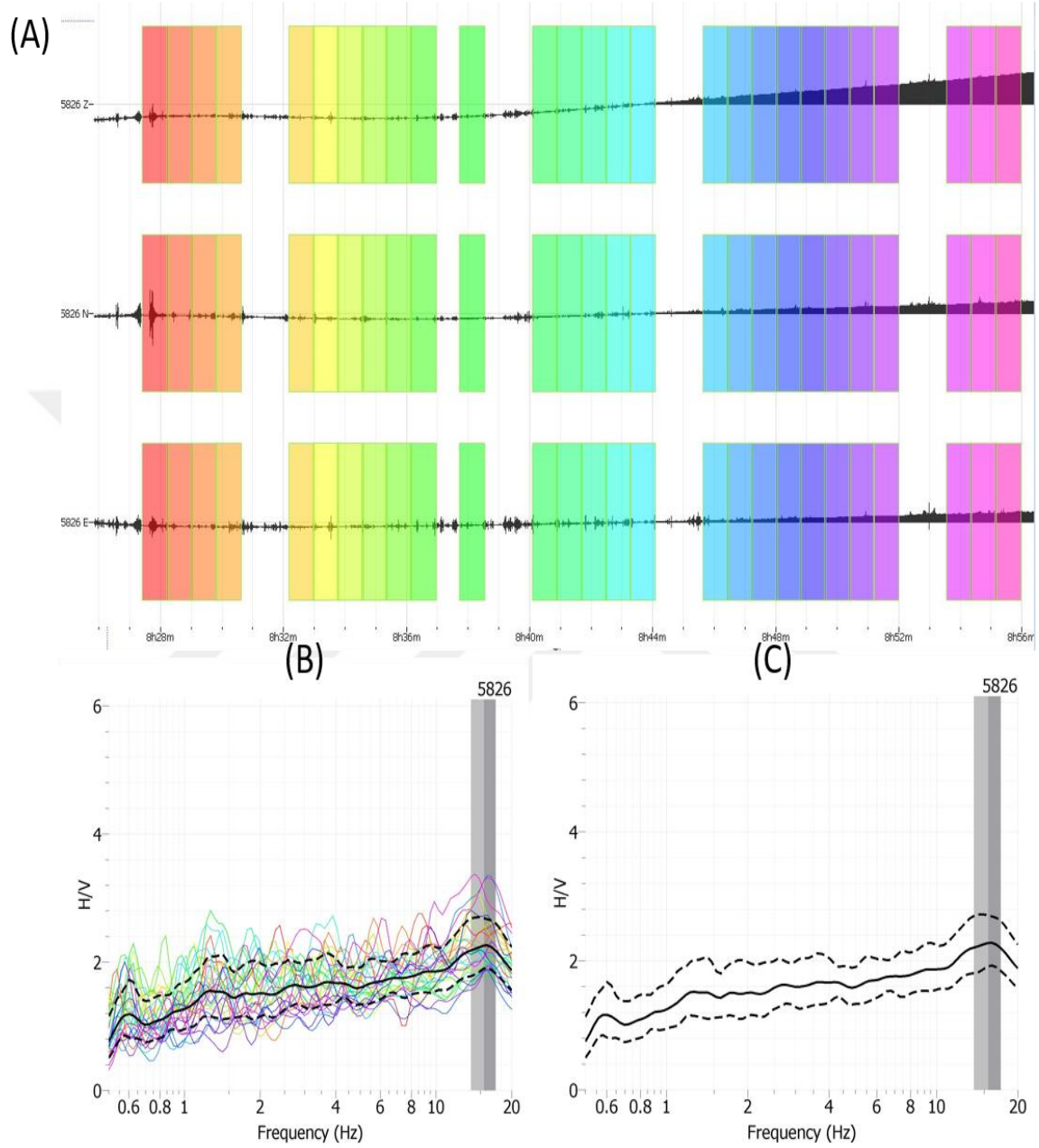


Şekil 6.7. MT3 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum eğrileri ve büyütme kullanılarak baskın frekansın tahminini göstermektedir. İki kesikli çizgi +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama H/V eğrisini göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT3 istasyonunda

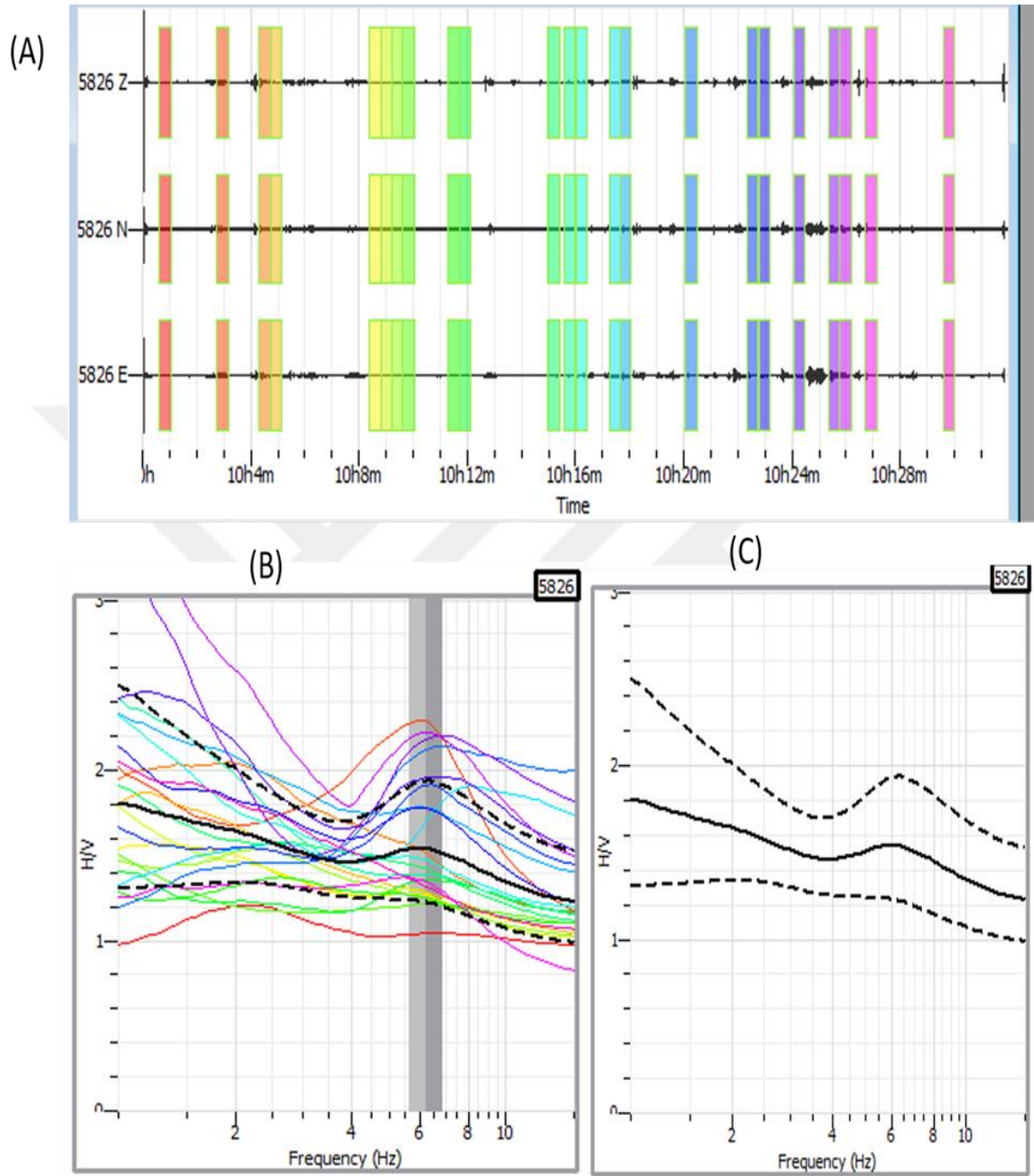
hakim frekans $F_0=1,5$ Hz ($T_0=0,67$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1,1'dir.



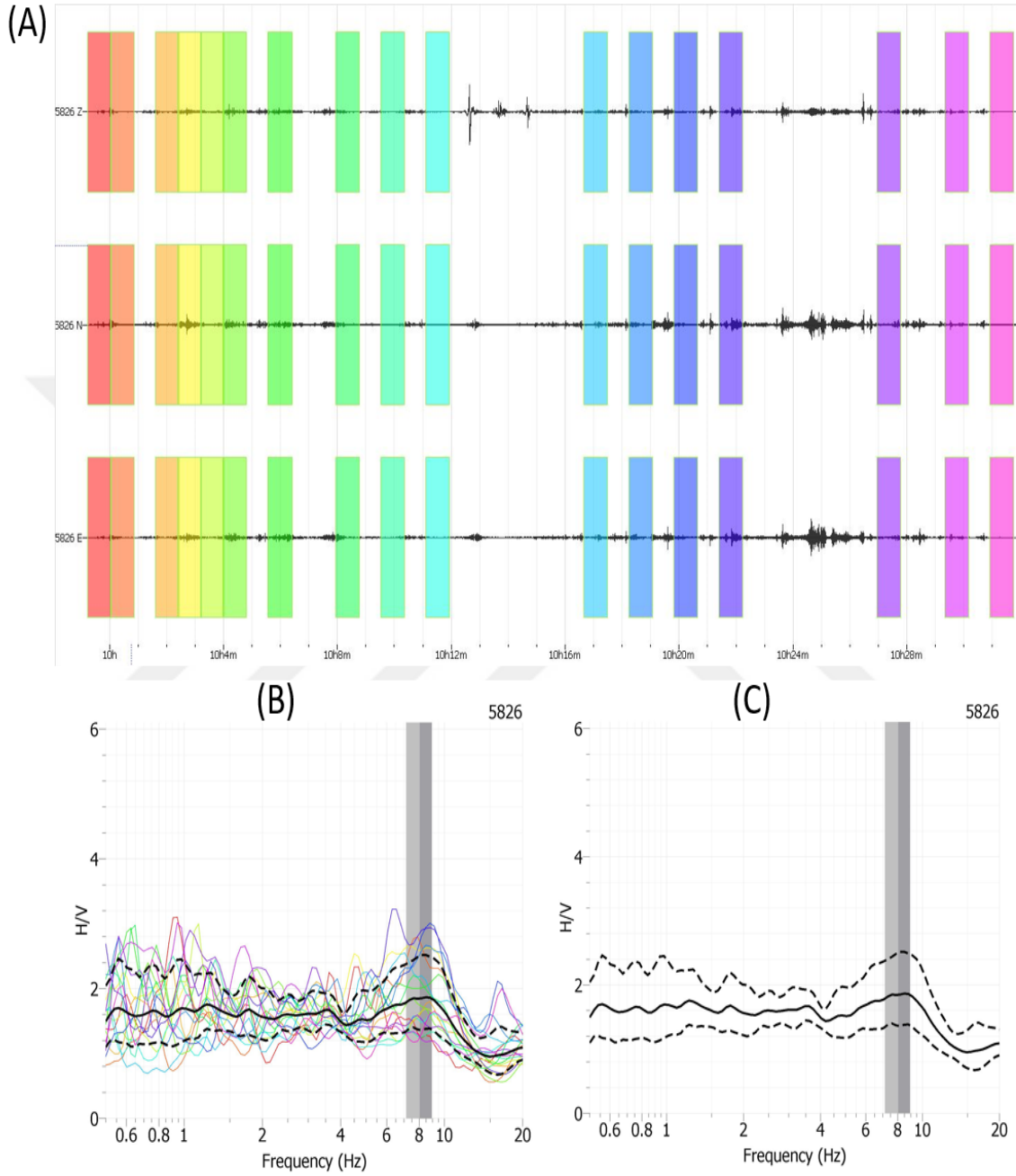
Şekil 6.8. MT4 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum eğrileri ve büyütme kullanılarak baskın frekansın tahminini göstermektedir. İki kesikli çizgi +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama H/V eğrisini göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT4 istasyonunda hakim frekans $F_0=1,33$ Hz ($T_0=0,75$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1,4'tür



Şekil 6.9. MT5 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum eğrileri ve büyütme kullanılarak baskın frekansın tahminini göstermektedir. İki kesikli çizgi +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama H/V eğrisini göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT5 istasyonunda hakim frekans $F_0=15,5$ Hz ($T_0=0,06$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 2,25'dur



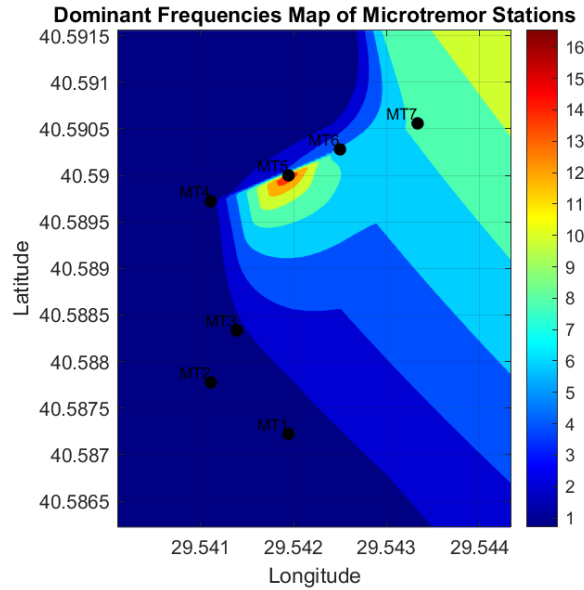
Şekil 6.10 MT6 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum eğrileri ve büyütme kullanılarak baskın frekansın tahminini göstermektedir. İki kesikli çizgi +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama H/V eğrisini göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT6 istasyonunda hakim frekans $F_0=6.24$ Hz ($T_0=0.16$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1.5'tir



Şekil 6.11. MT7 istasyonuna ait veriler. Kısım (a) yatay ve düşey bileşen Mikrotremor hız kayıtlarını gösterirken, kısım (b) H/V spektrum eğrileri ve büyütme kullanılarak baskın frekansın tahminini göstermektedir. İki kesikli çizgi +1 ve -1 standart sapmalı H/V eğrilerini temsil ederken, düz çizgi ortalama H/V eğrisini göstermektedir. Gri alan, ortalama baskın frekansın standart sapmalarını (koyu ve açık sınırlar) temsil etmektedir. Bölüm (c), standart sapmalarla birlikte net bir model gösteren HVSR eğrisini sunmaktadır. MT7 istasyonunda hakim frekans $F_0=8,05$ Hz ($T_0=0,12$ sn) olarak kaydedilmiştir ve artan deprem dalgası genliğinin etkisi 1,85'dir

6.4.1. Hakim Frekans

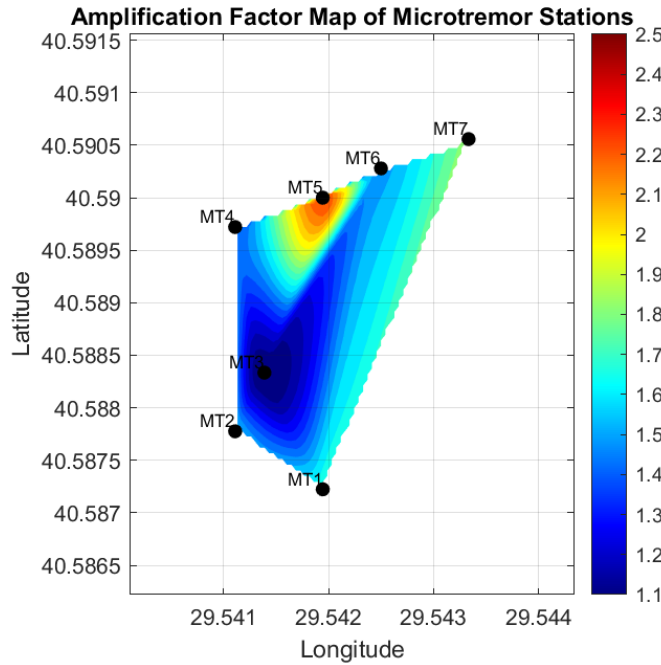
Her bir ölçüm noktasındaki HVSR eğrisinin baskın frekans değeri Şekil 6.12'deki harita üzerine çizilir. Daha sonra baskın frekans haritası oluşturmak için Kriging yöntemi kullanılarak enterpolasyon yapılır. Bu haritadaki kontur noktaları, araştırma alanındaki birincil frekans değerlerini göstermektedir. Baskın frekans değeri HVSR eğrisinin tepe noktasına karşılık gelir. Şekil 6.12, çalışma alanındaki baskın frekans dağılımını göstermektedir ve 1,28 Hz ile 15,5 Hz arasında değişen değerler göstermektedir. Kanai'nin (1983) toprak sınıflandırmasına göre, çalışma alanındaki toprak türleri sınıf I ile sınıf III arasında değişmektedir. Güneybatıda MT1 noktasında bulunan III. sınıf topraklar, kuzeybatıya doğru II. sınıfa ve kuzeydoğuda I. sınıfa geçiş yapmaktadır. MT5, MT6 ve MT7 noktalarında bulunan ve baskın frekansları sırasıyla 15,5 Hz, 6,24 Hz ve 8,05 Hz olan I. sınıf topraklar kumtaşı ve kaba çakıldan oluşmaktadır. Baskın frekansları 1,5 Hz ile 1,33 Hz arasında olan Sınıf II topraklar MT3 ve MT4 noktalarında bulunmakta olup çakıl, kumlu sert kil ve balçıktan oluşmaktadır. MT1 ve MT2 noktalarında bulunan ve baskın frekansları 1.29 Hz ve 1.28 Hz olan III. sınıf topraklar çok yumuşaktır ve özellikle alüvyon katmanlarında bataklık ve çamurdan oluşmuştur. Bu durum, çalışma alanındaki sediman katmanlarının kuzeydoğuya doğru yoğunlaştığını göstermektedir.



Şekil 6.12. Araştırma alanındaki baskın frekansların haritası

6.4.2. Büyütme Faktörü

Amplifikasyon faktörü, HVSR eğrisinin tepe değeri incelenerek belirlenir. Yüzeydeki yer titreşimlerinin ana kaya seviyesindekilere oranını temsil eder (Meunier vd., 2008). Bu faktör, bir depremin yerel etkisi hakkında fikir verir. büyütm faktörü, HVSR eğrisi üzerindeki en yüksek değer belirlenerek hesaplanır. Şekil 6.13, çalışma alanındaki büyütm faktörü dağılımının bir haritasını göstermektedir. Harita, büyütm faktörünün genellikle güneybatıdan kuzeydoğuya doğru arttığını göstermektedir. En yüksek büyütm faktörü MT5 noktasında ($A_0=2.25$), en düşük ise MT3 noktasındadır ($A_0=1.1$). Bu, bir deprem sırasında MT5 noktasının ana kayadakinden 2,25 kat daha güçlü titreşimler yaşayacağı anlamına gelmektedir. Yüksek bir büyütm değeri, yumuşak tortu birikintileri veya toprak kaymasına eğilimli yamaçlardaki gevşek malzeme gibi yüzeye yakın empedansta önemli bir kontrast olduğunu gösterir. Nakamura'ya göre büyütm, yumuşak bir ortamdan sert bir ortama geçerken sismik dalgaların genişlemesine neden olan katmanlar arasındaki önemli farklılıklar nedeniyle meydana gelir (Nakamura, 2000). Fark ne kadar büyükse, büyütm de o kadar büyük olur. Bu nedenle, toprak büyütm değeri (A_0) sediman tabakasıyla ilişkilidir: yüksek A_0 daha yumuşak sedimanı gösterirken, düşük A_0 daha sert sedimanı gösterir.



Şekil 6.13 çalışma alanındaki büyütm faktörü dağılımının bir haritası

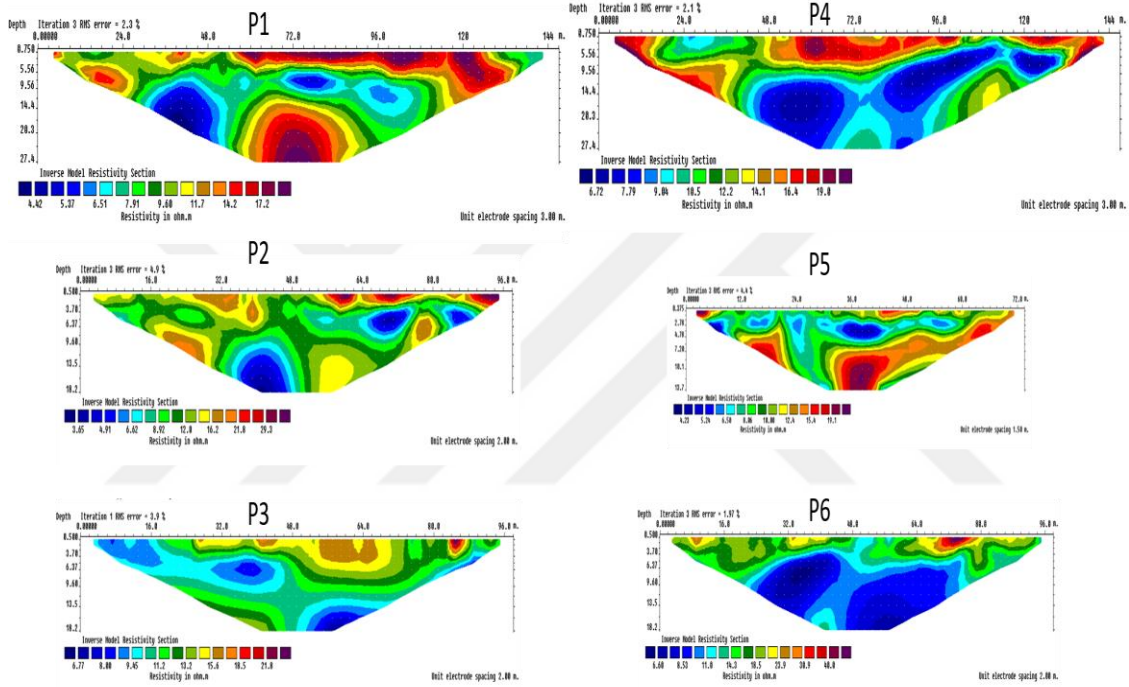
7. TARTIŞMA

Bu çalışmada, Karamürsel-Çamdibi sahası zemin özelliklerini değerlendirmek için Elektrik Özdirenç Tomografisi (ERT), Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) ve Mikrotremor hesaplamaları dahil olmak üzere jeofizik tekniklerin bir kombinasyonunu kullandık. Özdirenç değerleri, Komite tarafından yayınlanan yeraltı saha karakterizasyonu için doğru akım özdirenç yönteminin kullanılmasına yönelik Tablo 4.1 standart kılavuzunda gösterilen Dünya Ticaret Örgütü Ticarete Teknik Engeller (TBT)'ye göre atfedilmiştir. Ayrıca, özdirenç değerleri, yeryüzünde bulunan yaygın malzemeler için özdirenç değerlerini gösteren Tablo 4.2'ye göre belirlenmiştir (Robinson vd., 1989). ERT ile toplanan verilerin analizi, heterojen yeraltı koşullarına işaret eden 3,65-40 Ohm-m özdirenç aralığına sahip farklı profillerde çeşitli özdirenç anomalileri ortaya çıkarmıştır. Belirli derinliklerde gözlenen yüksek direnç anomalileri konsolide sedimanların varlığına işaret ederken, düşük direnç anomalileri önemli ölçüde suya doymuş katmanlar ve potansiyel akifer bölgeleri içeren killi bir toprak örtüsüne işaret etmiştir. Ayrıca, geniş yeraltı suyu sirkülasyonuna sahip kırık-çatlak bölgeleri tespit edilmiş ve bu da potansiyel sismik hassasiyet alanlarına işaret etmiştir (Şekil 7.1).

MASW analizi, farklı konumlardaki zeminin kayma dalgası hızları (V_{s30}) hakkında değerli bilgiler sağlamıştır. V_{s30} değerleri, TEBC Tablo 5.1 uyarınca zemin sınıflarına göre sınıflandırılarak sahaların sismik tepki özelliklerine göre sınıflandırılmasını kolaylaştırmaktadır. Saha sınıflandırma analizi, Şekil 5.10-Şekil 5.17'de gösterildiği gibi çeşitli bölümlerde farklı zemin türlerini ortaya çıkarmıştır. W1, W2, W3 ve W4 kesitleri, gevşek kum, çakıl veya yumuşak kil tabakası kalınlığı 3 metreyi aşan yumuşak-katı kili gösteren ZE tipi olarak kategorize edilmiştir. Buna karşılık, diğer tüm profiller çok yoğun kum, çakıl, sert kil katmanları veya çok sayıda çatlak içeren ayrıışmış, zayıf kayalarla karakterize edilen ZC tipi toprak özellikleri sergilemiştir (Tablo 7.1).

Mikrotremor çalışması, baskın frekans ve büyütme faktörü analizleri aracılığıyla kritik yeraltı özelliklerini ve sismik tepkileri ortaya koymaktadır (Tablo 7.2). Kriging enterpolasyonu kullanılarak 1,28 Hz ila 15,5 Hz arasında değişen baskın frekans değerleri haritalandırılmış

ve önemli mekansal değişkenlik gösterilmiştir Şekil 7.2. (Kanai, 1983) toprak sınıflandırmasına göre, Güneybatı bölgesinde (MT1) düşük frekanslı (1,29 Hz, 1,28 Hz) çok yumuşak sınıf III topraklar, kuzeybatıda (MT3, MT4) orta frekanslı (1,5 Hz, 1,33 Hz) sınıf II topraklara geçiş ve kuzeydoğuda (MT5, MT6, MT7) yüksek frekanslı (15,5Hz, 6,24 Hz, 8,05 Hz) daha yoğun sınıf I topraklar bulunmaktadır.



Şekil 7.1 altı ERT profili için öz direnç anomalilerinin değişimini göstermektedir

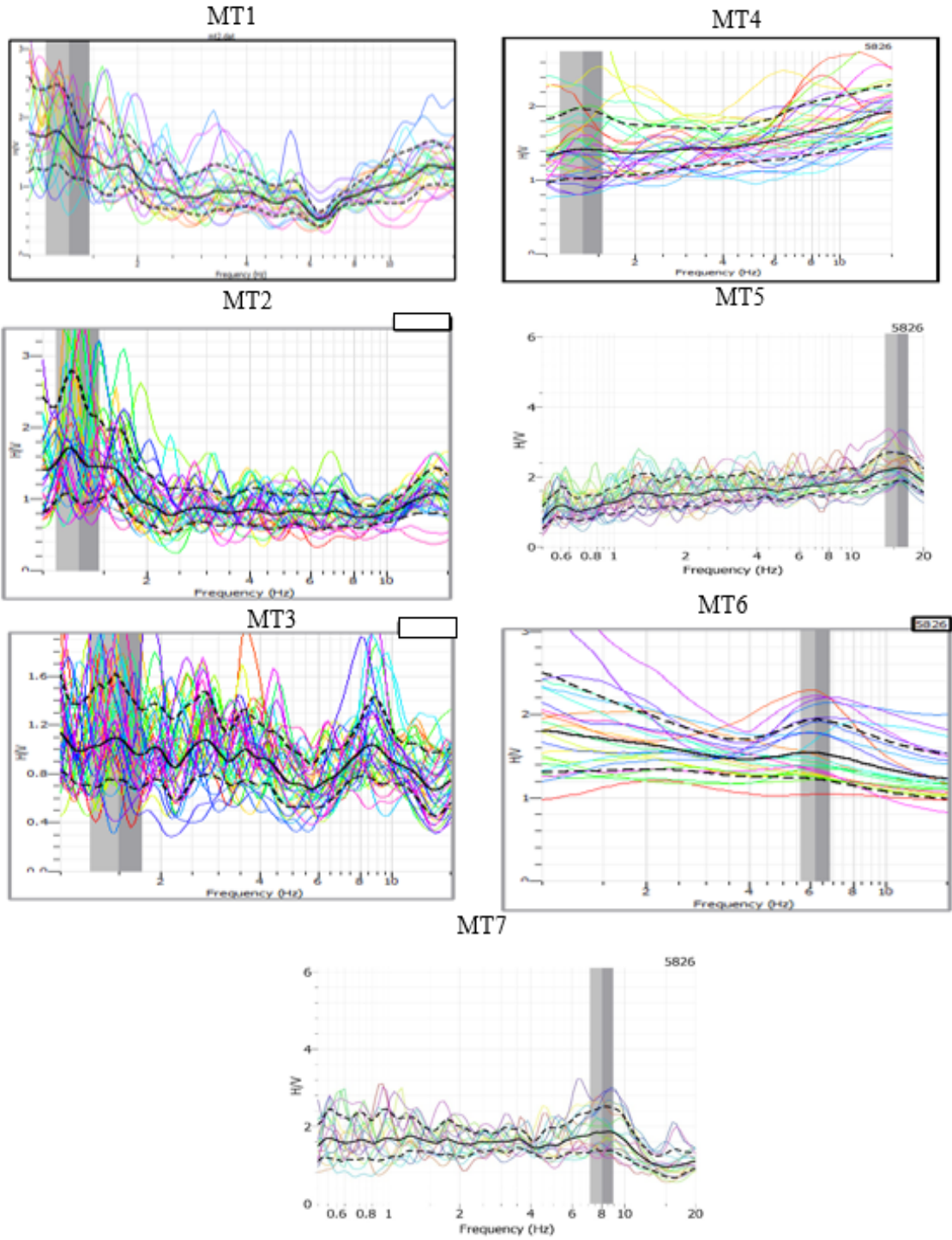
Yüzey titreşimlerinin ana kaya titreşimlerine oranını gösteren büyütmeye faktörü güneybatıdan kuzeydoğuya doğru artmaktadır. MT5'teki en yüksek değer (2,25) yumuşak tortu birikintileri nedeniyle önemli bir büyütme işaret ederken, MT3'teki en düşük değer (1,1) daha sıkı birimler nedeniyle minimum büyütme işaret etmektedir. Bu değişim, yerel jeolojinin sismik dalga davranışı üzerindeki etkisinin altını çizmektedir. Yüksek büyütmeye değerleri daha yumuşak sedimanlarla ilişkilidir ve (Nakamura, 2000) tarafından öne sürüldüğü gibi yumuşak ortamlardan sert ortamlara geçişler sırasında dalga genliklerini artırır. Bu bulgular, güneybatıda daha yumuşak topraklar ve kuzeydoğuda daha yoğun topraklar olmak üzere, çalışma alanı boyunca zemin toprak sertliği ve sismik tepkideki gradyanı vurgulamaktadır.

Bu mekansal anlayış, daha büyük sismik büyütme nedeniyle yapısal hasar riski daha yüksek olan alanları belirleyerek depreme hazırlık için hayati önem taşımaktadır. Baskın frekans ve büyütme faktörü verilerinin entegre edilmesi, yeraltı değişkenliği ve bunun sismik etkileri hakkında incelikli bir bakış açısı sunmaktadır.

Özetle, gözlemlenen direnç anomalileri, farklı derinliklerde toprak bileşimi ve nem içeriğindeki değişikliklere işaret ederek tortullar, kil ve potansiyel akifer bölgeleri gibi çeşitli jeolojik malzemelerin varlığına işaret etmektedir. Kırık-çatlak bölgelerinin tanımlanması, yeraltının heterojen yapısını daha da vurgulayarak, değişen derecelerde yapısal bütünlük ve yeraltı suyu hareketi için potansiyel yollar olduğunu göstermektedir. MASW tarafından toplanan verilere dayanan Vs30 toprak sınıflandırması, ERT bulgularıyla tutarlıdır ve çalışma alanında karşılaşılan çeşitli jeolojik oluşumları ve toprak koşullarını vurgulayarak, çalışılan alan boyunca toprak sertliği ve sismik tepki özelliklerindeki değişkenliği göstermektedir. Ayrıca, baskın frekanslar toprak sınıflandırması MASW sınıflandırması ile tamamen tutarlıdır. Farklı ölçüm noktalarında deprem dalgalarının baskın frekanslarındaki ve büyütme etkilerindeki değişkenlik, zemin dinamiklerindeki ve sismik tepkideki mekansal değişiklikleri göstermektedir.

Tablo 7.1. TEBC'deki Vs30 değerine göre çalışma alanının toprak sınıflandırması

MASW Ölçüm Noktaları	Enlem	Boylam	$(v_s)_{30}$ [m/s]	(TEBC)'ye göre Zemin sınıflandırması
W1	40°35'15"N	29°32'38"E	156.8	ZE-Tipi
W2	40°35'14"N	29°32'31"E	166.7	
W3	40°35'16"N	29°32'27"E	156.1	
W4	40°35'18"N	29°32'31"E	141.9	
W5	40°35'23"N	29°32'29"E	387.6	ZC-Tipi
W6	40°35'24"N	29°32'31"E	392.2	
W7	40°35'25"N	29°32'33"E	388.3	
W8	40°35'25"N	29°32'36"E	401.2	



Şekil 7.2. MT1, MT2, MT3, MT4, MT5, MT6 ve MT7 noktalarındaki HVSR eğrisi. Ortadaki kalın siyah çizgi ortalama HVSR değerini göstermektedir. Eğri ayrıca noktalı siyah noktada HVSR eğrisinin standart sapmasını da göstermektedir

Tablo 7.2 Çalışma alanındaki mikrotremor ölçümlerinin enlem ve boylamları, baskın titreşim frekansı (F_0), baskın periyot (T_0) değerleri ve deprem dalgası büyütme etkileri

Mikrotremor Ölçüm Noktaları	Enlem	Boylam	Hakim titreşim frekansı F_0 (Hz)	Hakim periyot T_0 (s)	Deprem Dalgası Büyütme Etkisi A_0	Zemin sınıflandırması
MT1	40°35'14"N	29°32'31"E	1.29	0.78	1.7	Tip III
MT2	40°35'16"N	29°32'28"E	1.28	0.78	1.6	Tip III
MT3	40°35'18"N	29°32'29"E	1.5	0.67	1.1	Tip II
MT4	40°35'23"N	29°32'28"E	1.33	0.75	1.4	Tip II
MT5	40°35'24"N	29°32'31"E	15.5	0.06	2.25	Tip I
MT6	40°35'25"N	29°32'33"E	6.24	0.16	1.5	Tip I
MT7	40°35'26"N	29°32'36"E	8.05	0.12	1.85	Tip I

8. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, Elektrik Özdirenç Tomografisi (ERT), Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) ve Mikrotremor hesaplamaları dahil olmak üzere bir dizi jeofizik teknik, zemin özelliklerini araştırmak için titizlikle kullanılmıştır. Çalışma, standartlaştırılmış yöntemler uygulayarak ve özdirenç değerleri için iyi oluşturulmuş tablolara başvurarak yeraltı varyasyonlarını ortaya çıkarmıştır. ERT verileri, çeşitli profillerde 3,65 ila 40 Ohm-m arasında değişen ve heterojen yeraltı koşullarının bir mozaiğini tanımlayan bir dizi özdirenç anomalisini ortaya çıkarmıştır. Konsolide tortulların göstergesi olan yüksek direnç anomalilerinden, suya doymuş katmanlar ve potansiyel akifer bölgeleri içeren killi toprak örtülerine kadar, bulgular yeraltı ortamının çok yönlü doğasının altını çizmiştir. Buna ek olarak, kırık-çatlak alanlarının belirlenmesi potansiyel sismik kırılmalıklara işaret etmekte ve sofistike risk değerlendirme stratejilerinin gerekliliğini artırmaktadır.

MASW analizi, kayma dalgası hızlarına (V_{s30}) ışık tutan ve Türk Deprem İmar Kanunu tarafından öngörülen sismik tepki özelliklerine uygun olarak zemin sınıflandırmasını kolaylaştıran bir rehber olarak ortaya çıkmıştır. V_{s30} değerleri kullanılarak yapılan zemin sınıflandırmasına göre çalışma alanı ZC ve ZE tipi olarak sınıflandırılmış, bu da arazinin farklı jeolojik yapısını aydınlatmış ve ERT sonuçlarına uygun olarak çalışma alanı genelinde zemin sertliği ve sismik tepki farklılıklarını vurgulamıştır.

Baskın frekans ve büyütme faktörü haritalaması yoluyla yapılan mikrotremor analizi, çalışma alanındaki yeraltı değişkenliğinin ve sismik tepkinin ayrıntılı bir şekilde anlaşılmasını sağlamıştır. Baskın frekans değerleri, 1,28 Hz ile 15,5 Hz arasında değişmekte olup, Kanai'nin zemin sınıflandırması ile uyumludur ve güneybatıdaki çok yumuşak sınıf III zeminden, kuzeydoğudaki daha yoğun sınıf I zemine geçişi göstermektedir. Büyütme faktörü analizi ayrıca sismik dalga büyütmenin güneybatıdan kuzeydoğuya doğru arttığını, en yüksek değer MT5'te (2.25) ve en düşük değer ise MT3'te (1.1) gözlemlendiğini ortaya koymaktadır. Zemin sertliği ve sismik tepkideki bu eğim, deprem sırasında sismik yükselme ve potansiyel yapısal hasar riski daha yüksek olan alanların belirlenmesi için çok önemlidir.

ve bu sonuçlar MASW ve ERT sonuçlarıyla tamamen uyumludur. Bu bulgular, çalışma alanındaki yüksek binaların inşası için önemli sonuçlar doğurmaktadır.

Bu sonuçlar ışığında, az katlı yapıların zemin dinamikleri ile uyumlu bir şekilde tasarlanması büyük önem taşımaktadır. Sonuç olarak, bu çalışma yalnızca yeraltı zemin özelliklerinin karmaşık dokusunu ortaya koymakla kalmayıp, aynı zamanda çalışma alanının farklı doğasına göre uyarlanmış incelikli risk değerlendirme stratejilerinin gerekliliğinin de altını çizmektedir. Sismik tehlikelerin karmaşık arazisinde gezinirken, bu bulgular bizi bilinçli karar vermeye ve yaklaşan belirsizlikler karşısında dayanıklı bir altyapı geliştirmeye yönlendiren bir pusula görevi görmektedir.

KAYNAKLAR

- Altınlı, İ. (1969). Geological Study of the Oltu-Olur-Narman Area. *Turkish Petroleum Corporation (TPAO)*, 449.
- Anderson, N.L. and B., D. (2006). Assessment of Karst Activity at Highway Construction Sites Using the Electrical Resistivity Method. *MoDOT*.
- Aydan, O., Ulusay, R., Atak, V.O. (2008). Evaluation of Ground Deformations Induced by the 1999 Kocaeli Earthquake (Turkey) at Selected Sites on Shorelines. *Environmental Geology*, 54(1), 165–182.
- Bolt, B. (1982). *Inside the Earth: Evidence from Earthquakes*. San Francisco: W. H. Freeman.
- Burger, H. S. (2006). *Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface*. London: W.W. Norton & Company.
- Cemal Göncüoğlu, M. E. (1987). Geology of the Armutlu Peninsula. Ankara: *IGCP Project 5*.
- De Groot-Hedlin and Constable. (1990). Occam's inversion to generate smooth, Two-Dimensional Models for Magnetotelluric Data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- Duffy, B. (2008). Development of Multi-channel Analysis of Surface Waves (MASW) for Characterizing the Internal Structure of Active Fault Zones as a Predictive Method of Identifying the Distribution of Ground Deformation. Master's Thesis, University of Canterbury.
- Dwi Sudarmawan Sudjono, U. H. (2019). Delineation of Geothermal Manifestation in Sangubanyu Area Based on Microtremor HVSR Method. *E3S Web of Conferences*, 125(1), 14012. doi:10.1051/e3sconf/201912514012.
- Ewing, M. J. (1957). *Elastic Waves in Layered Media*. New York: McGraw-Hill.
- Fäh, D. (1997). Microzonation of the city of Basel. *Journal of Seismology*, 1(1),87–102.
- Gedik et al. (2003). Kocaeli Yarımadası ve İstanbul Çevresindeki Kretase-Tersiyer Yaşlı Birimler [Cretaceous-Tertiary Units in the Kocaeli Peninsula and Istanbul Surroundings]. İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu, Türkiye, 26-28 Haziran 2003.
- Gokten, E., Havzoglu, T., and San, O. (2001). Tertiary evolution of the central Menderes Massif based on structural investigations of metamorphics and sedimentary cover rocks between Salihli and Kiraz (western Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89(4), 745-756

- Görür, N., & Şengör, A. A. (1983). Pontidlerde Neo-Thetis'in Kuzey Kolunun Admasma ilişkin Sedimantolojik Veriler [Sedimentological Data on the Northern Branch of Neo-Thetys in the Pontides]. *TÜRK. Jeol. Kur*, 26, 11-20.
- Haeni, F. (1986). Application of Seismic Refraction Methods in Groundwater Modeling Studies in New England. *Geophysics*, 51(2), 236-249.
- Haskell, N. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 43, 17-34.
- Ivanov, J. P. (2005). Analyzing and Filtering Surface Wave Energy by Muting Shot Gathers. *Environmental and Engineering Geophysics*, 10, 307-322.
- Kanai (1957). Semi-empirical formula for the seismic characteristics of the ground motion. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 35, 309-325.
- Kanai (1983) *Engineering Seismology*. Tokyo: Tokyo University.
- Kanai, K. and T., T. (1954). Measurement of Microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University*, 32, 199
- Kearey, P. (2002) *An Introduction to Geophysical Exploration*. 3rd edn. Blackwell Science Ltd.
- Ketin (1983) *Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış [An overview of the geology of Turkey]*. Istanbul: İTÜ yayınları.
- Kanbur, M.Z. and A., S. (2011). Investigation of Shallow Structures Using Shallow Seismic Reflection, MASW, and ReMi Methods: Example from the Northern part of Isparta Urban Center, Plio-Quaternary sediments. *Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 15, 224-232.
- Lachet, C. and Bard (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and limitations of Nakamura's Technique. *Journal of Physics of the Earth*, 42, 377-397
- Loke, M.H. (2000). Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. *A practical Guide To*, 2, 70.
- Loke, M. H. (2004). Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. *A practical Guide To*, 13, 70.
- Meunier, P. H. (2008). Topographic Site Effects and the Location of Earthquake-Induced Landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 3, 221-23.

- Milana, G. A. (2011). The Contribution of Seismic Data in Microzonation Studies for Downtown L'Aquila. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 9, 741-759.
- Milsom, J. (2003) *Field Geophysics*. 3rd edn. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd.
- Mukhopadhyay, S. and B. P. (2004). Low-Cost Seismic Microzonation Using Microtremor Data: An Example from Delhi, India. *Asian Earth Sciences*, 24, 271-280. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.005>.
- Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Sub-surface Using Microtremor on the Ground Surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30, 25-33.
- Nakamura, Y. (2000). Clear Identification of the Fundamental Idea of Nakamura's Technique and its Applications. In *12th World Conference on Earthquake Engineering*. New Zealand (CD-ROM).
- Nogoshi, M. and I., T. (1971). On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2). *Seismological Society of Japan*, 24, 26-40.
- Park, C. (2003). Surfseis Multichannel Analysis of Surface Waves - MASW User's Manual. Kansas Geological Survey.
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. West Sussex, England: John Wiley & Sons Ltd.
- Robinson, E. S., et al. (1989). Current Lines Radiating from the Source Electrode and Converging on the Sink Electrode. *Field Geophysics*, 89, 30-50.
- Sakıncı, M. Y. (1999). Palaeogeographical Evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethian-Paratethian relations at northwest Turkey (Thrace). *Palaeo*, 153, 17-40.
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of Resistivity Tomography Inferred from Numerical Simulation. *Geophysical Prospecting*, 40(4), 453-464.
- Seekins, L. C.-P. (1996). Site Amplification at Five Locations in San Francisco, California: A Comparison of S Waves, Coda, and Microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(3), 627-635.
- Seymen (1995). Geology of the Gulf of Izmit. in *Proceedings of the Quaternary Sequence of Gulf of Izmit, Gölcük*, 259-267.
- Seo, K. (1992) "A joint work for measurements of microtremors in the Ashigara valley" Int. Sym. on *Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Japan, (1):43-52.

- Strobbia (2002). Weighted f-k for the surface wave analysis. in *Proceedings of EEGS-ES Meeting*, Aveiro, Portugal, April 2002.
- Sylvette Bonnefoy-Claudet, F. and C. P.-Y. (2006). The Nature of Noise Wavefield and its Applications for Site Effects Studies: A literature Review. *Earth-Science Reviews*, 79, 205–227. doi:10.1016/j.earscirev.2006.07.004.
- The British Standards Institution, Committee of the Whole (2018). *Standard Guide for Using the Direct Current Resistivity Method for Subsurface Site Characterization*.
- TEBC (The Earthquake and Building Codes) (2018). *Turkiye Earthquake and Building Regulations*. Turkey.
- Thomson, W. (1950). Transmission of Elastic Waves Through a Stratified Solid Medium. *Applied Physics*, 21, 89–93.
- URL-1: <https://www.kocaeli.bel.tr/birim-menu/248> (Accessed: 11 May 2023).
- Withers, M. A. (1998). A comparison of Select Trigger Algorithms for Automated Global Seismic Phase and Event Detection. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 95–106.
- Xia, J. and R. D. (1999). Estimation of Near-Surface Shear-Wave Velocity by Inversion of Rayleigh Waves. *Geophysics*, 64, pp. 691-700.
- Yubin Jun, Y. and H. (2020). Alkali-Activated Slag Paste with Different Mixing Water: A Comparison Study of Early-Age Paste Using Electrical Resistivity. *Materials*, 14(4).
- Yunus Levent Ekinci, M., Turgut, M., Demirel, A. and Ekinci, A. E. (2013). Shallow and Deep-seated Regolith Slides on Deforested Slopes in Çanakkale, NW Turkey. *Geomorphology*, 201, 70-79.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Abdalrazig, M., Oruç, B. (2024). Kocaeli-Karamürsel Çamdibi Sahası Zemin Dinamiklerinin Elektrik Özdirenç Tomografi ve Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi ile Araştırılması, *9. Yer Elektrik Çalıştayı*, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Afyon, 08-10 Mayıs 2024.



ÖZGEÇMİŞ

İlk ve orta öğrenimini Sudan'da Bilal bin Rabah İlköğretim Okulu'nda tamamladı. Lise eğitimini Taktuk Lisesi'nde tamamladı. 2013 yılında Sudan'da Bahri Üniversitesi Petrol Jeolojisi ve Mineraller Bölümü'ne kayıt oldu ve 2018 yılında onur derecesiyle mezun oldu. Ocak 2019 ve Mayıs 2021 tarihleri arasında Sudan Enerji ve Petrol Bakanlığı'nda saha mühendisi olarak çalıştı ve aynı zamanda Bahri Üniversitesi'nde öğretim görevlisi olarak görev yaptı. 2022 yılında YTB bursiyeri olarak Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans eğitimine başladı.

