

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**GÜMÜŞHANE VE ÇEVRESİNİN JEOFİZİK VERİLERLE YER ETKİSİNİN  
İNCELENMESİ VE MİKROBÖLGELENDİRME ÇALIŞMASI**

**DOKTORA TEZİ**

**YASEMİN BEKER USTA**

**EKİM 2022  
TRABZON**



**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**GÜMÜŞHANE VE ÇEVRESİNİN JEOFİZİK VERİLERLE YER ETKİSİNİN  
İNCELENMESİ VE MİKROBÖLGELENDİRME ÇALIŞMASI**

**YASEMİN BEKER USTA**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde  
"DOKTOR (JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ)"  
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 14 / 09 / 2022**

**Tezin Savunma Tarihi : 14 / 10 / 2022**

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL**

**Trabzon 2022**

## ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında, Gümüşhane ili Merkez ilçesi'nin yerel zemin etkileri farklı jeofizik yöntemler ile belirlenmiş ve yer etkisi bazlı mikrobölgelendirme haritaları oluşturulmuştur. Ayrıca, inceleme alanı ve çevresinin depremselliğini araştırmak amacıyla deprem tehlike analizleri yapılmıştır.

Bu tez çalışması 2009.112.007.3 nolu Proje kapsamında Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından desteklenmiştir. Destekleri için K.T.Ü. Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon birimine teşekkür ederim.

Bu tez çalışmasının hazırlanmasına kadar her aşamada yardım ve desteğini esirgemeyen, bilgi ve birikimleriyle her zaman yanımda olan ve tezime danışmanlık yapan değerli hocam Prof. Dr. Nilgün SAYIL'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam sırasında bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım sayın hocalarım Prof. Dr. Hakan KARSLI, Prof. Dr. Serkan ÖZÜRK, Dr. Öğr. Üyesi Mustafa ŞENKAYA'ya teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen değerli meslektaşlarım Işıl SARIÇİÇEK, Arş. Gör. Zeynep ŞİMŞEK ve Dr. Öğr. Üyesi Halil ANAÇ'a ve değerli öğrenci arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Bu tez çalışması süresince her an yanımda olan, büyük bir özveriyle desteğini esirgemeyen ve bilgi birikimini paylaşan değerli dostum, meslektaşım Dr. Öğr. Üyesi Suna ALTUNDAŞ'a teşekkür ederim.

Tez çalışmamın hazırlanmasındaki süreçte bilgi ve tecrübelerini esirgemeyen değerli meslektaşım Jeoloji Yüksek Müh. Rasim Taylan KARA'ya teşekkür ederim.

Yaşamımın her evresinde ve tez çalışmam süresince varlığını hep hissettiğim ve hissedeceğim annem merhume Ayşe BEKER'e ve bugünlere gelmemi sağlayan babam Şener BEKER'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Her zaman ve her durumda olduğu gibi bu tez süresi boyunca sabır, hoşgörü ve anlayış gösteren, desteğini esirgemeyen sevgili eşim Hüseyin USTA'ya ayrıca teşekkür ederim.

Yasemin BEKER USTA  
Trabzon, 2022

## TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Doktora Tezi olarak sunduğum ‘‘Gümüşhane ve Çevresinin Jeofizik Verilerle Yer Etkisinin İncelenmesi ve Mikrobölgelendirme Çalışması’’ başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL’ ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri kendim topladığımı, analizleri kendim yaptığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 14/10/2022

Yasemin BEKER USTA

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ .....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ .....	IV
İÇİNDEKİLER .....	V
ÖZET.....	IX
SUMMARY .....	X
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	XI
TABLolar DİZİNİ .....	XVIII
KISALTMALAR VE SEMBOLLER DİZİNİ .....	XX
1. GENEL BİLGİLER .....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Önceki Çalışmalar.....	2
1.3. Amaç ve Kapsam .....	10
1.4. Sismik Dalgalar.....	11
1.4.1. Cisim Dalgaları .....	11
1.4.2. Yüzey Dalgaları .....	13
1.4.3. Dispersiyon, Faz Hızı ve Grup Hızı.....	14
1.5. Mikrotremorların Tanımı ve Genel Özellikleri.....	17
1.5.1. Mikrotremorları Oluşturan Dalgalar .....	17
1.5.2. Mikrotremorların Zamansal ve Konumsal Değişimleri .....	18
1.5.3. Mikrotremorların Güç Spektrumu .....	18
1.6. Yer Etkisi (Zemin Transfer Fonksiyonu).....	19
1.6.1. Yer Etkisinde Temel Fiziksel Kavramlar ve Tanımlar .....	20
1.7. Mikrobölgelendirmenin Tanımı ve Kapsamı .....	22
1.8. Yer Hareketi / Büyütme Özelliklerine Göre Mikrobölgelendirme .....	24
1.8.1. Birinci Derece Yöntemler .....	24
1.8.2. İkinci Derece Yöntemler .....	27
1.8.3. Üçüncü Derece Yöntemler.....	29
2. MATERYAL VE YÖNTEM.....	30
2.1. Yüzey Dalgası Yöntemleri.....	30
2.2. Tek İstasyon Mikrotremor Verisi Değerlendirme Yöntemleri .....	31

2.2.1.	Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi (Y/D, Nakamura Tekniği).....	31
2.2.2.	Standart Spektral Oran Yöntemi (SSO, Referans İstasyonu) .....	34
2.2.3.	Fourier Genlik veya Güç Spektrumlarının Yorumlanması .....	36
2.2.4.	Sıfır Kesme (Kanai) Yöntemi .....	37
2.3.	Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analizi (ÇKYDA).....	39
2.4.	Elektrik Özdirenç Yöntemi .....	42
2.4.1.	Elektrot Dizilimleri .....	43
2.4.2.	Elektrik Özdirenç Yönteminde Veri Toplama Teknikleri .....	45
2.4.2.1.	Düşey Elektrik Sondaj Tekniği (DES).....	45
2.4.2.2.	Elektrik Haritalama veya Profil Tekniği (Yanal Arama).....	46
2.4.2.3.	Birleşik Sondaj Profil Tekniği .....	46
2.5.	Deprem Tehlike Analizi.....	46
2.5.1.	Tanımsal Deprem Tehlike Analizi.....	47
2.5.2.	Olasılıksal (Probabilistik) Deprem Tehlike Analizi.....	48
2.5.2.1.	Poisson Olasılık Modeli .....	50
2.5.2.1.1.	Gutenberg-Richter (Magnitüd-Frekans) İlişkisi.....	50
2.5.2.2.	Gumbel-Uç Değer Olasılık Modeli .....	53
2.6.	Zeminin Dinamik/Elastik Parametreleri .....	56
2.6.1.	Sismik Hız Oranı.....	56
2.6.2.	Yoğunluk.....	56
2.6.3.	Kayma Modülü .....	57
2.6.4.	Elastisite Modülü (Young Modülü) .....	57
2.6.5.	Poisson Oranı .....	58
2.6.6.	Bulk Modülü .....	59
3.	İNCELEME ALANINA AİT GENEL BİLGİLER .....	60
3.1.	İnceleme Alanının Topografik Özellikleri.....	60
3.2.	İnceleme Alanı ve Çevresinin Jeolojisi .....	61
3.2.1.	Gümüşhane Granitoyidi .....	61
3.2.2.	Şenköy Formasyonu.....	62
3.2.3.	Berdiga Formasyonu .....	63
3.2.4.	Mescitli Formasyonu.....	65
3.2.5.	Alibaba Formasyonu .....	65
3.2.6.	Alüvyonlar .....	66

3.3.	İnceleme Alanının Tektoniği ve Depremselliği .....	66
4.	YAPILAN ÇALIŞMALAR .....	72
4.1.	İnceleme Alanında Yapılan Arazi Çalışmaları .....	72
4.1.1.	Tek İstasyon Mikrotremor Ölçümleri .....	73
4.1.2.	Çok Kanallı Yüzey Dalgası Ölçümleri .....	74
4.1.3.	Düşey Elektrik Sondaj Ölçümleri .....	75
4.2.	Verilerin Değerlendirilmesi .....	76
4.2.1.	Tek İstasyon Mikrotremor Verilerinin Değerlendirilmesi .....	76
4.2.1.1.	Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi ile Değerlendirme .....	77
4.2.1.2.	Standart Spektral Oran Yöntemi ile Değerlendirme .....	81
4.2.1.3.	Y/D Oran Eğrilerinin Değerlendirilmesi .....	82
4.2.2.	Çok Kanallı Yüzey Dalgası Verilerinin Değerlendirilmesi .....	84
4.2.2.1.1.	Sönümlü En Küçük Kareler Yaklaşımı ( Levenberg - Marquardt).....	85
4.2.3.	Düşey Elektrik Sondaj Verilerinin Değerlendirilmesi .....	86
4.2.3.1.	OCCAM Ters Çözümü .....	88
5.	BULGULAR .....	91
5.1.	Tek İstasyon Mikrotremor Ölçümlerinden Belirlenen Parametreler .....	91
5.1.1.	Zemin Hakim Titreşim Periyodu ( $T_0$ ) ve Frekansı ( $f_0$ ).....	91
5.1.2.	Y/D Oranı ve Zemin Büyütme Faktörü .....	94
5.1.3.	Sismik Duyarlılık İndeksi (Hasar indeksi, $K_g$ ).....	96
5.2.	ÇKYDA Ölçüm Sonuçları ve Elde Edilen Parametreler .....	100
5.2.1.	İnceleme Alanındaki P Dalga Hızı ( $V_p$ ) Dağılımı.....	124
5.2.2.	İnceleme Alanındaki S Dalga Hızı ( $V_s$ ) Dağılımı .....	128
5.2.3.	İnceleme Alanındaki $V_{s30}$ Dağılımı .....	127
5.3.	Sismik Hızlardan Belirlenen Zeminin Dinamik / Elastik Parametreleri.....	130
5.4.	Düşey Elektrik Sondaj Sonuçları ve Elde Edilen Parametreler .....	133
5.5.	İnceleme Alanında Daha Önce Yapılan Sondaj Çalışmaları .....	143
5.6.	Farklı Jeofizik Yöntemlerden Elde Edilen Bulguların Karşılaştırılması .....	145
5.7.	İnceleme Alanının Deprem Tehlike Analizi .....	159
5.7.1.	İnceleme Alanının Tanımsal Deprem Tehlike Analizi .....	159
5.7.2.	İnceleme Alanının Olasılıksal Deprem Tehlike Analizi .....	161
6.	SONUÇLAR VE TARTIŞMA .....	170
7.	KAYNAKLAR .....	175

8. EKLER.....	193
ÖZGEÇMİŞ	



Doktora Tezi

ÖZET

GÜMÜŞHANE VE ÇEVRESİNİN JEOFİZİK VERİLERLE YER ETKİSİNİN İNCELENMESİ  
VE MİKROBÖLGELENDİRME ÇALIŞMASI

Yasemin BEKER USTA

Karadeniz Teknik Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeofizik Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL  
2022, 192 Sayfa Ek 1 CD

Gümüşhane ili, depremsellik açısından sakin bir bölge olmakla birlikte KAFZ'a olan yakınlığı nedeniyle deprem tehlikesi altındadır. Bu kapsamda hızlı bir yapılaşma süreci içerisinde olduğundan, yerel zemin etkilerinin ortaya çıkarılması büyük önem taşımaktadır. Bu amaçla, çok kanallı yüzey dalgası (ÇKYDA), düşey elektrik sondaj (DES) ve Yatay/Düşey Spektral Oran (Y/D) ve Standart Spektral Oran (SSO) gibi mikrotremor ölçüm yöntemleri kullanılmıştır. Y/D ve SSO yöntemlerinden inceleme alanının zemin hakim titreşim frekansı ve periyodu ile Y/D oran ve zemin büyütme faktörü ve sismik duyarlılık indeks değerleri belirlenmiştir. Ayrıca inceleme alanı için deprem tehlike analizi (DTA) yapılmıştır. Çok kanallı yüzey dalgası kayıtlarından inceleme alanı için S dalga hızı,  $V_{S30}$  değeri ve zemin dinamik/elastik parametreleri elde edilmiştir. Düşey elektrik sondaj verilerinden inceleme alanındaki zemin tabakalarının derinliğe bağlı öz direnç değişimleri ve tabaka kalınlıkları belirlenmiştir. Elde edilen verilere göre, inceleme alanına ait zemin hakim titreşim frekansı Y/D için 1.21 – 13.40 Hz (0.07 – 0.82 sn) ve SSO için 1.56 – 13.24 Hz (0.07 – 0.64 sn) arasındadır. Bununla birlikte Y/D oranı 1.12 – 9.76 ve SSO zemin büyütme faktörü 0.19 – 38.13 ve Kg değerleri Y/D için 0.094 – 22.2 ve SSO için 0.18 – 314.7 arasında değişim göstermektedir. İnceleme alanı için  $V_{S30}$  dağılımı 300.2 – 886.1 m/sn aralığında değişirken, TDBY (2018)'e göre “ZC”, NEHRP (2020)'e göre “CD – C ” ve Eurocode 8'e göre “B zemin sınıfındadır. Aynı profildeki çok kanallı yüzey dalgası, düşey elektrik sondaj, Y/D ve SSO sonuçları, daha önce yapılan sondaj verileriyle değerlendirilmiş ve tüm bulguların inceleme alanının jeolojik yapısıyla yakından ilişkili olduğu ve jeolojik formasyon geçişleri arasında uyum sağlandığı sonucuna varılmıştır. DTA sonuçlarına göre Gümüşhane Merkez ilçesi ve çevresinde 7.0 magnitüdü bir depremin 50 yıllık süre için aşılma olasılığı % 53.3 ve European Seismological Commission (ESC)'a göre hesaplanan göreceli ivme değeri için tehlike düzeyi “orta seviye” olarak belirlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Gümüşhane, Mikrotremor, Mikrobölgelendirme, Yer etkisi, ÇKYDA, DES

PhD. Thesis

SUMMARY

INVESTIGATION OF SITE EFFECT IN GUMUSHANE AND ITS SURROUNDINGS WITH  
GEOPHYSICAL DATA AND MICROZONATION STUDY

Yasemin BEKER USTA

Karadeniz Technical University  
The Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Department of Geophysical Engineering  
Supervisor: Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL  
2022, 192 Pages, Appendix 1 CD

Although Gümüşhane province is a quiescent region in terms of seismicity, it carries an earthquake hazard due to its proximity to the NAFZ. In this context, since it is in a fast build process, it is of great importance to reveal the local site effects. For this purpose, multi-channel surface wave (MASW), vertical electric sounding (VES), Horizontal/Vertical Spectral Ratio (H/V) and Standard Spectral Ratio (SSR) like microtremor measurement methods were used. By H/V and SSR data, the predominant vibration frequency, the H/V ratio, the amplification factor and the seismic vulnerability index (Kg) values of the investigation area were determined. Moreover, earthquake hazard analysis (DHA) was carried out in the investigation area. P and S velocities,  $V_{S30}$  and dynamic/elastic parameters were obtained from the multi-channel surface wave data. The resistivity changes and the thicknesses of the soil layers in the investigation area were determined from the vertical electric sounding data. According to the data, the predominant vibration frequency of the investigation area is 1.21 – 13.40 Hz for H/V and 1.56 – 13.24 Hz for SSR. However, H/V ratio is 1.12 – 9.76; the SSR amplification factor is 0.19 – 38.13, and the Kg vary between 0.094 – 22.2 for H/V and 0.18 – 314.7 for SSR. While the distribution of  $V_{S30}$  in this area varies in the range of 300.2 – 886.1 m/s, the soil class of investigation area is “ZC” according to TDBY (2018), “CD – C” according to NEHRP (2020), and “B soil class” according to Eurocode 8. The results of multi-channel surface wave, vertical electric sounding, H/V and SSR in the same profile were evaluated with the previous drilling data and it was concluded as "that all findings were closely related to the geological structure of the investigation area and that there was a coherence between the geological formation transitions. According to the DHA results, the probability of exceeding a 7.0 magnitude earthquake in the investigation area and its surrounding for a period of 50 years is 53.3%, and the danger level for the relative acceleration calculated according to European Seismological Commission (ESC) is determined medium level".

**Key Words:** Gumushane, Microtremor, Microzonation, Site effect, MASW, VES

## ŞEKİLLER DİZİNİ

### Sayfa No

Şekil 1.	P-dalgalarının yer içerisindeki yayılımı ve tanecik hareketi .....	11
Şekil 2.	S-dalgalarının yayılımı ve tanecik hareketi .....	12
Şekil 3.	Yüzey dalgalarının yayılımı. a) Rayleigh dalgası tanecik hareketi ( $\beta$ , S-dalga hızını ifade eder); b) Love dalgası üst tabakada birkaç kez yansımaya uğrayan dalgaların etkileşimi sonucu oluşur. Love dalgalarının tanecik hareketi şekildeki düzleme dik yöndedir .....	13
Şekil 4.	Derinlikle hızın değişime bağlı olarak; a) Normal dispersiyon b) Ters dispersiyon .....	14
Şekil 5.	$x=0$ ve $x=1.5$ km durumlarında (1.4) denkleminin kullanıldığı iki dalganın girişimini göstermektedir. Girişime uğrayan dalga zarfı $U=3$ km/sn lik grup hızı ile hareket etmektedir .....	16
Şekil 6.	Faz (c) ve grup (U) hızı dispersiyon eğrileri .....	16
Şekil 7.	Mikrotremorların 75 nokta için hesaplanan güç spektrumları .....	19
Şekil 8.	Fay düzleminden yeryüzüne kadar olan dalga yayılımının şematik gösterimi .....	21
Şekil 9.	Güney Kaliforniya’da farklı büyüklüklerdeki ( $2.0 \leq M \leq 8.5$ ) depremler (odak derinliği = 16 km) için ortalama şiddet-episantr uzaklığı eğrileri .....	25
Şekil 10.	Y/D yönteminin tanımlanması (Pitilakis (2004)’den değiştirilmiştir). a) Tortul (yumuşak) zeminde alınan yatay ve düşey bileşen deprem ivme kayıtları; b) Bu kayıtların Fourier genlik spektrumları; c) Yatay ve düşey bileşen kayıtların genlik spektrumlarının oran (transfer fonksiyonu) grafiğinden baskın frekans ve büyütme faktörünün belirlenmesi .....	31
Şekil 11.	Nakamura (1989) tarafından mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model. $Y_S, D_S$ ; yüzeydeki hareketin sırasıyla yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları. $Y_B, D_B$ ; zemin tabakasının tabanındaki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları .....	32
Şekil 12.	Standart Spektral oran (SSO, Referans istasyonu) yönteminin genel tanımı a) Kaya ve yumuşak zeminde alınan deprem ivme kayıtları; b) Bu kayıtların Fourier genlik spektrumları; c) Kayıtların genlik spektrumlarının oran (transfer fonksiyonu) grafiğinden baskın frekans ve büyütme faktörünün belirlenmesi .....	35
Şekil 13.	Mikrotremorların güç spektrumları (düz çizgi) ile transfer fonksiyonunun (kesikli çizgi) karşılaştırılması .....	36
Şekil 14.	Mikrotremorların güç spektrumu, kuvvetli yer hareketi güç spektrumu, matematik model ile hesaplanan transfer fonksiyonu .....	37

Şekil 15. Çeşitli zemin türlerinde alınan mikrotremor kayıtları ve mikrotremorların spektrumları, yani periyoda göre frekans dağılım eğrileri. I) dağlık bölgede, II) akarsu kaynaklı bölgelerde, III) alüvyon birimlerde ve IV) kalın alüvyon birimlerdeki mikrotremor spektrumları .....	38
Şekil 16. Ortalama periyot ile en büyük periyot arasındaki ilişkiye göre (sol) ve baskın periyot ile en büyük genlik arasındaki ilişkiye göre (sağ) zemin sınıflaması.....	38
Şekil 17. Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analiz yönteminin veri işlem adımları .....	40
Şekil 18. Elektrik özdirenç yönteminin temel ölçüm şeması. A ve B akım, L ve P potansiyel elektrotlarıdır .....	42
Şekil 19. Elektrik özdirenç yönteminde yaygın olarak kullanılan elektrot dizilimleri.....	44
Şekil 20. Schlumberger dizilimi için DES ölçümünden elde edilen görünür özdirenç eğrisi .....	45
Şekil 21. Tanımsal deprem tehlike analizinin uygulama aşamaları .....	48
Şekil 22. Olasılıksal deprem tehlike analizinin uygulama aşamaları .....	49
Şekil 23. Gumbel I ve Gumbel III olasılık dağılımların; a) teorik modeller, b) Gerçek verilere uyumu (p: olasılık) .....	53
Şekil 24. İnceleme alanına ait yer bulduru haritası .....	60
Şekil 25. İnceleme alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası .....	64
Şekil 26. Anadolu ve çevresinin levha tektoniği modeli .....	66
Şekil 27. Doğu Anadolu'nun tektonik birimleri. KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, BBZ: Bitlis Bindirme Zonu, ÖDF: Ölü Deniz Fay Zonu, ZBZ: Zagros Bindirme Zonu .....	67
Şekil 28. Doğu Pontid Orojenik Kuşağının başlıca tektonik zonları ve birimleri .....	68
Şekil 29. Gümüşhane ve yakın çevresindeki ana tektonik yapıları gösterir harita Haritadaki kırmızı çizgiler doğrultu atımlı fay segmentlerini, aralarında kalan kısımlar ise pull-apart havzaları göstermektedir.....	69
Şekil 30. KAFZ ve çevresinde 1973-2010 yılları arasında oluşan deprem aktivitesi ve büyük depremlerin ( $M > 6.0$ ) odak mekanizma çözümleri .....	70
Şekil 31. 1900-2022 yılları arasında KAFZ civarında oluşan ( $M \geq 5.0$ ) depremler .....	71
Şekil 32. İnceleme alanındaki ölçüm noktalarının konumları .....	72
Şekil 33. (a) Arazide mikrotremor kayıtlarının alınmasında kullanılan ölçüm ekipmanları (b) Guralp CMG-6TD geniş-band hız ölçen sismometre cihazı ....	73
Şekil 34. Guralp CMG-6TD sismometrenin tepki spektrumu .....	74
Şekil 35. ÇKYDA arazi ölçü ekipmanı .....	75
Şekil 36. ÇKYDA yönteminin arazi ölçüm düzeneği.....	75
Şekil 37. DES ölçümlerinde kullanılan arazi ekipmanları.....	76
Şekil 38. (a) Ham ve (b) Trend etkisi giderilmiş üç bileşen (DB, KG ve D) mikrotremor kayıtları.....	77

Şekil 39. (a) Süzgeçlenmemiş ve (b) Band geçişli Butterworth süzgeç uygulanmış üç bileşen (DB, KG ve D) mikrotremor kayıtları .....	78
Şekil 40. Üç bileşen (DB, KG ve D) mikrotremor verisi üzerinde seçilen 20 sn'lik pencereler .....	78
Şekil 41. Frekans ortamında enerji sızması olayı .....	80
Şekil 42. Zaman ortamındaki üç bileşen (DB, KG ve D) mikrotremor kayıtlarının HFD ile hesaplanan genlik spektrumları .....	80
Şekil 43. (a) Y/D oran grafiği (kesikli çizgi standart sapmayı göstermektedir) (b) spektral oran grafiği üzerinde belirlenen hakim titreşim frekansı ( $f_0$ ) ve büyütme potansiyeli .....	81
Şekil 44. Standart spektral oran ( $Y/Y_R$ ) hesaplanması .....	82
Şekil 45. İnceleme alanında bazı mikrotremor ölçüm noktalarına ait farklı tiplerdeki Y/D oran eğrileri .....	83
Şekil 46. (a) Zaman-uzaklık ortamındaki veri (b) Faz hızı – frekans grafiği üzerinde piklenen en büyük genlikler (c) Faz hızı – frekans grafiği üzerinde piklenen en büyük genliklerin renklendirilmesi (d) ölçülen ve hesaplanan dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması (e) derinliğe bağlı elde edilen 1 boyutlu S dalgası hız profili .....	84
Şekil 47. (a) Ölçülen görünür özdirenç eğrisi (b) Arazide ölçülen ve hesaplanan görünür özdirenç eğrilerinin çakışması (c) Derinliğe bağlı görünür özdirenç değişimine ait 1 boyutlu tabaka modeli ve tabaka parametreleri.....	87
Şekil 48. (a) Y/D ve (b) SSO yöntemlerinden elde edilen inceleme alanına ait hakim titreşim frekans dağılım haritaları.....	92
Şekil 49. (a) Y/D ve (b) SSO yöntemlerinden elde edilen inceleme alanına ait hakim titreşim periyod dağılım haritaları .....	93
Şekil 50. (a) Y/D oran dağılımı ve (b) SSO yöntemlerinden elde edilen zemin büyütme faktörü dağılımı .....	95
Şekil 51. Sismik duyarlılık indeksi ( $K_g$ ) yer modeli .....	96
Şekil 52. (a) Y/D ve (b) SSO yöntemlerinden elde edilen inceleme alanına ait $K_g$ dağılım haritaları.....	99
Şekil 53. İnceleme alanındaki ÇKYDA ölçü profillerinin konumları .....	100
Şekil 54. ÇKYDA-1 profiline ait a) arazi verisi b) Faz hızı-frekans grafiği üzerinde temel mod ve 1. yüksek mod c) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri d) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli ile Tabakalı modele ait hız ve derinlik bilgileri .....	101
Şekil 55. ÇKYDA-2 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	102
Şekil 56. ÇKYDA-3 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	103

Şekil 57. ÇKYDA-4 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	104
Şekil 58. ÇKYDA-5 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	105
Şekil 59. ÇKYDA-6 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	106
Şekil 60. ÇKYDA-7 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	107
Şekil 61. ÇKYDA-8 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	108
Şekil 62. ÇKYDA-9 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	109
Şekil 63. ÇKYDA-10 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	110
Şekil 64. ÇKYDA-11 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	111
Şekil 65. ÇKYDA-12 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	112
Şekil 66. ÇKYDA-13 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	113
Şekil 67. ÇKYDA-14 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	114
Şekil 68. ÇKYDA-15 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	115
Şekil 69. ÇKYDA-16 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	116
Şekil 70. ÇKYDA-17 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	117

Şekil 71. ÇKYDA-18 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	118
Şekil 72. ÇKYDA-19 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	119
Şekil 73. ÇKYDA-20 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	120
Şekil 74. ÇKYDA-21 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	121
Şekil 75. ÇKYDA-22 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	122
Şekil 76. ÇKYDA-23 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri .....	123
Şekil 77. (a) Düz atış (b) ters atış sismik kayıtların üzerinde ilk varış zamanlarının okunması (c) zaman-uzaklık grafiği (d) iki tabakalı derinlik modeli .....	124
Şekil 78. İnceleme alanının $V_{S30}$ dağılımı ve TDBY (2018)'e göre oluşturulan zemin sınıfı haritası .....	129
Şekil 79. İnceleme alan sınırları içerisindeki DES profillerinin ÇKYDA profilleri ve sondaj noktalarına göre konumları .....	134
Şekil 80. DES – 1 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri .....	137
Şekil 81. DES – 2 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri .....	137
Şekil 82. DES – 3 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri .....	138
Şekil 83. DES – 4 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri .....	138
Şekil 84. DES – 5 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri .....	139
Şekil 85. DES – 6 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri .....	139
Şekil 86. DES – 7 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri .....	140
Şekil 87. DES – 8 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri .....	140
Şekil 88. DES – 9 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri .....	141

Şekil 89.	DES – 10 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri.....	141
Şekil 90.	DES – 11 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri.....	142
Şekil 91.	DES – 12 ölçü profiline ait (a) görünür özdirenç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri.....	142
Şekil 92.	Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 17 profili S dalgası hız modeli, (b) M138 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 1 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 18 nolu sondaj kuyu logu .....	150
Şekil 93.	Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 1 profili S dalgası hız modeli, (b) M47 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 10 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 4 nolu sondaj kuyu logu .....	151
Şekil 94.	Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 23 profili S dalgası hız modeli, (b) M278 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 12 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 1 nolu sondaj kuyu logu .....	152
Şekil 95.	Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 7 profili S dalgası hız modeli, (b) M77 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 5 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 11 nolu sondaj kuyu logu .....	153
Şekil 96.	Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 16 profili S dalgası hız modeli, (b) M148 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 2 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 19 nolu sondaj kuyu logu .....	154
Şekil 97.	Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 11 profili S dalgası hız modeli, (b) M230 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 4 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 14 nolu sondaj kuyu logu .....	155
Şekil 98.	Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 11 profili S dalgası hız modeli, (b) M230 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 4 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 14 nolu sondaj kuyu logu .....	156
Şekil 99.	Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 10 profili S dalgası hız modeli, (b) M73 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 7 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 23 nolu sondaj kuyu logu .....	157
Şekil 100.	Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 22 profili S dalgası hız modeli, (b) M268 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 11 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 3 nolu sondaj kuyu logu .....	158
Şekil 101.	İnceleme alanı ve yakın çevresinde 1900-2022 yılları arasında meydana gelen depremlerin ( $M \geq 4.0$ ) episantr dağılımları .....	162

Şekil 102. 1900-2022 yılları arasında inceleme bölgesini içeren 100 km yarıçaplı alanda meydana gelen depremlerin ( $M_w \geq 4.0$ ) sayılarının yıllara göre dağılımı .....	165
Şekil 103. İnceleme alanı ve çevresinde 1904-2022 yılları arasında magnitüdüleri $M_w \geq 1.0$ olan depremlerin zamana göre dağılımı .....	165
Şekil 104. İnceleme alanı ve çevresinde $M_w \geq 4.0$ için 122 yıllık bir periyotta (1900 – 2022) meydana gelen depremlerin yıllara göre kümülatif dağılımı .....	166
Şekil 105. Poisson Olasılık dağılımı ile hesaplanan magnitüd-oluş sayısı (G-R) ilişkisi (Burada R, ilişki katsayısıdır) .....	167



## TABLolar DİZİNİ

### Sayfa No

Tablo 1. Bölgelemenin üç seviyesi için veri kullanımı .....	23
Tablo 2. Sismik şiddet için önerilmiş bazı azalım ilişkileri .....	26
Tablo 3. Her bir jeolojik oluşum için şiddet artışları .....	26
Tablo 4. Ortalama kayma dalgası hızı ile bağıl büyütme faktörü arasındaki ilişkiler .....	29
Tablo 5. Sıfır Kesme yönteminde kullanılan zemin sınıflaması .....	39
Tablo 6. $V_p/V_s$ göre zeminlerin suya doygunluk dereceleri .....	56
Tablo 7. Yoğunluk değerlerine göre yer özellik sınıflaması.....	57
Tablo 8. G değerlerine göre zemin durumu .....	57
Tablo 9. E değerlerine göre zemin özellik sınıflaması .....	58
Tablo 10. Poisson oranlarına göre zemin özellik durumu .....	58
Tablo 11. K değerlerine göre sıkışabilirlik sınıfı.....	59
Tablo 12. Şekil 29'da odak mekanizması çözümleri verilen büyük depremlerin ( $M > 6.0$ ) listesi .....	71
Tablo 13. Sesame kriterlerine göre Y/D eğrilerinde güvenilir ve belirgin doruk koşulları .....	79
Tablo 14. DES-8 profiline ait Schlumberger ölçüm karnesi.....	87
Tablo 15. Sismik hız-sökülebilirlik-jeoteknik ilişkileri .....	125
Tablo 16. İnceleme alanında S dalga hızlarından hesaplanan zemin büyütmesinin ÇKYDA profilleri üzerindeki Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü ile karşılaştırılması.....	126
Tablo 17. ÇKYDA profillerine ait zemin sınıflaması ve zemin büyütme faktörü.....	127
Tablo 18. Eurocode 8 (2004) zemin sınıflaması.....	128
Tablo 19. NEHRP (2020) zemin sınıflaması .....	128
Tablo 20. Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği'ne (TDBY, 2018) göre zemin sınıflaması.....	128
Tablo 21. İnceleme alanına için hesaplanan zemin dinamik/elastik parametreleri .....	132
Tablo 22. İnceleme alanında hesaplanan dinamik/elastik parametrelerin zemin durumları .....	133
Tablo 23. İnceleme alanındaki DES ölçü profillerinden elde edilen tabaka parametreleri.....	136
Tablo 24. İnceleme alanındaki ÇKYDA ve DES ölçü profilleri üzerinde yer alan sondaj noktaları .....	143

Tablo 25. İnceleme alanı için daha önce yapılan sondaj çalışmasından seçilen sondaj kuyularına ait bilgiler.....	144
Tablo 26. İnceleme alanındaki ÇKYDA ve DES ölçü profilleri üzerindeki sondaj kuyularına ait sızıntı suyu seviyeleri .....	145
Tablo 27. Farklı araştırmacılar tarafından geliştirilen fay boyu (L) ve magnitüd (M) ilişkileri .....	160
Tablo 28. KAFZ'da olası kırılma boyu 42 km için deterministik yaklaşımla hesaplanan magnitüd değerleri .....	161
Tablo 29. İnceleme alanı ve civarını içeren 100 km yarıçapındaki bölgede 1900-2022 yılları arasında meydana gelen depremlerin ( $M_w \geq 4.0$ ) bilgileri .....	163
Tablo 30. Poisson olasılık dağılımı kullanılarak hesaplanan deprem tehlike analizi verileri ve sonuçları .....	167
Tablo 31. Poisson olasılık yaklaşımı ile hesaplanan farklı magnitüde sahip depremlerin farklı zaman sürelerindeki oluşum olasılıkları .....	168
Tablo 32. Tasarım depreminin ( $M=7.0$ , $h=20$ km, $R_{jb}= 30$ km) $D=50$ yılda % 53.3 aşılma olasılığı için farklı azalım ilişkilerinden hesaplanan ve beklenen ortalama ivme değeri ile ESC'ye göre tanımlanan tehlike düzeyi .....	169
Tablo 33. European Seismological Commission (ESC)'nin ivme değerlerine göre tehlike düzeyi tanımlamaları .....	169

## KISALTMALAR VE SEMBOLLER DİZİNİ

$A_0$	: Empedans oranına göre zemin büyütmesi
A, B	: Akım elektrotları
AÇFZ	: Akdağ-Çayırılı Fay zonu
$A_m$	: Büyütme faktörü
$A_g$	: Zemin tabakalarının sismik genlik büyütmesi
$A_s$	: Kaynak etkisi
a ve b	: Regresyon sayıları
BYB	: Bayburt Baseni
BBZ	: Bitlis Bindirme Zonu
$c(\omega)$	: Faz hızı
DAF	: Dinamik Büyütme Faktörü
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay zonu
DB	: Doğu – Batı
DES	: Düşey Elektrik Sondaj
E	: Elastisite modülü
EKK	: En Küçük Kareler
EÖT	: Elektrik Özdirenç Tomografi
GUÖİ	: Genişletilmiş Uzaysal Özdirenç
f- k	: Frekans – Dalga sayısı
$f_0$	: Zemin hakim titreşim frekansı
H	: Tabaka kalınlığı
HFD	: Hızlı Fourier Dönüşümü
Hz	: Hertz
h	: Temel kaya derinliği
I	: Akım
ISSMFE	: International Society of Soil Mechanics Foundation Engineers
K	: Geometrik faktör
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KÇFZ	: Kelkit-Çoruh Fay zonu
KLB	: Kelkit Baseni

KLFS	: Kelkit Fay segmenti
KSO	: Kat Spektral Oranı
KYK	: Kredi Yurtlar Kurumu
$K_g$	: Sismik duyarlılık (Hasar) indeksi
k	: Dalga sayısı
km	: Kilometre
L	: Fay boyu
MAY	: Mikrotremor Araştırma Yöntemi
ÇKYDA	: Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analizi
KrMi	: Kırılma Mikrotremor
M	: Magnitüd
L, P	: Potansiyel elektrotları
Md	: Süre magnitüdü
$M_L$	: Lokal magnitüd
$M_S$	: Yüzey dalgası magnitüdü
$M_W$	: Moment magnitüdü
m	: Metre
N	: Magnitüdü M veya daha büyük olan depremlerin kümülatif sayısı
NEHRP	: National Earthquake Hazards Reduction Program
$N_C$	: Kümülatif (yığınsal) frekans
ÖDF	: Ölü Deniz Fay Zonu
PGA	: Pik yer ivmesi
PHA	: Maksimum yatay ivme
RMS	: Hata oranı
RWE	: Rayleigh dalgası eliptikliğinin ters çözümü
SH	: S – dalgasının yatay bileşeni
SK	: Sondaj kuyusu
SSO	: Standart Spektral Oran
SV	: S – dalgasının düşey bileşeni
S/G	: Sinyal / Gürültü oranı
sn	: Saniye
T	: Yıl
TAFZ	: Tercan-Aşkale Fay Zonu

$T_0$	: Zemin hakim titreşim periyodu
$U(\omega)$	: Grup hızı
UÖİ	: Uzaysal Özilişki
$V_{S30}$	: 30 m derinlikteki ortalama S dalga hızı
$V_S$	: S dalga hızı
$V_P$	: P dalga hızı
Y/D	: Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi
YDSA	: Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi
ZBZ	: Zagros Bindirme Zonu
$\lambda$	: Lame sabiti
$\mu$	: Kayma modülü
$\rho$	: Poisson oranı
1B	: Bir boyutlu
2B	: İki boyutlu
3B	: Üç boyutlu

## 1. GENEL BİLGİLER

### 1.1. Giriş

Ülkemizde meydana gelen doğal olaylar kentsel yaşam alanlarını etkilemekte ve günlük yaşantı üzerinde olumsuz sonuçlar ortaya çıkarmaktadır. Özellikle yapılaşmanın zamanla geliştiği bölgelerde zemin özelliklerinin yapı üzerinde nasıl bir etki oluşturacağını bilmesi çok önemlidir. Dolayısıyla, afet öncesi bu etkinin tanımlanması ve oluşturacağı riskin belirlenmesi gerekmektedir. Farklı jeolojik birimlerde yayılan deprem dalgalarının genliği ortama bağlı olarak büyümekte ve dinamik kuvvetler altındaki zemin tabakası, küçük alanlarda dahi hasarın farklı boyutlarda oluşmasına neden olabilmektedir. Yer etkisinin ve fiziksel parametrelerinin haritalanması, depremden kaynaklı zararların en aza indirgenmesinde büyük önem taşımaktadır. Herhangi bir depremde oluşan sismik dalga genliği, zemin tabakalarının fiziksel özelliklerine bağlıdır ve yumuşak zemin tabakaları sismik dalga genliğini önemli oranda güçlendirmektedir. Zemin tabakası ile ana kaya arasındaki empedans farkı yumuşak zeminlerde yer hareketi genliğinin artmasının başlıca nedenidir. Yer etkisi, bu zemin tabakaları içerisinde yer hareketinin kaynaktan yeryüzüne kadar olan seyahati sırasında geçirdiği değişim olarak tanımlanmaktadır. Yer etkisinin ve dinamik parametrelerinin (zemin hakim titreşim periyodu veya frekansı, zemin büyütmesi, tabaka kalınlığı, vb.) haritalanması yüksek deprem tehlikesi taşıyan bölgelerde olası bir depremden kaynaklı hasar ve can kaybının en aza indirgenmesinde önemli bir yer tutmaktadır. Yerin S-dalgası hızı (kayma dalgası hızı,  $V_s$ ) dinamik zemin parametreleri ile doğrudan ilişkilidir ve S-dalgası hızının derinlikle değişimi, yer etkisinin tanımlanmasında büyük öneme sahiptir. Ayrıca kentsel gelişim, zemin sıvılaşması/heyelanlar, arazi kullanımı ve yeni yerleşim alanlarının kurulması için de potansiyel tehlikenin kestiriminin yapılması gerekmektedir. Bir bölgede deprem tehlikesi parametreleri, zemin-yapı ilişkisi, yer sarsıntı şiddeti, toprak kayması gibi problemlerin tespitinde mikrobölgelendirme en etkin yaklaşım yöntemidir. Mikrobölgelendirme çalışmalarında amaç, mevcut veya yeni yerleşime açılacak alanların doğal afet tehlikelerini değerlendirmek, olası mühendislik problemlerini belirlemek, arazi kullanımı ve yerleşime uygunluk değerlendirmesi yaparak gerekli önlemler ve öneriler ışığında afet hasarlarını en aza indirmektir.

Zemin davranışı ve dinamik parametrelerin belirlenmesine yönelik literatürde yapılan çalışmalar incelendiğinde, disiplinler arası jeolojik, jeofizik ve jeoteknik uygulamaların araştırmacılar tarafından etkin bir şekilde bir arada kullandığı görülmektedir (Akın ve diğ., 2015). Mühendislik sismolojisi ve mikrobölgelendirme çalışmalarında deprem öncesi ve sonrasında zemin davranışı ile ilgili bilgi sahibi olmak için kullanılan etkin jeofizik incelemeler S-dalgası hızı, zemin tabakalarının kalınlık bilgisi, dinamik/elastik parametreler, zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi parametrelerinin hesaplanmasına yöneliktir. Zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi parametrelerinin belirlenmesinde hem arazi çalışmalarında hızlı, ekonomik ve kolay uygulanabilmesi açısından hem de güvenilir sonuçlar vermesi yönüyle mikrotremor araştırma yöntemi, jeofizik yöntemler arasında önemli bir konuma gelmiştir. Sismik kırılma veya yansıma gibi aktif kaynaklı sismik yöntemler ve kuyu araştırmaları S-dalgası hız bilgisine ulaşmak için kullanılmaktadır. Bununla birlikte, özellikle kuyu araştırmaları yüksek maliyet, uzun zaman, çok sayıda insan gücü ve sınırlı bir alan için S-dalgası hız bilgisi sağladığından bu tür araştırmalarda uygun bir araç değildir. Sismik kırılma veya yansıma yöntemlerinin kentsel yerleşim alanlarındaki uygulamalarında, sismik kayıt kalitesini etkileyen düşük sinyal/gürültü oranı ile ulaşılmak istenen araştırma derinliği için gereken açılımın yapılamaması gibi zorluklarla karşılaşabilmektedir. Bu sebeple, S-dalgası hız yapısının elde edilmesinde çoğunlukla aktif (düşey-yatay) ve/veya pasif (çevresel gürültüler) kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri daha çok tercih edilmektedir. Ayrıca mühendislik amaçlı araştırmalarda elektrik öz direnç yöntemleri ile yerin jeolojik yapısı elektrik özelliklerine göre haritalanarak, tabaka kalınlıkları ve temel kaya üzerindeki örtü kalınlığı belirlenebilmektedir.

## 1.2. Önceki Çalışmalar

Omori (1908) ve Ewing ve diğ. (1957)'nin yaptığı çalışmalarla başlayan titreşimcik yöntemi, mühendislik uygulamalarında zeminlerin dinamik özelliklerini belirlemek amacıyla ilk olarak Kanai ve Tanaka (1961) tarafından kullanılmıştır. Bu amaçla, Kanai ve Tanaka (1961) yüzlerce noktada aldığı mikrotremor ölçümlerinden 2 dakikalık pencereler olarak frekans-periyot dağılımlarını inceleyerek Japon-Bina kodunu geliştirmiş ve dört farklı zemin sınıfı belirlemiştir.

Kagami ve diğ. (1982) ile Yamanaka ve diğ. (1994), oldukça kalın tabakalardaki uzun periyotlu mikrotremorları incelemiş ve temel kaya derinliği ile mikrotremorların Fourier spektrumları arasında sistematik bir ilişki olduğunu ortaya koymuşlardır. Kagami ve diğ. (1986), San Fernando Vadisi'nde yaptıkları çalışmalarda Standart Spektral Oran yöntemi (SSO) ile zemin büyütme etkisini hesaplamışlar ve elde ettikleri sonuçların bölgenin jeolojisi ile tutarlı olduğunu tespit etmişlerdir.

Yeni yerleşim alanlarının oluşturulmasında, mevcut yerleşimlere ait zeminlerin karakteristik özelliklerinin belirlenmesinde, herhangi bir bölgede meydana gelebilecek yer hareketinin zemin ve üzerindeki yapılarda oluşturacağı hasarın tespit edilmesinde jeofizik yöntemler kullanılarak mikrobölgelendirme amaçlı pek çok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan bazıları aşağıda özetlenmiştir.

Demirci (2007), Çanakkale şehir merkezi için yaptığı sismik mikrobölgelendirme çalışmasında 46 istasyonda elde ettiği elektrik özdirenç verilerinden ve 44 istasyondaki mikrotremor ölçümleri ile belirlediği yüzey jeolojisinin elektriksel ve dinamik özelliklerini belirleyerek farklı derinlikler için yer elektrik kesitlerini ve mikrotremor ölçümlerinden zemin hakim titreşim periyotları ( $T_0$ ) ile zemin büyütme değerlerine ait dağılım haritasını oluşturmuştur. Çanakkale şehir merkezinde elde edilen yer elektrik kesitlere göre düşük özdirençli 25 metre derinliğe kadar alüvyon zemin özelliğinde birimler tespit edilmiş ve anakaya olarak yorumlanabilecek özdirenç değerlerine rastlanmamıştır. Çalışma alanının genelinde zemin hakim titreşim periyot değerleri 0.15 – 1 sn arasında değişmektedir. Bu değerler kuzey kesimlerde 0.15 – 0.2 sn iken iç kesimlere doğru 0.5 sn civarındadır. Bölgenin jeolojisi ile zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi birlikte değerlendirildiğinde şehrin kuzey-kuzeydoğu kısımlarının yapılaşma açısından güvenli alanlar olabileceği öngörülmüştür.

Elmasdere (2008), yaptığı sismik mikrobölgelendirme çalışması kapsamında Isparta-Mavikent yerleşim bölgesinde P ve S-dalgası hızlarını elde etmek amacıyla sismik kırılma yöntemini, inceleme alanında belirlenen 19 lokasyonda tabakalara ait özdirenç, kalınlık ve derinlik bilgisine ulaşmak için düşey elektrik sondaj yöntemini uygulamış ve 13 noktada da dinamik penetrasyon deneyleri gerçekleştirmiştir. Ayrıca inceleme alanı için çeşitli derinliklerde kayma dalgası hız ( $V_s$ ) haritalarını, zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütme haritalarını oluşturarak yerleşim bölgesinin olası bir depremden ne ölçüde etkileneceğine ilişkin ön bir çalışma ortaya koymuştur.

Güzel (2009) jeolojik, jeofizik ve jeoteknik verileri bir arada kullanarak yapılaşma sürecinde olan Kuzey Adana için bir sismik mikrobölgeleme çalışması gerçekleştirmiştir. Mikrobölgelendirmede önemli ölçütlerden olan topoğrafya,  $V_{S30}$  değeri (30 m derinliğe kadar ortalama S-dalgası hızı), zemin hakim titreşim periyodu, zemin büyütmesi, sıvılaşma, yamaç duraylılığı inceleme alanı için haritalanmıştır. Tüm bu ölçütlerin birlikte kullanımıyla oluşturulan mikrobölgeleme haritası üzerinde inceleme alanındaki tehlike düzeyleri belirlenmiştir (A: Yüksek tehlike, B: Orta tehlike, C: Düşük tehlike/tehlikesiz). Buna göre inceleme alanında heyelanlı bölgeler yüksek tehlike düzeyinde, heyelan potansiyeline sahip kısımlar orta tehlike düzeyinde ve diğer kısımlar düşük tehlike düzeyinde veya tehlikesiz olarak değerlendirilebilir. Ayrıca kuzey Adana için olasılıksal ve deterministik deprem tehlike analizlerinin birlikte değerlendirilmesiyle proje bir depremin büyüklüğü için kestirimde bulunulmuştur.

Tün (2013), Eskişehir kent merkezinde yerel zemin etkilerini (kayma dalga hızı, sediman kalınlığı, zemin hakim titreşim frekansı) belirlemek için tek istasyon ve dizilim mikrotremor araştırma yöntemlerini kullanmıştır. Elde edilen veriler yatay/düşey spektral oran (Y/D, Nakamura Tekniği) ve Uzaysal Özilişki (UÖİ) analiz yöntemleri ile değerlendirilerek zemin hakim titreşim frekansı ( $f_0$ ), temel kaya derinliği (h) ve kayma dalgası hız ( $V_S$ ) yapısı ortaya çıkartılmıştır. Y/D analiz sonuçları kullanılarak Eskişehir kent merkezine ait zemin hakim titreşim frekans haritası hazırlanmış ve bölgenin jeolojisi ile karşılaştırılmıştır. Buna göre yüksek frekans değerlerinin ana kayanın yüzeylendiği alanlara denk geldiği gözlemlenmiştir. Ayrıca kayma dalgası hız yapısı ve hakim titreşim frekans değerlerinin bölgenin jeolojik yapısı ile uyumlu olduğu sonucuna varılmıştır.

Palutoğlu (2014) yaptığı doktora tezi kapsamında, Elazığ kent merkezi ve civarının ayrıntılı jeolojik, tektonik ve depremsellik özelliklerini ortaya koymayı amaçlamıştır. Bu bağlamda inceleme alanı ve çevresinde meydana gelen tarihsel ve aletsel dönem depremlerine ait verileri derleyerek sismik risk hesaplamaları yapmıştır. 1/25.000 ölçeğinde faylar haritalanmış ve fay düzlemleri tespit edilerek bu düzlemlere ait kinematik analizlerden fayların karakterleri belirlenmiştir. İnceleme alanındaki zemin mühendislik özellikleri elde edilerek,  $V_{S30}$  değeri,  $V_p/V_S$  oranı, zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesine göre mikrobölgeleme haritaları hazırlanmıştır. Tüm sonuçlar birlikte değerlendirildiğinde olası bir depremde Elazığ kent merkezindeki yapıların zemin sıvılaşması, zemin büyütmesi ve rezonans etkisiyle büyük hasara uğrayabilecekleri belirlenmiştir.

Akın ve Sayıl (2016), yüzey dalgası yöntemlerini kullanarak Karadeniz kıyı şeridinde yer alan Trabzon iline bağlı Arsin ilçesinin deniz dolgu sahasını da içen bölgeye ait zemin dinamik özelliklerini, aktif ve pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemlerini kullanarak belirlemişlerdir. Arsin ilçesinde belirlenen  $V_{S10}$  değeri yardımı ile temel derinliği (10 m) için binaların daha doğru bir şekilde sınıflandırılması yapılmıştır. Ayrıca, üç ampirik bağıntı kullanılarak inceleme alanında ortalama zemin büyütme değerleri bulunmuştur.

Ateş ve Uyanık (2019), çalışmalarında iki sabit ivmeölçer cihazı tarafından kaydedilen deprem (ivme kaydı) kayıtlarını SSO ve Y/D yöntemleriyle değerlendirmiş, 5 katlı bir binaya ve bulunduğu zemine ait hakim titreşim frekansı ve büyütme değerleri hesaplanmıştır. Zemin sınıfının belirlenmesi amacıyla çok kanallı yüzey dalgası yöntemi ile  $V_{S30}$  değerini 147 m/sn olarak belirlenmiştir. SSO ve Y/D yöntemlerinden elde edilen hakim titreşim frekansları ile ÇKYDA sonuçlarından elde edilen hakim titreşim frekansları benzer değerler göstermektedir. SSO ve Y/D yöntemlerinin her ikisinde de bina salınım frekansı 2 Hz olarak hesaplanmış ve yer-yapı etkileşiminin belirlenmesinde her iki yöntemin de kullanılabileceği öngörülmüştür. Yer etkisi, mevcut yapılardaki deprem hasarının tahmininde ve yeni yapıların planlanmasında ve tasarımında çok önemli bir rol oynar. Van Gölü çevresindeki yerleşimler genellikle genç, konsolide olmayan, doymuş, kuvaterner yaşlı, akıntı göl ve dere çökelleri üzerinde yer almaktadır. Bölge aktif tektonizma altındadır ve bölgede hem yakın (aletsel dönemde) zamanda hem de geçmişte (tarihsel dönemde) çok sayıda yıkıcı deprem meydana gelmiştir.

Akkaya ve Özvan (2019), yüksek sismik potansiyele sahip olan Van yerleşim bölgesi ve çevresindeki zeminlerin mekanik ve fiziksel özelliklerini belirlemek ve olası bir deprem altında davranışlarını incelemek amacıyla yer etkisi parametrelerini farklı jeofizik yöntemlerle elde ederek çalışma alanına ait zemin büyütmesi, hakim titreşim frekansı,  $V_{S30}$  değeri ve zemin sınıfı haritaları hazırlanmışlardır.

Keskinsezer ve Dağ (2019), nüfus yoğunluğunun her geçen gün arttığı ve yeni yerleşimlerin kurulduğu İstanbul'un batı Atakent mevkiinde zemin özelliklerini ve heyelan olasılığını incelemek amacıyla Elektrik öz direnç tomografi (EÖT), yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (ÇKYDA), mikrotremor araştırma yöntemi (MAY) ve sondaj yöntemlerini kullanmışlardır. Uygulanan jeofizik yöntemlerin sonuçları ve litolojik kesitlerden elde edilen sonuçlar değerlendirilerek jeolojik veriler ile yorumlanmış ve tüm sonuçların birbirleriyle uyum içerisinde olduğu sonucuna varılmıştır.

Faylar ve kırıklar, deprem oluşumundaki en önemli parametrelerden ikisi olarak bilinir. Kentsel alanlardaki inşaat sırasında, faylar ve çatlaklar derinlemesine kapatılabilir ve bu nedenle zemin yüzeyinde görünmezler. Bu bağlamda, Khalili ve Mirzakurdeh (2019), İran'ın Şiraz mahallesindeki yeraltı jeolojik yapılarını (gizli faylar) tespit etmek için jeofizik araştırma yöntemlerini (mikrotremor ve yer elektrik yöntemler) ve sondaj verilerini kullanmışlardır. Gizli fayları belirlemek için zemin hakim titreşim frekansı ve rezonans genliği gibi dinamik parametreleri yatay/düşey spektral oran yöntemi ile elde etmişler ve elektrik özdirenç yöntemiyle sürekli özdirenç profillemeye ve Schlumberger dizilimini kullanmışlardır. Tüm sonuçları karşılaştırarak, mikrotremor ve elektrik özdirenç yöntemleriyle tespit edilen fayların birbiriyle uyumlu olduğunu gözlemişler, iki yöntemin birlikte değerlendirilmesinin gizli fayların incelenmesi ve tespitinde yararlı ve güvenilir bir yaklaşım olduğu sonucuna varmışlardır.

Pranata ve diğ. (2020), çoğunlukla volkanik kayalardan ve eski bir gölün çökeltme kalıntılarından oluşan kalın bir tortul havza üzerinde yer alan Bandung ilinin sismik tepkisini incelemek amacıyla bir mikrobölgeleme çalışması gerçekleştirmişlerdir. Tek istasyonda toplam 58 noktada toplanan mikrotremor verileri yatay/düşey spektral oran tekniği ile analiz edilerek, Bandung iline ait hakim titreşim frekansı ( $f_0$ ), büyütme faktörü ( $A_m$ ) ve sismik duyarlılık indeks (Hasar indeksi,  $K_g$ ) parametreleri haritalanmıştır. İnceleme alanında hakim titreşim frekans değerleri 0.195 – 7.016 Hz arasında değişirken, büyütme faktörü ( $A_m$ ) değerleri 1.6 – 11.3 arasında değişmektedir. Ayrıca,  $K_g$  değerlerinin 0.6 – 245.6 arasında değiştiği gözlenmiştir. Buna göre sismik duyarlılık indeksinin mekânsal dağılımı, Bandung havzasının hemen hemen tüm alanlarının deprem tehlikesine karşı yüksek duyarlılığa sahip olduğunu göstermiştir.

Dinamik zemin özellikleri, dinamik yüklemeye kaynaklanan gerilmeler ve deformasyonların tahmininde önemli bir temel oluşturur. Güçlü bir yer hareketini tanımlayan başlıca parametreler frekans, genlik ve periyottur. Sismik bir olay esnasında zemin tabakasının frekansı ve kuvvetli yer hareketi aynı değere ulaştığında, meydana gelecek rezonans etkisi ile zemin üzerindeki yapılar büyük hasara uğrar. Bu nedenle zemin hakim titreşim frekansının (veya periyodunun) ve genliğinin belirlenmesi gerekmektedir. Putti ve Satyam (2020), Hindistan'ın Visakhapatnam kentinde yer etkilerini belirlemek için 75 noktada topladıkları tek istasyon mikrotremor verisini Nakamura Tekniği (Y/D) kullanarak analiz etmişlerdir. İnceleme alanına ait elde ettikleri frekans-genlik spektrum grafiklerinden belirledikleri her bir noktaya ait hakim titreşim frekansı ve genliği

kullanarak hasar indeks değerlerini ve sediman kalınlığını hesaplamışlardır. Daha sonra 35 istasyondaki hakim titreşim frekans değerleri mevcut kuyu loglarıyla birlikte değerlendirilerek zemin hakim titreşim frekansı ve derinlik arasındaki ilişkiyi incelemiştirlerdir. Zemin tabakasının kalınlığı, yanal ve düşey yönlerde birçok değişken özellik sunmaktadır. Bu nedenle inşaat izni verilecek alanlarda az sayıda (1 veya 2) sondaj noktasından elde edilen bilgilere göre değil, özel olarak yerinde jeofizik yöntemlerle zeminin tanımlanması gerekmektedir. Zemin dinamiği analizlerinin yapılabilmesi için, mühendislik ana kaya modellerinin küçük ölçeklerde tanımlanması önemlidir.

Deprem ve benzeri yer hareketlerinin bölgesel etkilerinden korunmak, amaca yönelik uygun ve doğru çalışmalar sonucunda zeminin yerinde tanımlanmasıyla mümkün olacaktır. Akın (2020b) yapmış olduğu doktora tez çalışması kapsamında, Trabzon-Ortahisar ilçesi güneyindeki heyelanlı alanların zemin özelliklerini aktif ve pasif yüzey dalgası yöntemlerini (Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi, Yatay/düşey Spektral Oran, Standart Spektral Oran Yöntemi, Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü) kullanarak belirlemiş, bu alana ait imar planının geliştirilmesine yardımcı olacak ve deprem gibi dinamik yükler altında bölgede oluşan ve oluşabilecek heyelanların davranışlarını incelemiştir. Özdağ ve diğ. (2020) yaptıkları çalışmada, depreme dayanıklı yapı tasarım araştırmalarında düşük maliyetli ana kaya zemin modellerinin oluşturulmasının önemini ve geniş alanlarda mekanik sondaj sonuçlarına dayalı yaklaşımların güvenilirliğini araştırmışlardır. Bu bağlamda, İzmir Körfezi'nin kuzeyinde yer alan Menemen Ovası ve Gediz Deltası'nda yeni kurulan sanayi bölgeleri çalışma alanı olarak seçilmiştir. Çalışmada, zemin ve mühendislik ana kayası boyunca kayma dalga hız profilini tanımlamak için 1 noktada Genişletilmiş Uzaysal Özilişki (GUÖİ) yöntemi, hakim titreşim periyodunu elde etmek için 55 tek istasyonda mikrotremor yöntemi ve 242 noktada da mikrogravite yöntemi uygulanmıştır. Daha sonra, bu yöntemlerden elde edilen tüm sonuçlar birbirleriyle karşılaştırılarak düşey elektrik sondaj (DES) verileriyle birleştirilmiştir. İnceleme alanında NEHRP (2001) zemin sınıflaması tanımına göre C, D ve E-tipi zeminlerin yer aldığı gözlenmiştir. Zemin hakim titreşim periyot ( $T_0$ ) değerleri 0.12 – 2.0 sn aralığında belirlenmiş, ayrıca ana kaya derinliğinin 0 – 200 m arasında olduğu bulunmuştur. S-dalgası hızı ve derinlik bilgileri kullanılarak hesaplanan yoğunluk değerleri Bouguer gravite anomalisi verilerine dayalı derinlik modelinin oluşturulması için hesaplamalara dahil edilmiş, elde edilen topografya derinlik modeli DES derinlik modeli ile karşılaştırılarak iki modelin birbirini desteklediği ve tamamladığı sonucuna varılmıştır.

Bu uyum, düşük maliyetli ana kaya modellemesi için uygulanan jeofizik çalışmaların doğru bir yorum sağladığını doğrulamaktadır. Maghami ve diğ. (2021), İran'ın Qom şehrinde alüvyon havzasının sediman örtü yapısını incelemek için 43 farklı istasyonda kaydedilen mikrotremor kayıtlarını yatay/düşey spektral oran tekniği kullanarak analiz etmişlerdir. Çalışmada kayma dalgası hızına göre sediman havzanın yapısal bir modelini oluşturmak amacıyla Y/D eğrilerinin ters çözümünden S-dalgası hız yapıları elde edilmiştir. Buna göre ters çözümden elde edilen ana kaya yapısının, havzanın morfolojisi ve diğer bağımsız bilgi kaynakları ile iyi bir uyum içerisinde olduğu belirlenmiştir. Mase ve Sugianto (2021), Bengkulu (Endonezya) şehrinin sismik tehlikesini belirlemek amacıyla yaptıkları mikrobölgelendirme çalışmasında 183 noktada mikrotremor verisi toplamış ve elde edilen spektral oran grafiklerinin ters çözümünden 30 metre derinliğe kadar olan S-dalgası hızlarını belirlemişlerdir. Çalışma alanına ait sismik mikrobölgeleme haritaları büyütme, hakim titreşim frekansı ve  $V_{S30}$  değerleri için hazırlanmıştır. Ayrıca jeolojik durumu belirlemek için 32 konik penetrasyon deneyi gerçekleştirilmiştir.

Öztürk ve diğ. (2021) Gümüşhane'nin Torul, Kelkit, Kürtün, Şiran ve Köse ilçelerinde zemin tiplerinin belirlenmesi için tek istasyon mikrotremor ölçümlerini kullanmışlardır. Elde edilen mikrotremor verileri Yatay/Düşey spektral oran tekniği ile değerlendirilerek her bir ilçe için Y/D oran ve zemin hakim frekans analizi yapılmıştır.

Usta ve Sayıl (2022), titreşimcik kaydı analizleri (Y/D ve SSO) ile Trabzon ilinde bulunan Karadeniz Teknik Üniversitesi (KTÜ) kampüsünün yerel zemin özelliklerini ve kat spektral oran (KSO) yöntemini uygulayarak da bu kampüste yer alan fakülte binalarının yer-yapı rezonans etkilerini incelemişlerdir.

Güven (2022), Kuzey Anadolu Fay zonu üzerinde yer alan, sanayileşmenin ve dolayısıyla nüfusun en yoğun olduğu kentsel alanlardan biri olan Kocaeli'nin Derince ilçesinde  $K_g$  değerlerini hesaplamak için 42 tek istasyonda mikrotremor ölçümleri gerçekleştirmiştir. 17 Ağustos 1999 Kocaeli Deprem'inden ( $M_w=7.4$ ) en fazla etkilenen alanlardan biri olan Derince ilçesinin kalın sedimanlar üzerinde yer almasından dolayı yeni yerleşim yerleri ve sanayi tesisleri yüksek deprem tehlikesine sahiptir. Bu sebeple deprem tehlikesi azaltma çalışmalarında zemin özelliklerinin belirlenmesi çok önemlidir. Rezonans frekansına, zemin büyütmesine ve  $V_{S30}$  hızına bağlı olan sismik duyarlılık indeksi, bir depremin neden olduğu hasarı etkileyen, yerel zemin koşullarını yansıtan basit ama güçlü bir parametredir.  $K_g$  değeri zeminin zayıf alanlarını gösterir ve bu nedenle  $K_g$ , zemin için bir duyarlılık veya hasar indeksi olarak kabul edilebilir. Çalışma alanında elde edilen

mikrotremor verileri yatay/düsey spektral oran tekniği ile değerlendirilmiş ve hesaplanan sismik duyarlılık değerleri, 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi ( $M_w=7.4$ ) sırasında meydana gelen yapısal hasarlarla karşılaştırılmıştır. Sonuçlar,  $K_g$  değerlerinin hasar dağılımı ile iyi bir uyum içinde olduğunu göstermiştir. Büyük  $K_g$  değerleri, çalışma alanındaki zayıf noktaları göstermiş ve hasarın çoğu, büyük  $K_g$  değerlerine sahip alanlarda meydana gelmiştir.  $K_g$  değeri 10'dan büyük olan alanlar, çalışmada en savunmasız yerler olarak değerlendirilmiştir. Zemin koşulları dikkate alınarak elde edilen sonuçlar, kentsel planlama için riskli alanların belirlenmesinde hızlı bir yöntem olarak kullanılabilir.

Acar ve diğ. (2022) tarafından İzmir ili demiş ilçesindeki Dereuzunyer ve Derebebekler mahallelerinde yerleşime uygun alanların belirlenmesi, doğal afetlere karşı güvenli yapılaşma alanların tespiti ve yüksek yaşam kalitesine sahip mekanların oluşturulmasına yönelik yapılan çalışmada çok kanallı yüzey dalgası analizi, sismik kırılma, elektrik özdirenç tomografi, zemin sondaj ve mikrotremor yöntemleri uygulanmıştır. Ayrıca alışma kapsamında taşıma gücü analizi yapılarak sıvılaşma riski değerlendirilmiştir. Jeolojik, jeoteknik ve jeofizik çalışmalardan elde edilen tüm sonuçlar birlikte değerlendirilerek nlem alınabilecek nitelikteki sorunlu alanlar belirlenmiştir.

Bu tez kapsamında inceleme alanı olarak seçilen Gümüşhane şehir merkezi ve yakın çevresinde yerleşime uygun alanların belirlenmesi ve zemin dinamik ve elastik parametrelerinin hesaplanmasına yönelik bugüne kadar birkaç çalışma yapılmıştır. Tüdeş (2001), Gümüşhane kent merkezi ve çevresinde yerleşime uygun alanları belirlemek amacıyla jeolojik, jeoteknik, hidrojeolojik, topografik, jeofizik ve depremsellik araştırmaları yapmıştır. Gümüşhane ve çevresine ait 1/10000 ölçekli jeoloji haritası oluşturularak, arazi ve laboratuvar deneyleri ile granitik kaya kütlelerinin ayrışma durumları incelenmiştir. Yerleşim alanındaki kayaçların kazılabilirlik derecelerini tespit etmek için sismik kırılma yöntemi ve jeomekanik parametreler kullanılmıştır. Ayrıca Gümüşhane şehri depremsellik açısından değerlendirilerek maksimum yatay ivme (PHA) ile zemin büyütme katsayıları hesaplanmıştır. Gümüşhane ili için elde edilen mühendislik jeolojisi, eğim zonlama ve taşkın haritalarının birlikte kullanımıyla kent merkezine ait yerleşime uygunluk haritası oluşturulmuştur. Gümüşhane ili imar planına esas jeolojik-jeoteknik etüt raporu çalışması kapsamında şehir merkezi sınırları içerisinde farklı özellikteki zeminlerin dinamik-elastik mühendislik parametrelerini, tabaka kalınlıklarını ve deprem yönetmeliklerine göre zemin sınıflarını belirlemek amacıyla Geomek (2018) firması tarafından 130 profilde sismik kırılma, 130 noktada mikrotremor ölçüm yöntemi ve

9 profilde de Elektrik Özdirenç Tomografi (EÖT) yöntemleri uygulanmıştır. Ayrıca Gümüşhane şehir merkezinde, Geomek (2018) Mühendislik firması tarafından 104 adet sondaj kuyusu açılmıştır. Açılan sondaj kuyularının derinlikleri 10.00 – 30.00 m arasında değişmektedir. Elde edilen tüm veri gruplarının değerlendirilmesiyle yer altı hız yapısı, tabakalanma, zeminlerin dinamik-elastik mühendislik parametreleri, zemin sınıfları, zemin hakim titreşim periyotları ve zemin büyütme belirlenmiştir.

### 1.3. Amaç ve Kapsam

Gümüşhane ili ve yakın çevresinin çalışma bölgesi olarak seçilmesinin asıl nedeni, bölgenin hızlı bir yapılaşma sürecinde olması ve bu bölge içerisinde bulunan Kelkit Çayı vadisinin Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde yer alması dolayısıyla deprem tehlikesi yüksek bir bölge olmasıdır. Bu çalışma ile Gümüşhane ili ve yakın çevresinin jeolojik, jeofizik özelliklerinin tanımlanıp, deprem etkisi ve yerel zemin koşulları açısından farklı risk potansiyellerine sahip alanların belirlenmesi amaçlanmıştır. Tez kapsamında, 279 tek istasyonda mikrotremor verisi, inceleme alanındaki farklı jeolojik formasyonlar üzerinde ve mikrotremor ölçüm noktalarını kapsayacak şekilde 23 profilde çok kanallı yüzey dalgası verisi ve 12 adet düşey elektrik sondaj verisi toplanmıştır. Ayrıca, bu çalışmada Gümüşhane ili merkez ilçesinde daha önceden yapılan sondaj verilerinden de yararlanılmıştır. Gümüşhane ili ve yakın çevresinde temel jeofizik yöntemler (Çok kanallı yüzey dalgası, düşey elektrik sondaj ve mikrotremor araştırma yöntemleri) uygulanarak inceleme alanına ait P ve S dalgası hız dağılımları, 30 metre derinlik için ortalama S-dalgası hız ( $V_{S30}$ ) dağılımı,  $V_{S30}$  değerine göre göreceli zemin büyütme faktörü ve zemin sınıflaması, zemin dinamik / elastik parametreleri, zemin hakim titreşim frekansı ( $f_0$ ) ve periyodu (T), Y/D oranı ve zemin büyütme faktörü ( $A_m$ ), sismik duyarlılık indeksi (Hasar indeksi,  $K_g$ ) ve zemin tabakalarının özdirenç değişimi ile tabaka kalınlıkları (h) elde edilmiştir. İnceleme alanı için  $V_{S30}$  dağılımı, zemin hakim titreşim frekansı ve periyodunun dağılımı, Y/D oranı ve SSO zemin büyütme faktörü dağılımı,  $K_g$  dağılımı ve zemin sınıflamasına ait mikrobölgelendirme haritaları oluşturulmuştur. Ayrıca daha önce yapılan sondaj verileriyle aynı profil üzerinde yer alan ölçümler birlikte değerlendirilmiştir. Bunlara ek olarak, inceleme alanı için deprem tehlike analizi yapılmıştır.

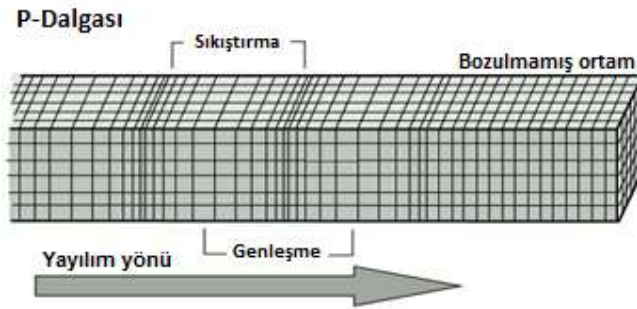
## 1.4. Sismik Dalgalar

### 1.4.1. Cisim Dalgaları

Yer içerisinde bir deprem meydana geldiğinde çok büyük miktarda sismik enerji açığa çıkar ve bu enerjinin bir kısmı kayaç deformasyonunda harcanırken geriye kalan kısım ise yer içerisinde elastik dalga şeklinde yayılır. Cisim dalgaları, alıcılarda ilk görülen elastik dalgalardır. Bunlar P-dalgası (boyuna, sıkışma, birincil dalga) ve S-dalgası (enine, kesme, ikincil dalga) olarak adlandırılmaktadır.

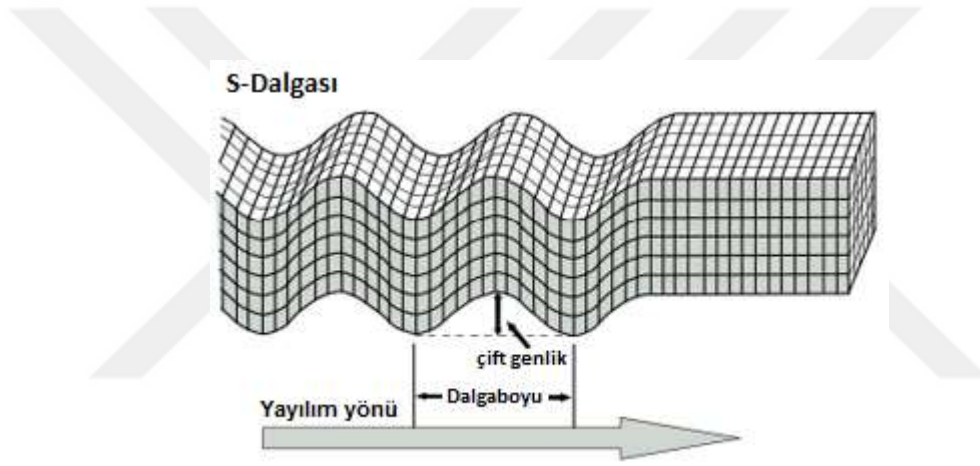
P-dalgaları, birincil, sıkışma veya boyuna dalgalar olarak adlandırılır ve yer içerisinde en hızlı yayılan dalgalar olup alıcılarda ilk görülen dalgalardır. P-dalgaları, ses dalgalarına benzer şekilde alternatif sıkıştırma ve genişleme yoluyla enerji taşıyan dalgalardır. P-dalgalarında enerjiyi ileriye taşıyan tanecik hareketi dalga yayılım yönüne doğru gerçekleşir (Şekil 1). Bu dalgalar yaptıkları itme-çekme şeklindeki hareketlerinden ötürü geçtikleri ortamda hacimsel değişime sebep olurlar. P-dalgaları katı, sıvı ve gaz içerisinde kolayca yayılabilirler. P-dalgaları okyanusta 1.45 km/s hızda, çökellerde 3-5 km/s, temel kayalarda ve üst kabukta 5-6 km/s, üst mantoda 8 km/s, alt mantoda 13 km/s'nin üstünde ve çekirdekte 11 km/s hızla yayılırlar (Doyle, 1995). P-dalga hızı, elastik parametreler cinsinden (1) bağıntısı ile ifade edilir. Burada  $\lambda$ , Lamé sabitini;  $\mu$ , kayma (katılık, rijidite) modülünü ve  $\rho$ , yoğunluğu ifade etmektedir.

$$V_P = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \quad (1)$$



Şekil 1. P-dalgalarının yer içerisindeki yayılımı ve tanecik hareketi (URL-1, 2022).

S-dalgaları, istasyona P-dalgalarından sonra gelen ikinci en hızlı dalgalardır. S-dalgalarının yayılımında tanecik hareketi, yayılma doğrultusuna dik, aşağı-yukarı veya soldan-sağa doğru şeklindedir (Şekil 2). Bu dalgalar yayılım özelliklerine bağlı olarak bir çeşit burulma hareketi yaptığından geçtikleri ortamda şekil bozukluğuna neden olurlar. S-dalgaları sadece katılar içerisinde ilerleyebilirler. S-dalgalarının iki bileşeni vardır; yayılma doğrultusuna dik düşey düzlemdeki bileşenine SV, yatay düzlemdeki bileşenine de SH adı verilir. Sismogramlarda SV düşey bileşende, SH ise kuzey-güney ve doğu-batı olmak üzere iki yatay bileşende gözlenir. S-dalgaları, deprem kaynağına yakın noktalarda en büyük genlikli dalgalar oldukları için en çok hasara neden olan dalgalardır (Yalçınkaya, 2018).



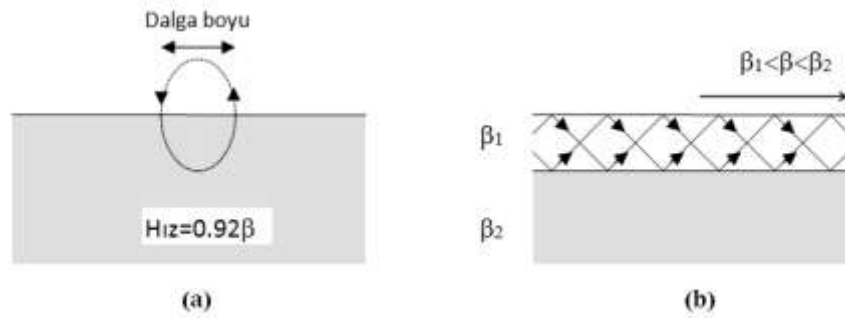
Şekil 2. S-dalgalarının yayılımı ve tanecik hareketi (URL-1, 2022).

S-dalgaları sıvılar ve gazlar içerisinde kesinlikle yayılamazlar, çünkü sıvılarda ve gazlarda katılık sabiti ( $\mu = 0$ ) sıfırdır. Bu sebeple S-dalgaları sadece katılar içerisinde ilerleyebilirler. S-dalga hızı, elastik parametreler cinsinden (2) bağıntısı ile ifade edilir. Burada  $\mu$ , rijitlik (katılık) sabiti ve  $\rho$ , yoğunluğu ifade etmektedir.

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

### 1.4.2. Yüzeysel Dalgaları

Yüzeysel dalgalarının kuramsal temelleri Rayleigh (1885) ve Lamb (1903) ile başlamış ve daha sonra bunları izleyen Love (1911)'in çalışmalarıyla kurulmuştur. Ewing ve diğ. (1957) ve ileriki yıllarda Richter (1958), Aki ve Richards (1980), Bullen ve Bolt (1985) yüzeysel dalgaları ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Yüzeysel dalgaları sadece sudaki dalgalanmalar gibi yer kürenin yüzeyi boyunca hareket edebilir. Bu dalgalar bir kaynaktan çıkarak serbest bir yüzey boyunca ve bu yüzeye paralel bir yörüngede yayılırlar. Yüzeysel dalgalarının genlikleri, cisim dalgalarının genliğinden daha büyüktür ve cisim dalgalarına göre daha düşük frekans içeriğine sahiptir. Düşük frekans içeriği ve büyük genliğe sahip olmalarından dolayı depremlerde yapılarda en çok hasarı veren dalgalardır. Yüzeysel dalgaları sadece çok iyi bir yansıtıcı olan yer-hava ara yüzeyinde değil aynı zamanda kabuk ve yüzeye yakın düşük hız tabakaları arasında da hapsolür (Doyle, 1995). Yüzeysel dalgaları, Love dalgası ve Rayleigh dalgası olmak üzere iki tiptedir.



Şekil 3. Yüzeysel dalgalarının yayılımı. a) Rayleigh dalgası tanecik hareketi ( $\beta$ , S-dalga hızını ifade eder); b) Love dalgası üst tabakada birkaç kez yansımaya uğrayan dalgaların etkileşimi sonucu oluşur. Love dalgalarının tanecik hareketi şekildeki düzleme dik yöndedir (Bullen ve Bolt, 1985).

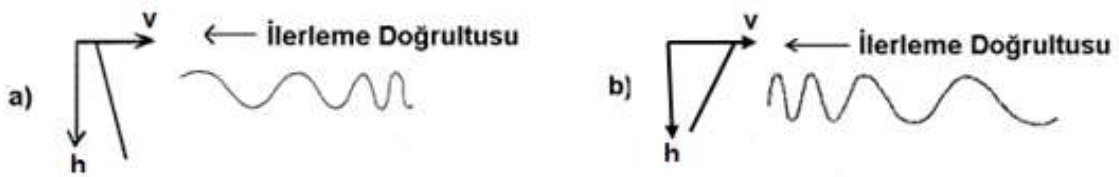
Rayleigh dalgaları, sismogramlarda en son görülen ve hızları en yavaş olan dalgalardır. Bu dalgalar, yarı sonsuz homojen bir ortamın serbest yüzeyinde veya tabakalı bir ortamda oluşabilirler. Rayleigh dalgaları yayıldıkları esnada tanecik hareketi büyük eksenini düşey olan bir elips çizer ve hareket yayılım yönüne ters yönde retrograd bir harekettir (Şekil 3a). Ayrıca, bu elipsin küçük ekseninin büyük eksenine oranı 1/3 tür. Taneciklerin yapmış olduğu bu elips hareketi derinlere doğru gittikçe küçülmekte ve daha

sonra gözden kaybolmaktadır. Rayleigh dalgalarının hızı S-dalgası hızının 0.92 katı kadardır (Bullen ve Bolt, 1985).

Love dalgaları, kayıtlarda S-dalgalarından sonra Rayleigh dalgalarından önce görülen en hızlı yayılan yüzey dalgalarıdır. Love dalgalarının oluşabilmesi için elastik, tekdüze ve yarı-sonsuz bir yüzey tabakası gereklidir. Love dalgaları, yer kabuğu içerisinde tekrarlı yansımalara uğrayan SH-dalgalarının yapıcı girişimi sonucu oluşurlar (Şekil 3b). Bu yüzden, bu dalgalar yalnızca tabakalı ortamda oluşabilirler ve tabakalı ortamda hız değişimi meydana geleceği için sürekli olarak dispersiyon gösterirler. Love dalgalarında tanecik hareketi dalga yayılım yönüne dik, enine yatay düzlemedir. Hareketin yatay düzlemde bileşeni olduğundan sadece yatay bileşen sismogramlarda görülürler. Love dalgalarının genlikleri derinlik arttıkça azalır.

### 1.4.3. Dispersiyon, Faz Hızı ve Grup Hızı

Dispersiyon yüzey dalgalarının gösterdiği en önemli fiziksel özelliklerden biridir. İzotrop yarı-sonsuz ortamdaki Rayleigh dalgaları hariç, diğer tüm yüzey dalgaları frekansa bağlı olarak yüzey boyunca yayılım hızı (görünür hız) ile dispersiyon gösterirler (Lay ve Wallace, 1995). Dispersiyon kavramı, yeryüzünde ölçülen görünür hız değerinin periyoda (veya frekansa) bağlı olmasını ifade eder. Artan derinliğe bağlı olarak hızda meydana gelen artış ne kadar fazla olursa, farklı periyotlardaki dalgaların yayılma hızları arasındaki fark da o kadar büyük olacaktır. Yani, hızın derinlikle arttığı ortamlarda uzun periyotlu dalgalar daha derine yüksek hızlı mantoya etkir ve daha sık derinliklere etkiyebilen kısa periyotlu dalgalar daha önce kaydedilirler. Buna “normal dispersiyon” denir. Hızın derinlikle azaldığı ortamlarda kısa periyotlu dalgalar daha önce kaydedilir. Bu ise “ters dispersiyon” olarak tanımlanır (Şekil 4).



Şekil 4. Derinlikle hızın değişimine bağlı olarak; a) Normal dispersiyon b) Ters dispersiyon (Lay ve Wallace, 1995).

Hemen hemen tüm sismik kaynaklar sürekli bir frekans spektrumu içeren dalgalar oluşturur. Bu spektrumdaki her bir harmonik bileşen faz hızı olarak adlandırılan  $c(\omega)$  hızına sahiptir. Herhangi bir şekilde oluşmuş olan monokromatik (tekdüze) bir dalgayı tam olarak karakterize etmek için sadece o frekansa ait faz hızı gerekecektir. Fakat, bir frekans spektrumu söz konusu olduğunda, dalga grupları arasında toplam yer hareketini yapıcı ve bozucu şekillerde etkileyen girişimler oluşur. Frekansların bir spektrumu varsa dalga grubu karışır, toplam yer hareketini etkileyen yapıcı ve bozucu modeller meydana gelir. Yapıcı girişimler bir dalga paketi gibi davranır ve yüzey boyunca belirli bir  $U(\omega)$  grup hızıyla ilerler. Bu nedenle, faz hızı ortam parametreleriyle (tabaka uzunlukları, P ve S-dalga hızları, rijidite vs.) ilişkili ve sınır şartları için özel bir harmonik bileşenin geometrik uyumuyla doğrudan kontrol edilir. Grup hızı ortam parametrelerine bağlı olduğu gibi, farklı harmonikler arasındaki girişimi kontrol eden faz hızının frekansa bağlı değişimine de bağlıdır. Bunu anlamak için genlikleri aynı fakat frekansları ( $\omega'$ ,  $\omega''$ ), dalga sayıları ( $k'$ ,  $k''$ ) ve faz hızları ( $c'$ ,  $c''$ ) biraz farklı iki harmonik dalga düşünülebilir (Şekil 5). Bunların toplanması sonucu (3) bağıntısı ile verilen bir toplam yer değiştirme elde edilir (Lay ve Wallace, 1995).

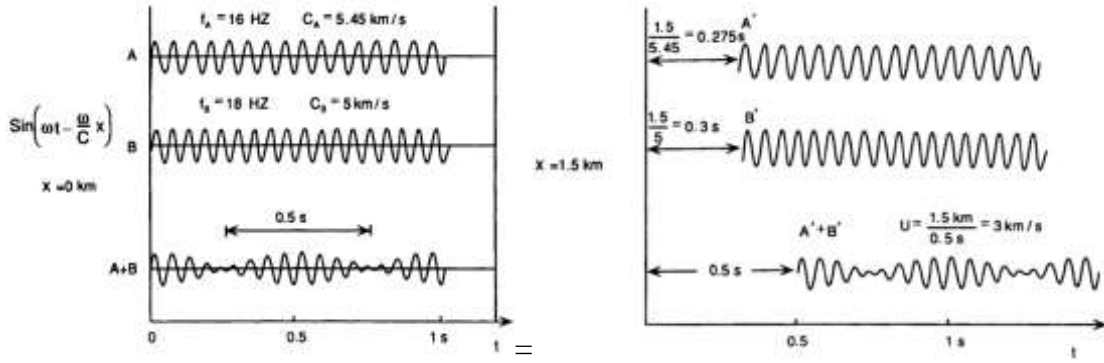
$$u = \cos(\omega't - k'x) + \cos(\omega''t - k''x) \quad (3)$$

$\omega$ ,  $\omega'$  ve  $\omega''$  nün bir ortalaması olarak tanımlansın, yan  $\omega' + \delta\omega = \omega = \omega'' - \delta\omega$  ve  $k = \omega/c$  yani  $k' + \delta k = k = k'' - \delta k$  olsun. Burada  $\delta\omega \ll \omega$ ,  $\delta k \ll k$  dır. Bunlar (3) bağıntısında yerine konur ve kosinüs yasaı uygulanırsa, (4) bağıntısında verilen ikincisi birinciden çok daha yavaş değişen iki kosinüsün çarpımına dönüşür. Bu durumu açıklayan özel bir örnek Şekil 5'de verilmiştir.

$$u = 2 \cos(\omega t - kx) \cos(\delta\omega t - \delta kx) \quad (4)$$

Modülasyona uğramış sinyalin zarfı ortalama harmonik terimin faz hızından ( $c$ ) farklı bir hızla yayılır. Grup hızı ( $U$ ) olarak tanımlanan bu hız (5) bağıntısı ile verilmektedir.

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} \quad (5)$$

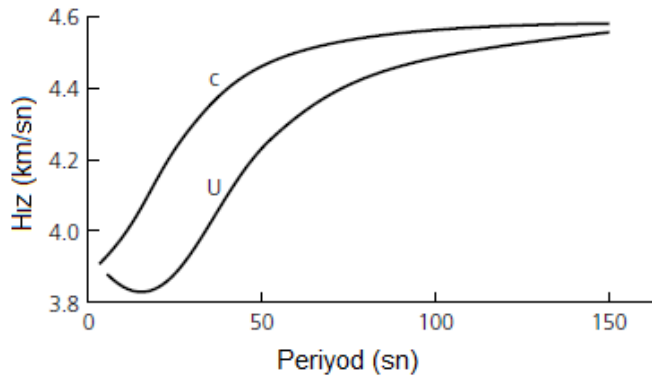


Şekil 5.  $x=0$  ve  $x=1.5$  km durumlarında (1.4) denkleminin kullanıldığı iki dalganın girişimini göstermektedir. Girişime uğrayan dalga zarfı  $U=3$  km/sn lik grup hızı ile hareket etmektedir (Lay ve Wallace, 1995).

Sınırdaki  $\delta\omega$  ve  $\delta k \rightarrow 0$  olarak alınır.  $\omega = kc = 2\pi c/\lambda$  ifadesi (5) bağıntısında yerine yazılarak elde edilen (6) bağıntısından grup hızının hem faz hızına hem de faz hızının dalga sayısı ile değişimine bağlı olduğunu görülür.

$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{d(kc)}{dk} = c + k \frac{dc}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad (6)$$

(6) bağıntısında  $dc/dk = 0$  ise, faz ve grup hızı birbirine eşittir. Genelde faz hızı tek düze olarak frekansla artar ve böylece  $dc/dk < 0$  olur. Bu durumda grup hızı faz hızından daima küçük ( $U < c$ ) olur. Faz ve grup hızlarının periyoda bağlı değişimlerini gösteren eğrilere dispersiyon eğrileri denir (Şekil 6). Eğer faz hız dispersiyon eğrisi bilinirse, türev alma yoluyla grup hızı dispersiyon eğrisi de belirlenebilir.



Şekil 6. Faz ( $c$ ) ve grup ( $U$ ) hızı dispersiyon eğrileri (Lay ve Wallace, 1995)

## 1.5. Mikrotremorların Tanımı ve Genel Özellikleri

Mikrotremorlar yeryüzündeki sürekli titreşimler olarak tanımlanırlar. Bu titreşimlerin genlikleri 0.1 - 1 mikron arasında değişirken, periyotları 0.05 sn ile birkaç saniye (genellikle 2 sn) arasında değişmekte ve kaynakları çeşitlilik göstermektedir. Mikrotremorlar başlıca trafik, endüstriyel makineler, rüzgâr gibi etkenlerden dolayı oluşmakta ve gündüzleri gecedan daha aktif olup dalga biçimleri düzensizlik göstermektedir. Bu titreşimlerin en önemli özelliği, noktadan noktaya belirgin değişimler göstermeleridir. Bununla birlikte mikrotremorlardaki bu değişim, ölçülen zeminin (yüzey tabakasının) jeolojik özellikleri ile birebir ilişkilidir. Bu titreşimler, kısa ve uzun periyotlu olmalarına göre ikiye ayrılmaktadırlar. 1 sn ve altındaki (1 Hz ve üzeri) periyotlarda ve kültürel kaynaklar (trafik, insan faaliyetleri, ... vb.) tarafından oluşturulan titreşimlere kısa periyotlu, 1 saniyenin üzerindeki (1 Hz altı) periyotlarda ve doğal olaylar (atmosferik değişimler, rüzgâr, okyanusal gel-git, ... vb.) tarafından oluşturulan titreşimlere de uzun periyotlu titreşimler denilmektedir. Kısa periyotlu titreşimler, yüzey dalgalarının veya makaslama dalgasının kalınlığı birkaç on metreyi bulan sığ tabakalardaki tekrarlı yansımaları ile açıklanabilmektedir (Allam ve Shima, 1967). Kısa periyot aralığında dalga genliğinin büyütülmesinden bu sığ jeolojik yapılar sorumludur. Periyodu 1 saniyeden daha büyük titreşimlerde ise, yatay doğrultuda yayılan yüzey dalgalarının daha hakim duruma geçmesiyle (Yamanaka ve diğ., 1992) derin havzalarda iki ve üç boyutlu rezonans etkisi artmaktadır (Bard ve Bouchon, 1985). Periyodu 2 saniyeden daha büyük titreşimler “mikroseism” olarak isimlendirilir. Bu tür titreşimlerin kaynağı olarak da atmosferik basınç değişimlerinden kaynaklanan okyanusal gel-git hareketleri gösterilmektedir. Araştırmacılar uzun periyotlu mikrotremor kayıtlarını kullanarak, yer tepkisinin yaklaşık olarak hesaplanabileceğini ve alüvyal alanlarda ölçülen genlik ile referans noktası olarak isimlendirilen sağlam temel kayada ölçülen genliklerin spektral oranlarının alüvyon kalınlığı ile ilişkili olduğunu göstermiştir (Dikmen, 2006).

### 1.5.1. Mikrotremorları Oluşturan Dalgalar

Elastisite teorisine göre mikrotremorlar, cisim ve yüzey dalgalarından oluşurlar ve enerjilerinin büyük bir kısmı yüzey dalgası olarak yayılır (Toksöz ve Lacoss, 1968). Mikrotremor kaynaklarının çoğu deniz tabanı veya yer yüzeyi üzerindeki hareket olarak

tanımlanır. Bu yüzden, mikrotremorların baskın bileşenin yüzey dalgaları olduğu düşünülür. Aki (1957) tarafından mikrotremorların kaynağının büyük bir bölümünün yüzey dalgalarından oluştuğu ortaya konulmuştur. Rodriguez ve diğ. (2000), deprem verileri ile mikrotremor kayıtlarını kullanarak yer etkisini belirlemişler ve mikrotremorları frekans-dalga sayısı (f-k) spektrası kullanarak incelemişlerdir. Bununla birlikte mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgasından oluştuğu sonucuna varmışlardır.

### **1.5.2. Mikrotremorların Zamansal ve Konumsal Değişimleri**

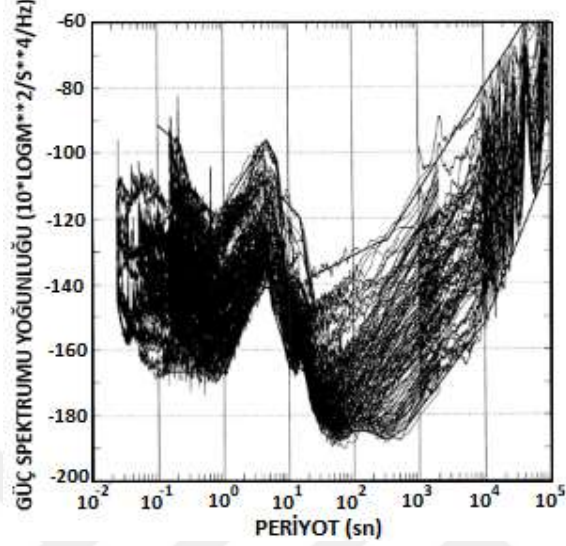
Mikrotremorların içerdiği cisim ve yüzey dalgaları çeşitli mekanizmalarla zamansal ve mekansal rastgele kaynaklar tarafından oluşur ve farklı jeolojik birimlerde ilerlerler. Dolayısıyla, mikrotremor kayıtları basit matematiksel işlemler ile tanımlanamayan çok karmaşık bir dalga formuna sahiptirler. Mikrotremor ölçümlerinin genlikleri çoğunlukla kayıt noktası civarındaki aktivite titreşimleri ile ilişkili olduğu için gündüz saatlerinde yapılan ölçümlerden elde edilen genliklerin, gece yapılanlara oranla daha yüksek değerlere sahip olduğu görülmüştür. Periyotları 1 saniyenin altında olan ve kültürel gürültülerden oluşan mikrotremorlar hem genlik hem de periyot bakımından gece ve gündüz belirgin değişimler göstermektedir. Bununla birlikte, 2 saniyenin üzerinde periyoda sahip doğal olaylarca meydana gelen mikrotremorların gece ve gündüz değişimleri tamamen doğal olayların değişimine bağlıdır.

### **1.5.3. Mikrotremorların Güç Spektrumu**

Mikrotremorlar 1 Hz'in altındaki frekanslarda atmosferik değişimlerle ters orantılıdır. Mikrotremorların güç spektrumları, düşük atmosferik basınç ile artmakta ve bu basıncın minimum olduğu anda maksimum değeri vermektedir. 1 Hz ve üzeri frekanslarda atmosferik basıncın etkisi belirgin bir şekilde gözlenmemektedir. Ayrıca bu frekans bandında etkin kaynak kültürel gürültüdür (Okada, 2003).

Peterson (1993), mikrotremorların güç spektrumlarının birbirine benzerliğini göstermek amacıyla yerküre üzerinde toplam 75 istasyonda ölçülen mikrotremor kayıtlarını kullanmıştır. Bu güç spektrumları mikrotremorları ve dalga hareketlerini içeren

yer titreşimlerinin düşey bileşenleri için hesaplanmış ve elde edilen güç spektrumları birbirleriyle uyumlu şekilsel benzerlik göstermiştir (Şekil 7).



Şekil 7. Mikrotremorların 75 nokta için hesaplanan güç spektrumları (Peterson, 1993'ten değiştirilmiştir).

### 1.6. Yer Etkisi (Zemin Transfer Fonksiyonu)

Belirli bir yerdeki elastik dalga titreşiminin süresi ve şiddeti, deprem kaynağına olan uzaklığa, depremin büyüklüğüne ve o yerin zemin özellikleri gibi birçok faktöre bağlıdır (Bullen ve Bolt, 1985). Bir deprem meydana geldiğinde, farklı türdeki sismik dalgalar yer içerisinde kaynaktan itibaren değişik hızlarda yayılmaya başlarlar. Sismik dalgalar, kaynaktan yer yüzeyine kadar olan seyahatlerinin önemli bir kısmını yer kabuğunu oluşturan gevrek ana kaya içerisinde geçirirler. Bu seyahatin son aşamasını ise ana kayaya oranla çok daha farklı özellikte ve gevşek tutturulmuş zemin tabakaları içerisinde gerçekleştirirler ve bu zemin tabakalarının fiziksel özellikleri de önemli ölçüde yer yüzeyinde gözlemlenen titreşimin karakteristiğini belirler.

Sismik yer hareketi üzerinde, zemin tabakalarının yüzey jeolojisi ve jeoteknik özellikleri büyük öneme sahiptir. Yer titreşiminin genliğinde, frekans içeriğinde ve süresinde konumsal olarak meydana gelen değişimlerinin tümüne “yer etkisi” adı verilir. Yer etkileri, öncelikli olarak ana kaya veya 1B zemin modelleri kullanılarak oldukça iyi modellenen (yani doğrusal elastik, eşdeğer doğrusal veya doğrusal olmayan) kaya olarak kabul edilen sıkı zemin ile yüzeydeki gevşek zemin tabakası arasındaki empedans farkının

etkilerini içerir. Ayrıca yer etkileri, derin havza etkilerini ve güçlü yanal jeolojik süreksizliklerden (yani jeolojik anomaliler, faylar vb.) üretilen havza kenarı etkilerini de içerirler. Cisim dalgalarına ek olarak yüzey dalgalarının varlığının hâkim olduğu bu etkiler ancak 2B ve 3B modeller kullanılarak incelenebilir. Genel olarak yer etkileri, gelen dalga alanı özelliklerindeki (genlik, frekans içeriği ve süre) değişim olarak tanımlanabilir. Bu değişim pek çok parametreye bağlı olarak tüm frekanslarda büyütme veya yer hareketi genliğindeki büyütme olarak ortaya çıkar. Bu parametrelerden bazıları zeminin dinamik davranışına ve onun fiziksel özelliklerine (yani  $V_S$ ,  $V_P$ , kayma geriliminin artışıyla birlikte kesme modülünün bozulması, sönümlenme) bağlı iken, diğerleri gelen dalga alanının yoğunluğu ve yüzey/ana kaya topoğrafyası, yanal jeolojik süreksizlikler gibi tamamen geometrik özelliklerle ilişkilidir. Yer hareketinin fiziksel ve uzamsal değişiminin anlaşılması için, belirlenen bir yerde bu özelliklerin doğru bir şekilde elde edilmesi gerekir. Zemin tabakalarının karakteristiği, yer etkisi çalışmalarının önemli ve vazgeçilmez bir parametresidir.

### 1.6.1. Yer Etkisinde Temel Fiziksel Kavramlar ve Tanımlar

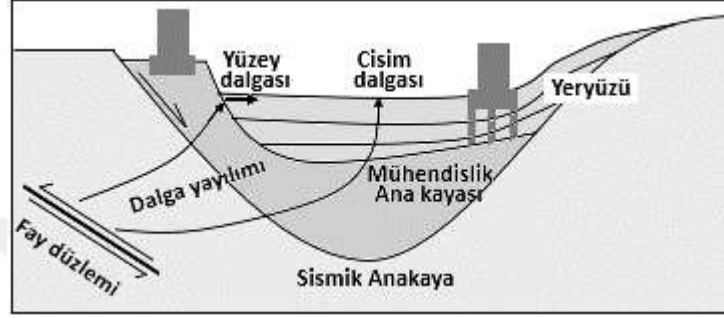
Yeryüzünde alınan deprem kayıtları, meydana gelen bir deprem olayı ile ilgili şu üç bilgiyi içerir: a) kaynak hareketi/aktivasyonu (fay düzlemi), b) sismik enerjinin yayılma yolu ve c) kayıt noktasında yerel jeolojinin dalga alanı üzerindeki etkisi (Şekil 8). Potansiyel olarak ivmeyi, hızı veya yer değiştirmeyi temsil eden, bir yerde kaydedilen fiziksel genlik  $r(t)$ , zaman ortamında üç faktörün konvolüsyonu (\*) şeklinde (7) bağıntısındaki gibi yazılabilir.

$$r(t) = e(t) * p(t) * s(t) \quad (7)$$

Burada  $e(t)$  kaynak sinyalidir,  $p(t)$  kaynaktan zemine olan yayılımı karakterize eden fonksiyondur ve  $s(t)$  yerel zemin koşullarının yer hareketi üzerindeki etkisini ifade etmektedir (bundan sonra yer etkileri olarak tanımlanacak). Frekans ortamında (7) bağıntısı bir çarpım (.) şekline dönüşür ve (8) bağıntısı ile verilir.

$$R(f) = E(f) \cdot P(f) \cdot S(f) \quad (8)$$

Burada  $R(f)$ ,  $E(f)$ ,  $P(f)$  ve  $S(f)$ , sırasıyla zamana bağlı  $r(t)$ ,  $e(t)$ ,  $p(t)$  ve  $s(t)$  fonksiyonlarının Fourier dönüşümleridir. Bu faktörlerin tümünün yer tepkisi üzerinde katkısı bulunur. Bir yeri karakterize eden ana parametreler, zemin stratigrafisinin geometrisi (kalınlık ve yanal süreksizlikler), topografyanın şekli ile zemin ve kaya malzemelerinin dinamik, fiziksel ve mekanik özellikleridir (Pitilakis, 2004).



Şekil 8. Fay düzleminin yeryüzüne kadar olan dalga yayılımının şematik gösterimi (Yoshida ve Iai., 1998'den değiştirilerek alınmıştır).

Yer etkisinin tahmininde kullanılabilecek çeşitli yöntemler vardır. Yöntemin seçimi, genellikle uygulandığı mühendislik projesinin önemi ile ilgilidir. Genel olarak, yöntemler beş ana kategoride sınıflandırılır (Pitilakis, 2004):

- Deneysel-Ampirik yöntemler; genellikle frekans ortamında, beklenen yer hareketinin temel özelliklerini belirlemek için yer hareketi veya çevre gürültüsü kayıtlarını kullanmaktadır.
- Ampirik yöntemler; zemin sınıflandırması, ortalama S-dalga hızı, topografya, deprem magnitüdü ve mevcut büyütme ilişkilerine dayalı olarak ivme, hız ve tepki spektrumları gibi deprem hareketlerinin parametrelerini belirlemektedir.
- Yarı ampirik yöntemler; tanecik hareketleri gibi çok daha küçük (yani Green fonksiyonları) kaydedilen deprem hareketlerinin geçmiş deprem hareketleri ile kombinasyonunu hesaplamaktadır. Bu yöntemler, ayrıntılı fay kırılma sürecini ve sürtünme etkilerini açıklayabilir.
- Teorik yöntemler; yer etkilerini analitik ve çoğunlukla sayısal 1B, 2B veya 3B dalga yayılım modeli aracılığıyla hesaplamaktadır. Farklı geliş açlarına sahip farklı dalga türleri kullanılabilir. Bu yöntemlerin temel avantajı, dinamik yükleme koşulları altında zemin davranışını tanımlamak için karmaşık yapısal

ilişkileri kullanma olasılığı ve havza topografyası dahil olmak üzere saha stratigrafisini doğru bir şekilde modelleme yeteneğidir.

- Hibrit yöntemler; teorik sismik fay modelinden belirlenen uzun periyot bileşeni ile yarı-deneysel yöntemden belirlenen sayısal sismik dalga yayılım modeli çiftinden geçmiş deprem hareketlerini hesaplamaktadır.

### 1.7. Mikrobölgelendirmenin Tanımı ve Kapsamı

Deprem olgusu üzerine yapılan çalışmalar, depremin kaynağını ve deprem etkilerinin yerel zemin koşulları üzerindeki önemini ortaya koymaktadır. Deprem hasarlarının en aza indirilmesi amacıyla, yer hareketi karakteristiklerinin ve yerel zemin koşullarının farklı ölçeklerde tanımlanması ile ülke, bölge, kent bazında veya daha küçük yerleşim alanlarında planlamaya yönelik haritaların oluşturulması gerekliliği doğmuştur.

Mikrobölgelendirme kavramı, depremin olumsuz etkilerinden farklı ölçülerde etkilenecek olan yerlerin belirlenmesi olarak tanımlanabilir ve mikrobölgelendirme başlıca şehir planlaması, imar ve arazi kullanım planlarına bilgi sağlar. Sherif (1982) tarafından mikrobölgelendirme çalışmaları kapsamlı olarak şu şekilde tanımlanmıştır: “Mikrobölgelendirme, arazilerin bir plan içerisinde düzenli olarak kullanımını gerçekleştirmek amacıyla, deprem etkisi karşısında jeolojik, sismolojik (jeofizik) ve jeoteknik faktörleri birleştirerek ekonomik, sosyal ve politik açıdan uyumlu ve kullanılabilir bölgelerin belirlenmesi ile ilgilidir.” Mikrobölgelendirmede amaç yalnızca yeni yerleşim alanlarının planlanmasını yapmak değil, mevcut yapılarda yer sarsıntısı kaynaklı oluşabilecek hasarlara karşı tedbir almaktır. Mikrobölgelendirmenin kapsamında, deprem tehlikesi parametreleri, yüzeysel faylanma ve tektonik hareketler, yer sarsıntı şiddeti, sıvılaşma, zemin yayılması ve oturma olasılığı, toprak kayması ve kaya düşmesi gibi şev stabilitesi problemleri ile deprem sonucunda oluşan tsunami, su dalgaları ve oturmalara bağlı su baskınları yer almaktadır.

Bölgeleme amaçlı değerlendirmeler; yer tepkisi, yamaç duraylılığı ve sıvılaşma olmak üzere üç tür olgu için yapılmaktadır. Bu üç olgunun her biri için mikrobölgelendirme çalışmaları üç aşamada gerçekleştirilmektedir (Tablo 1).

Birinci aşama/Genel Bölgeleme: Bölgelemenin ilk aşaması, tarihsel kaynaklardan, yayınlanmış raporlardan, mevcut olan diğer veri kaynaklarından elde edilen bilginin derlenip yorumlanmasına dayanmaktadır. Genel bölgeleme, ülke, eyalet, şehir, kasaba veya

yerel alanlar gibi bir bölgeyi kapsayacak biçimde en genel ve en düşük maliyetli bir yaklaşımdır. Yerel ölçekte yer hareketleri ölçeklendirilmek istendiğinde aletsel olarak kaydedilen deprem katalogları kullanılabilir. Veri kalitesi bölgeleme haritasının kalitesini önemli oranda değiştirmektedir. Bölgelemenin ilk seviyesinde haritalama 1:1000000 - 1:50000 ölçek aralığında yapılmaktadır (ISSMFE, 1993; Özçep, 2005).

Tablo 1. Bölgelemenin üç seviyesi için veri kullanımı (Manual For Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993).

	1.Derece Mikrobölgeleme (Genel Bölgeleme)	2.Derece Mikrobölgeleme (Ayrıntılı Bölgeleme)	3.Derece Mikrobölgeleme (Kapsamlı Bölgeleme)
Zemin Büyütmesi	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Deprem geçmişi</li> <li>✓ Bölgenin jeolojik ve tektonik yapısını gösteren haritalar</li> <li>✓ Bölge halkı ile görüşmeler</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Jeoteknik incelemeler</li> <li>✓ Mikrotremor ölçümleri</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Detaylı jeoteknik incelemeler</li> <li>✓ Zemin davranışının analizi</li> <li>✓ Zemin tabakalarının 1 ve 2 boyutlu analizi</li> </ul>
Şev Stabilitesi	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Deprem geçmişi</li> <li>✓ Bölgenin jeolojik ve tektonik yapısını gösteren haritalar</li> <li>✓ Bölge halkı ile görüşmeler</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Hava fotoğrafları ve uzaktan algılama</li> <li>✓ Arazi çalışmaları</li> <li>✓ Bölgenin hidrolojik özellikleri ve bitki örtüsü</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Detaylı jeoteknik incelemeler</li> <li>✓ Şev stabilitesi analizleri</li> </ul>
Sıvılaşma	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Deprem geçmişi</li> <li>✓ Bölgenin jeolojik ve tektonik yapısını gösteren haritalar</li> <li>✓ Bölge halkı ile görüşmeler</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Hava fotoğrafları ve uzaktan algılama</li> <li>✓ Arazi çalışmaları</li> <li>✓ Bölge halkı ile görüşmeler</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Detaylı jeoteknik incelemeler</li> <li>✓ Sıvılaşma analizleri</li> </ul>
Harita Ölçeği	1:1000000-1:50000	1:100000-1:10000	1:25000-1:5000

İkinci aşama/Ayrıntılı Bölgeleme: Birinci seviyedeki bölgeleme haritasının kalitesi ek veri kaynakları kullanılarak orta seviyede bir maliyetle önemli oranda geliştirilebilir. Örneğin, hava fotoğrafları; fay yapıları ve jeolojik koşulların daha iyi tanımlanmasına yardımcı olurken, bazı durumlarda da daha eski fotoğraflar kentsel gelişimin öncesinde yerel jeolojik birimlerin yapısını anlamada daha yararlı olabilmektedir. Yerel yer hareketi büyütmesi, yamaç duraysızlığı potansiyeli ve sıvılaşma amacıyla jeolojik birimleri yerinde haritalayabilmek için ek saha çalışmaları yapılabilir. Resmi kurumlar, Belediyeler veya özel şirketlerden temin edilen jeoteknik raporlar ile ek arazi verisi ve laboratuvar test verileri oluşturulabilir. Geçmişte meydana gelmiş depremlerden kaynaklı oluşan yamaç

duraysızlıkları ve sıvılaşma üzerine bölge sakinlerinden detaylı tarihsel bilgi sağlanabilir. Ayrıca yer titreşim özellikleri (karakteristik yapı yeri periyodu) veya yer hareketinin büyütme karakteristikleri hakkında daha ayrıntılı bilgi elde etmek için mikrotremor ölçümleri kullanılabilir. Genel olarak makul bir maliyetle bu yaklaşım uygulanabilmekte ve 1:100000 - 1:10000 aralığındaki ölçeklerde bölgeleme haritasının daha gelişmiş formunun oluşmasına izin vermektedir (ISSMFE, 1993; Özçep, 2005).

Üçüncü aşama/Çok Ayrıntılı Bölgeleme: Çok yüksek ve çok ayrıntılı bir bölgeleme seviyesine (1:25000 - 1:5000 arasındaki ölçekte) ihtiyaç duyulduğunda, sorunlu olan zemin/kaya ortamına özgü ek yapı yeri (site) araştırma verisine ihtiyaç duyulacaktır. Bu araştırmalardan elde edilen sonuçlar, sismik yer tepkisi, yamaç duraysızlığı davranışı veya sıvılaşma potansiyelinin bilgisayar destekli analizleriyle biçimlendirilebilir. Saha bazında ayrıntılı özel bilgiye gereksinim duyulan bu bölgeleme aşaması yüksek maliyetlidir.

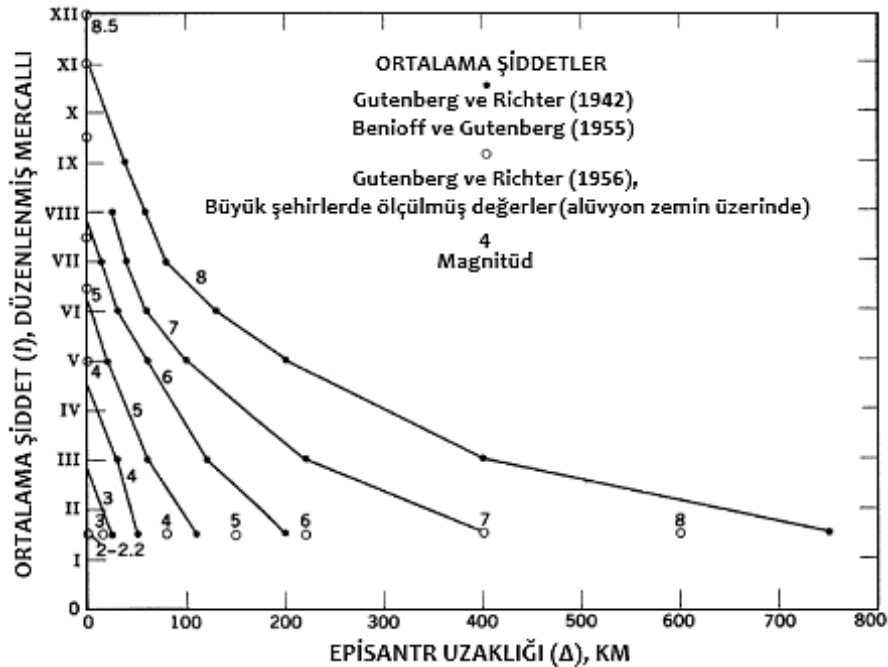
### **1.8. Yer Hareketi / Büyütme Özelliklerine Göre Mikrobölgelendirme**

Deprem tehlikesinin ve hasarlarının azaltılması ile ilişkili gerçekleştirilen mikrobölgelendirme çalışmaları, yer sarsıntılarında meydana gelen yer hareketi etkilerinin en aza indirgenmesine yönelik araştırmaları kapsamaktadır. Öncelikle yer hareketlerinin yapılar üzerine etki eden sismik kuvvetler ile doğrudan ilişkili olmasından ötürü yer hareketlerine yönelik yapılan sismik mikrobölgelendirme çalışmalarında sismik riskin belirlenmesi önemli bir başlangıç göstergesidir. Bunun yanında, zemin dayanımının azalması/zeminin yenilmesi (failure) de yer hareketleriyle doğrudan ilişkilidir. Yer hareketleri için yapılan mikrobölgelendirme çalışmaları bu tehlike karakteristiklerinin ayrıntılı bir şekilde değerlendirilmesinde gereken bilgiyi sağlayan en temel bölümü oluşturmaktadır (ISSMFE, 1993; Özçep, 2005). Bölgeden bölgeye değişim gösteren yer hareketinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler üç derecede incelenmektedir (Manual For Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993).

#### **1.8.1. Birinci Derece Yöntemler**

Birinci derece mikrobölgelendirmede ilk olarak bölgesel sismolojik özellikler belirlenerek, tarihi depremlerden ve aletsel deprem kayıtlarından sismik veriler elde edilir.

Daha sonra bölgenin jeolojisini gösteren haritalardan, hava fotoğraflarından, arazi incelemelerinden ve mevcut sondaj loglarından incelenen bölgenin tektonik ve jeolojik yapısı hakkındaki bilgiler toplanır. Elde edilen bu verilerden yerel zemin etkileri incelenmekte ve bunlara ilişkin üç tür harita kullanılmaktadır. Bunlardan ilki herhangi bir bölgeye ait sismolojik verilerin tarihsel deprem kayıtlarından veya aletsel deprem kataloglarından elde edilebilecek olan deprensellik/sismik risk haritalarıdır. Tüm dünyada meydana gelen depremler için hem aletsel deprem katalogları hem de tarihsel deprem verileri National Oceanic ve Atmospheric Administration (NOAA, 1978; Ganse ve Nelson, 1981) tarafından yayınlanmıştır. Bir diğer yöntem, yer hareketi şiddeti azalım haritalarının hazırlanmasıdır. Bu haritalar kuvvetli yer hareketinin belirlenmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Tarihsel depremlerin eş şiddet (izoseist) dağılımlarının kullanılmasıyla sismik şiddete bağlı azalım ilişkileri geliştirilebilmektedir (İnce, 2005). Tablo 2’de bazı araştırmacılar tarafından geliştirilen azalım ilişkilerine örnekler verilmiştir. Örneğin, Gutenberg ve Richter (1942, 1956) ile Benioff ve diğ. (1955) tarafından Güney Kaliforniya’da farklı magnitüdü depremler için ortalama şiddete karşı episantr uzaklığı için sunulan veriler Şekil 9’da gösterilmektedir (Barosh, 1969).



Şekil 9. Güney Kaliforniya’da farklı büyüklüklerdeki ( $2.0 \leq M \leq 8.5$ ) depremler (odak derinliği = 16 km) için ortalama şiddet-episantr uzaklığı eğrileri, (Barosh, 1969).

Tablo 2. Sismik şiddet için önerilmiş bazı azalım ilişkileri (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993).

Araştırmacılar	Azalım ilişkileri
Evernden ve Thomson (1985)	$I_{MM} = 10.8 + 1.05M - 6\log(X + 25)$
Crespellani ve diğ. (1991)	$I_{MM} = 8.6 + 1.48M - 6.4\log(d + 14)$
Kawasumi (1951)	$I_{JMA} = 0.3 + 2M - 4.6\log d - 0.0018d$ (d>100km) $I_{JMA} = -4.0 + 2M - 2\log X - 0.0167X$ (d<100km)
$I_{MM}$ : Düzenlenmiş Mercalli şiddeti, $I_{JMA}$ : Japon Meteoroloji Dairesi şiddeti, X; hiposantr uzaklığı (km), d; episantr uzaklığı (km), M: magnitüd.	

Bu yöntemlerden sonuncusu hasar ve şiddet araştırmaları ile yüzey jeolojisini içeren yerel zemin etkileridir. Bir bölgede sismik tehlike değişiminin değerlendirilmesinde yüzey jeolojisi incelemelerinden yararlanılmaktadır. Birçok araştırmacı yüzey jeolojisi ile sismik tehlike artışı arasında deneysel (ampirik) ilişkiler ortaya koymuştur (Tablo 3).

Tablo 3. Her bir jeolojik oluşum için şiddet artışları (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993).

JEOLJİK BİRİM	ŞİDDET ARTIŞI	JEOLJİK BİRİM	ŞİDDET ARTIŞI
Medvedev (1962)	(M.S.K. Ölçeği)	Kagami ve diğ. (1986)	(J.M.A. Ölçeği)
Granit	0.0	Talk	0.2
Kireçtaşı, Kumtaşı, Şeyl	0.2-1.3	Andezit	0.0
Jips, Marn	0.6-1.4	Çakıl	0.0
Kaba daneli zemin	1.0-1.6	Dere yatakları	0.4
Kumlu zemin	1.2-1.8	Volkanik kül	0.5
Killi zemin	1.2-2.1	Kumlu silt	0.7
Dolgu	2.3-3.0	Killi silt	0.8
Nemli zemin (çakıl, kum, kil)	1.7-2.8	Silt	1.0
Nemli dolgu ve zemin (bataklık)	3.3-3.9	Turba	0.9
Evernden ve Thomson (1985)	(M.M. Ölçeği)	Astroza ve Monge (1991)	(M.S.K. Ölçeği)
Granit ve Metamorfik Kayaçlar	0.0	Gölse	0.0
Paleozoik Kayaçlar	0.4	Granit kaya	1.5-2.5
Erken Mesozoik	0.8	Volkanik pomza külleri	0.5-1.0
Kretase-Eosen	1.2	Çakıl	1.0-2.0
Tanımlanmamış Tersiyer	1.3	Kolovyal	2.0-2.5
Oligosen-Orta Pliosen	1.5		
Pliosen- Pleistosen kayaçlar	2.0		
Tersiyer Volkanik	0.3		
Kuaterner Volkanik	0.3		
Alüvyon (su seviyesi<30 ft)	3.0		
(30 ft <su seviyesi<100 ft)	2.0		
(100 ft<su seviyesi)	1.5		

Medvedev (1962), Everden ve Thomson (1985), Kagami ve diğ. (1986) ve Astroza ve Monge (1991) tarafından önerilen ilişkiler sırası ile Orta Asya, Kaliforniya, Japonya ve Çin'de meydana gelen depremler sırasında yapılan gözlemlere dayanmaktadır. Borcherdt ve Gibbs (1976) tarafından göreceli büyütme kavramı, arazi jeolojisi etkilerini daha niceliksel ifade edebilmek için kullanılmıştır. Bu amaçla, farklı jeolojik koşullara sahip alanlarda granite göre spektral büyütmeyi elde etmek için nükleer patlatmalar tarafından üretilmiş yer hareketleri ölçülmüş ve yüzey jeolojisi ile ortalama yatay spektral büyütme arasında güçlü bir ilişki bulunmuştur. Geçmişte yıkıcı depremlerdeki hasar dağılımlarına ilişkin verilerin, yerel zemin etkilerini değerlendirmede en etkin ve en basit yaklaşım olduğu söylenebilir. Bu yaklaşım Imamura (1913) tarafından Tokyo'nun mikrobölgelendirmesi için kullanılmıştır. 1854 yılında meydana gelen Tokyo depreminin hasar dağılım verileri kullanılarak farklı tehlike seviyelerine göre Tokyo şehri 3 bölgeye ayrılmıştır. Yıkıcı depremlere ait detaylandırılmış hasar dağılım verilerinin elde edilmesi her zaman mümkün olmadığından, farklı pek çok araştırmacı tarafından alternatif yöntemler geliştirilmiştir. Şöyle ki, incelenen alanda şiddet araştırması için anketler hazırlanmakta ve bu alana ait şiddet dağılımı elde edilerek şiddet artış haritaları oluşturulmaktadır (Murakami ve Kagami, 1991).

### **1.8.2. İkinci Derece Yöntemler**

Birinci derece yöntemler kullanılarak elde edilen verilerin güvenilirliğinin geliştirilebilmesi için ilave veri ve bilgi eklenebilir. Yüzey jeolojisi ile jeoteknik özellikler arasındaki ilişkinin tek bir yolla tanımlanamamasından dolayı, yüzey jeolojisine dayanan bölgeleme haritaları zeminin özel değerlendirmesi için yeterli bilgi sağlamamaktadır. Bu durumda, daha ileri değerlendirmeler için penetrasyon testleri, jeofizik testler ve laboratuvar testleri için sondajlarla zemin örnekleme gibi ek jeoteknik incelemeler yapmak gerekir (Imai, 1978; Ohta ve Goto, 1978).

İkinci derece yöntemlerdeki bölgelemede, jeoteknik parametreler açısından incelenen bölge için kayma dalgası hızı ( $V_s$ ) dağılımına göre oluşturulan haritalar, zemin sınıfı haritası ile deprem kayıtları ve çevresel gürültü (mikrotremor) ölçümlerinin değerlendirilip yorumlanmasıyla oluşturulan haritalar kullanılmaktadır. İkinci derece yöntemlerinde aşağıdaki süreçler izlenmektedir:

- Jeoteknik İncelemeler: İkinci veya üçüncü derece mikrobölgelendirme için sorunlu arazi üzerinde ayrıntılı bilgiye ihtiyaç vardır. Jeoteknik incelemeler, anakaya derinliğine veya yüzey tabakası daha yüksek kayma dalgası (S-dalgası) hızına sahip bir tabakaya ulaşıncaya kadar yapılmaktadır. İkinci ve üçüncü derece mikrobölgelendirmede anakaya tanımı önemlidir. Genellikle 700 m/sn ya da daha büyük kayma dalgası hızına ( $V_s$ ) sahip tabakanın “anakaya” olarak tanımlanması yaygındır (Akgün ve diğ., 2013).
- Mikrotremor Ölçümleri: Yerel zemin özellikleri araştırılan bir alanın zemin araştırma raporu mevcut değilse, mikrotremor ölçümleri ile bu alana ait yerel zemin özellikleri (zemin büyütmesi, zemin hakim titreşim periyodu veya frekansı) belirlenebilmektedir. Mikrotremorların genlik seviyesi tipik olarak mikron seviyesinden daha küçüktür. Mikrotremor ölçümleri için yüksek duyarlılığa sahip sismometreler kullanılmaktadır.
- Kayma Dalgası Hızı ( $V_s$ ): Kayma dalgası hızı zeminin en önemli dinamik karakteristiklerinden biridir.  $V_s$ , zeminin rijitlikleri hakkında doğrudan bilgi sağladığı için çoğunlukla zemin büyütme analizlerinde etkin olarak kullanılmaktadır. Zemin tabakalarının bir deprem anındaki davranışı, o depremin frekansına ve zeminin hakim periyoduna (frekansına) bağlıdır. Zeminin kayma dalgası hızı, yer büyütmesinin değerlendirilmesinde kullanılan önemli bir parametredir. Yumuşak zemin tabakalarının sismik dalgaları ne oranda büyüteceği sismik empedans oranı ile büyütme arasındaki (9) ilişkisiyle açıklanabilir (Roesset, 1977).

$$B = \frac{1}{(1 + \alpha)/(\pi\eta)\xi} \quad (9)$$

Shima (1977), anakaya-zemin tabakası sismik hızlarının oranı ile analitik olarak hesapladığı zemin büyütme faktörü arasında doğru orantılı bir ilişki olduğunu bulmuştur. Geniş bir alandaki ana kayanın  $V_s$  hızının nispeten sabit bulunduğu yerlerde, her bir yer için bağıl büyütme değeri  $V_s$ 'den elde edilebilmektedir. Yer hareketi gözlemi ve analizlerine dayanan çalışmalar neticesinde, belirli bir derinlik için yüzey tabakasının ortalama kayma dalgası hızı ile bağıl büyütme arasında güçlü bir ilişki olduğu görülmüştür

(Midorikawa, 1987; Joyner ve Fumal, 1984; Borchardt ve diğ. 1991). Bu ilişkiler Tablo 4'te verilmiştir.

Tablo 4. Ortalama kayma dalgası hızı ile bağıl büyütme faktörü arasındaki ilişkiler (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993).

Araştırmacılar	Eşitlikler
Midorikawa (1987)	$A = 68V_1^{-0.6}$ ( $V_1 < 1100$ m/sn) $A=0.1$ ( $V_1 > 1100$ m/sn)
Joyner ve Fumal (1984)	$A = 23V_2^{-0.45}$
Borchardt ve diğ. (1991)	AHSA=700/ $V_1$ (zayıf deprem için) AHSA=600/ $V_1$ (kuvvetli deprem için)
A: pik yüzey hızı için bağıl (relatif) büyütme faktörü, AHSA: 0.2-0.4 sn periyot aralığı için ortalama yatay spektral büyütme, $V_1$ : 30 m derinlik için ortalama kayma dalgası hızı (m/sn), $V_2$ : Yarım periyotluk dalga için bir çeyrek dalga boyunun ortalama kayma dalgası hızı (m/sn)	

### 1.8.3. Üçüncü Derece Yöntemler

İkinci derece yöntemlerinde tanımlanan yerel zemin araştırmalarına dayanan bölgelendirme çalışmalarının doğruluğu, yer tepkisinin analizi ile incelenebilmektedir. 1B- doğrusal ve doğrusal olmayan analizler ile 2B - 3B analizleri gerçekleştirebilen mevcut bilgisayar programları kullanılarak üçüncü derece bölgelendirme yapılabilmektedir. Eğer doğrusal olmayan analiz uygulanırsa, ek olarak laboratuvar testlerinin yapılması gerekebilir. Yer tepki analizi genellikle arazi bazındaki saha çalışmalarına dayanmaktadır. Bu çalışmalardan yeterli verinin elde edilmesiyle güvenilirliği çok yüksek bölgelendirme haritaları oluşturulmaktadır (Shima ve Imai, 1982; Joyner ve Chen, 1975; Schnabel ve diğ. 1972; Tokimatsu ve Midorikawa, 1981). İkinci derece yöntemler ile üçüncü derece yöntemler arasındaki temel farklılık, üçüncü derece yöntemlerin uygulanması için gereken analitik modellerin ve sayısal işlemlerin derinlemesine anlaşılmasıdır. Bu tür analiz ve hesaplamaların yanlış kullanımı, hatalı bölgelendirme yapılmasına neden olabilmektedir. Üçüncü derece yöntem yaklaşımındaki bölgelendirme, konunun uzmanlarınca yapılacak değerlendirmeleri içermeli ve mümkünse geçmiş deprem deneyimleri ile test edilerek doğrulanmalıdır.

## 2. MATERYAL VE YÖNTEM

### 2.1. Yüzey Dalgası Yöntemleri

Mühendislik amaçlı zemin davranışının belirlenmesine yönelik çalışmalarda S-dalgası hız bilgisi önemli bir yere sahiptir. Bilinen sismik kırılma, sismik yansıma veya kuyu içi sismik yöntemlerde S-dalgasının üretilmesi ve elde edilen verilerden S-dalgası hızının belirlenmesi zordur. Bu yöntemlerin arazi uygulamaları zaman alır ve yüksek maliyet gerektirdiğinden yüzey dalgası yöntemleri bunlara alternatif olarak geliştirilmiştir. S-dalgalarının elde edilmesinde aktif veya pasif kaynak ile kaydedilen yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinden yararlanılmaktadır. Yüzey dalgalarını cisim dalgalarından ayıran en belirgin özellikleri yüksek genlik, düşük frekans içeriği ve dispersif yapıya sahip olmalarıdır (Park ve diğ. 1997). Yüzey dalgalarının hızları geçtikleri ortamın sahip olduğu P ve S-dalgası hızlarına ( $V_p$  ve  $V_s$ ), ortamın yoğunluğuna ve tabaka kalınlıklarına bağlıdır. Bu ortamda S-dalgası hızı ve tabaka kalınlığı baskın parametredir (Park ve diğ. 2002). Bu sebeple, dalgaın geçtiği ortamdaki  $V_s$  değişimi yüzey dalgalarının dispersif yapısıyla doğrudan ilişkilidir.

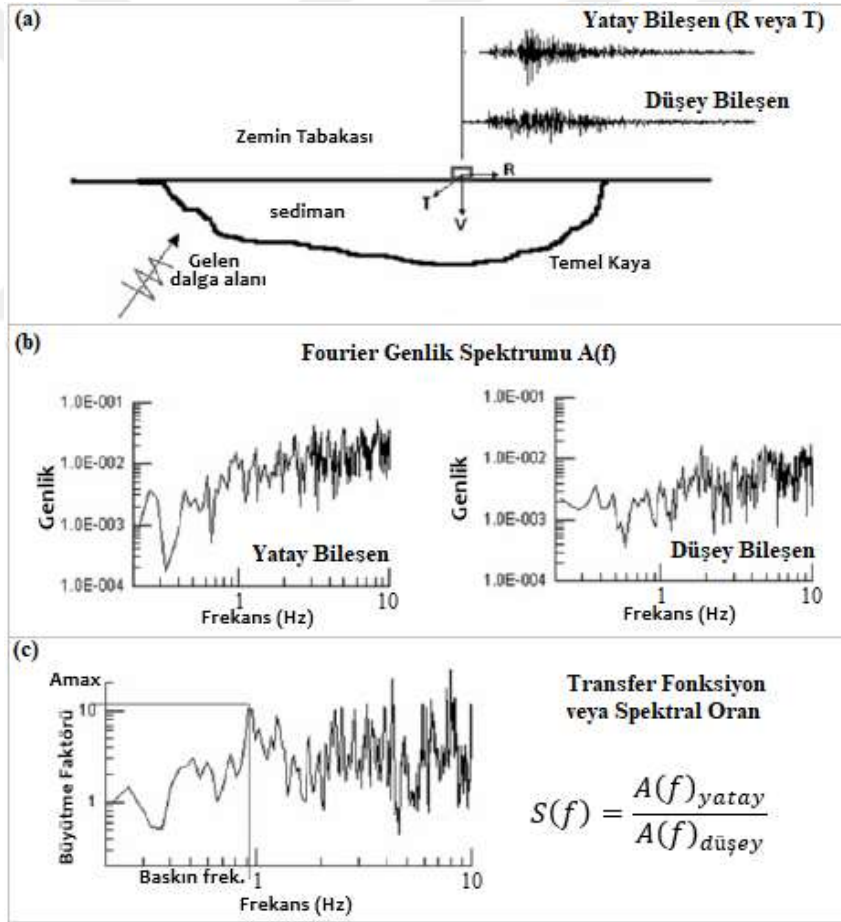
Yüzey dalgalarının elde edilmesinde kullanılan yöntemler enerji kaynaklarına göre aktif kaynaklı ve pasif kaynaklı olmak üzere iki ayrı grupta toplanmaktadır:

- Aktif Kaynaklı Yüzey Dalgası Yöntemleri: Kullanıcının kaynağı kontrol edebildiği ve doğrusal dizilimler kullanılarak enerjinin ağırlık düşürme, balyoz veya titreştirme yoluyla üretildiği yöntemlerdir. Bunlar Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi ve Çok Kanallı Yüzey Dalgası yöntemleridir.
- Pasif Kaynaklı Yüzey Dalgası Yöntemleri: Kaynağın kullanıcı tarafından kontrol edilemediği, enerjinin düşük frekans ve uzun dalga boyları ile daha derine nüfuz ettiği yöntemlerdir. Pasif kaynaklı yöntemler, tek noktada Mikrotremor Araştırma yöntemi ve ikiden fazla noktada farklı istasyon dizilimlerinin uygulandığı Kırılma Mikrotremor (KrMi), Uzaysal Özilişki (UÖİ), Frekans-Dalga sayısı (f-k) ve Genişletilmiş Uzaysal Özilişki (GUÖİ) yöntemleridir.

## 2.2. Tek İstasyon Mikrotremor Verisi Değerlendirme Yöntemleri

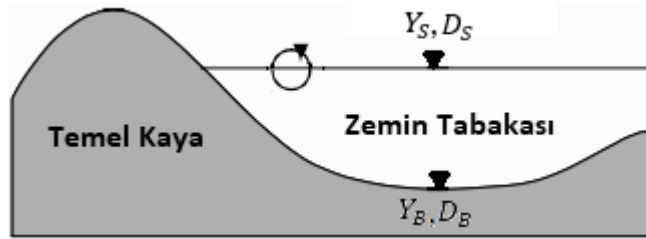
### 2.2.1. Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi (Y/D, Nakamura Tekniği)

Yatay/Düşey spektral oran yöntemi, Japonya’da farklı yerlerde alınan güçlü hareket kayıtlarının (deprem ivme kayıtları) kullanımını ile Nakamura (1989) tarafından geliştirilmiştir. Yöntemin geçerliliği yönündeki sayısal modellemeler Lermo ve Chavez-Garcia (1994) tarafından irdelenmiştir. Bu teknikte, yer hareketinin yatay bileşeninin düşey bileşenine spektral oranı kullanılmakta ve buna göre farklı frekanslardaki Fourier genlik değerleri hesaplanmaktadır.



Şekil 10. Y/D yönteminin tanımlanması (Pitilakis (2004)’den değiştirilmiştir). a) Tortul (yumuşak) zeminde alınan yatay ve düşey bileşen deprem ivme kayıtları; b) Bu kayıtların Fourier genlik spektrumları; c) Yatay ve düşey bileşen kayıtların genlik spektrumlarının oran (transfer fonksiyonu) grafiğinden baskın frekans ve büyütme faktörünün belirlenmesi

Yöntemin temel varsayımı, zemin tabakalanmasının yatay ve düzlem olduğu durumlarda yer hareketi düşey bileşenin, kayıt noktasındaki zemin koşulları ile ilgili her türlü etkiden arındırılmış olduğudur. Şekil 10'da ilk kez Lermo ve Chavez-Garcia (1993) tarafından Mexico City'de alınan deprem kayıtlarının S-dalgası kısmına uygulanan yöntemin genel şeması gösterilmektedir (Pitilakis, 2004). Nakamura tekniğine göre mikrotremorlar farklı dalga türlerinden oluşur. Etkin dalga türü zemin ortamında yayılan Rayleigh dalgalarıdır ve bunlar yüzey kaynakları tarafından oluşturulur. Ayrıca Rayleigh dalgasının üç bileşen mikrotremor kaydının düşey bileşeni üzerindeki etkisi zemin tabakasında mevcut iken, temel kayada yoktur. Bu dalga türünün mikrotremor kaydı üzerindeki etkisi yatay ve düşey bileşende aynıdır. Bu sebeple, 0.2 - 20 Hz aralığında temel kaya üzerinde yatay ve düşey bileşenlerin spektral oranı 1.0'e oldukça yakındır (Dikmen, 2009). Nakamura (1989) mikrotremorların derinden değil, yüzeyden ve yüzeye yakın noktalardan gelen titreşimlerden (trafik, şehir gürültüleri vb.) oluştuğunu varsaymakta ve derinden gelen katkıları ihmal etmektedir. Nakamura (1989)'nın varsayımına göre mikrotremorların düşey bileşeni zemin tabakalarından etkilenmez, buna karşın yatay bileşenler zemin tabakalarının sahip olduğu düşük hız ve yoğunluğa bağlı olarak önemli büyütmeğe uğrarlar. Bu teknikte, mikrotremorlar yarı-sonsuz tek tabakalı bir ortamda yayılan Rayleigh dalgaları yaklaşımı ile açıklanmıştır (Şekil 11).



Şekil 11. Nakamura (1989) tarafından mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model.  $Y_S, D_S$ ; yüzeydeki hareketin sırasıyla yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları.  $Y_B, D_B$ ; zemin tabakasının tabanındaki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları

Nakamura (1989) yaptığı kabuller neticesinde frekansa bağlı kaynak etkilerini ( $A_S$ ) yüzeydeki ve zemin tabakasının tabanındaki hareketlerin düşey bileşenleriyle ( $D_S, D_B$ ) şu şekilde tanımlar:

$$A_S(f) = \frac{D_S(f)}{D_B(f)} \quad (10)$$

Gözlem noktasındaki transfer fonksiyonu ( $S_T$ ), yüzey ve temeldeki yatay bileşenlerin ( $Y_S, Y_B$ ) spektral oranı olarak tanımlanmaktadır (11).

$$S_T(f) = \frac{Y_S(f)}{Y_B(f)} \quad (11)$$

Nakamura (1989) yöntemine göre, ölçüm noktasının (11) bağıntısında verilen transfer fonksiyonu ( $S_T$ ) (10) bağıntısındaki kaynak etkisine ( $A_S$ ) oranlanır ve kaynak etkisi ölçüm değerlerinden uzaklaştırılır. (12) bağıntısıyla verilen bu oran modifiye edilmiş transfer fonksiyonu ( $S_{MT}$ ) olarak tanımlanır.

$$S_{MT} = \frac{S_T(f)}{A_S(f)} = \frac{Y_S(f)}{D_S(f)} \times \frac{D_B(f)}{Y_B(f)} \quad (12)$$

$$S_M(f) = R_S(f) \times R_B(f) \quad R_S(f) = \frac{Y_S(f)}{D_S(f)}, \quad R_B(f) = \frac{D_B(f)}{Y_B(f)} \quad (13)$$

(12) bağıntısındaki oransal ifadeler kısaltılarak (13) bağıntısı ile verilir. Burada  $R_B$ ; temel kaya üzerinde yatay ve düşey bileşenlerin spektral oranı,  $R_S$ ; yüzeydeki (tortul tabaka) yatay ve düşey bileşenlerin spektral oranıdır. Nakamura (1989)'a göre mühendislik amaçlı çalışmalarda ilgilenilen frekans aralığında (genellikle 1 - 20 Hz bandında)  $R_B$  yaklaşık 1.0'e eşittir (14). Böylece  $R_S$  olarak verilmiş olan transfer fonksiyonu zemin tabakasının yüzeyinde ölçülen mikrotremor verisinden elde edilmektedir.

$$R_B(f) = \frac{D_B(f)}{Y_B(f)} = 1 \quad (14)$$

Yer etkisi, (14) bağıntısının kullanılmasıyla hareketin yüzeydeki yatay ve düşey bileşenleri cinsinden (15) bağıntısıyla tanımlanır.

$$S_{MT}(f) = \frac{Y_S(f)}{D_S(f)} \quad (15)$$

Yüzeyde ölçülen mikrotremor kaydının yatay/düşey bileşenlerinin oranı Rayleigh dalgası etkisini giderme olanağı sağlar ve yalnızca jeolojik ortamın etkisini yansıtır. Referans noktası gerektirmeyen Nakamura tekniği, sismik yoğunluğun az olduğu veya temel kayanın bulunmadığı alanlarda kolaylıkla uygulanabilmektedir (Dikmen, 2009).

### 2.2.2. Standart Spektral Oran Yöntemi (SSO, Referans İstasyonu)

Borcherdt (1970) tarafından ilk kez deprem ivme kayıtlarına uygulanan bu yöntem, zemin büyütmesinin karakterize edilmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Standart Spektral Oran, aynı depremden ve hareket bileşeninden gelen yumuşak zemin tabakası kaydına ait Fourier genlik spektrumunun yakındaki bir referans nokta veya kaya zemin üzerinde alınan kaydın Fourier genlik spektrumuna oranı olarak tanımlanır (Şekil 12). SSO yönteminde, ölçüm noktasının genlik spektrumu (16) bağıntısı ile tanımlanmaktadır.

$$R(f) = E(f) \cdot P(f) \cdot S(f) \quad (16)$$

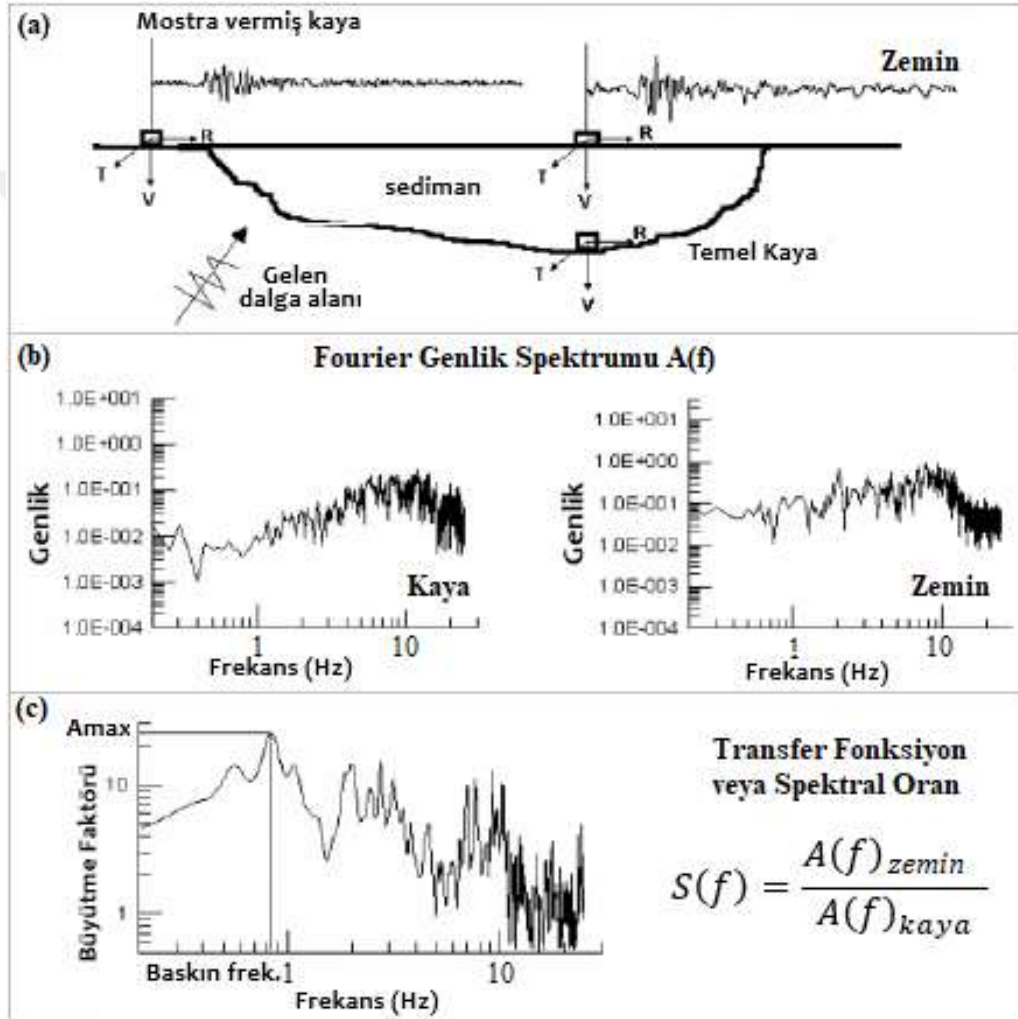
Burada  $E(f)$  kaynak etkisini,  $P(f)$  dalga yolu etkisini ve  $S(f)$  zemin etkisini göstermektedir (Dikmen, 2006). Bu kayıt çifti için kaynak bilgisi aynıdır ve iki kayıt noktasının birbirine yakın olması halinde yol etkisi de aynı kabul edilmektedir. Bu sebeple Fourier genlik spektrumunun oranı sadece belirli bir yerdeki yerel zemin koşullarını ifade eder (Pitilakis, 2004).

Referans istasyonunun seçiminde yüzeyleşmiş bir kaya en uygun seçenektir. Çok daha az tercih edilen başka bir seçenek ise bu amaç için kuyu içi ivme ölçerlerin kurulu olduğu bir temel kaya birimidir. Yüzeyde bir referans istasyonunun olması durumunda bu özel yöntemin uygulanması için gereken koşullar şunlardır:

- Zemin ve kayada (referans noktasında) eş zamanlı kayıtlar alınmalı,
- Referans noktası her türlü yer etkisinden (tortullar ve topoğrafya) arındırılmış olmalı,
- Sismik enerjinin yayılım yolu etkisinin her iki zemin türü için aynı olduğu göz önünde bulundurulduğundan, zemindeki ölçüm noktası ile referans noktası

arasındaki mesafe (yani episantr uzaklığından daha küçük) küçük olmalıdır (Pitilakis, 2004).

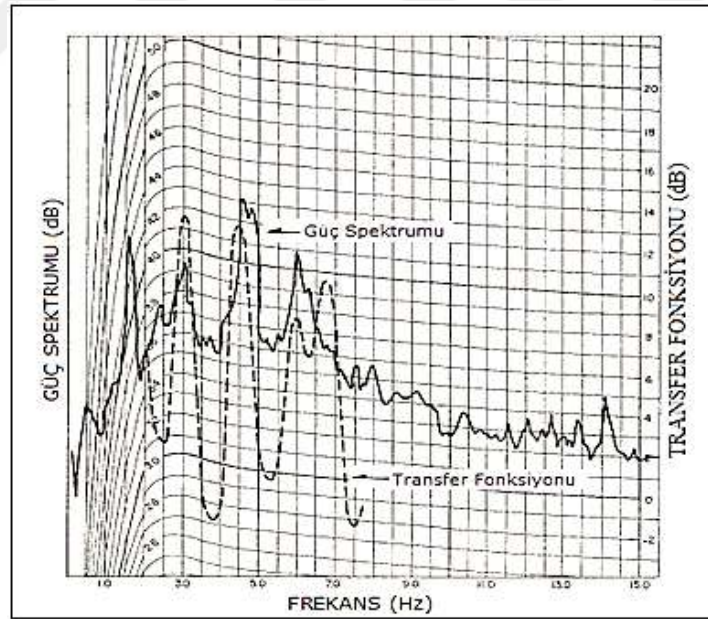
Bununla birlikte yüzeylemiş bir referans noktasının herhangi bir yer etkisinden bağımsız olduğu koşulu çoğu zaman geçerli değildir. Bu nedenle, tortul zeminlerde büyütme faktörünün doğru bir şekilde hesaplanması için referans noktasının seçiminin oldukça dikkatli bir şekilde yapılması gerekmektedir (Steidl ve diğ., 1996).



Şekil 12. Standart Spektral oran (SSO, Referans istasyonu) yönteminin genel tanımı (Pitilakis (2004)'den düzenlenmiştir). a) Kaya ve yumuşak zeminde alınan deprem ivme kayıtları; b) Bu kayıtların Fourier genlik spektrumları; c) Kayıtların genlik spektrumlarının oran (transfer fonksiyonu) grafiğinden baskın frekans ve büyütme faktörünün belirlenmesi

### 2.2.3. Fourier Genlik veya Güç Spektrumlarının Yorumlanması

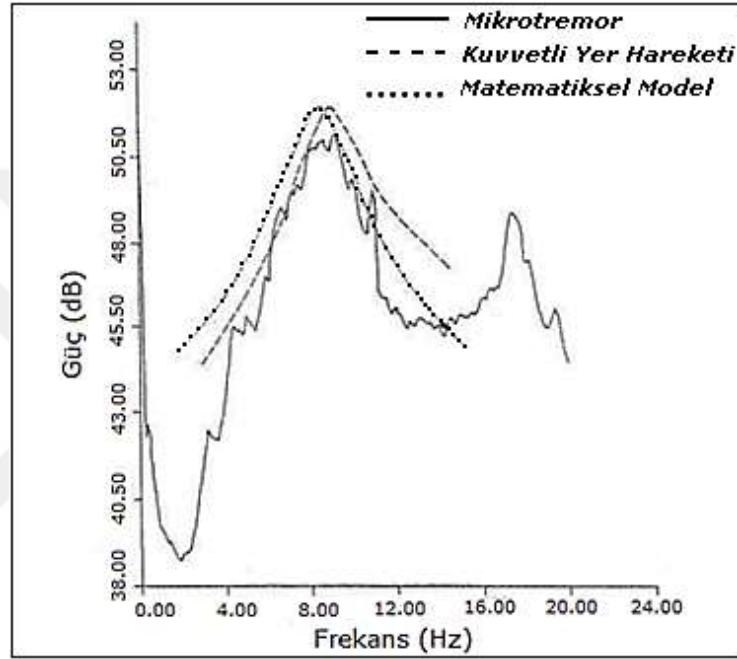
Fourier dönüşümüyle elde edilen genlik spektrumları, analiz edilen dalga bileşenlerinin frekans içeriğini ve dalganın hangi bileşeninin genliğinin büyük olduğunu göstermektedir. İncelenen dalganın hakim frekansı ise en büyük genliğe karşılık gelen frekans olarak tanımlanmaktadır. Güç spektrumu genlik spektrumunun karesi olduğundan, 1.0'den daha büyük genlikler büyütülürken, 1.0'den küçük olan genlikler küçülmüş olacaktır. Dolayısıyla güç spektrumlarında 1.0'den büyük genlikler daha belirgin hale gelecek ve yine en büyük genliğin karşılığı olan frekans, hakim frekansı temsil edecektir. Mikrotremorların güç spektrumları, Katz (1976) tarafından Utah'ta yerel zemin jeolojisinin frekans bağımlı büyütme etkilerini tespit etmek amacıyla kullanılmıştır. Bunun için uzun zaman aralığındaki (> 45 dk) mikrotremor verisi analiz edilmiştir. Elde edilen güç spektrumlarındaki piklerin, Haskell-Thomson modeli ile elde edilen transfer fonksiyonlarından belirlenen pikler ile uyumlu olduğu görülmüştür (Şekil 13).



Şekil 13. Mikrotremorların güç spektrumları (düz çizgi) ile transfer fonksiyonunun (kesikli çizgi) karşılaştırılması (Katz, 1976).

Ayrıca, Katz ve Bellon (1978) yaptıkları çalışma ile mikrotremorların mikrobölgeleme için kullanılabilirliğini araştırmışlardır. Zemine ait parametreler daha önceden bölgede yapılmış sondaj çalışmaları sonuçlarından bilinmekte ve bölgede sık sık

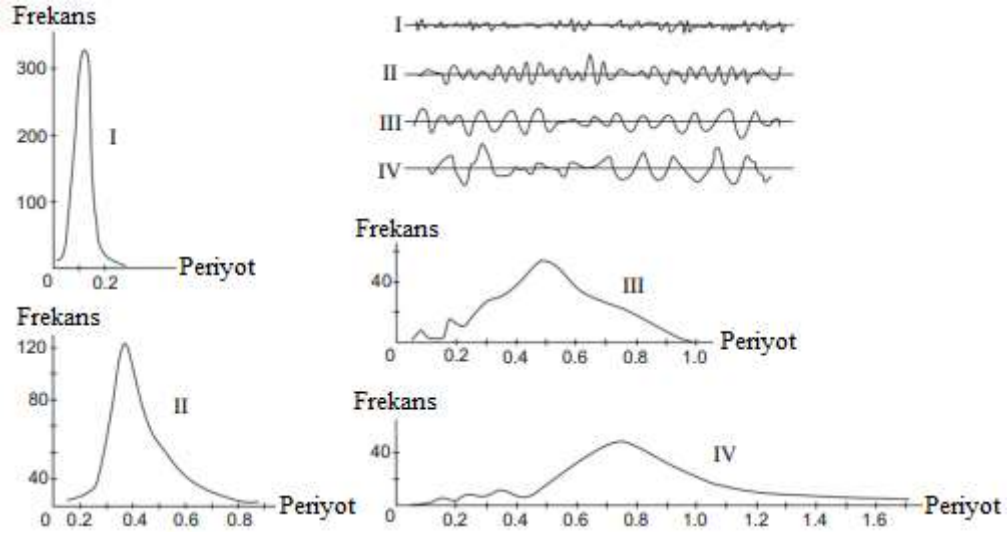
nükleer deneme amaçlı patlatmalar yapıldığından bölgeye ait çok sayıda kuvvetli yer hareketi kayıtları bulunmaktadır. Bu verilerden yararlanılarak, teorik modeller yardımı ile hesaplanan transfer fonksiyonu sonuçları, mikrotremorların güç spektrumları ve kuvvetli yer hareketlerine ait spektrumlar karşılaştırılmıştır (Şekil 14). Elde edilen tüm spektrumlar birbirleriyle benzerdir ve bunun neticesinde mikrobölgelendirme çalışması için mikrotremorların kullanılabilceği sonucuna varılmıştır.



Şekil 14. Mikrotremorların güç spektrumu, kuvvetli yer hareketi güç spektrumu, matematik model ile hesaplanan transfer fonksiyonu (Katz ve Bellon, 1978).

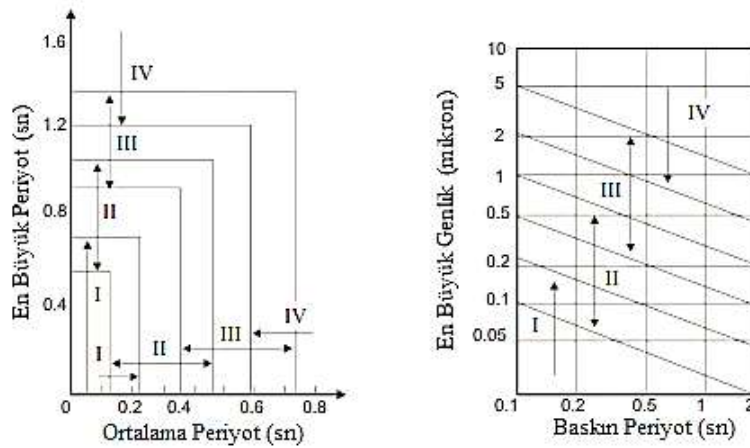
#### 2.2.4. Sıfır Kesme (Kanai) Yöntemi

Sıfır kesme yöntemi, Kanai ve Tanaka (1961) tarafından önerilmiştir. Bu yöntemde, mikrotremor kaydının iki dakikalık kısmı seçilerek sıfır kesme noktaları arasındaki mesafe ölçülür ve bu mesafenin iki katı periyot olarak kabul edilir. Yatay eksenle belirlenen periyotlar ve her bir periyoda ait tekrarlamaya sayıları da düşey eksenle işaretlenerek periyot dağılım eğrisi çizilir. Bu eğrideki doruk noktasına karşılık gelen periyot baskın periyodu verir ve en çok tekrarlanan periyottur (Şekil 15).



Şekil 15. Çeşitli zemin türlerinde alınan mikrotremor kayıtları ve mikrotremorların spektrumları, yani periyoda göre frekans dağılım eğrileri. I) dağlık bölgede, II) akarsu kaynaklı bölgelerde, III) alüvyon birimlerde ve IV) kalın alüvyon birimlerdeki mikrotremor spektrumları (Kanai ve Tanaka, 1961).

Kanai ve Tanaka (1961) basit ve tek tabakalı yer yapısı durumunda mikrotremor verisinin spektrumunda, 0.1 - 0.6 sn aralığındaki periyotlarda keskin pik oluştuğunu, buna karşın karmaşık yer yapısı söz konusu olduğunda spektrumlarda birden fazla pikin yer aldığını açıklamışlardır (Şekil 15). Sıfır kesme yöntemiyle mikrotremorlardan elde edilen en büyük periyot, ortalama periyot, baskın periyot ve en büyük genlik arasındaki ilişkiye göre zemin sınıflaması yapılmıştır (Şekil 16 ve Tablo 5).



Şekil 16. Ortalama periyot ile en büyük periyot arasındaki ilişkiye göre (sol) ve baskın periyot ile en büyük genlik arasındaki ilişkiye göre (sağ) zemin sınıflaması (Kanai ve Tanaka, 1961).

Tablo 5. Sıfır Kesme yönteminde kullanılan zemin sınıflaması (Kanai ve Tanaka, 1961).

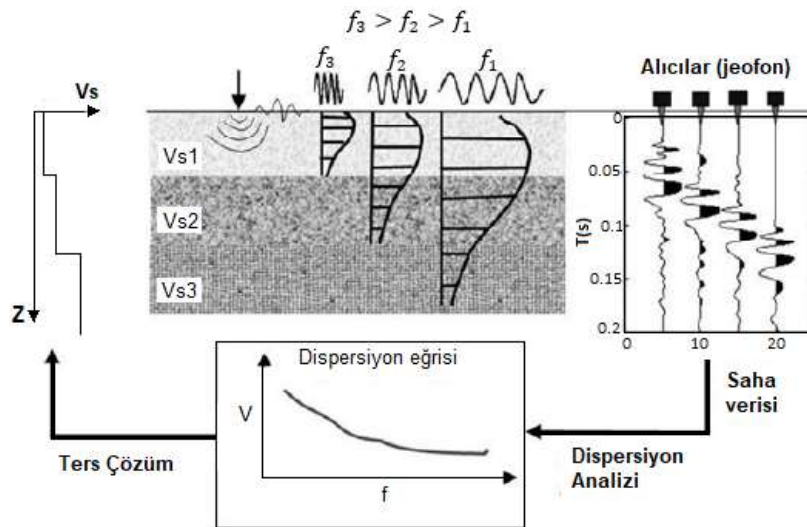
Zemin Türü	Zemin Özellikleri
I	Kaya, sıkı kumlu çakıllı birimler
II	Kumlu çakıl, kumlu sıkı kil veya mil'den oluşmuş dilüviyal ya da kalınlığı 5 m veya daha kalın çakıllı alüvyon
III	Kalınlığı 5 m veya daha büyük alüvyon
IV	Yumuşak delta depolanmaları, kalınlığı 30 m veya daha büyük çamur ve üst toprak birimlerini de içeren alüvyon

### 2.3. Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analizi (ÇKYDA)

Kayma dalgası hızı, yüzeye yakın zemin parametrelerinin (kayma modülü, elastisite modülü, sıkışmazlık modülü, poisson oranı, doğal titreşim frekansı veya periyodu, sismik büyütme katsayısı vb.) hemen hemen tümü ile doğrudan ilişkilidir. Bu sebeple mühendislik, çevre ve jeoteknik uygulamalar açısından kayma dalgası hızının derinlikle değişiminin belirlenmesi çok önemlidir. Bilinen sismik kırılma ya da kuyu içi sismik yöntemlerden zemin parametrelerinin tespitinde, sinyal/gürültü (S/G) oranı düşüktür. Dolayısıyla yerleşim yerlerinde makaslama dalgalarının oluşturulması ve kaydedilmesi oldukça zordur (Dikmen ve diğ. 2009). Yüzeyden yapılan sismik araştırmaların çoğunda P, sıkışma dalgası kaynağı kullanıldığında, üretilen toplam sismik enerjinin üçte ikisinden fazlası, yüzey dalgalarının ana bileşeni olan Rayleigh dalgalarına aktarılmaktadır (Richart ve diğ. 1970). Örneğin, sertlik ve Poisson oranı gibi elastik özellikler derinlikle değiştiği, yüzey dalgalarının her farklı frekans bileşeni farklı hızlarda (faz hızı) yayılır (yani dispersiyon gösterir) ve farklı sönümlenme katsayısı ile ilişkilendirilebilecek bir sönümlenmeye maruz kalır (Bullen, 1963). Rayleigh tipi yüzey dalgalarının frekans bağımlı özellikleri, bu dalgaların çeşitli jeoteknik projelerde görüntüleme ve karakterize etme aracı olarak kullanılmasını sağlamaktadır. Yüzey dalgaları, cisim dalgası araştırmalarında (yani, yansıma veya kırılma profili oluşturma) gürültü olarak kabul edilse de bunların frekans bağımlı özellikleri, yüzeye yakın elastik karakteristiklerin ortaya çıkarılmasında kullanılabilir (Park ve diğ. 1998a; 1998b; Miller ve diğ. 1999a; 1999b; Xia ve diğ. 1999; 2000). Yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinin en yaygın kullanımlarından biri, temel mod Rayleigh dalgalarının analizi yoluyla  $V_s$  hız profilini elde etmektir (Bullen, 1963). 1980'li yılların başlarında Nazarian ve Stokoe (1983) tarafından, yakın yüzey  $V_s$  hız profillerini meydana getirmek için Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi

(YDSA) olarak adlandırılan dalga yayılım yöntemi geliştirilmiştir. Bu analiz tekniği çok sayıda jeoteknik mühendislik projesinde etkin bir şekilde kullanılmıştır (Sanchez-Saliner, 1987; Sheu ve diğ. 1988; Stokoe ve diğ. 1989; Gucunski ve Woods, 1991; Stokoe ve diğ. 1994). Bu yöntemde sadece bir alıcı çifti kullanılır ve farklı araştırma derinliklerinin elde edilmesi istendiğinde, alıcılar ve alıcı ile kaynak arası mesafelerin birçok kez değiştirilmesi gerekmektedir. Bu mesafelerin sürekli değiştirilmesinden dolayı, test sahasında tüm işlemlerin tamamlanması birkaç saat sürmektedir. YDSA yönteminin özellikle kentsel alanlardaki uygulamasında kaynağın gücü çok önemlidir. Kaynak güçlü ise, cisim dalgası enerjisinin Rayleigh dalgasından daha yüksek olması bu yöntem için güvenilir sonuçlar üretmemektedir (Brown, 1998).

Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analizi, Park ve diğ. (1999) tarafından YDSA yöntemine alternatif olarak geliştirilmiştir. ÇKYDA yöntemi, tek seferde birden fazla alıcı ile kayıt alma olanağı sağlaması ve yüzey dalgalarının spektral analizinde karşılaşılan sorunları hızlı ve güvenilir bir şekilde çözümüyle yönüyle avantajlıdır (Park ve diğ. 1999a). ÇKYDA yöntemi, tabakalı bir yer modeli için Rayleigh dalgalarının oluşumunda baskın bir etkisi olan S-dalgası hızına dayanmaktadır (Şekil 17). ÇKYDA yöntemi, S-dalgasının dönüşmüş faz hızları ile derinliğe bağlı 1-boyutlu S-dalgası hız profillerinin elde edilmesinde kullanılmaktadır (Park ve diğ. 2000). ÇKYDA yöntemi tabaka kalınlığı, kayma dalgası hızları (1-boyutlu veya 2-boyutlu), Poisson oranı ve yoğunluğun değerlendirilmesinde tahribatsız bir sismik yöntemdir.



Şekil 17. Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analiz yönteminin veri işlem adımları (Dikmen ve diğ. 2009).

ÇKYDA'nın üç temel avantajı vardır; ilk olarak, basit bir darbe kaynağı (örneğin bir balyoz) kullanılarak ve basit bir arazi düzeneği ile üretilebilen yüzey dalgası enerjisinin güçlü doğası nedeniyle arazi çalışması en kolay olanıdır. İkincisi, veri işleme adımı genellikle çok basit olması ve en uygun işleme parametrelerinin güvenilir bir şekilde belirlenmesidir. Üçüncüsü, yüzey dalgaları, jeoteknik araştırmaların ortak hedefleri olan çeşitli türdeki yüzeye yakın anomalilere en etkili şekilde yanıt verir (Park ve diğ. 1999). ÇKYDA yönteminin uygulanması üç aşamada gerçekleşmektedir; veri toplama, dispersiyon eğrisinin elde edilmesi ve ters çözüm işlemi ile S- dalgası hız profilinin oluşturulmasıdır. ÇKYDA yönteminde veri toplama ve arazi düzeni sismik kırılma yöntemi ile aynıdır, ancak veri toplamadaki parametre seçimleri farklı ve daha avantajlıdır (Park ve diğ. 1999a; Xia ve diğ. 1999; Miller ve diğ. 1999). Örneğin, yüksek Sinyal/Gürültü oranı kolaylıkla sağlanabilmektedir. ÇKYDA yönteminde kaynak olarak balyoz, patlatma, vibroseis veya ağırlık düşürme gibi kaynaklar kullanılmaktadır. Araştırma derinliğini, yakın ve uzak etkileri, uzamsal katlanmayı ve dispersiyon eğrisinin elde edilmesini etkileyen parametreler; ölçüm alımında kullanılan serim uzunluğu, jeofon aralığı ve ofset mesafesinin seçimidir. Bu sebeple ofset ve serim uzunluğunun seçimine dikkat etmek gerekir. Küçük jeofon aralığının kullanımı sığ derinlik için yüksek çözünürlük sağlarken, büyük serim boyu büyük araştırma derinliği sunmasına rağmen ayrımlılık kullanılan enerji kaynağı ile de doğrudan ilişkilidir (Dikmen ve diğ. 2009).

İstenilen en büyük araştırma derinliği  $Z_{max}$  olmak üzere, ofset aralığı  $d_x$  (17) bağıntısında verilen ilişkide olmalıdır (Stokoe ve diğ. 1994):

$$d_x \leq 0.1 * Z_{max} \quad (17)$$

Ofset aralığının seçiminde yakın alan etkilerinden kaçınmak için X ofset değeri (18) bağıntısı ile verilir (Stokoe ve diğ. 1994).

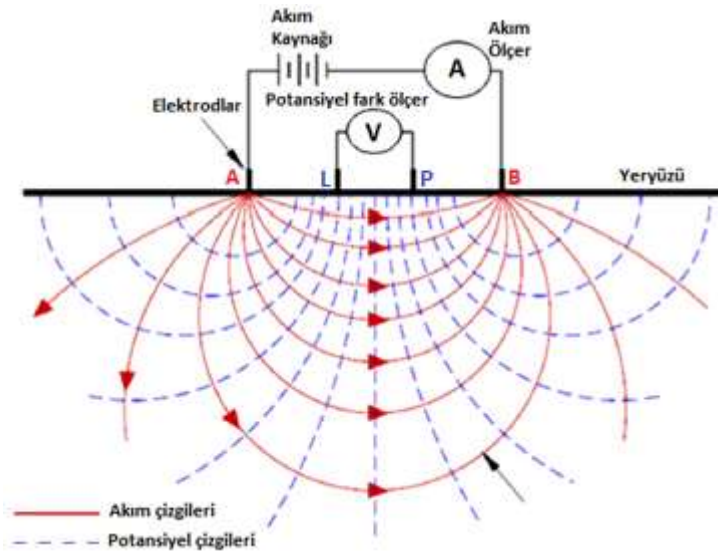
$$X = 0.5 * Z_{max} \quad (18)$$

ÇKYDA'nın arazi çalışmalarında genellikle 4.5 – 10 Hz'lik düşey jeofonlar tercih edilmektedir. Ayrıca uygulamada yaygın olarak, doğrusal dizilim ve eşit jeofon aralığı kullanılır (Dikmen ve diğ. 2010). Veri toplama işleminin ardından, arazide elde edilen veriden dispersiyon görüntüsünün belirlenmesi gelmektedir. Faz hızına ( $v$ ) karşılık frekans

(f) değerlerinin elde edildiği dispersiyon eğrisinin oluşturulması için farklı sayısal yöntemler geliştirilmiştir. Frekans - dalga sayısı (f - k) ve eğim yığıma (p -  $\tau$ ) dönüşümü, faz kaydırma veya uzaysal özilişki (UÖİ) yaygın olarak kullanılan sayısal yöntemlerdendir (Horike, 1985; Thorson ve Clearbout, 1985; Zywicki, 1999; Foti, 2000; Hebel ve Rix, 2001; Okada, 2003; Yoon ve Rix, 2004; Park ve diğ. 2004).

#### 2.4. Elektrik Özdirenç Yöntemi

Elektrik özdirenç, dünya çapında arama jeofiziği uygulamalarında yaygın olarak kullanılan yapay kaynaklı bir yöntemdir. Arazide kolay uygulanabilirliği, ekonomik olması ve etkili sonuçlar sağlamasından dolayı kullanımı çok yaygın bir yöntemdir. Yöntem, yer altı suyu, boşluk aramaları, anakaya/örtü kalınlığının belirlenmesi, heyelanlı sahaların, baraj çalışmaları, gömülü fayların bulunması ve mühendislik jeolojisi problemlerinin çözümünde etkin bir şekilde kullanılmaktadır. Bu yöntemde amaç, yeraltındaki jeolojik yapıların sahip olduğu farklı elektriksel özelliklerden yararlanarak yer içinin yapısını elektriksel özelliğine göre haritalamaktır. Yöntemin esası, yere çakılan bir elektrot çifti (akım elektrotları) ile yer içerisine gönderilen akımın diğer bir elektrot çiftinin (potansiyel elektrotları) arasındaki potansiyel farkın ölçülmesine dayanmaktadır (Şekil 18).



Şekil 18. Elektrik özdirenç yönteminin temel ölçüm şeması. A ve B akım, L ve P potansiyel elektrotlarıdır (Marescot ve diğ. 2008'den alınmıştır).

Yer içinin özdirenci, ölçülen potansiyel fark ( $\Delta V$ ) ile geometrik faktör (K) kullanılarak (17) bağıntısıyla hesaplanmaktadır.

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (17)$$

Burada  $\rho$  homojen ortamın özdirenci, K geometrik faktör,  $\Delta V$  ölçülen potansiyel fark (volt) ve I yer içerisine gönderilen akım (amper) ifade etmektedir. Geometrik faktör K, elektrotlar arasındaki uzaklığa bağlıdır ve (18) bağıntısı ile ifade edilir.

$$K = \frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right\}} \quad (18)$$

Hesaplanan özdirenç homojen yeraltının özdirencini verir, ancak gerçekte yeraltı homojen değildir ve arazide ölçülen potansiyel fark ( $\Delta V$ ) kullanılarak hesaplanan özdirenç, ‘Görünür özdirenç’ olarak tanımlanmaktadır. Görünür özdirenç, yeraltının jeolojik yapısına, özdirencine ve kullanılan elektrot dizilimine bağlı olarak değişmektedir. Eğer ortam homojen ve izotrop ise hesaplanan görünür özdirenç ortamın özdirencine eşit olmalıdır (Başokur, 1994).

#### 2.4.1. Elektrot Dizilimleri

Elektrik özdirenç araştırmaları için akım (A ve B) ve potansiyel (L ve P) elektrotlarının konumlarına göre yerlerinin değiştirilmesiyle oluşturulmuş farklı dizilim teknikleri kullanılmaktadır (Şekil 19). Bunlar Wenner, Schlumberger, Dipol-Dipol ve Pol-Dipol dizilimleridir. Elektrot diziliminin seçimini ölçüm yapılacak sahanın topoğrafyası, ulaşılmak istenen araştırma derinliği, ayrımlılık gibi faktörler belirlemektedir. Wenner elektrot dizilimi, akımın iki dış elektrotla sağlandığı ve potansiyelin iki iç elektrotla ölçüldüğü, doğrusal ve birbirine eşit uzaklıkta yer alan dört elektrotun oluşturduğu bir dizilimdir (Şekil 19). Arazide görünür özdirencin kolayca hesaplanabilmesi ve daha az ölçüm duyarlılığı gereksiniminden dolayı avantajlıdır. Ayrıca elektrot arası mesafelerin eşit olması geometrik faktörün kolayca hesaplanabilmesine olanak sağlar. Dizilimde her sondaj için tüm elektrotların yeni bir konuma taşınması ve derinden bilgi alabilmek için daha uzun

akım kablosuna gerek duyulması Wenner diziliminin dezavantajlarıdır. Bu kablo ve elektrotların her ölçüm arasında kullanılması, özellikle zorlu arazilerde çok zahmetli olabilmektedir.

Schlumberger elektrot diziliminde, dışta akım elektrotları, içte potansiyel elektrotları olacak şekilde bir doğru boyunca konumlandırılırlar ve ölçü noktası olan simetri merkezindeki elektrik alan ölçülür (Şekil 19). Bu sebeple, dizilimde akım elektrotları arasındaki uzaklığın, potansiyel elektrotları arasındaki uzaklığın en az 5 katı olması ( $\overline{AB} \geq 5\overline{LP}$ ) dikkat edilmesi gereken en önemli konudur (Bhattacharya ve Patra, 1968). Potansiyel elektrotlarının arasındaki uzaklığın küçük olması, elektrotların yer değiştirmesine gerek olmaması ve Wenner dizilime göre daha az kablo kullanılabilmesi Schlumberger diziliminin avantajlarıdır.

Wenner	
$K = 2\pi a$	
Schlumberger	
$K = \pi n(n+1)a$	
Dipol-Dipol	
$K = \pi n(n+1)(n+2)a$	
Pol-Dipol	
$K = 2\pi n(n+1)a$	

Şekil 19. Elektrik özdirenç yönteminde yaygın olarak kullanılan elektrot dizilimleri

Dipol-Dipol elektrot diziliminde, akım (A ve B) ve potansiyel (L ve P) elektrotları birbirlerinden ayrı konumlandırılırlar (Şekil 2.10). Her bir elektrot çifti arasında n-çarpmanı ( $n=1, 2, 3, \dots$ ) kadar bir uzaklık bulunmaktadır (Reynolds, 2011). Genellikle maden aramalarında ve yanal süreksizliklerin belirlenmesinde tercih edilen dizilim türüdür.

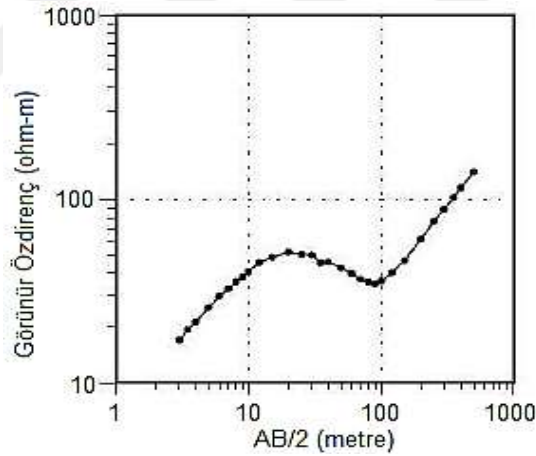
Pol-Dipol dizilimi, üç elektrotlu bir gradyan yerleşimidir. Mevcut elektrotlardan bir tanesi (akım elektrotu) çok uzakta (sonsuzda) konumlandırılmıştır (Şekil 19). Geriye kalan akım elektrotu ile ölçüm dipolü (potansiyel) arasındaki uygun mesafe, iki potansiyel elektrotu arasındaki mesafenin en az beş katıdır. Bu durumda uzaktaki (sonsuzdaki)

elektrotun katkısı ihmal edilebilir ve yakın elektrotların elektrik alanı, dipol alanından ziyade bir nokta kaynağına daha yakındır (Reynolds, 2011).

## 2.4.2. Elektrik Özdirenç Yönteminde Veri Toplama Teknikleri

### 2.4.2.1. Düşey Elektrik Sondaj Tekniği (DES)

Düşey elektrik sondaj (DES) tekniği, yeraltındaki özdirençin düşey yöndeki değişimini incelemek amacıyla, merkezi sabit bir O noktası olacak şekilde aynı doğrultuda yerleştirilen elektrotların her bir ölçüm sonunda yanal yönde açılmasıyla uygulanmaktadır (Bhattacharya ve Patra, 1968). DES tekniğinde yeraltındaki tabakaların gerçek özdirenç ve kalınlıklarının belirlenmesi için araziden elde edilen görünür özdirenç ( $\rho_a$ ) değerleri, kullanılan dizilimdeki elektrot aralığının ( $AB/2$ -metre) fonksiyonu olarak grafik haline getirilir ve DES eğrisi elde edilmiş olur (Şekil 20).



Şekil 20. Schlumberger dizilimi için DES ölçümünden elde edilen görünür özdirenç eğrisi

Görünür özdirenç ( $\rho_a$ ) ve elektrot arasındaki mesafenin çok geniş aralıklarda değişmesinden dolayı küçük ve büyük değerlerin aynı ortamda görüntülenmesi için DES eğrisinde yatay ve düşey eksenin her ikisi de logaritmiktir. DES tekniğinde genellikle Wenner ve Schlumberger elektrot dizilimleri tercih edilir. Bu teknik, örtü tabakasının kalınlığının belirlenmesinde ve yer altı suyu içeren tabakaların tespitinde yaygın olarak kullanılır.

### **2.4.2.2. Elektrik Haritalama veya Profil Tekniği (Yanal Arama)**

Elektrik haritalama veya Profil tekniği, araştırılmak istenen derinliğine göre ( $AB/2$  mesafesinin seçimi) kullanılan dizilimde akım ve potansiyel elektrotları arasındaki mesafenin sabit tutulup, tüm elektrotların yanal olarak kaydırılmasıyla uygulanır. Farklı derinlik seviyelerinden bilgi almak için aynı profil üzerinde elektrot aralığı değiştirilerek ölüm işlemi yapılır. Bu teknikte profil eğrisi, yatay ekseninde l noktalarının koordinatları (veya istasyon numarası) ve düşey ekseninde de llen görünür özdirenç değerleri işaretilenerek oluşturulur (Candansayar, 2016). Profil tekniği genellikle kırık, çatlak, fay, dayk ve makaslama zonları gibi yapıların tespitinde kullanılmaktadır.

### **2.4.2.3. Birleşik Sondaj Profil Tekniği**

Birleşik sondaj profili, sondaj ve profil l tekniklerinin bir arada kullanılmasıdır. Bu teknikte, bir profil boyunca belirlenmiş olan l noktalarındaki (istasyonlar) DES verileri bir araya getirilir. llen değerlerin anizotropiden etkilenmemesi ve iki-boyutlu ters üzümünün yapılabilmesi için l noktalarının tümünde farklı  $AB/2$  değerlerinde kullanılan elektrotlar aynı doğrultuda olmalıdır. Her farklı  $AB/2$  seviyesi için profil eğrisi, her l noktası için sondaj eğrisi ve elde edilen tüm görünür özdirenç değerlerinin birlikte kullanılmasıyla yapma-kesit (pseudo-section) elde edilir. Birleşik sondaj tekniği, yer altındaki hem yatay hem de düşey yöndeki özdirenç değerliimleri hakkında bilgi sağlamaktadır. Ayrıca bu teknik, son yıllarda çoklu elektrot l sistemleriyle hızlı ve kolay l alımına olanak sağlamasından dolayı yaygın olarak kullanılmaktadır.

## **2.5. Deprem Tehlike Analizi**

Bir bölgede deprem tehlikesinin seviyesinin belirlenmesindeki en önemli parametreler depremin süresi, oluş zamanı, depremin odak noktası ve deprem kaynak parametreleri olarak ifade edilebilir. Deprem tehlikesi, hasar ve can kaybı yaratabilecek büyüklükte bir depremden kaynaklanan yer hareketinin belli bir yerde ve belli bir zaman periyodu içerisinde belirlenmesi olarak tanımlanır ve deprem nedeni ile hasar, mal ve can kaybı ihtimali olarak tanımlanan, deprem riski kavramının önemli bir ögesini oluşturur

(Erdik ve diğ. 2004). Belirli bir bölgedeki deprem tehlikesinin nicel olarak hesaplanması sismik tehlike analizi olarak tanımlanmaktadır. Kentsel alanlarda sismik tehlikenin analiz edilmesinde, tanımsal ve/veya depremin büyüklüğü, depremin yeri ve depremin oluş zamanı ile ilişkili belirsizliklerin açıkça dikkate alındığı olasılıksal (probabilistik) yöntemler yaygın olarak kullanılmaktadır (Kramer, 1996). Genel anlamda deprem riski aşağıdaki gibi ifade edilir (Özçep, 2007):

$$\text{Deprem Riski} = \text{Deprem Tehlikesi} \times \text{Hasar Görebilirlik}$$

### 2.5.1. Tanımsal Deprem Tehlike Analizi

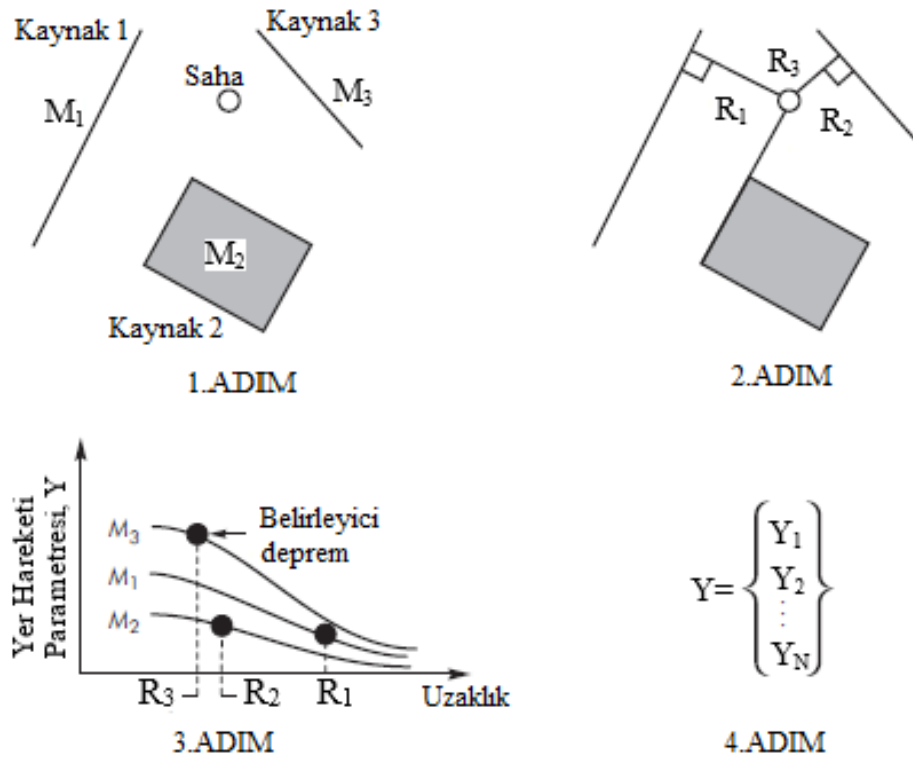
Tanımsal deprem tehlike analizinde yer hareketinin değerlendirilmesi, belli bir sismik senaryo geliştirilerek yapılmaktadır. Tanımsal deprem tehlike analizi hesabında kullanılan deprem senaryolarının bileşik olasılıksal tehlikenin ayrıştırılmasıyla belirli bir sahadaki deprem tehlikesine en çok katkıyı sağlayacak olan deprem kaynaklarının tespit edilmesi ile elde edilmesi sebebiyle genellikle tanımsal tehlike hesaplaması olasılıksal (probabilistik) tehlike analizinin ardından gerçekleştirilmektedir. Tanımsal deprem tehlike analizinden yer hareketi parametreleri veya yapay kuvvetli yer hareketi kayıtları elde edilmektedir. Deprem senaryoları, depremden sonra meydana gelebilecek hasarın azaltılmasına yönelik en önemli çalışmalardır (Kramer, 1996). Tanımsal deprem tehlike analizi dört aşamalı bir işlemdir ve bu işlemin aşamaları sırasıyla şu şekilde tanımlanır (Reiter, 1990):

1. Proje sahasında kuvvetli yer hareketi meydana getirebilecek bütün deprem kaynaklarının tespiti ve kaynak geometrisi (kaynak zonu) ile deprem potansiyeli özelliklerinin tanımlanması yapılır.
2. Kaynak-proje sahası arasındaki uzaklık parametresinin her bir kaynak için seçilerek aralarındaki en kısa mesafenin belirlenmesi yapılır, daha sonra episantr veya hiposantr uzaklığı, kullanılan azalım ilişkilerindeki mesafe ölçütüne bağlı olarak kullanılabilir.
3. Proje sahasını etkileyecek en kuvvetli depremin belirlenmesi yapılır. Bu deprem belirlenirken, birinci aşamada tespit edilen ve ikinci aşamadaki mesafede meydana geleceği düşünülen depremlerin oluşturacağı sarsıntı düzeyleri

karşılaştırılmaktadır. En kuvvetli deprem genellikle magnitüd değerine ve proje sahasına olan uzaklığı ile tanımlanmaktadır.

4. Proje sahasında en kuvvetli depremin oluşturacağı sismik tehlikenin belirlenmesi ile analiz tamamlanır.

Yer hareketinin değerlendirilmesinde son derece pratik olan tanımsal deprem tehlike analizinin uygulama aşamaları Şekil 21’de gösterilmektedir.



Şekil 21. Tanımsal deprem tehlike analizinin uygulama aşamaları (Kramer, 1996).

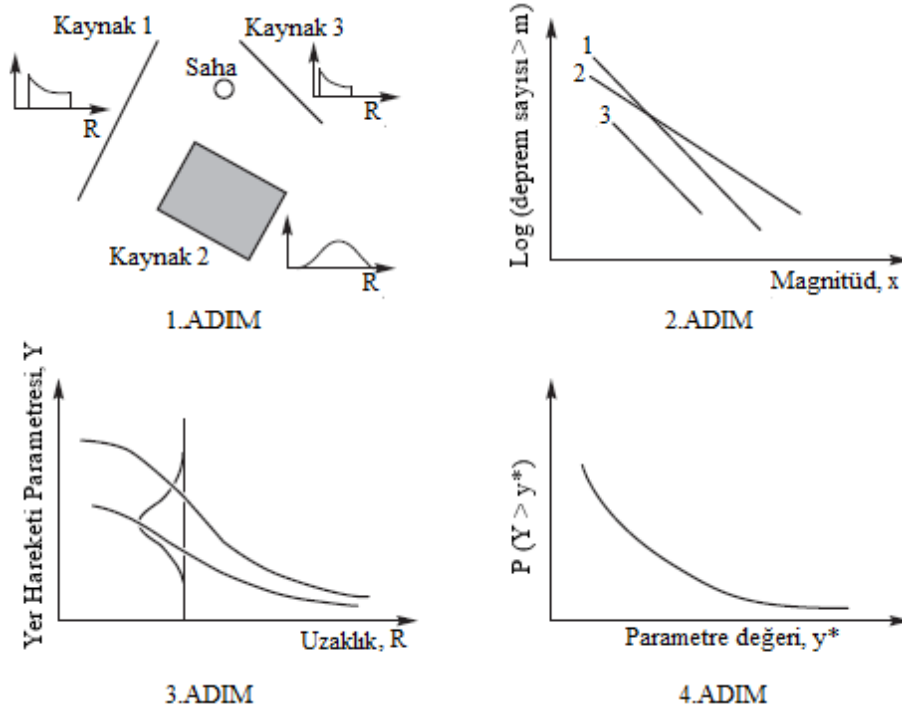
### 2.5.2. Olasılıksal (Probabilistik) Deprem Tehlike Analizi

Olasılık teorisine dayalı olasılıksal deprem tehlike analizi ilk kez Cornell (1968) tarafından önerilmiştir. Olasılıksal deprem tehlikesi, hasara neden olan yer hareketinin belirli bir yerde ve belirli bir zaman periyodunda meydana gelme olasılığı olarak tanımlanmaktadır. Olasılıksal deprem tehlike analizi ile deprem boyutu, yeri, tekrarlanma periyodu ve deprem büyüklüğü ile konumuna bağlı olarak yer hareketinin karakteristiklerinde meydana gelen değişimlerdeki belirsizlikler tespit edilebilmekte ve bu belirsizlikler nicel olarak değerlendirilebilmektedir. Olasılıksal deprem tehlike analizi,

tıpkı deterministik deprem tehlike analizinde olduğu gibi adımları aşağıda verilen dört aşamalı bir işlem olarak tanımlanır (Reiter, 1990):

1. Çalışma sahasındaki tüm deprem kaynaklarının tespit edilerek, deprem karakteristiklerinin belirlenmesi.
2. Depremsellik veya deprem tekrarlanmasının zamansal dağılımının ortaya konulması. Her bir kaynak zonunun depremselliğinin belirlenmesinde tekrarlanma ilişkisi kullanılır. Tekrarlanma ilişkisi, belirli bir deprem büyüklüğünün aşılacağı ortalama oran olarak tanımlanır.
3. Azalım ilişkileri kullanılarak kaynak alanının herhangi bir noktasında meydana gelebilecek herhangi bir büyüklükteki depremin çalışma sahasında üreteceği yer hareketi belirlenir.
4. Son aşamada belirli bir zaman aralığında yer hareketi parametresinin aşılma olasılığı, deprem oluşum yeri, büyüklüğü ve yer hareketinin kestirilmesi ile ilgili belirsizliklerin birleştirilmesiyle elde edilir.

Olasılıksal deprem tehlike analizinin uygulama aşamaları Şekil 22’de verilmektedir.



Şekil 22. Olasılıksal deprem tehlike analizinin uygulama aşamaları (Kramer, 1996).

Olasılıksal deprem tehlike analizi Poisson olasılık modeli ve Gumbel uç değerler dağılımı olmak üzere temelde iki farklı modeli içermektedir.

### 2.5.2.1. Poisson Olasılık Modeli

Belirli bir bölgede belli bir olayın oluşum sayısını tanımlayan rastgele değişken değerlerini veren süreç Poisson süreci olarak ifade edilir. Poisson olasılık modeli bu Poisson sürecini izleyen olayların olasılıklarının değerlendirilmesinde büyük önem taşımaktadır. Poisson sürecinin temel özellikleri aşağıda maddeler halinde verilmiştir:

1. Bir zaman aralığında oluşan olayların sayısı, farklı herhangi bir zaman aralığında meydana gelen olayların sayısından bağımsızdır.
2. Olayın çok kısa bir zaman aralığındaki oluşma olasılığı, zaman aralığının uzunluğu ile doğru orantılıdır.
3. Çok kısa bir zaman aralığında birden fazla olayın oluşma olasılığı ihmal edilebilir.

Poisson olasılık modeline göre, proje sahasında belirli bir  $t$  süresinde,  $n$  sayıda olayın meydana gelme olasılığı (2.12) bağıntısı ile hesaplanır (Kramer, 1996; Büyüksaraç ve diğ. 2018).

$$P_n(t) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^n}{n!} \quad (19)$$

Burada  $n$  olay sayısı ve  $\lambda$  proje sahasında olayın ortalama oluş sayısı olmak üzere  $P_n(t)$ ,  $t$  süresinde  $n$  sayıdaki olayın meydana gelme olasılığıdır.

#### 2.5.2.1.1. Gutenberg-Richter (Magnitüd-Frekans) İlişkisi

Depremsellik çalışmalarında önemli bir yer tutan magnitüd-frekans bağıntıları deprem istatistiğinin temelini oluşturmaktadır ve bu bağıntıların hesaplanmasında da depremler Poisson dağılımı ile modellenmektedir (Büyüksaraç ve diğ. 2018). Gutenberg ve Richter (1954) tarafından geliştirilen magnitüd-frekans bağıntısı (20) deprem magnitüdlерinin olasılık dağılımlarının belirlenmesinde kullanılmaktadır.

$$\text{LogN}(M) = a - bM \quad (20)$$

Burada N; magnitudü M veya daha büyük olan depremlerin kümülatif sayısını, a ve b regresyon katsayılarını, M; magnitudü ifade etmektedir. (20) bağıntısındaki a katsayısı, proje sahasının büyüklüğüne, gözlem süresine ve gözlem süresi boyunca deprem etkinliğine bağlı iken, b katsayısı proje sahasının tektonik özelliklerine göre değişmektedir. Gutenberg ve Richter (1954) b-değerini sığ odaklı depremler için  $0.90 \pm 0.02$ , orta ve derin odaklı depremler için de  $1.2 \pm 0.2$  aralıklarında belirlemişlerdir. Dünya ölçüsünde deprem istatistiğine dayanan bu sonuçlar, magnitud değerinin  $M > 6.0 - 6.5$  olduğu durumda geçerlidir. Farklı bölgeler için Gutenberg ve Richter tarafından verilen b-değerleri, sığ depremlerde 0.45 - 1.4, orta depremlerde 0.6 - 1.4 ve derin depremlerde  $0.9 \pm 0.1$  arasındadır. Türkiye'nin çeşitli bölgeleri için yapılan çalışmalarda b-değerinin 0.52–0.93 arasında değiştiği görülmüştür. Örneğin, Ege bölgesi depremleri için bu değer  $b=0.67$  olarak bulunmuştur (Alkan, 1979; Büyüksaraç ve diğ. 2018).

(20) bağıntısındaki a ve b parametrelerinin En küçük kareler (EKK) yaklaşımı ile hesaplanmasında (21) ve (22) bağıntıları ile verilen normal denklemler kullanılmaktadır:

$$\sum_{i=1}^n \text{LogN}_i = an - b \sum_{i=1}^n M_i \quad (21)$$

$$\sum_{i=1}^n M_i \cdot \text{LogN}_i = a \cdot \sum_{i=1}^n M_i - b \sum_{i=1}^n M_i^2 \quad (22)$$

burada n grup sayısını ifade etmektedir. Verilen bir M magnitudlü bir depremin, istenen bir periyot aralığında meydana gelme olasılığı normal denklemlerle hesaplanan a ve b parametreleri ile belirlenebilir (Sayıl ve Osmaşahin, 2008; Çoban ve Sayıl, 2018). Yığmsal frekansların kullanılmasıyla Gutenberg ve Richter (1954) tarafından tanımlanan magnitud-frekans ilişkisi (23) bağıntısındaki gibi yazılabilir.

$$\text{LogN}_c(M) = a' - bM \quad (23)$$

Bu bağıntıda yer alan kümülatif (yığmsal) frekans  $N_c$ , belirli bir deprem magnitudünden (M) büyük olan olayların kümülatif sayısını tanımlamaktadır. (23) bağıntısındaki  $a'$  değeri, normal ve kümülatif (yığmsal) frekanslar arasındaki ilişkiyi veren

(24) bağıntısı ile elde edilir (Sayıl ve Osmanşahin, 2005; Büyüksaraç ve diğ. 2018; Akın, 2020a);

$$a' = a - \text{Log}(\text{bln}10) \quad (24)$$

Gutenberg ve Richter (1954) tarafından verilen magnitüd-frekans ilişkisinin (20) her iki tarafının ters logaritması alınarak (25) bağıntısına dönüştürülür.

$$N(M) = 10^{a-bM} \quad (25)$$

(25) bağıntısı inceleme periyodu  $T_1$ 'e bölünerek (26) bağıntısındaki eşitlik yazılabilir.

$$\frac{N(M)}{T_1} = \frac{10^{a-bM}}{T_1} \quad (26)$$

Bu eşitlikte her iki tarafın logaritması alındığında (27) bağıntısı elde edilir. (27) bağıntısını logaritmadan kurtarmak için her iki tarafın ters logaritması alınır ve (28) bağıntısı şeklinde yazılır. (28) bağıntısında  $a_1' = a' - \text{Log}T_1$  yazılarak (29) bağıntısı elde edilir.

$$\text{Log}(N(M)T_1) = a - bM - \text{Log}T_1 \quad (27)$$

$$n(M > M_1) = 10^{a-bM-\text{Log}T_1} \quad (28)$$

$$n(M) = 10^{a_1'-bM} \quad (29)$$

(29) bağıntısının kullanılmasıyla, belirli bir  $T_1$  (yıl) zamanı için verilen bir  $M_1$  magnitüd değerinden daha büyük veya ona eşit depremlerin yıllık ortalama sayısı  $n(M \geq M_1)$  hesaplanabilir (Tuksal, 1976). (30) bağıntısı ile de herhangi bir bölgede  $T_1$  yıllık gözlem aralığı için verilen herhangi bir  $M$  magnitüdü depremin  $T$  yıl içinde oluşma riski (Gençoğlu, 1972; Tabban ve Gençoğlu, 1975) bulunabilir.

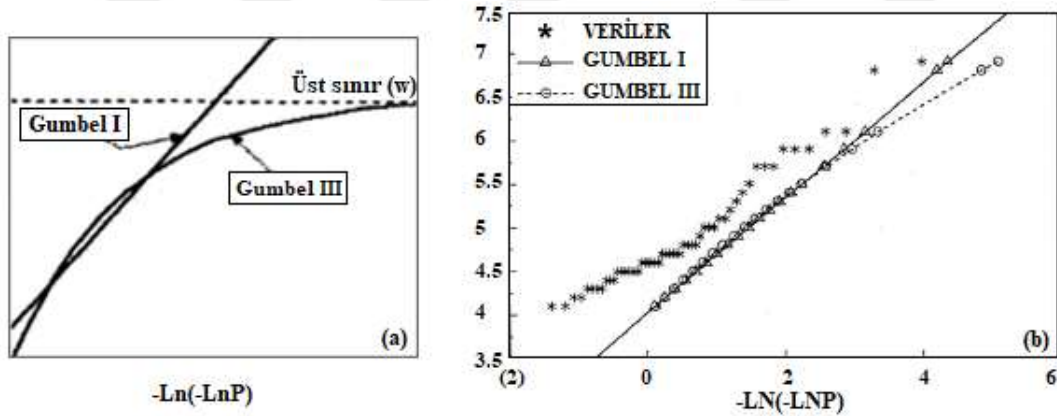
$$R(M) = 1 - e^{-n(M)T} \quad (30)$$

Yine, (29) bağıntısından bulunan  $n(M)$  değerleri kullanılarak  $M$  magnitüdü depremin dönüş periyodu (tekrarlanma aralığı) yıl olarak (31) bağıntısından hesaplanabilir.

$$Q = \frac{1}{n(M)} \quad (31)$$

### 2.5.2.2. Gumbel-Uç Değer Olasılık Modeli

En büyük magnitüdü depremlerin oluşma olasılıklarının “uç değerler teorisi” kullanılarak belirlenebildiğine yönelik ilk çalışma Nordquist (1945) tarafından yapılmıştır. Gumbel teorisinin matematiği pek çok araştırmacı tarafından sunulmuştur (Knopoff ve Kagan, 1977; Burton, 1979). Bu modelde gözlenen en büyük deprem magnitüdülerinin, birbirinden bağımsız olduğu varsayılır. Uç değerler teorisi Gumbel (1958) tarafından bulunmuştur ve deprem oluşumlarının istatistiksel analizlerinde eksik verilerin olması durumunda da kullanılabilmesi bu teorelin avantajıdır (Şekil 23).



Şekil 23. Gumbel I ve Gumbel III olasılık dağılımların; a) teorik modeller, b) Gerçek verilere uyumu (p: olasılık) (Gumbel, 1958).

$G(m)$ , uç değerlerin üç ayrı asimtotik dağılımlarından biri olarak tanımlanabilir (Şekil 2.14) ve asimtotik dağılımlardan birincisi olan Gumbel I, (32) bağıntısı ile verilir.

$$G1(m) = e^{-e[-A(M-B)]} \quad (32)$$

Bu denklemdeki A parametresi sabit bir katsayı ve B parametresi de model uç değerinin karakteristiğini temsil etmektedir. Deprem verilerinin eksik olması halinde Gumbel III, (33) bağıntısı ile verilir.

$$\begin{aligned} G_3(m) &= e^{[-(W-M)/(W-U)^K]} & M < W \\ &= 1 & M > W \end{aligned} \quad (33)$$

Bu üç parametrelili dağılımın grafiksel davranışı kavisleşen eğri şeklindedir. Bu eğride K, kavisleşme parametresi, W, uç değerlerin aralığının üst sınırı ve U tekrarlanan uç değerlerin karakteristik değerini ifade etmektedir.

Gumbel olasılık dağılımı bulunurken mevcut deprem verilerinden n yıl içerisindeki “i” inci en büyük magnitüdü depremin yeri (34) bağıntısı ile verilir.

$$G_i(m) = i/(n + 1) \quad (34)$$

(34) bağıntısı ile hesaplanan olasılık dağılımlarının kullanılmasıyla, dönüş periyodu olan T(M)’in (yıl olarak) bulunması mümkündür. Dönüş periyodu T(M), gözlenen M’ye eşit ya da ondan büyük olan maksimum magnitüdü depremin bulunduğu aralıktaki ortalama değeri temsil eder ve (35) bağıntısı ile verilir.

$$T_i(m) = R^{-1}, \quad \rightarrow \quad R = 1 - G_i(M) \quad (35)$$

Gumbel I doğrusal bir davranış gösterirken, Gumbel III aşağı doğru kavisleşen bir eğri davranışı sergilemektedir ve K, kavisleşme asimptotu için az zaman olasılıklarında veya yüksek dönüşüm periyotlarında W’ya doğru kavisleşme parametresi olarak tanımlanmaktadır. Proje sahasında meydana gelen depremlerin magnitüdülerinin en büyük değerlerinin tekrarlanma sayıları Poisson olasılık dağılımı ile hesaplanmaktadır. Gumbel (1958) tarafından tanımlanan bu üstel dağılım fonksiyonu (36) bağıntısı ile verilir.

$$G(M) = e^{-\alpha e^{-\beta M}} \quad (36)$$

Bu bağıntıda yer alan  $\alpha$  ve  $\beta$  bölgenin sismisitesine bağlı ilişki katsayılarını, M ise magnitüdü ifade eder. Gumbel bağıntısı Gutenberg-Richter (1954) tarafından geliştirilen

magnitüd-frekans (20) bağıntısı ile çok yakından ilişkilidir. Bu bağıntıların katsayıları arasındaki ilişkiler (37) - (41) bağıntıları ile kısaca özetlenmiştir.

$$N = \alpha e^{-\beta M} \quad (37)$$

$$G(M) = e^{-N} \quad (38)$$

$$N = -\ln G(M) \quad (39)$$

$$\alpha = \text{Log} \alpha \quad (40)$$

$$b = \beta \text{Log} e \quad (41)$$

Gumbel dağılım fonksiyonunun katsayıları bulunurken yıllık en büyük deprem magnitüdüleri n adet yıl için küçükten büyüğe doğru dizilir ve her bir j.inci magnitüde  $j/(n+1)$  olasılık derecesi verilir. (38) ve (39) bağıntıları kullanılarak her magnitüd için LogN değeri hesaplanır. En küçük kareler (EKK) yöntemiyle M - LogN eğrisinden bir doğru geçirilir ve bu doğru denkleminde hesaplanan regresyon katsayıları (a ve b) yardımıyla (40) ve (41) bağıntıları kullanılarak Gumbel regresyon katsayıları ( $\alpha$  ve  $\beta$ ) bulunur. Proje sahasındaki yıllık ortalama magnitüd ( $M_0$ ) değeri (42) bağıntısı ile hesaplanır.

$$M_0 = M_{\min} + 1/\beta \quad (42)$$

Gumbel dağılımı ile M magnitüdü bir depremin tanımlanan zaman aralığında (T, yıl) oluşma olasılığı (43) bağıntısı ile hesaplanır.

$$\text{Tehlike}(\%) = (1 - e^{-N(M)T(\text{yıl})}) \quad (43)$$

Yıllık maksimum magnitüdüden proje sahasında en sık meydana gelen değerine “Modal Maksima” ( $\bar{M}_{\max}$ ) denir ve bu belli bir geçmişe ait zaman aralığında en sık oluşan depremin büyüklüğünü temsil eder. Bu büyüklük ise (44) bağıntısı ile tanımlanır.

$$\bar{M}_{\max} = \ln \alpha/\beta \quad (44)$$

Proje sahasında zaman içerisinde ( $T_r$ , yıllık) meydana gelebilecek en büyük magnitüd ( $M_{max}$ ) için, (45) bağıntısında  $N$  yerine 1 konulduğunda  $M_{max}$  değerini verecek (46) bağıntısı elde edilir.

$$\text{Log}N = a - bM + \text{Log}T_r \quad (45)$$

$$M_{max} = (a + \text{Log}T_r)/b \quad (46)$$

Magnitüdü  $M$  veya daha büyük depremlerin yinelenme periyodu ise;  $T=1/N$  olarak bulunur.

## 2.6. Zeminin Dinamik/Elastik Parametreleri

### 2.6.1. Sismik Hız Oranı

Sismik hız oranı ( $V_p/V_s$ ) zeminin sıklığı ve suya doygunluğu ifade etmektedir. Bu orandaki artış ortamın ne kadar suya doygun olduğunu gösterir. Tablo 6'da  $V_p/V_s$  oranlarına göre zeminlerin suya doygunluk dereceleri verilmektedir. Bilindiği gibi gevşek veya sağlam yapıdaki zeminlerin gözeneklerinin suya doygunluğuna bağlı olarak sismik hız oranları aynı olabilmektedir.

Tablo 6.  $V_p/V_s$  göre zeminlerin suya doygunluk dereceleri (Salem, 2000).

$V_p/V_s$	SUYA DOYGUNLUK DERECEŚİ
1.28 – 2.11	Doygun Değil
1.97 – 2.65	Kısmen Doymun
2.30 – 3.20	Tam Doymun

### 2.6.2. Yoğunluk

Zemin tabakalarının yoğunluk değerleri  $P$  dalga hızına bağlı olarak Uyanık ve Çathoğlu (2010) tarafından verilen (47) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilmektedir. Ayrıca Tablo 7'de yoğunluk değerlerine göre yer özellik sınıflaması verilmektedir.

$$d = 0.76 * (V_p * V_s)^{0.08} \quad (47)$$

Tablo 7. Yoğunluk değerlerine göre yer özellik sınıflaması (Keçeli, 1990).

YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> )	TANIMLAMA
<1.20	Çok düşük
1.20 – 1.40	Düşük
1.40 – 1.90	Orta
1.90 – 2.20	Yüksek
>2.20	Çok yüksek

### 2.6.3. Kayma Modülü

Zemin tabakalarından kaynaklı deprem hasarlarının tahmininde kullanılan önemli parametrelerden biri kayma modülü (G)'dir. Zeminin kayma mukavemeti dayanabileceği en büyük kayma (makaslama) gerilmesi olarak ifade edilir ve zeminin yatay kuvvetlere karşı direncinin bir göstergesidir. Kayacın yoğunluğuna (d) ve S dalga hızına (Vs) bağlı olan bu parametre aşağıdaki bağıntı ile hesaplanır.

$$G = d * (V_s^2) / 100 \quad (48)$$

Bowles (1988) tarafından kayma modülü değerlerine göre zemin durumu tanımlanmıştır (Tablo 8).

Tablo 8. G değerlerine göre zemin durumu (Bowles, 1988).

KAYMA MODÜLÜ (kg/cm <sup>2</sup> )	ZEMİN DURUMU
0 – 600	Gevşek
600 – 3000	Orta gevşek
3000 – 10000	Sağlam
>10000	Çok sağlam

### 2.6.4. Elastisite Modülü (Young Modülü)

Zemine uygulanan düşey basınç yönündeki deformasyonu gösteren Elastisite modülü (E), zeminlerin sağlamlığı ve dayanımı hakkında bilgi vermektedir. Sismik hızlar ve kayma modülü yardımıyla Elastisite modülü aşağıdaki bağıntı ile hesaplanmaktadır. Bowles (1988), E değerlerine göre zemin özellik sınıflaması yapmıştır (Tablo 9).

$$E = G * (3V_P^2 - 4V_S^2) / (V_P^2 - V_S^2) \quad (49)$$

Tablo 9. E değerlerine göre zemin özellik sınıflaması (Bowles, 1988).

E DEĞERLERİ (kg/cm <sup>2</sup> )	ZEMİN ÖZELLİK TANIMI
0 – 2000	Gevşek
2000 – 10000	Orta gevşek
10000 – 30000	Sağlam
>30000	Çok sağlam

### 2.6.5. Poisson Oranı

Poisson oranı  $\rho$  enine daralmanın boyuna uzamaya oranı olarak tanımlanır. Kayacın gözenekliliği çimentolaşma derecesi ve gözeneklerin su ya da kil ile dolu olup olmadığını yansıtan elastik bir parametredir. Bu oran katılar için ortalama 0.25 değerine sahipken suya doygun ortamlarda 0.5 değerine kadar ulaşmaktadır. Bu değer yüksek gözenekli (poroziteli) gevşek kayalarda ve kırıklı çatlaklı ortamlarda 0 – 0.5 arasında değişim göstermektedir. Poisson oranı tabakaların P ve S dalga hızlarına bağlı olarak aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$\rho = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)} \quad (50)$$

Bowles (1988) tarafından kayaların Poisson oranlarına göre zemin durumları tanımlanmıştır (Tablo 10).

Tablo 10. Poisson oranlarına göre zemin özellik durumu (Bowles, 1988).

Poisson Oranı ( $\rho$ )	Zemin Durumu
0 – 0.25	Gözeneksiz
0.25 – 0.40	Gözenekli
0.40 – 0.45	Gözenekli – Suya Doymun

### 2.6.6. Bulk Modülü

Bulk modülü (K), ortamın sıkışmazlığını gösteren, tanecikler arasındaki boşlukların sıkışmasını tanımlayan bir parametredir. K, zeminlerde düşük değer alırken kayalarda yüksek değere sahiptir. K parametresi, P ve S dalga hızları ve yoğunluk ile orantılı bir biçimde aşağıdaki gibi hesaplanır. Keçeli (1990) tarafından K değerlerine göre zeminlerin sıkışabilirlik durumları tanımlanmıştır (Tablo 11).

$$K = \frac{d * (V_P^2 - 4/3 V_S^2)}{100} \quad (51)$$

Tablo 11. K değerlerine göre sıkışabilirlik sınıfı (Keçeli, 1990).

BULK MODÜLÜ, K (kg/cm <sup>2</sup> )	SIKIŞABİLİRLİK
< 400	Çok az
400 – 10000	Az
10000 – 40000	Orta
40000 – 100000	Yüksek
>100000	Çok yüksek



### 3.2. İnceleme Alanı ve Çevresinin Jeolojisi

Kuzeydoğu Türkiye’de Pontid Orojenik Kuşağının doğusunda ve yaygın olarak tortul kayaçların yüzeylendiği Doğu Pontidler’in Güney Zonunda yer alan Gümüşhane İli sahip olduğu kayaç çeşitliliği ve yapısal unsurları ile ilginç özellikler sunmaktadır. Gümüşhane’nin yerleşim alanı ve yakın civarında yüzeyleyen kayaçlar ise Karbonifer (Geç Paleozoyik)’den Eosen’e kadar uzanan oldukça geniş bir zaman aralığında oluşmuşlardır. Karbonifer yaşlı Gümüşhane granitoyidi üzerine en yaşlı sedimanter birim olarak Şenköy Formasyonu (Kandemir, 2004) veya daha önceki adıyla Zimonköy Formasyonu (Eren, 1983) uyumsuz olarak gelir. Üzerine Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu uyumlu olarak gelmektedir (Pelin, 1977). Berdiga Formasyonu tümüyle kalın-yer yer masif katmanlı, dolomit ve dolomitik kireçtaşı ara seviyelerini içeren, gri-bej renkli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kermutdere Formasyonu’na ait kırıntılı tortul malzeme kireçtaşları üzerine yersel bir uyumsuzlukla gelir (Tokel, 1972). Üzerine açısız uyumsuzlukla Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu gelmektedir (Tokel, 1972). Arazide çoğunlukla andezit, bazalt ve piroklastları ile temsil edilen birim, yersel olarak gözlenebilen ince bir taban konglomerasıyla başlar ve volkano-tortul istif özelliği taşır (Tüdeş, 2001). En genç oluşuklar olarak yaşlı alüvyon ve taraçalar yer alır (Şekil 25).

#### 3.2.1. Gümüşhane Granitoyidi

Gümüşhane ve yakın çevresinde yüzeylenen Karbonifer yaşlı granitik kayaç topluluğuna ait ilk tanımlama ve bilgilendirmeler Erguvanlı (1951), Ketin (1951) ve Baykal (1952) tarafından verilmiştir. Yılmaz (1972)’nin Gümüşhane Granitoyidi, Çoğulu (1975) tarafından Gümüşhane Plütону olarak tanımlanmış granitik kayaç topluluğu birçok araştırmacı tarafından Gümüşhane Granitoyidi adıyla incelenmiştir (Tokel, 1972; Eren, 1983; Hacıalioğlu, 1983; Kesgin, 1983; Bergougran, 1987). Son olarak Topuz ve diğ. (2010) yaklaşık 400 km<sup>2</sup> lik bir alanda yüzeyleyen bu granitik kayaç topluluğunu, Gümüşhane Batoliti olarak tanımlamış ve çalışmışlardır. Dokuz (2011) tarafından da Köse Kompozit Plütону olarak adlandırılan yine Karbonifer yaşlı diğer bir granitik kütle ise Gümüşhane Granitoyidi’nin hemen güneydoğusunda yer almaktadır. Bu çalışmada Gümüşhane ve civarında yüzeyleyen granitik kayaçlar için Gümüşhane Granitoyidi tanımlaması kullanılmıştır. Yılmaz (1972) tarafından, Gümüşhane Granitoyidi detaylı

olarak incelenmiş ve bu granitik kayaçlar granodiyorit, adamellit (Çamlıca adamellit), porfirik granit ve mikrogranit gibi alt litolojilere ayrılmıştır. Gümüşhane Granitoyidi kısmen ayrılmıştır ve yoğun eklemler içermektedir. Bu birim çatlaklı yapısı, iri kristalleri, pembemsi rengi ve değişmiş görünümü ile sahadaki diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Özkirişçi Oktay, 2014). Ayrışmanın etkin olarak izlendiği yerlerde sarımsı kahverengi görünüme sahiptir ve arenalaşmış olarak izlenir. Gümüşhane Granitoyidi, farklı büyüklüklerde köşeli ve yuvarlak biçimli anklavlar içermektedir. İnceleme alanında Bağlarbaşı mahallesinde belirgin olarak izlenen yeşilimsi siyah renkte ve boyutları 5 mm'den 5 cm'ye kadar değişebilen anklavlar çok ince tanelidirler. Gümüşhane Granitoyidi inceleme alanının en yaşlı birimidir. Çoğulu (1975) tarafından jeokronolojik yöntemlerle (örneğin Total kurşun yöntemi) Gümüşhane Granitoyidi'nin yaşı 298-338 milyon yıl olarak bulunmuş ve yerleşimi Hersinyen orojenezine bağlanmıştır (Tüdeş, 2001). Daha sonra çeşitli araştırmacılar tarafından Gümüşhane ve yakın çevresinde yüzeylenen granitik kayaçların orta-geç Karbonifer yaşlı ve Hersinyen orojenezine bağlı olarak yerleştiği belirtilmiştir (Baykal, 1952; Gattinger, 1962; Yılmaz, 1972; Tokel, 1972; Eren, 1983; Hacısalihoğlu, 1983; Robinson ve diğ. 1995; Yılmaz ve Mim, 1992; Bektaş ve diğ. 1995; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz ve diğ. 1997; Topuz ve diğ. 2010; Karlı ve diğ. 2016). Gümüşhane Granitoyidi inceleme alanında başlıca Harşit Çayı boyunca ve Bağlarbaşı, Yeni Mahalle, Karşıyaka, Özcan, Karaer, Akçakale ve İnönü mahallelerinde yüzeylemektedir.

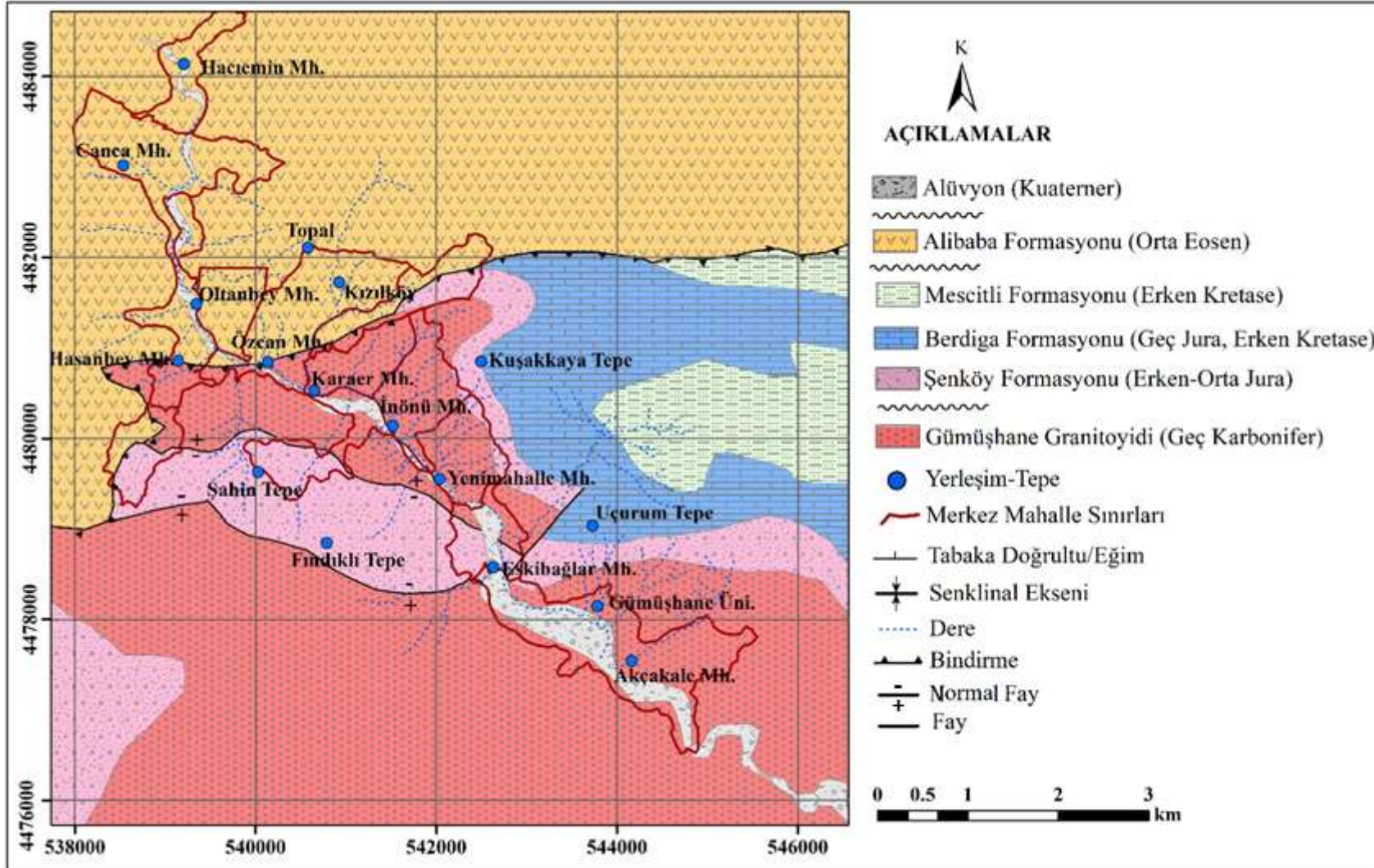
### **3.2.2. Şenköy Formasyonu**

Birçok araştırmacı tarafından farklı isimlerle adlandırılan bu birime yönelik ilk çalışma Ağar (1977) tarafından Bayburt-Demirözü yöresinde yapılmış ve birim Hamurkesen Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Daha sonra birimin Gümüşhane Graniti üzerine uyumsuzlukla geldiğini belirleyen Eren (1983) bu birime Zimonköy Formasyonu adını vermiştir. Son olarak Kandemir (2004) bu birimi Şenköy Formasyonu adıyla tanımlamıştır. Kristalin temel kayaları ile Şenköy Formasyonu içerisine yerleşen yine Erken Jura yaşlı çok sayıda intruzif ve ekstruzif kütlelerin varlığı da bilinmektedir (Dokuz ve Tanyolu, 2006; Eyüboğlu ve diğ. 2016; Karlı ve diğ. 2017; Dokuz ve Sünnetçi, 2019). Gümüşhane Graniti ile Berdiga Formasyonu arasında yer alan Şenköy Formasyonu, koyu gri, morumsu veya yeşilimsi rengiyle arazide diğer birimlerden ayırt edilebilmektedir.

Alacalı görünümüleriyle, yer yer kırmızı ve mor renkte gözlenen kumlu çamurtaşları ve bej renkli kalın istifli çört ara seviyeleri bu birimin tabanını oluşturmaktadır. Birim Berdiga Formasyonuna ait karbonatlı kayaçlar (dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı) tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir. Gümüşhane yöresinde daha önce yapılan çalışmalarda Şenköy Formasyonunda belirlenen makro ve mikro fosillere dayanarak birime Erken-Orta Jura yaşı verilmiştir. Birimin çalışma sahasındaki görünür kalınlığı 50 - 60 m arasında değişmektedir (Tüdeş, 2001; Özkirişçi Oktay, 2014). Şenköy Formasyonu inceleme alanında Eskibağlar mahallesinde yüzeylenmektedir.

### 3.2.3. Berdiga Formasyonu

İlk kez Pelin (1977) tarafından birimin Alucra (Giresun) yöresinin güneydoğusunda, Berdiga Dağları boyunca yüzeyleyen kesimi için Berdiga Formasyonu adı kullanılmıştır. Diğer yörelerdeki aynı yaşlı benzer litolojiler için birçok araştırmacı tarafından farklı isimler kullanılmıştır (Ferhatkaya Formasyonu, (Alp, 1972); Hankırıtepe Formasyonu, (Seymen, 1975); Çalıktaş Formasyonu, (Yüksel, 1976); Hozbirikyayla Formasyonu, (Ağar, 1977); Danzot Formasyonu, (Kesgin, 1983); Ardıçlıgüney Formasyonu, (Özer, 1983)). Fakat literatürde yerbilimcilerin yaygın olarak kullandığı adlama, Pelin (1977) tarafından önerilen “Berdiga Formasyonu” adlamasıdır (Özkirişçi Oktay, 2014). Tümüyle karbonatlı kayaçlardan oluşan birim arazide düzgün katmanlı bantlar şeklinde oluşu ve gri-bej rengiyle kolaylıkla tanınır. Yüzeylendiği alanlarda yüksek tepe ve sırtları oluşturur. Sahip olduğu çökel-yapısı, dokusal özellikleri ile fosil içeriği, yayılım ve dağılım özellikleri Berdiga Formasyonu'nun tümüyle sığ, yüksek enerjili bir denizel ortamda çökeldiğini kanıtlar (Tüdeş, 2001). Berdiga Formasyonu'nun yaşı ile ilgili yapılan paleontolojik çalışmalarda birimin yaşı Geç Jura-Erken Kretase olarak belirlenmiştir (Eren, 1983; Taslı, 1984 ve 1990; Bektaş ve diğ. 1995; Yılmaz,1997; Yılmaz ve Korkmaz, 1999; Tüdeş, 2001).



Şekil 25. İnceleme alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Güven, 1993'ten değiştirilerek alınmıştır).

### 3.2.4. Mescitli Formasyonu

Tokel (1972) tarafından Kermutdere Formasyonu olarak adlandırılan birim Güven (1993) tarafından Mescitli Formasyonu adıyla tanımlanmıştır. Berdiga Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Mescitli Formasyonu kırmızı-bordo renkli kireçtaşları ile başlayan, gri renkli marn-şeyl-killi kireçtaşı ve kumtaşı araldanmasından oluşan kalın bir istif oluşturur. Bu araldanmaya yer yer ince tüfit tabakaları da katılır (Cihan ve diğ. 2016). Mescitli Formasyonu, Doğu Pontidlerde Geç Kretase dönemi süresince gelişen aktif volkanizmanın ürünleri ile derin denizel ortamda çökelmiş Turoniyen-Maastrichtiyen yaşlı bir istiftir (Güven, 1993). Geç-Kretase yaşlı Mescitli Formasyonu üzerine de uyumlu olarak Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu gelmektedir (Özcan, 2011).

### 3.2.5. Alibaba Formasyonu

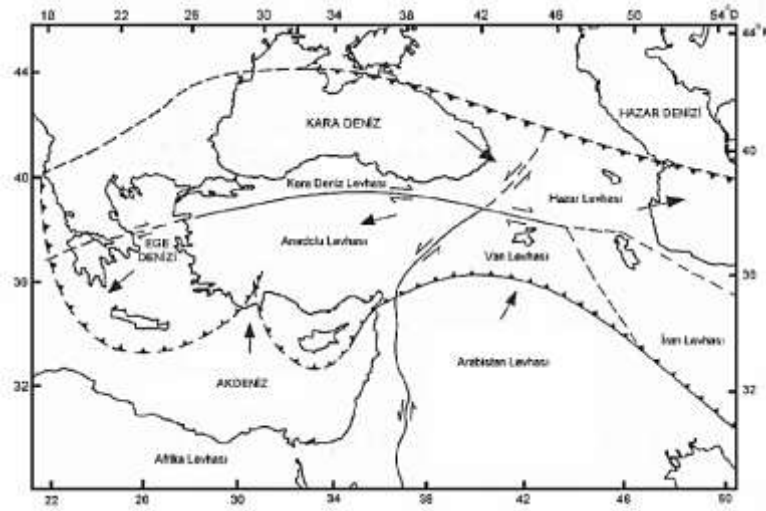
Birim ilk kez Tokel (1972) tarafından Gümüşhane ve yakın çevresinde Alibaba Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu birim inceleme alanındaki Hasanbey, Özcan, Canca, Hacıemin ve Oltanbey mahallelerinde yüzeylenmektedir. Birim ağırlıklı olarak volkanik katkılı kırıntılı tortul kayalardan oluşmaktadır (Yılmaz, 1992). Tabanda volkanik breş, aglomera ve tüflerle başlayan bu birimi killi kireçtaşı ve kumtaşı ara seviyeli hornblend/ojit andezit, kuvarslı andezit ve tüfler üstlemektedir. En üstte ise riyolit, dasit ve piroklastik kayalar yer almaktadır (Kaygusuz ve Şahin, 2016). Alibaba Formasyonu genellikle grimsi siyah ve grimsi yeşil renkleriyle sahada belirgin bir görünüme sahiptir. Bu birim tabanda konglomera, kumtaşı ve tüfit ara katkılı bol nummulit fosilleri içeren kireçtaşları ile başlar, üst seviyelere doğru andezit ve ilişkili piroklastikleri ile devam ederek, yer yer tamamen aşınmış olan kireçtaşı, kumtaşı, marn, tüf araldanması ile son bulur. Andezitler gri ve siyahımsı gri renklerde, çatlaklı bir görünüm sergilerler. Formasyonun ana gövdesini tüfit ara katkılı volkanik kayalar ile aglomeralar oluşturur. Genellikle üst üste dizilmiş yastıklar şeklindeki bazaltlar, topoğrafyada engebeli bir görüntü sunarlar. Aglomeralar diğer volkanitlerle karışık halde bulunurlar ve siyahımsı gri renklidirler (Tüdeş, 2001).

### 3.2.6. Alüvyonlar

İnceleme alanında en genç birimleri oluşturan kuvaterner yaşlı alüvyonlar, bölgenin en önemli akarsuyu olan ve şehri ikiye bölen Harşit Çayı ve kollarını oluşturan dereler boyunca görülürler. Alüvyonların içerisinde, çevre kayalara ait malzemenin blok boyutundan kil boyutuna kadar değiştiği farklı boyuttaki malzemeleri görmek mümkündür. Alüvyonları oluşturan elemanların büyük çoğunluğu yuvarlak (dere yatağından daha üst kodlardakiler taraça olabilirler) taneler şeklinde olmakla birlikte yer yer köşeli elemanlarda gözlenmektedir. Alüvyonlar inceleme alanında genellikle düzlük alanları oluştururken, genellikle Harşit Çayı boyunca yüzeylenmektedirler.

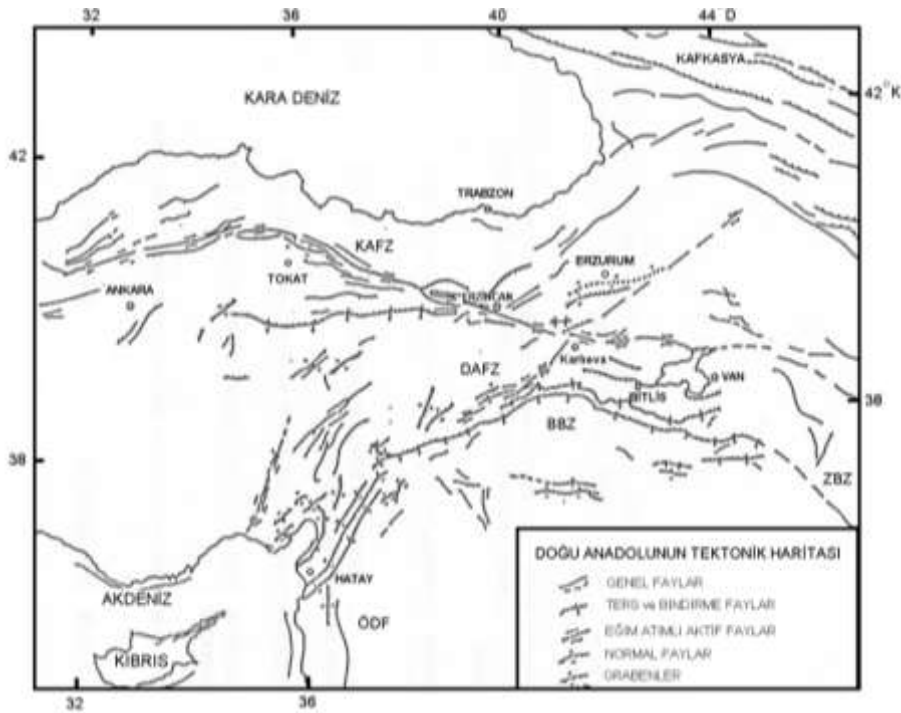
### 3.3. İnceleme Alanının Tektoniği ve Depremselliği

Anadolu ve yakın çevresi sismik olarak dünyadaki en aktif bölgelerden biri olarak bilinen Alp-Himalaya Kuşağı üzerinde yer almaktadır. Anadolu levhası sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) arasında batıya doğru hareket etmektedir (Şekil 26). Yapılan çalışmalar Anadolu, Arabistan ve Afrika levhalarının birleştiği ve doğu Anadolu'da bir üçlü birleşme yapısının meydana geldiğini ortaya koymuştur (McKenzie, 1972, Alptekin, 1973, Ketin, 1977, Osmaşahin ve diğ. 1986, Kenar ve diğ. 1996).



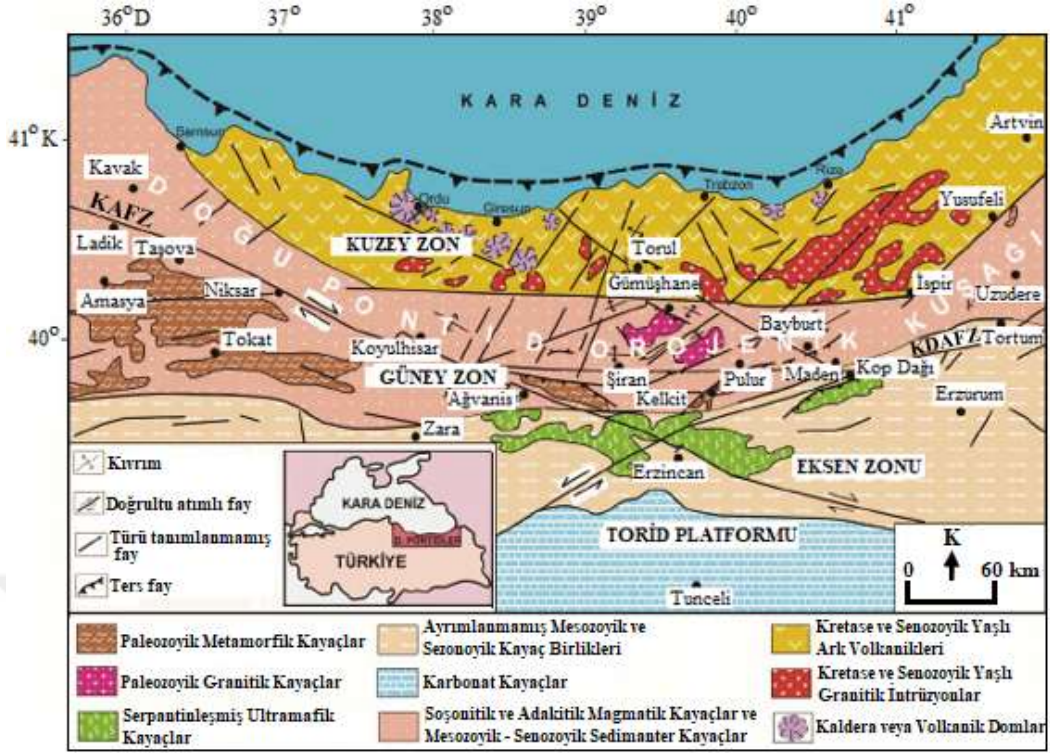
Şekil 26. Anadolu ve çevresinin levha tektoniği modeli (McKenzie, 1972'den değiştirilerek alınmıştır).

Kızıldeniz'deki açılma nedeniyle Arap Levhası kuzeydoğuya doğru hareket etmekte, Afrika Levhası ise kuzeye doğru kaymaktadır. Ölü Deniz Fayı'nın (ÖDF) devamı olan DAFZ Karlıova civarında KAFZ ile kesişmektedir. Karlıova'dan sonra KAFZ'ın doğuya doğru, DAFZ'ın ise kuzeydoğuya doğru bir miktar devam ettiği görülmektedir. Arabistan Levhası ile Avrasya'nın bir parçası olan Van Bölgesi, Güneydoğu Anadolu'da Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) ile sınırlanmaktadır. Doğu Anadolu Bölgesindeki fayları gösteren tektonik harita Şekil 27'de verilmektedir.



Şekil 27. Doğu Anadolu'nun tektonik birimleri. KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, BBZ: Bitlis Bindirme Zonu, ÖDF: Ölü Deniz Fay Zonu, ZBZ: Zagros Bindirme Zonu (Ketin, 1966'dan değiştirilerek alınmıştır).

İnceleme alanı olarak belirlenen Gümüşhane yerleşim alanı, Pontid Orojenik Kuşağının doğusunda (Ketin, 1966) ve Doğu Pontidlerin Güney Zonu'nda (Gedikoğlu ve diğ. 1979) yer almaktadır. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı Karadeniz'in güney kıyısı boyunca uzanmaktadır. Bektaş ve Yılmaz (1995) Doğu Pontidleri, bölgede yüzeylenen kayaç topluluklarının sedimentolojik, magmatik ve tektonik özelliklerine bağlı olarak Kuzey Zon, Güney Zon ve Eksen Zonu olmak üzere üç tektonik alt birime ayırmışlardır (Şekil 28).



Şekil 28. Doğu Pontid Orojenik Kuşağının başlıca tektonik zonları ve birimleri (Eyüboğlu ve diğ. 2006'dan düzenlenerek alınmıştır).

Kuzey Zon genellikle Geç Kretase ve Tersiyer yaşlı volkanik ve granitik kayalarla karakterize edilmektedir. Güney Zon'da, Mesozoyik istifi ağırlıklı olarak Hersiniyen metamorfik ve granitik temel kayaları üzerine uyumsuz olarak gelen Erken Jura yaşlı tortul birimlerle temsil edilir (Dokuz, 2000; Dokuz ve Tanyolu, 2006). Jura öncesi temel kayaları şist, gnays fillat ve az oranlarda da metaültramafik-mafik bloklar içeren Karbonifer yaşlı metamorfik kütleler ve onları keserek yerleşen orta-Karbonifer yaşlı granitik kütleler ile bunların üzerine tektonik olarak itilmiş geç Triyas yaşlı eklenir prizma komplekslerinden (Pulur, Agvanis, Kurtoğlu ve Karadağ metamorfik masifleri, Köse ve Gümüşhane Granitoidleri ve Tokat Masifi) oluşmaktadır. Eksen zonu ise çoğunlukla ultramafik kütleler ve Jura-Kretase yaşlı ofiyolitik-olistostromal melanj ile temsil edilmektedir (Eyüboğlu ve diğ. 2010). Bu zonların her biri yaklaşık KB, D-B ve KD gidişli bölgesel ölçekli faylar ile ayrılmaktadır. Bölgedeki havzaların açılmasını ve kapanmasını kontrol eden bu faylar, ayrıca magmatik kayalar ve cevherleşmelerin yerleşimlerini de kontrol eden ana tektonik yapılarıdır (Eyüboğlu ve diğ. 2006). Gümüşhane Granitoidi inceleme alanının temel kayasını oluşturmaktadır ve bölgeye Hersiniyen Orojenezi sırasında

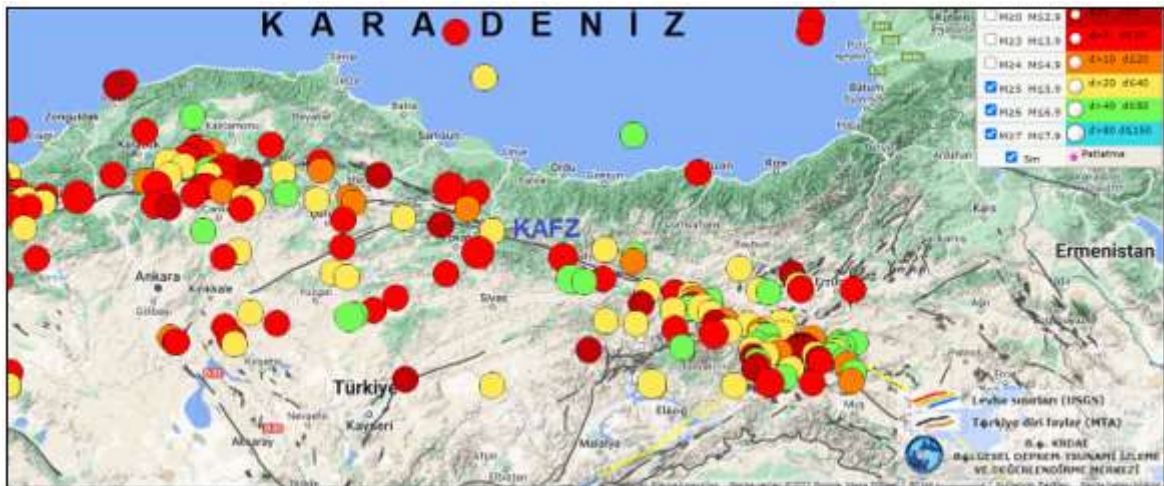




Tablo 12. Şekil 30’da odak mekanizması çözümleri verilen büyük depremlerin ( $M > 6.0$ ) listesi

Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Oluş zamanı (saat:dak)	Odak derinliği h (km)	Magnitüd (M)
26.12.1939	39.80	39.38	23:57	-	7.8
20.12.1942	40.66	36.35	14:03	-	7.1
26.11.1943	40.97	33.22	22:20	-	7.3
01.02.1944	41.10	33.20	03:22	-	7.3
13.08.1951	40.86	32.68	18:33	-	6.9
22.07.1967	30.69	40.67	16:56	12	7.1
27.03.1975	26.12	40.45	05:15	15	6.6
17.08.1999	40.76	29.96	00:01	9	7.7
12.11.1999	40.81	31.19	16:57	14	7.4
06.06.2000	40.65	32.92	02:41	8	6.0

Gümüşhane ili, Türkiye’de depremlerin en az görüldüğü bölgelerden biridir (Şekil 31) ve 19 Ocak 1979 ( $M_d = 5.0$ ) ve 12 Ağustos 1985 ( $M_d = 5.0$ ) depremleri bu bölge için büyük sayılabilecek depremlerdir (Öztürk, 2017). 1970 - 2021 yılları arasında Gümüşhane ve çevresinde magnitüdü 5.0’den büyük depremler (13 Mart 1992,  $M_d = 6.5$  ve 15 Mart 1992,  $M_d = 5.3$  Erzincan) genellikle KAFZ civarında olurken, Gümüşhane’nin KAFZ’a yakın kısımlarını etkileyen ve son yıllarda meydana gelen diğer depremler ise 30 Temmuz 2009 ( $M_d = 5.0$ ) Erzincan-Çağlayan, 21 Eylül 2011 ( $M_d = 5.6$ ) Erzincan-Refahiye ve 11 Mayıs 2017 ( $M_d = 5.1$ ) Erzurum-Aziziye depremleridir.

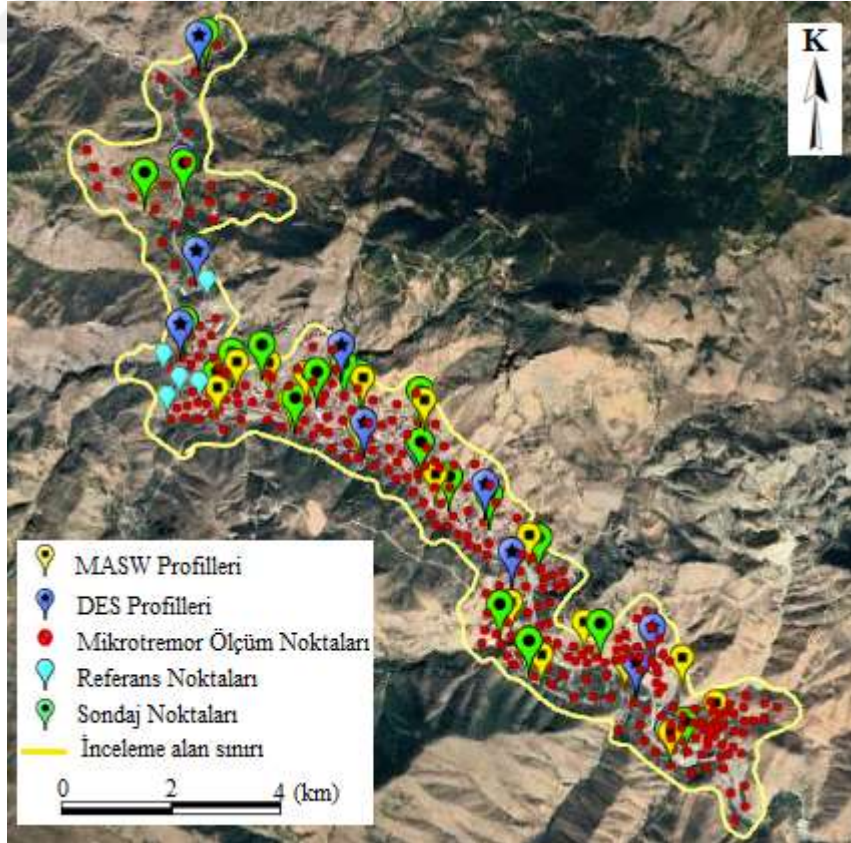


Şekil 31. 1900-2022 yılları arasında KAFZ civarında oluşan ( $M \geq 5.0$ ) depremler (URL-3, 2022).

## 4. YAPILAN ÇALIŞMALAR

### 4.1. İnceleme Alanında Yapılan Arazi Çalışmaları

Bu tez çalışmasında, yaklaşık 7 km<sup>2</sup>'lik bir alana sahip Gümüşhane ili merkez ilçesinde farklı tehlike potansiyellerine sahip alanların yerel zemin koşulları ile belirlenmesi amaçlanmıştır. İnceleme alanında toplam 279 noktada tek istasyon mikrotremor, 23 adet Çok Kanallı Yüzey Dalgası ve 12 adet Düşey Elektrik Sondaj ölçümü yapılmıştır (Arazi çalışmaları için yapılan tüm değerlendirmeler Ek-CD'de verilmiştir). Bunlara ek olarak, inceleme alanı için deprem tehlike analizi deterministik ve probabilistik (olasılıksal) yaklaşımlar kullanılarak yapılmıştır. Ayrıca Gümüşhane ili merkez ilçesinde daha önceden yapılmış olan sondaj verilerinden de yararlanılmıştır. Gümüşhane ili merkez ilçesi sınırlarında gerçekleştirilen ölçümlerin konumları Şekil 32'de verilmiştir.

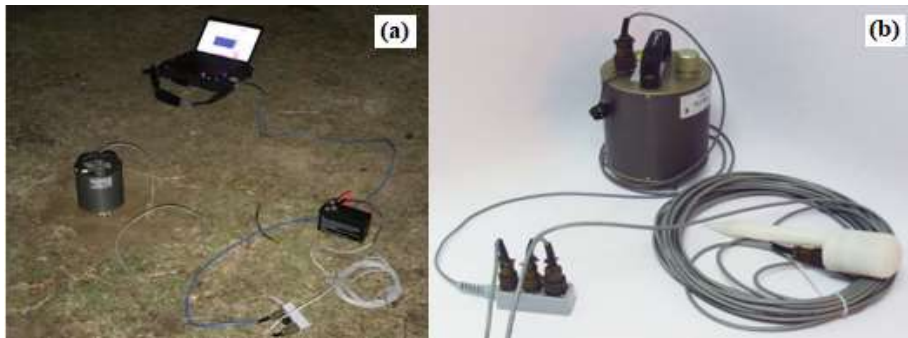


Şekil 32. İnceleme alanındaki ölçüm noktalarının konumları

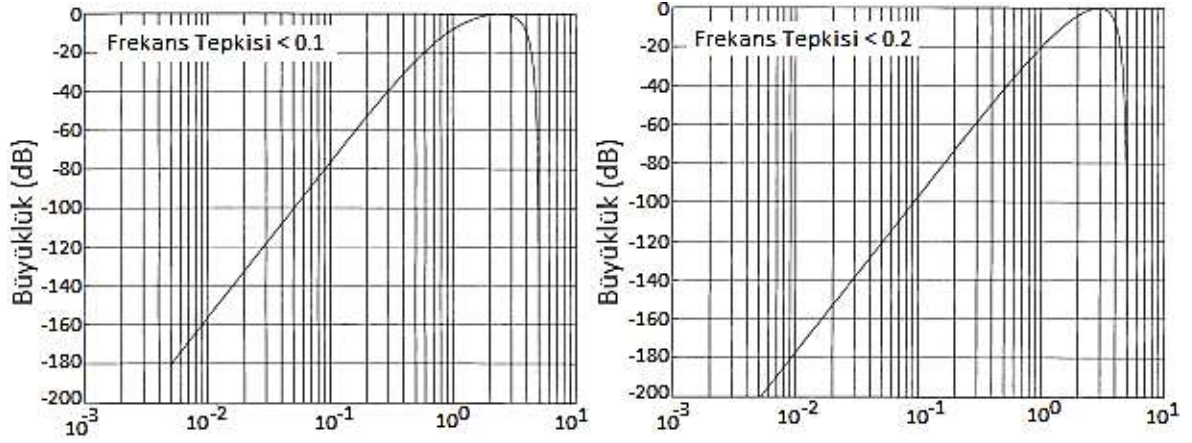
#### 4.1.1. Tek İstasyon Mikrotremor Ölçümleri

İnceleme alanı yaklaşık 7 km<sup>2</sup>lik bir alana sahip olan Gümüşhane İli Merkez ilçesinde Guralp marka CMG-6TD cihazı (üç bileşen sayısal çıkışlı taşınabilir geniş-bandlı sismometre) kullanılarak 279 tek istasyonda ve 6 referans istasyonunda olmak üzere toplam 285 noktada mikrotremor kaydı alınmıştır. Ölçüm noktalarının konumları, inceleme alanındaki yerleşim yerleri ve arazi yapısı dikkate alınarak seçilmiştir (Şekil 32). Mikrotremor kayıtları Scream 4.4 programı (URL – 4, 2018) ile sayısal olarak gcf formatında kaydedilmiştir. Arazide ölçümler yapılırken veri kalitesi bilgisayar üzerinde anında görüntülenebildiği için kayıt süresi, verinin gürültü içeriği göz önüne alınarak seçilmiş ve gürültü içeriğinin fazla olduğu yerlerde kayıt süresi uzun tutulmuştur. Yapılan ölçümlerde örnekleme aralığı 100 Hz ve kayıt süresi 15 – 35 dk aralığındadır. Gümüşhane İli Merkez ilçesinde düzensiz ve yakın alan gürültüler yoğun olduğu için ölçümlerin büyük çoğunluğu gece saatlerinde (22:00-03:00) alınmıştır. Ayrıca veri kalitesinin düşük olduğu bazı mikrotremor ölçümleri tekrarlanmıştır. El GPS'i kullanılarak konumları belirlenen ölçüm noktaları arasındaki mesafeler 100-400 metre arasında değişmektedir.

Mikrotremor ölçümlerinde kullanılan sismometreler ivme, hız ve yer değiştirmeye duyarlıdır ve bu üç büyüklükten biri seçilerek kayıt alınmaktadır. Bu çalışmada sismometre ile yapılan ölçümlerde hız kaydı alınmıştır. Ölçümlerde kullanılan sismometrenin frekans tepki aralığı 320  $\mu$ Hz-256 miliHz'dir (Guralp System Manual, 2000). Cihazın uzun periyod tepkisi 10-120 sn ve kısa periyod tepkisi de 50 Hz üzerindedir. Ayrıca frekans aralığı 30sn-100Hz'dir (Şekil 33). Kullanılan sismometrenin tepki spektrumu Şekil 34'de verilmiştir. Hız algılama 1 sn, hız duyarlılığı 2x1000 V/m/s'dir.



Şekil 33. (a) Arazide mikrotremor kayıtlarının alınmasında kullanılan ölçüm ekipmanları (b) Guralp CMG-6TD geniş-band hız ölçen sismometre cihazı



Şekil 34. Guralp CMG-6TD sismometrenin tepki spektrumu (Guralp system manual, 2021).

Mikrotremorların kaynakları çeşitli yapay ve doğal gürültülerden oluşmaktadır. Ölçüm alınan bölgede bu gürültülerden (kaynağın büyüklüğüne ve özelliklerine bağlı olarak) yeterince uzak olunmadığı takdirde bunlar ölçümlerde kaynak oluşturmak yerine bozucu etkilere sebep olmaktadır. Bu durumda alınan mikrotremor kaydı zeminin özelliklerini değil, kaynağın özelliklerini yansıtacaktır (Karabulut, 2005). Mikrotremor kayıtları, sismometrenin kurulduğu zemin tabakasının özelliklerini yansıtacağı için ölçüm yapılan alanlarda sismometre doğal zemine yerleştirilmelidir. Bununla birlikte sismometrenin kurulduğu zeminin yüzeyinde çakıl veya çimen gibi unsurların bulunması da kayıtlar üzerinde bozucu etkiye neden olacaktır. Bu çalışmada da aşırı rüzgarlı, yağışlı havalarda ve yapay zemin özelliği taşıyan asfalt, beton gibi yerlerde kayıt alınmama özen gösterilmiştir.

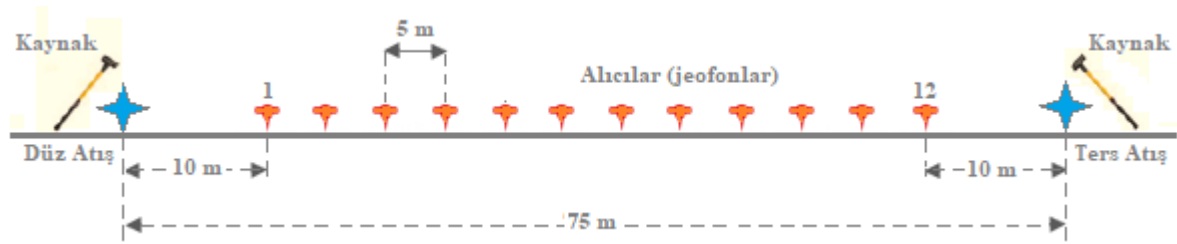
#### 4.1.2. Çok Kanallı Yüzeysel Dalgası Ölçümleri

İnceleme alanında 30 metre derinlikteki ortalama S dalgası hızlarının belirlenmesi amacıyla 23 profilde ÇKYDA ölçümleri yapılmıştır. ÇKYDA ölçümlerinde Seisronix RAS-24 marka, 12 kanallı sismograf, 4.5 Hz'lik düşey alıcılar, kaynak olarak 10 kg'lık balyoz ve 20x20x3 cm ebatlarında çelik tabla kullanılmıştır (Şekil 35). Tüm profillerin serim uzunlukları 75 m, ilk alıcıya olan uzaklık (ofset) 10 m ve alıcılar (jeofon) arası mesafe 5 m'dir (Şekil 36). Alınan kayıtların süresi 1 sn ve örnekleme aralığı 0.5 msn'dir. Yapılan arazi çalışmasında daha sağlıklı ölçümler alabilmek ve ölçüm kalitesini arttırmak

için toprak zeminlerde alıcılar doğrudan bitki kökü ve taşlardan arındırılmış yüzeye yerleştirilirken, asfalt ve beton gibi yüzeyler üzerinde kestamil malzemesinden üretilen alıcı altlıkları kullanılarak ölçümler yapılmıştır. Tüm profillerde sinyal/gürültü oranını arttırmak amacıyla hem düz hem de ters atışlarda 3'er adet ölçü alınarak yığılma (stack) işlemi gerçekleştirilmiştir.



Şekil 35. ÇKYDA arazi ölçü ekipmanı



Şekil 36. ÇKYDA yönteminin arazi ölçüm düzeneği

#### 4.1.3. Düşey Elektrik Sondaj Ölçümleri

Tez kapsamında uygulanan diğer jeofizik ölçümler ve topoğrafya dikkate alınarak, inceleme alanını temsil edecek şekilde 12 profil üzerinde Düşey Elektrik Sondaj (DES) ölçümleri yapılmıştır. Ölçümlerde METZ marka SAS-24SD Rezistivite cihazı kullanılmıştır (Şekil 37). Tüm DES ölçümlerinde alanda uygulanabilecek açılım mesafesi göz önünde bulundurularak profil uzunlukları 100 m ( $AB/2 = 50$  m) olarak belirlenmiş ve

Schlumberger (Şekil 19) dizilimi kullanılarak ölçümler alınmıştır. Son yıllarda tıpkı sismik kayıtçı sisteminde kullanıldığı gibi elektrik özdirenç cihazlarında da sinyal yığıma ve ortalama alma yöntemleri uygulanmaktadır. Ölçümler esnasında zemin ile elektrik temasını daha iyi sağlayabilmek amacıyla akım ve potansiyel elektrotu olarak paslanmaz çelikten üretilmiş 50x1.5 cm ebatlarında elektrotlar ile çift izoleli arazi koşullarına dayanıklı sahra kablosu kullanılmıştır. Serim kablolarından kaynaklanabilecek yapay bozucu etkilerden kaçınmak için akım ve potansiyel kabloları birbirinden mümkün olduğunca uzak şekilde serilmiştir. Çok kuru yüzeylerde elektrotların yerleştirildiği noktalara su dökülerek oluşabilecek olan kontak direnci düşürülmüş, böylelikle akımın yer içerisine daha kolay bir şekilde iletilmesi sağlanmıştır. Ölçümler alınırken zemine bağlı olarak seçilen akım aralığı 50-100 mA (mili Amper) arasında değişmektedir.



Şekil 37. DES ölçümlerinde kullanılan arazi ekipmanları

## 4.2. Verilerin Değerlendirilmesi

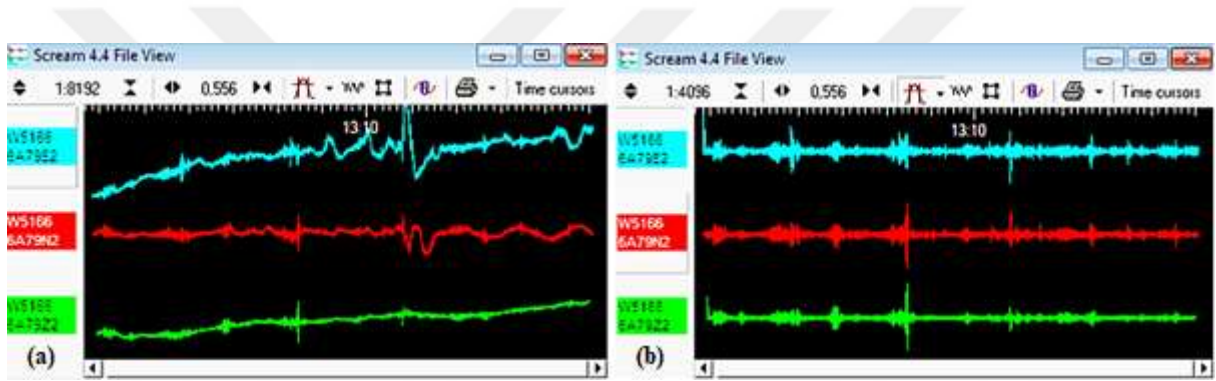
### 4.2.1. Tek İstasyon Mikrotremor Verilerinin Değerlendirilmesi

Gümüşhane İli Merkez ilçesine ait zemin hakim frekansı (veya periyodu) ve büyütme potansiyelinin elde edilmesi amacıyla tek istasyonda alınan mikrotremor kayıtları Yatay/Düşey Spektral Oran ve Standart Spektral Oran yöntemleri kullanılarak değerlendirilmiştir.

#### 4.2.1.1. Yatay/Düsey Spektral Oran Yöntemi ile Değerlendirme

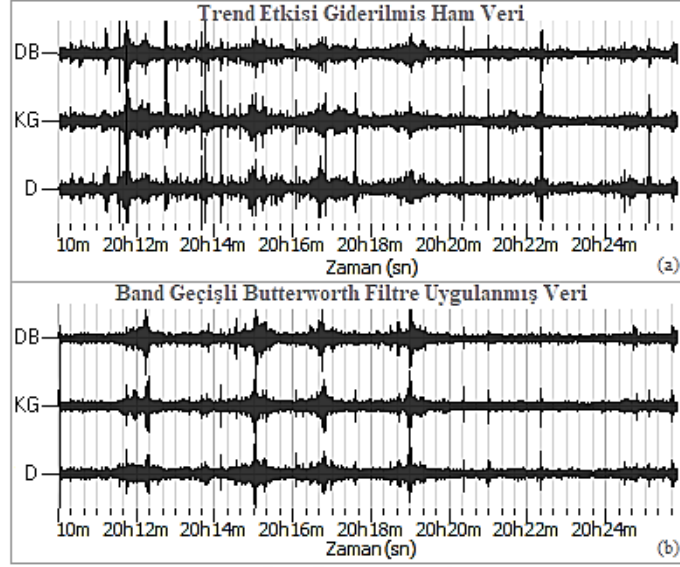
İnceleme alanında toplam 279 noktada alınan tek istasyon mikrotremor kayıtları Yatay/Düsey spektral oran yöntemi ile “Geopsy” paket programı (URL-5, 2022) kullanılarak değerlendirilmiştir. Tek istasyon verilerinin değerlendirilmesinde uygulanan veri işlem adımları şöyledir:

1. Trend Etkisi: Tek istasyonda alınan mikrotremor verisinin Y/D spektral oran yöntemiyle değerlendirilmesinin ilk adımında mikrotremor kaydında meydana gelen ani genlik değişimleri, zaman dizilerinin her iki ucunda yapay sapsmalara neden olmakta ve trend etkisi oluşmaktadır (Şekil 38).



Şekil 38. (a) Ham ve (b) Trend etkisi giderilmiş üç bileşen (DB, KG ve D) mikrotremor kayıtları

2. Süzgeçleme: Trend etkisi giderilmiş veriye 0.5-20 Hz arasında band geçişli Butterworth filtre uygulanmıştır (Şekil 39). Bunun amacı sinyallerden çok düşük ve yüksek frekanslardaki gürültüler atılarak, sadece mikrotremorları oluşturan frekans içeriğinin elde edilmesidir. Butterworth süzgeç geçiş bandı içerisinde olabildiğince düz bir frekans tepkisine sahipken, durdurma bandı içerisinde sıfıra yaklaşır. Butterworth süzgecinin durdurma bandında ve geçiş bandında dalgalanmalar olmaz. Sadece filtrelenen noktanın hesaplanması için kullanılan veri noktası sayısını süzgecin derecesi tanımlar ve bunun için önerilen süzgecin derecesi 2'dir. Yüksek dereceler, frekans ortamında süzgeci daha etkin kılarken zaman ortamında sinyalin daha çok değişmesine neden olmaktadır. Düşük dereceler ise sinyali zaman ortamında az değiştirerek süzgeci frekans ortamında az etkin kılmaktadır.

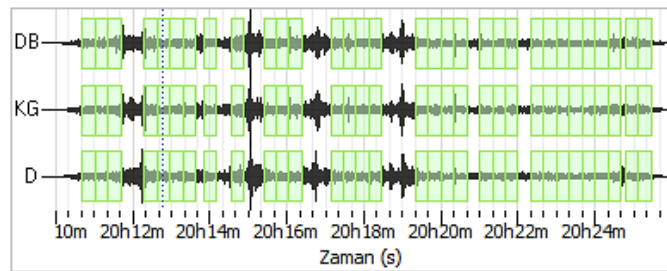


Şekil 39. (a) Süzgeçlenmemiş ve (b) Band geçişli Butterworth süzgeç uygulanmış üç bileşen (DB, KG ve D) mikrotremor kayıtları

$f_L$  kesme frekansı,  $n$  bir tam sayı olmak üzere Butterworth süzgeci (52) bağıntısı ile verilir.

$$H_{LB}(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + (f + f_L)^{2n}}} \quad (52)$$

3. Pencereleme: Süzgeçlenmiş veride gürültü içermeyen, temiz kısımların çözümlemede kullanılmak üzere pencereler halinde seçilmesi işlemidir. Bu işlemde pencere boyu Sesame kriterlerine (SESAME, 2005) göre belirlenerek uygun pencere boyu 20 sn olarak seçilmiş ve pencere sayısının minimum 10 adet olmasına dikkat edilmiştir (Şekil 40 ve Tablo 13).

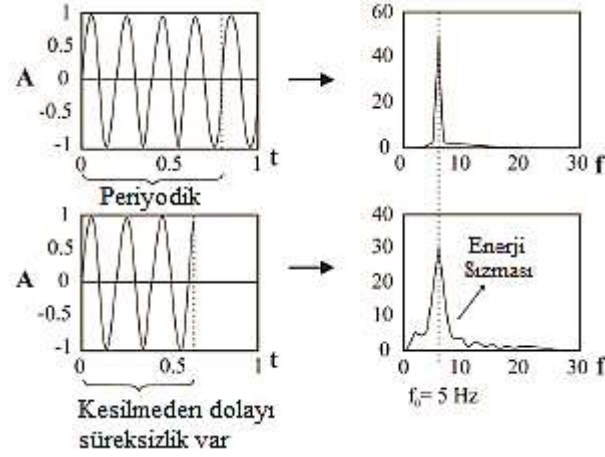


Şekil 40. Üç bileşen (DB, KG ve D) mikrotremor verisi üzerinde seçilen 20 sn'lik pencereler

Tablo 13. Sesame kriterlerine göre Y/D eğrilerinde güvenilir ve belirgin doruk koşulları (SESAME, 2005).

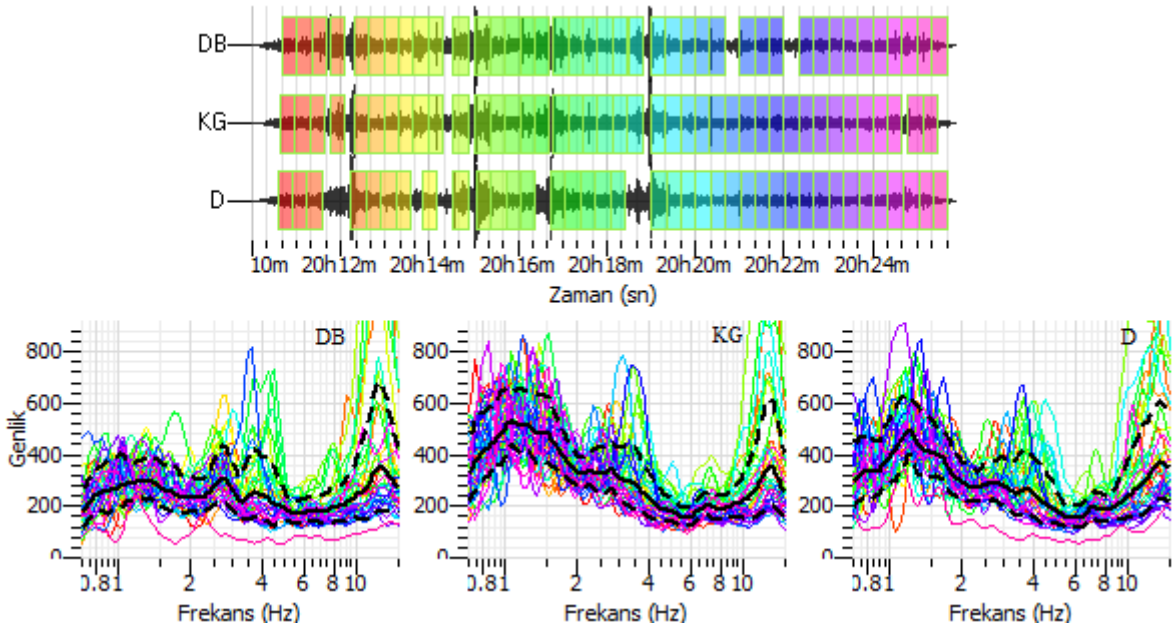
<p>Güvenilir bir Y/D eğrisi için koşullar</p> <p>i. <math>f_0 &gt; 10/L_W</math></p> <p>ii. <math>n_c(f_0) &gt; 200</math></p> <p>iii. <math>\sigma_A(f) &lt; 2</math>, <math>0.5f_0 &lt; f &lt; 2f_0</math>, eğer <math>f_0 &gt; 0.5</math> Hz veya <math>\sigma_A(f) &lt; 3</math>, <math>0.5f_0 &lt; f &lt; 2f_0</math>, eğer <math>f_0 &lt; 0.5</math> Hz</p>	<p><math>L_W</math> = Pencere uzunluğu (sn)</p> <p><math>N_W</math> = Pencere sayısı</p> <p><math>n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0</math> = Belirgin devirlerin sayısı</p> <p><math>f</math> = Kullanılan frekans</p> <p><math>f_{sensör}</math> = Sensörün kesme frekansı</p> <p><math>f_0</math> = Y/D doruk frekansı</p> <p><math>\sigma f</math> = Y/D doruk frekansının standart sapması (<math>f_0 \pm \sigma f</math>)</p> <p><math>\varepsilon(f_0)</math> = Denge şartı için eşik değeri <math>\sigma f &lt; \varepsilon(f_0)</math></p> <p><math>A_0 = f_0</math> frekansının Y/D doruk genliği</p> <p><math>A_{Y/D}(f)</math> = <math>f</math> frekansındaki Y/D eğrisi genlik değeri</p> <p><math>f^- = A_{Y/D}(f^-) &lt; A_0/2</math> için <math>f_0/4</math> ve <math>f_0</math> arasındaki frekans değerleri</p> <p><math>f^+ = A_{Y/D}(f^+) &lt; A_0/2</math> için <math>f_0</math> ve <math>4f_0</math> arasındaki frekans değerleri</p> <p><math>\sigma_A(f) = A_{Y/D}(f)</math>'nin standart sapması <math>\sigma_A(f)</math>, <math>A_{Y/D}(f)</math> eğrisinin çarpılması veya bölünmesi gereken değer</p> <p><math>\sigma_{LogY/D}(f) = \log A_{Y/D}(f)</math> eğrisinin standart sapması, <math>\sigma_{LogY/D}(f)</math> ifade edilen <math>\log A_{Y/D}(f)</math> eğrisine eklenmesi veya çıkarılması gereken mutlak değer <math>\theta(f_0)</math> = denge şartı için eşik değeri <math>\sigma_A(f) &lt; \theta(f_0)</math></p>																								
<p><math>\sigma f</math> ve <math>\sigma_A(f_0)</math> için eşik değerleri</p>																									
<table border="1"> <thead> <tr> <th>Frekans Aralığı [Hz]</th> <th>&lt; 0.2</th> <th>0.2-0.5</th> <th>0.5-1.0</th> <th>1.0-2.0</th> <th>&gt;2.0</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td><math>\varepsilon(f_0)</math> [Hz]</td> <td>0.25<math>f_0</math></td> <td>0.20<math>f_0</math></td> <td>0.15<math>f_0</math></td> <td>0.10<math>f_0</math></td> <td>0.05<math>f_0</math></td> </tr> <tr> <td><math>\sigma_A(f_0)</math> için <math>\theta(f_0)</math></td> <td>3.0</td> <td>2.5</td> <td>2.0</td> <td>1.78</td> <td>1.58</td> </tr> <tr> <td><math>\sigma_{LogY/D}(f_0)</math> için <math>Log\theta(f_0)</math></td> <td>0.48</td> <td>0.40</td> <td>0.30</td> <td>0.25</td> <td>0.20</td> </tr> </tbody> </table>	Frekans Aralığı [Hz]	< 0.2	0.2-0.5	0.5-1.0	1.0-2.0	>2.0	$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 $f_0$	0.20 $f_0$	0.15 $f_0$	0.10 $f_0$	0.05 $f_0$	$\sigma_A(f_0)$ için $\theta(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58	$\sigma_{LogY/D}(f_0)$ için $Log\theta(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20	
Frekans Aralığı [Hz]	< 0.2	0.2-0.5	0.5-1.0	1.0-2.0	>2.0																				
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 $f_0$	0.20 $f_0$	0.15 $f_0$	0.10 $f_0$	0.05 $f_0$																				
$\sigma_A(f_0)$ için $\theta(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58																				
$\sigma_{LogY/D}(f_0)$ için $Log\theta(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20																				

4. Törpüleme: Zaman dizisinin her iki ucunun (başlangıç ve bitiş) aynı ekseninde olmaması halinde genlik spektrumu gerçek frekans etrafında bir yayılım gösterir ve enerji sızması (Leakage) meydana gelir (Şekil 41). Bu adımda, verilere uygulanan %5'lik Kosinüs penceresi ile enerji sızması engellenmektedir.



Şekil 41. Frekans ortamında enerji sızması olayı (Karşlı, 2002).

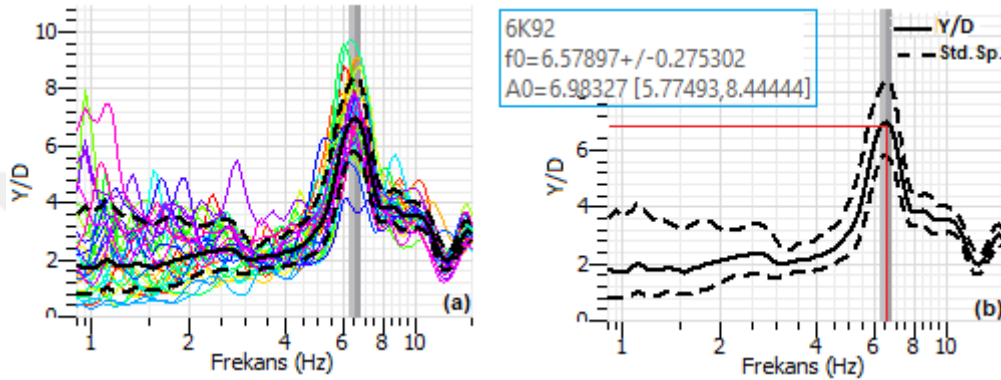
5. Hızlı Fourier Dönüşümü (HFD): Zaman ortamında kaydedilen veriler HFD ile frekans ortamına aktarılarak üç bileşen genlik spektrumları hesaplanır (Şekil 42).



Şekil 42. Zaman ortamındaki üç bileşen (DB, KG ve D) mikrotremor kayıtlarının HFD ile hesaplanan genlik spektrumları

6. Y/D Spektral Oran Hesabı: Spektral oran hesabında öncelikle her bir ölçüm noktasındaki mikrotremor kaydının iki yatay bileşenine (KG, DB) ait genlik spektrumlarının karekök ortalaması alınarak tek bir yatay bileşen elde edilir. Daha sonra bu ortalama yatay bileşen genlik spektrumu dikey bileşen genlik

spektrumuna oranlanır ve çözümlemede seçilen tüm pencereler için hesaplanan Y/D spektral oranların aritmetik ortalaması yatay eksen frekans, dikey eksen genlik olacak şekilde çizdirilir (Şekil 43a). Y/D spektral oran grafiği üzerinde en büyük genlikli pikin dikey eksene karşılık geldiği yer hakim titreşim frekansını, yatay eksene karşılık geldiği nokta ise Y/D değerini verir ve bu değer ortamın büyütme potansiyelini (veya duyarlılığını) gösterir (Şekil 43b).

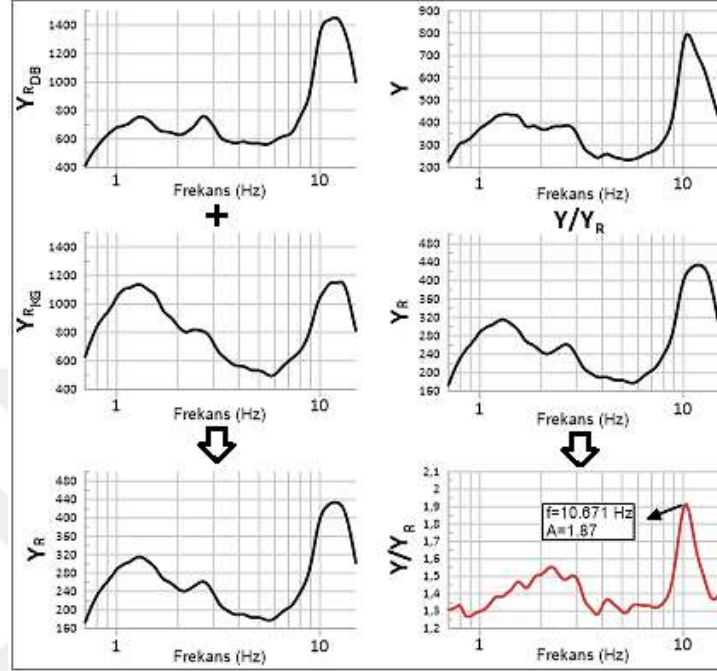


Şekil 43. (a) Y/D oran grafiği (kesikli çizgi standart sapmayı göstermektedir) (b) spektral oran grafiği üzerinde belirlenen hakim titreşim frekansı ( $f_0$ ) ve büyütme potansiyeli

#### 4.2.1.2. Standart Spektral Oran Yöntemi ile Değerlendirme

Tek istasyon mikrotremor verilerinin Standart Spektral Oran yöntemi ile değerlendirilmesinde uygulanan temel işlem adımları belirli bir aşamaya kadar Y/D spektral oran yöntemine göre yapılan değerlendirme ile aynıdır. İnceleme alanında belirlenen 6 referans istasyonu ( $Y_R$ , referans grubu), SSO yöntemi ile yapılan bu değerlendirmede kullanılmıştır. Bunun için öncelikle referans grubunu oluşturan 6 istasyondaki mikrotremor kayıtlarının yatay bileşenlerine (KG, DB) ait genlik spektrumları hesaplanır ve referans noktası için tek bir yatay bileşen genlik spektrumu (4.2) bağıntısı kullanılarak belirlenir. Daha sonra 279 adet ölçüm noktasının genlik spektrumları “Geopsy” paket programı (URL-5, 2022) ile hesaplanarak her bir ölçüm noktasına ait ortalama yatay bileşen (Y) genlik spektrumları aritmetik ortalama ile elde edilir. Her bir ölçüm noktasındaki ortalama yatay bileşen genlik spektrumu (Y), referans noktasındaki ortalama yatay bileşen genlik spektrumuna ( $Y_R$ ) oranlanarak  $Y/Y_R$  hesaplanır (Şekil 44).

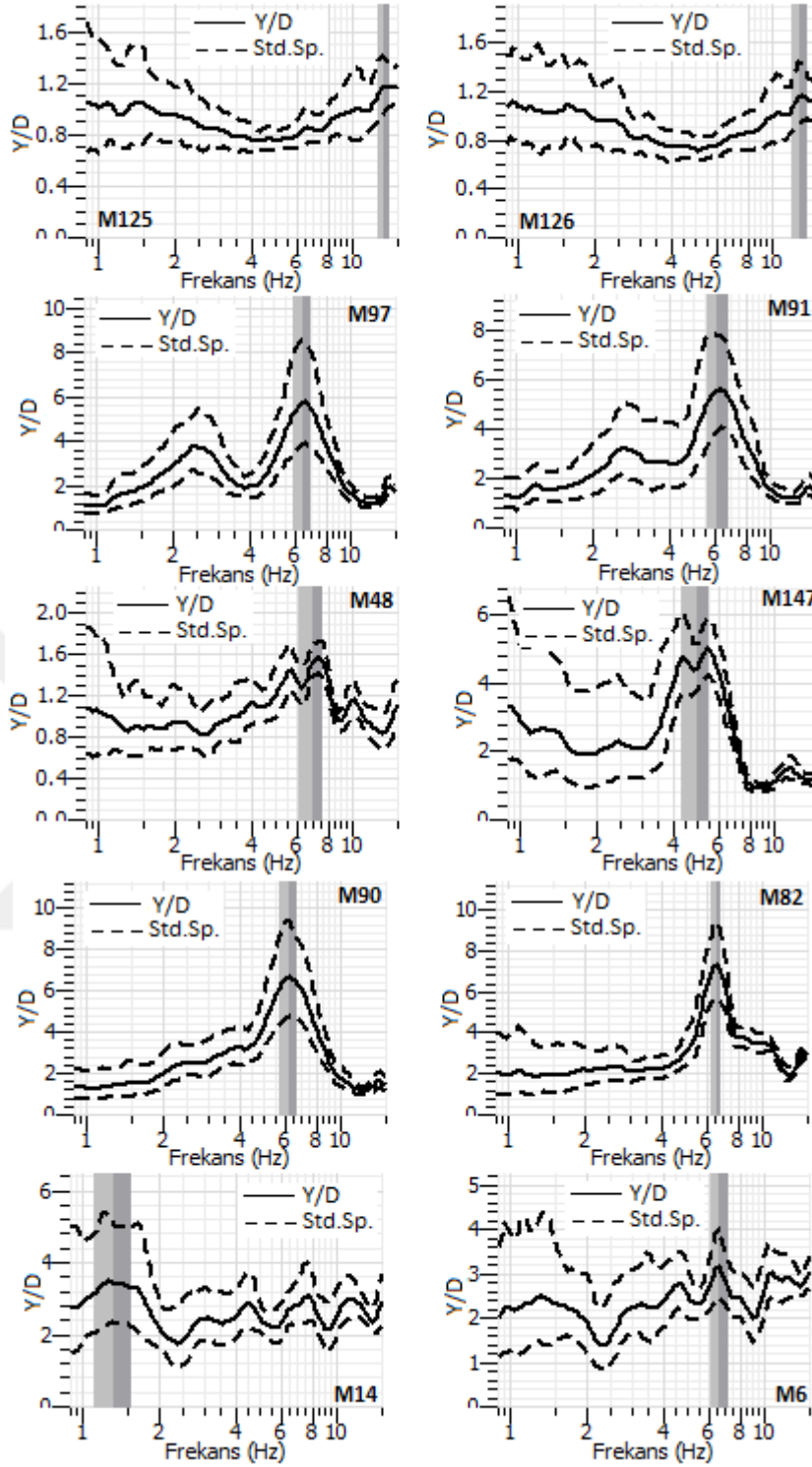
$$Y_R = \left[ \sum_1^6 Y_{KG} + \sum_1^6 Y_{DB} \right] / 12 \quad (53)$$



Şekil 44. Standart spektral oran ( $Y/Y_R$ ) hesaplanması

#### 4.2.1.3. Y/D Oran Eğrilerinin Değerlendirilmesi

İnceleme alanında mikrotremor kayıtlarından elde edilen Y/D eğri karakteristikleri noktadan noktaya farklılık göstermektedir (EK CD). Bazı Y/D eğrileri oldukça belirgin ve tek bir hakim pike sahipken, bazı noktalardan elde edilen Y/D eğrileri düze yakın tek bir pik özelliği sergilemektedir (Şekil 45). İnceleme alanında doğrudan kaya özelliğindeki birim üzerinde alınan mikrotremor verilerinin Y/D eğrileri (örneğin, M125 ve M126) neredeyse düze yakın ve tek pike sahiptir (Şekil 44). Bununla birlikte, bazı noktalardaki Y/D eğrileri (örneğin, M90 ve M82) oldukça belirgin, geniş ve tek bir pike sahiptir. Diğer taraftan, inceleme alanının büyük bir çoğunluğunda üst zemin tabakasının dolgu malzemesi, yamaç molozu ve alüvyon özelliğindeki birimlerde, çift ya da çoklu piklere sahip Y/D eğrileri elde edilmiştir.



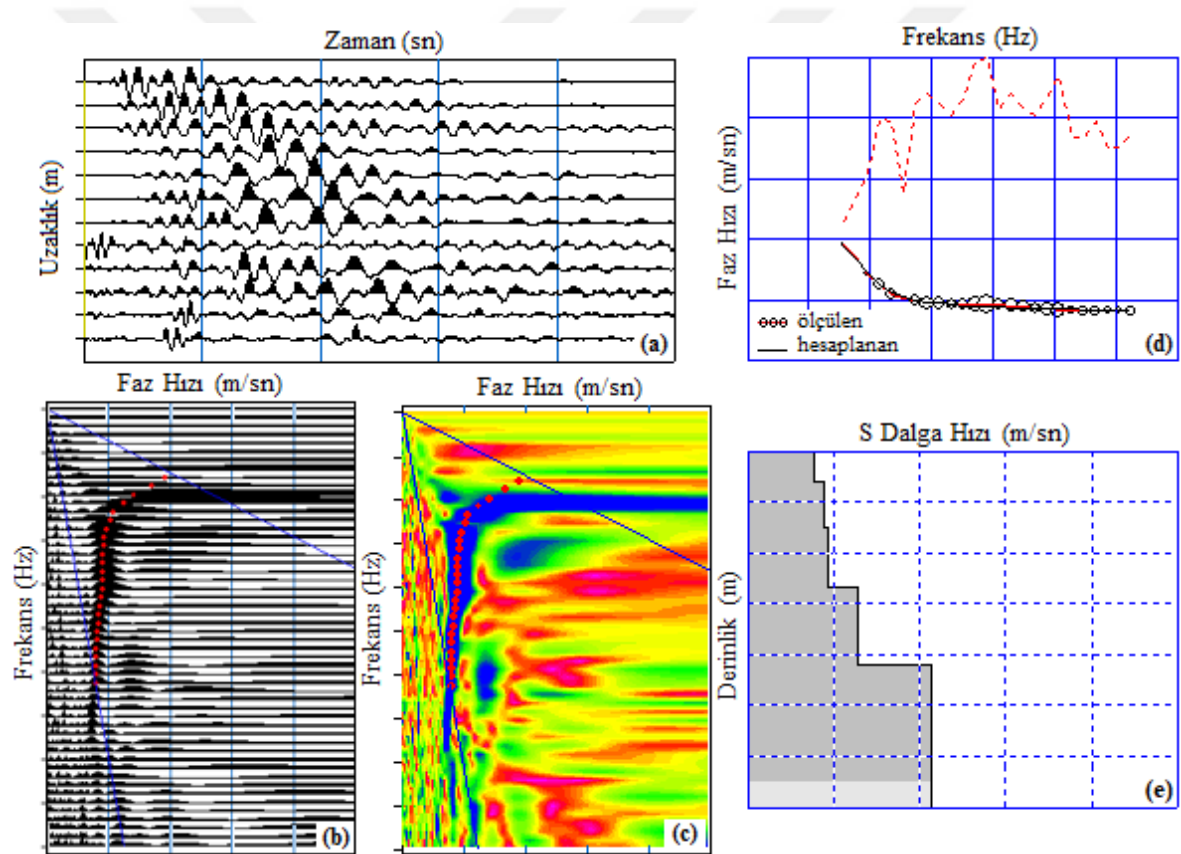
Şekil 45. İnceleme alanında bazı mikrotremor ölçüm noktalarına ait farklı tiplerdeki Y/D oran eğrileri

Belirgin tek bir pike sahip Y/D oran eğrileri, temel kaya ile üzerindeki tortul tabaka arasındaki yüksek empedans kontrastına karşılık gelirken, Y/D oran eğrilerindeki çift veya çoklu pikler karmaşık jeolojik ortam veya farklı seviyelerdeki kontrastların varlığı ve üst

tortul tabakanın kalınlığıyla ilişkilendirilebilir. İnceleme alanında yapılan sondaj çalışmalarından yararlanarak jeolojik yapı değerlendirilirse, inceleme alanının sığ temel kaya yapısına sahip olduğu gözlenmiştir. Dolayısıyla, inceleme alanı için elde edilen Y/D oran eğri karakteristiklerinin, jeolojik yapıyı yansıttığı söylenebilir.

#### 4.2.2. Çok Kanallı Yüzey Dalgası Verilerinin Değerlendirilmesi

İnceleme alanında 23 profilde elde edilen ÇKYDA verilerinin işlenmesinde SeisImager/Pickwin yazılımı kullanılmıştır (URL-6, 2022).



Şekil 46. (a) Zaman-uzaklık ortamındaki veri (b) Faz hızı – frekans grafiği üzerinde piklenen en büyük genlikler (c) Faz hızı – frekans grafiği üzerinde piklenen en büyük genliklerin renklendirilmesi (d) ölçülen ve hesaplanan dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması (e) derinliğe bağlı elde edilen 1 boyutlu S dalgası hız profili

Değerlendirmenin ilk adımında faz kayması tekniği (Park ve diğ. 1999) ile zaman – uzaklık ortamındaki verinin, frekans - faz hızı ilişkisi elde edilmiştir (Şekil 46a). Bu

belirlenen faz hızı – frekans ilişkisine ait grafik üzerinde en büyük genliklere karşılık gelen temel mod seçilerek piklenmiştir (Şekil 46b – c). Daha sonra S dalgası hız profiline elde edilmesi için, Seisimager yazılımının “Sönümlü En Küçük Kareler” yaklaşımı (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963) kullanılarak ölçülen ve hesaplanan dispersiyon eğrilerinin çakıştırılması ters çözüm işlemi ile gerçekleştirilmiştir (Şekil 46d – e). Bu işlemle tüm profillere ait 1 Boyutlu S dalgası hız profilleri derinliğe bağlı olarak elde edilmiştir (Şekil 46f).

#### 4.2.2.1.1. Sönümlü En Küçük Kareler Yaklaşımı ( Levenberg - Marquardt)

Ters çözüm işlemi için tasarlanmış olan  $m$  adet model parametresi ve  $n$  adet gözlemsel veri arasında doğrusal bir ilişki mevcuttur. Bu doğrusal ilişki (54) bağıntısı ile şu şekilde verilir;

$$Ap = d \quad (54)$$

Burada  $A$ , parametrelere göre türevlerden oluşan 1. türev matrisini;  $d$ , gözlem değerlerini ve  $p$  model parametrelerini ifade etmektedir.

Jeofizik problemlerde model parametreleri ile gözlemsel değerler arasında doğrusal ilişki olmadığı için problemler genellikle doğrusallaştırma yapılarak çözülmektedir. Bunun için model fonksiyonu Taylor serisine açılarak ikinci ve daha yüksek mertebeden olan türevler ihmal edilmektedir.

Kuramsal fonksiyon  $e(x, p)$  model parametrelerine ait başlangıç değerleri  $P_j^0$ , gerçek model parametreleri  $P_j$  ile ifade edilirse;

$$C(x, p)_i = C(x, p_i^0) + \sum_{j=i}^m \frac{\partial C(x, p_j^0)}{\partial p_j^0} (p_j - p_j^0) \quad (55)$$

doğrusallaştırma işlemi (55) bağıntısı ile elde edilir. (54) bağıntısındaki  $d$  yerine gözlemsel eğri ile kuramsal eğri arasındaki fark  $\Delta d(d_{i_{göz}} - d_{i_{kur}})$ ,  $p$  yerine model parametrelerine uygulanacak olan düzeltme vektörü  $\Delta p(\Delta p = p_j - p_j^0)$  konulursa (56) bağıntısı elde edilir.

$$A\Delta p = \Delta d \quad (56)$$

Doğrusal olmayan denklem sistemleri için genelleştirilmiş en küçük kareler ters çözümü aşağıdaki gibi verilir.

$$\Delta p = (A^T A)^{-1} A^T \Delta d \quad (57)$$

Bazı parametrelerin çözümünde veri tam bilgi içermiyorsa Jacobian dizeyinin bu parametrelere karşılık gelen sütunları sıfıra yakın olurken, bu parametrelere ait özdeğerler de sıfıra yakın olur. Yineleme işleminde küçük özdeğerlerin neden olduğu salınımların sönümlenmesi gerekir. (57) bağıntısında  $A^T A$  dizeyinin köşegenlerine dizeyin özeliğine göre bir sayısal değer eklenerek (58) bağıntısı elde edilir (Lines ve Treitel, 1984).

$$\Delta p = (A^T A + \varepsilon^2 I)^{-1} A^T \Delta d \quad (58)$$

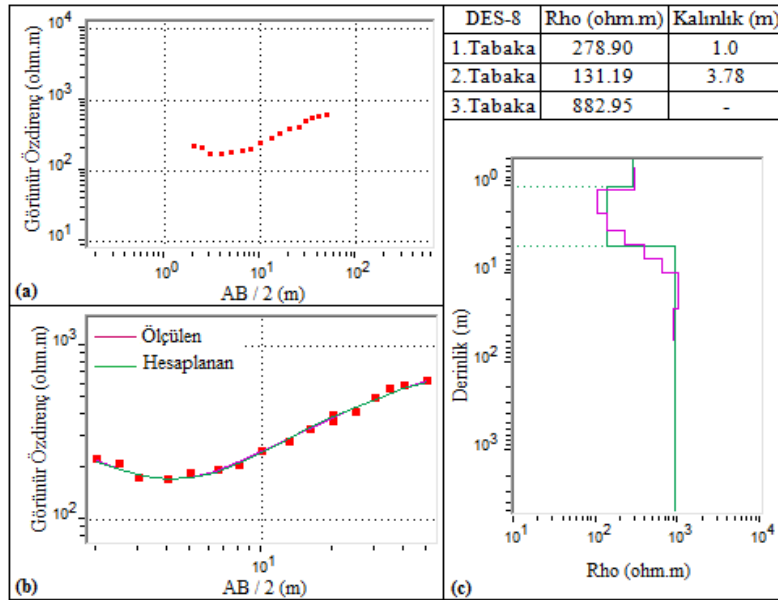
Bu çözüm Levenberg-Marquardt ters çözümü veya sönümlü en küçük kareler yaklaşımı olarak bilinir. Bu bağıntıda  $I$  birim dizey,  $\varepsilon^2$  gerçel bir sayıdır ve sönüm faktörü olarak isimlendirilir (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963). Sönüm faktörünün alabileceği değerler, sıfır veya göreceli olarak özdeğerlerden büyük bir sayı olabilir. Sönüm faktörünün sıfırdan büyük olması halinde en dik iniş yöntemine benzer bir şekilde sonuca gidilir. Eğer  $\varepsilon^2 = 0$  olursa Gauss-Newton yöntemi olarak sonuca ulaşılır (Başokur, 2002).

#### 4.2.3. Düşey Elektrik Sondaj Verilerinin Değerlendirilmesi

İnceleme alanında yerel zemin etkilerinin belirlenmesi ve mikrobölgelendirme çalışması kapsamında, arazi koşullarının elverdiği ölçüde daha önce oluşturulan ÇKYDA profillerine yakın mesafelerde 12 profilde DES verileri alınmıştır. Arazide her bir profile ait bilgiler için ölçüm karneleri oluşturulmuştur (Tablo 14, Ek-CD).

Tablo 14. DES-8 profiline ait Schlumberger ölçüm karnesi

SCHLUMBERGER ÖLÇÜ KARNESİ					
					Tarih: 13.11.2018
Profil Adı: DES-8			(X): 544029		
İl-İlçe: Gümüşhane /Merkez			(Y): 4475583		
Mevkii: Akçakale			KOT (Z): 1208 m		
AB/2(m)	MN/2(m)	V (m.V)	I (mA)	K	Rho (ohm.m)
2	0.5	947.35	50	11.775	223.1
2.5	0.5	556.00	50	18.84	209.5
3	0.5	322.66	50	27.475	177.3
4	0.5	174.81	50	49.455	172.9
5	0.5	119.67	50	77.715	186
5	1	245.75	50	37.68	185.2
6.5	1	150.70	50	64.7625	195.2
8	1	105.20	50	98.91	208.1
10	1	79.71	50	155.43	247.8
13	1	53.95	50	263.76	284.6
16	1	41.59	50	400.35	333.0
20	1	32.09	50	626.43	402.0
20	4	114.02	50	150.72	343.7
25	4	87.58	50	239.032	418.7
30	4	72.89	50	346.97	505.8
35	4	60.51	50	474.532	574.3
40	4	47.39	50	621.72	589.3
50	4	32.29	50	974.97	629.6



Şekil 47. (a) Ölçülen görünür öz direnç eğrisi (b) Arazide ölçülen ve hesaplanan görünür öz direnç eğrilerinin çakışması (c) Derinliğe bağlı görünür öz direnç değişimine ait 1 boyutlu tabaka modeli ve tabaka parametreleri

Tüm profillere ait DES verileri WinGlink 2.1 programı (URL-7, 2021) kullanılarak değerlendirilmiştir. Öncelikle her bir profile ait DES eğrisi, arazide ölçülen görünür özdirenç değerleri kullanılarak çizdirilmiştir. Bu eğri grafiklerinde düşey eksen görünür özdirenç (ohm.m) değerini verirken, yatay eksen açılım mesafesinin yarısını ( $AB/2$ ) ifade etmektedir. Bu eğriler yardımıyla tabakaların kalınlık ve özdirenç değerleri hesaplanarak ters çözüm işlemi ile bir boyutlu elektrik özdirenç- derinlik modeli elde edilmiştir (Şekil 47). Ters çözüm işlemi, yeraltındaki tabakaların özdirenç değişimlerinin yumuşak geçişlerle elde edilmesine olanak sağlamaktadır. WinGlink 2.1 programı, ters çözüm işleminde OCCAM Ters Çözüm algoritmasını (Constable ve diğ. 1987) kullanmaktadır. Bu algoritma, tabaka sayısı ile ilgili ön bilgi gerektirmediğinden, diğer klasik ters çözüm yaklaşımlarına kıyasla yer içi iletkenlik dağılımına ait muhtemel sınırları belirlemede daha güvenilirdir (Spies ve Macnae, 1997).

#### 4.2.3.1. OCCAM Ters Çözümü

OCCAM ters çözümü, yeraltındaki tabakalara ait özdirenç değişimlerinin yumuşatılarak ve sürekli elde edilmesi esasına dayanmaktadır. Burada çok ince tabakalar arasındaki özdirenç geçişlerinin veya değişimlerinin ani olmaması istenir ve bu sebeple birbirlerine komşu olan tabakalar arasındaki özdirenç farkı en az düzeyde tutulmaktadır. OCCAM ters çözümünde, tüm profil boyunca modelin mümkün olduğunca esnek kalması ve kontrol edilebilmesi için bir pürüzlülük (roughness) değeri tanımlanmaktadır (Constable ve diğ. 1987). Bu değer birinci ve ikinci türevde derinliğe bağlı olarak aşağıdaki gibi ifade edilmektedir:

$$R_1 = \int (dm/dz)^2 dz \quad (59)$$

veya

$$R_2 = \int (d^2m/dz^2)^2 dz \quad (60)$$

Bu bağıntılarda  $m(z)$  özdirenç parametresini temsil etmektedir. Burada amaç, mümkün olan en küçük pürüzlülüğe sahip ölçümle uyumlu çözümü bulmaktır. Pürüzlülük değeri, birinci ve ikinci türevin integralleri ayrı ayrı gösterilirse;

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2 \quad (61)$$

ve

$$R_2 = \sum_{i=2}^N (m_{i+1} - 2m_i + m_{i-1})^2 \quad (62)$$

Gözlemsel ve kuramsal veri arasındaki en iyi çakışma ölçütü (63) bağıntısı ile hesaplanmaktadır.

$$X^2 = \sum_{j=1}^M (d_j - F_j[m])^2 / \sigma_j^2 \quad (63)$$

Burada  $\sigma_j$  j inci verideki belirsizliği,  $d_j$  gözlemsel verileri ve  $F_j[m]$  ise kuramsal verileri ifade etmektedir. (63) bağıntısında tanımlanan uyumsuz  $X^2$  yeniden şu şekilde yazılır;

$$X^2 = \|Wd - W G m\|^2 \quad (64)$$

Burada  $W$  ağırlıklandırma matrisini temsil etmektedir. (61) ve (62) bağıntılarındaki pürüzlük değerleri matris formunda yeniden yazılırsa;

$$R_1 = \|\partial m\|^2 \quad (65)$$

$$R_2 = \|\partial^2 m\|^2 \quad (66)$$

Burada  $m$  model parametrelerini (özdirenç) temsil etmektedir. Bu bağıntılarda  $\partial$ ,  $N \times N$ 'lik bir matrisi ifade eder ve aşağıdaki gibi gösterilir;

$$\partial = \begin{bmatrix} 0 & & & & & \\ -1 & 1 & & & & \\ & -1 & 1 & & & \\ & & \dots & \dots & & \\ & & & & -1 & 1 \end{bmatrix} \quad (67)$$

$m$  model parametrelerinin  $\partial$  matrisi ile çarpılmasıyla meydana gelebilecek ani değişimler önlenerek, yumuşatılmış bir görüntü elde edilmiş olur. Gözlemsel ve kuramsal veri arasındaki çakışma ölçütünü veren hata oranı RMS, en küçük pürüzlük değerinin elde edilmesi için her yinelemede alabileceği en küçük değeri almaktadır. Ayrıca Lagrange çarpanının ( $\mu^{-1}$ ) veya ( $\lambda$ ) en küçük RMS hata oranını veren aralık içerisinde araştırılması gerekmektedir. Böylece, RMS hatasından daha küçük hata veren modeller arasında en yumuşak geçişli öz direnç değişimine sahip model için OCCAM ters çözüm ilkesi ile gözlemsel ve kuramsal veri arasındaki fark araştırılabilmektedir.

$$m = [\lambda \partial^T \partial + (WG)^T WG]^{-1} WG^T Wd \quad (68)$$

Burada  $W$  ağırlıklandırma matrisini,  $G$  Jacobian matrisini ve  $\lambda$  yuvarlatma parametresini temsil etmektedir.

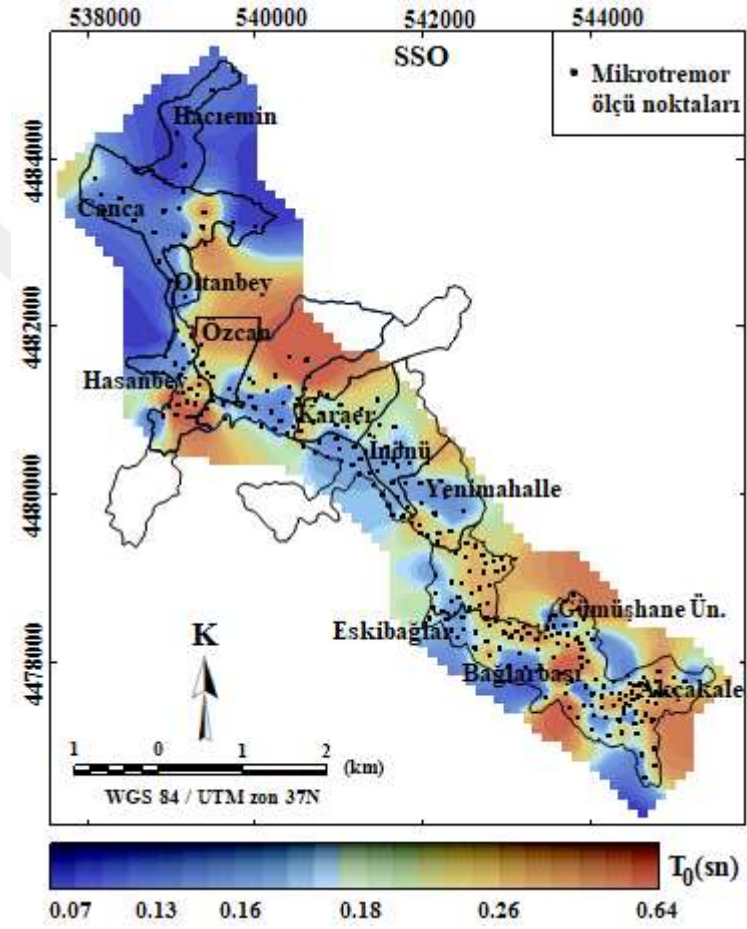
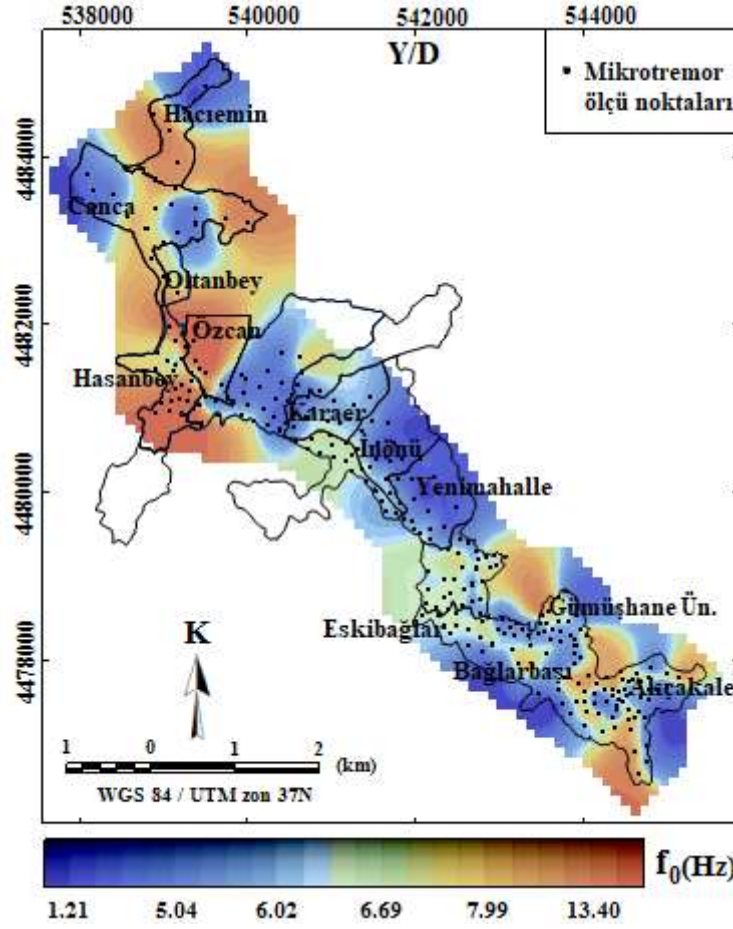
## 5. BULGULAR

### 5.1. Tek İstasyon Mikrotremor Ölçümlerinden Belirlenen Parametreler

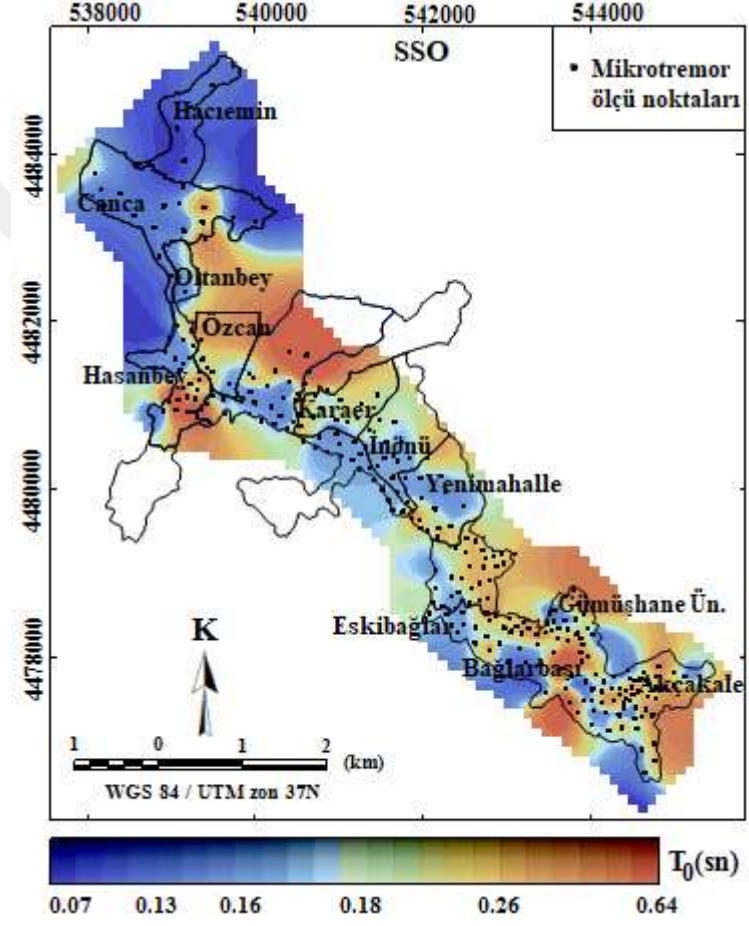
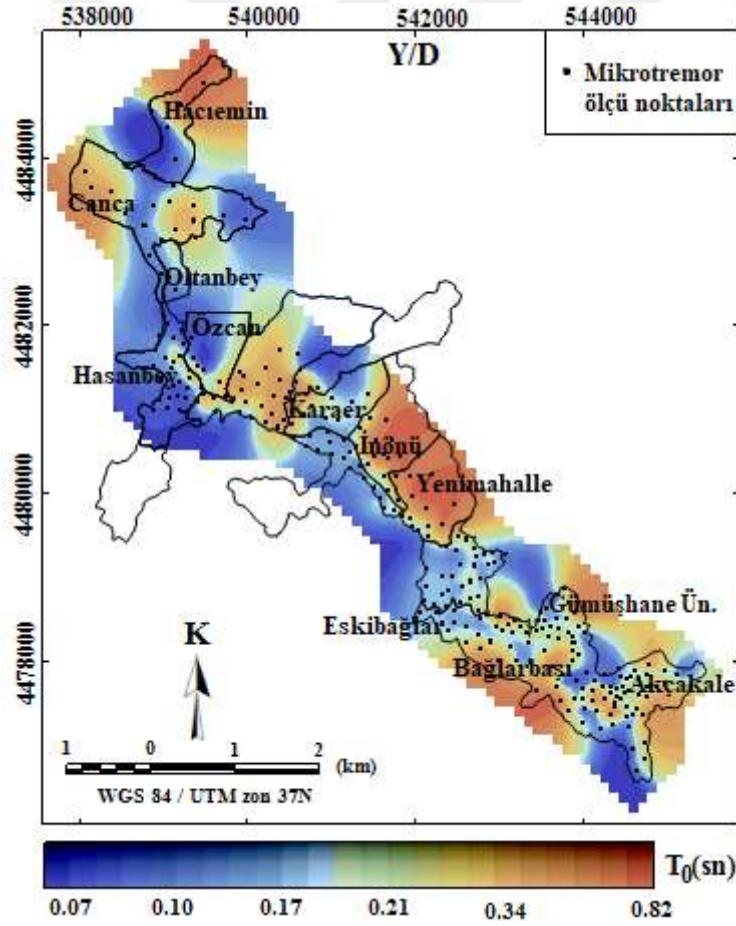
Gümüşhane ili şehir merkezinde toplam 279 tek istasyonda alınan mikrotremor kayıtlarının değerlendirilmesiyle, Yatay/Düşey Spektral Oran ve Standart Spektral Oran yöntemleriyle inceleme alanına ait zemin hakim titreşim periyodu ( $T_0$ ), zemin hakim titreşim frekansı ( $f_0$ ), Y/D ile zemin büyütme faktörü (SSO) değerleri belirlenmiş (Ek CD) ve haritalanmıştır.

#### 5.1.1. Zemin Hakim Titreşim Periyodu ( $T_0$ ) ve Frekansı ( $f_0$ )

İnceleme alanı için Y/D yönteminden elde edilen zemin hakim frekans değerleri 1.21 – 13.40 Hz (0.07 - 0.82 sn) aralığında değişirken, SSO yönteminden elde edilen zemin hakim frekans değerleri 1.56 – 13.24 Hz (0.07 - 0.64 sn) aralığında değişim göstermektedir. İnceleme alanına ait hakim titreşim frekansı ve hakim titreşim periyod dağılımı Oasis montaj programı kullanılarak haritalanmıştır (Şekil 48, 49). İnceleme alanının zemin hakim titreşim frekansı (periyod) dağılımına bakıldığında, her iki yöntem için inceleme alanının özellikle kuzey-batı kısmının büyük bir bölümünde yüksek frekans değerleri (6.02 – 13.40 Hz) görülmektedir. Bununla birlikte, inceleme alanının kuzey-doğu kesiminde elde edilen yüksek frekans ve düşük periyod değerleri her iki yöntem için aynı kısımlarda gözlenmektedir. Ayrıca her iki yöntemde de inceleme alanının kuzey-doğu kesimindeki Bağlarbaşı ve Akçakale mahalleleri ile Gümüşhane Üniversitesi kampüs alanının yer aldığı Gümüşhane granitoyidi üzerindeki ölçüm noktaları yüksek frekans (düşük periyod) değerlerine sahipken, Harşit nehri boyunca alüvyon birimden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları en düşük, zemin hakim titreşim periyodları en yüksek değerlere sahiptir ( $f_0$ , 1.21 – 6.02 Hz;  $T_0$ , 0.17 – 0.82 sn).



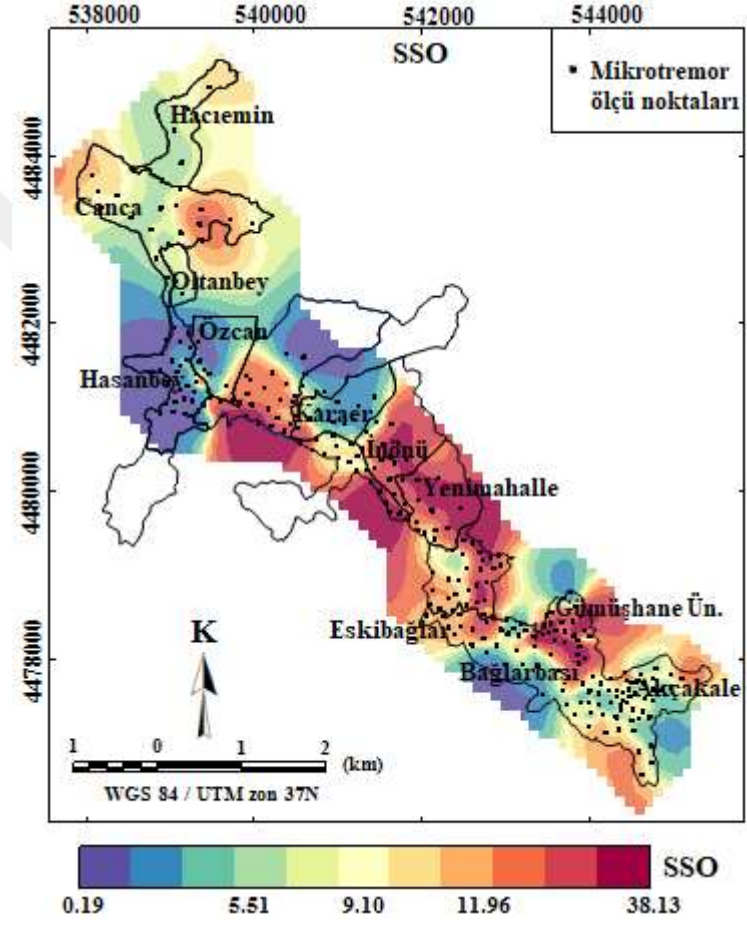
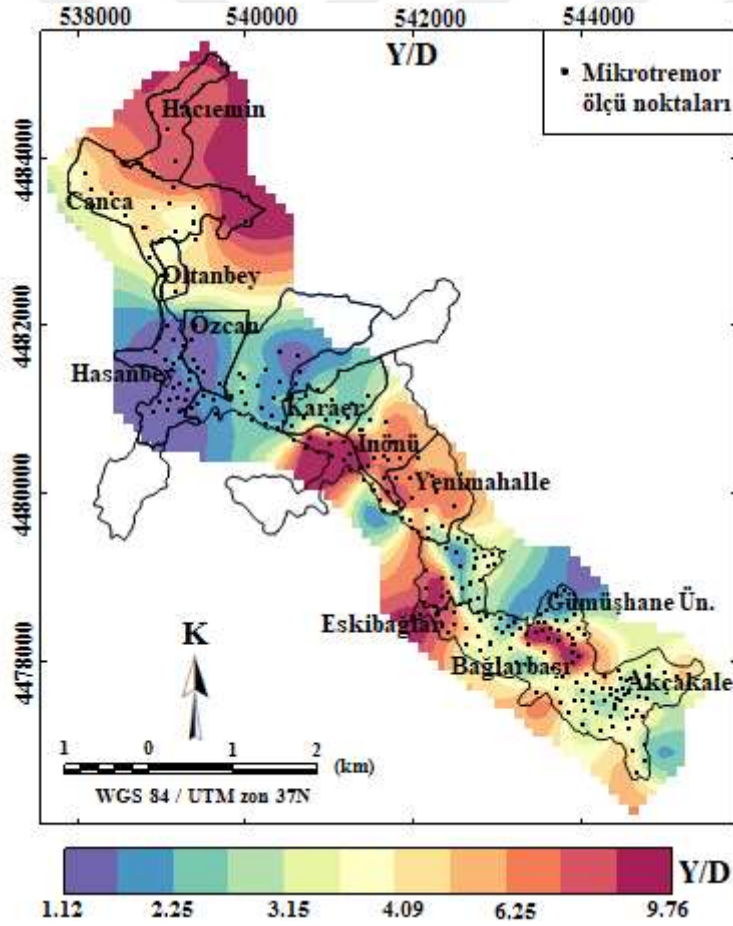
Şekil 48. (a) Y/D ve (b) SSO yöntemlerinden elde edilen inceleme alanına ait hakim titreşim frekans dağılım haritaları



Şekil 49. (a) Y/D ve (b) SSO yöntemlerinden elde edilen inceleme alanına ait hakim titreşim periyod dağılım haritaları

### 5.1.2. Y/D Oranı ve Zemin Büyütme Faktörü

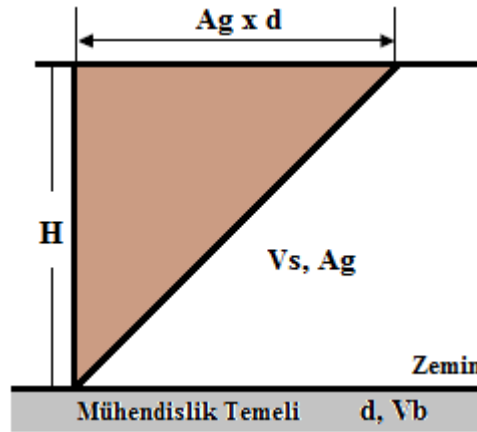
Bilindiği gibi Nakamura tekniğinden elde edilen Y/D oranı gerçek büyütme değerini yansıtmadığı için zemin büyütme faktörü olarak nitelendirilmemiştir. Yapılan değerlendirmelere göre inceleme alanı için Y/D oran değerleri 1.12 – 9.76 aralığında değişirken, SSO yönteminden elde edilen zemin büyütme faktörleri 0.19 – 38.13 değer aralığında değişim göstermektedir. İnceleme alanındaki Y/D oran değerleri ile SSO yönteminden elde edilen zemin büyütme faktörlerinin dağılım haritaları Oasis montaj programı kullanılarak oluşturulmuştur (Şekil 50). Y/D oran değerlerinin yüksek olduğu kısımlar, nispeten SSO zemin büyütme faktörünün de yüksek olduğu kısımlarla örtüşmektedir. Özellikle Harşit nehri boyunca yüksek katlı yerleşimlerin bulunduğu alanlarda ve Bağlarbaşı mahallesinde Gümüşhane üniversitesi kampüs yerleşkesinin, Kredi Yurtlar Kurumu (KYK) ile Yeni Gümüşhane Devlet Hastanesinin kurulu olduğu alanda ve Yenimahalle’de SSO zemin büyütme faktörü en yüksek seviyelerde gözlenmiştir. Bu alanlarda Y/D oranları ve SSO zemin büyütme faktörü en yüksek değerlere sahiptir. Ayrıca inceleme alanının kuzey-batı kesiminde yer alan Hacıemin ve Canca mahallelerinde yüksek zemin hakim titreşim frekans değerleri elde edilmesine karşın zemin büyütme faktörü değerleri en yüksek seviyelerdedir. Daha önce yapılan sondaj çalışmaları bu mahallelerde ortalama 10 m kalınlığa sahip zemin tabakasının kum-çakıl, az kumlu çakıllı silt ve kırıklı parçalı bazaltlardan oluştuğunu ortaya koymuştur (Tablo 25). Ayrıca inceleme alanında referans istasyonlarının seçildiği ve referans kaya niteliği taşıyan Hasanbey mahallesinden elde edilen Y/D oranları (1.16 – 1.75) ile SSO zemin büyütme faktörleri (0.19 – 2.00) inceleme alanındaki en düşük değerlere sahiptirler. Elde edilen bu sonuçlar SSO yöntemi için referans istasyonlarının seçiminin doğru olduğunu kanıtlar niteliktedir.



Şekil 50. (a) Y/D oran dağılımı ve (b) SSO yöntemlerinden elde edilen zemin büyütme faktörü dağılımı

### 5.1.3. Sismik Duyarlılık İndeksi (Hasar indeksi, Kg)

Sismik duyarlılık indeksi ( $K_g$ ), zeminin dinamik özelliklerine bağlı olan bir parametredir ve tek istasyon mikrotremor verilerinden belirlenen zemin hakim titreşim frekansı ile zemin büyütme faktörü kullanılarak hesaplanmaktadır (Şekil 51). Bir alanın kuvvetli yer hareketine karşı dayanıklı ya da zayıf olma durumunun noktasal ölçekte değerlendirilmesi ve hasar dağılımının belirlenmesi  $K_g$  parametresi kullanılarak yapılmaktadır.  $K_g$  parametresi yıkıcı bir deprem hareketinden önce hem zemin tabakasında meydana gelecek hasarı hem de deprem hasarını tahmininde etmede kullanılmaktadır (Nakamura, 1997). Nakamura (2000)'nın önermiş olduğu bu teknik, deprem hareketiyle oluşabilecek birim kayma deformasyonunun zemin hakim titreşim frekansı ve zemin büyütme faktörüyle ilişkilidir ve birim kayma deformasyonundaki artış meydana gelecek hasarı doğrudan etkilemektedir. Bununla birlikte, mühendislik ana kayasında S dalga hızı ( $V_s > 700$  m/sn) sabit olacağından, birim kayma deformasyonunu belirleyecek olan mühendislik ana kayasındaki ivme ve üzerindeki zemin tabakasının hakim titreşim frekansı ile büyütme faktörüdür. Nakamura (2000) olası bir deprem anında zemin tabakalarında ve yapılarda oluşabilecek hasarın hesaplanabilmesi için Şekil 51'de verilen yer modelini tasarlamış ve  $K_g$  değerini önermiştir.



Şekil 51. Sismik duyarlılık indeksi ( $K_g$ ) yer modeli (Nakamura, 2000).

$K_g$  değerinin hesaplanmasında yüzeydeki ortalama makaslama deformasyonu  $\gamma$  için (69) bağıntısı verilmiştir.

$$\gamma = A_g \frac{d}{H} \quad (69)$$

Bu bağıntıda  $A_g$  zemin tabakasının sismik genlik büyütmesi,  $H$  tabaka kalınlığı ve  $d$  mühendislik temelindeki sismik yer değiştirmeyi ifade etmektedir. Nakamura (2000) zemin tabakasının S dalga hızı  $V_s$  ve mühendislik temelinin S dalga hızı  $V_b$  olmak üzere, mühendislik temeli üzerinde bulunan zemin tabakasının hakim titreşim frekansı  $F_g$  için (70) bağıntısını tanımlamıştır:

$$F_g = \frac{V_b}{(4A_g H)} \quad (70)$$

deprem hareketinden dolayı mühendislik temel kayasında oluşacak, ivme ( $a$ ), açısal frekans ( $W$ ) ve yer değiştirme ( $d$ ) için bağıntılar aşağıda verilmiştir.

$$\begin{aligned} a &= W^2 d = (2\pi F_g)^2 d \\ d &= a / (2\pi F_g)^2 \end{aligned} \quad (71)$$

(70) ve (71) denklemleri (69) bağıntısında yerlerine yazılırsa;

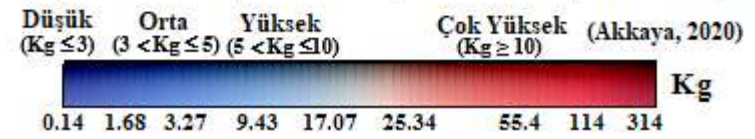
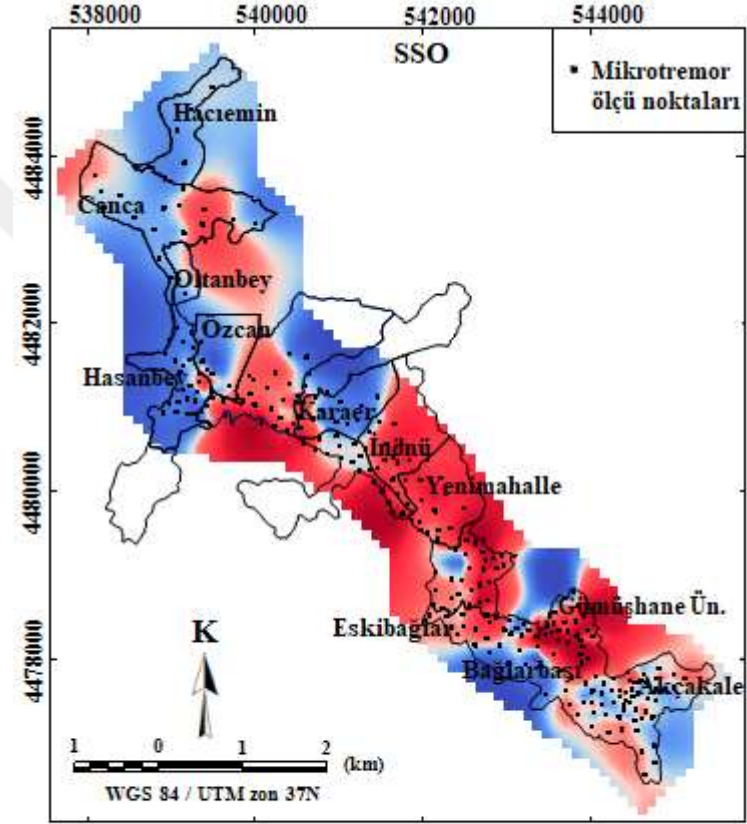
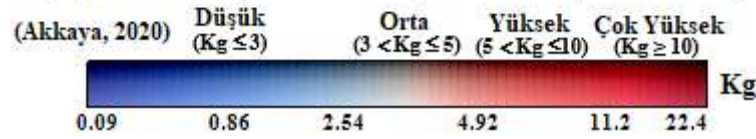
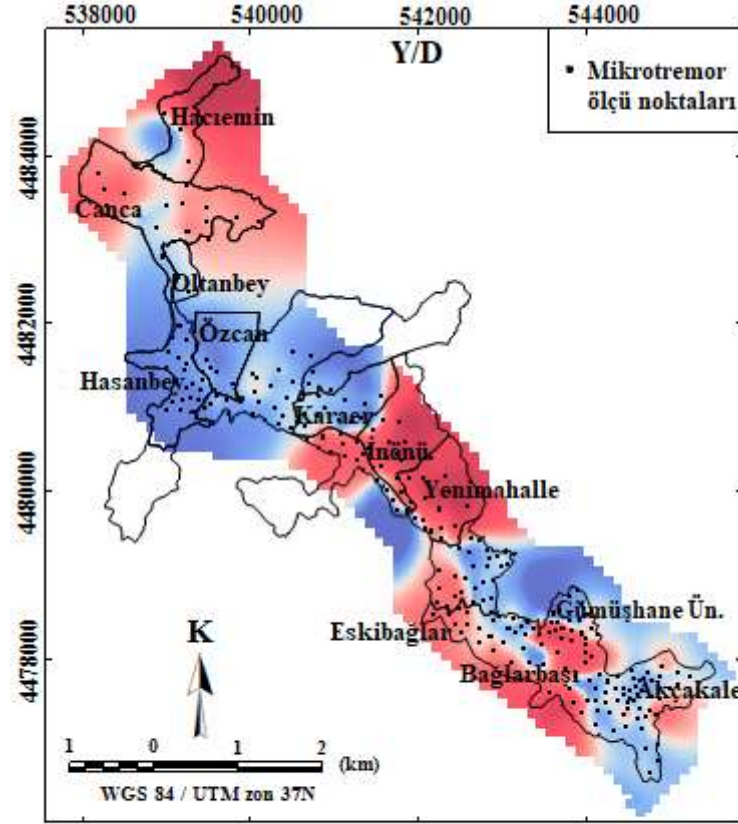
$$\begin{aligned} \gamma &= \frac{A_g \alpha_b}{(2\pi F_g)^2} 4A_g \frac{F_g}{C_b} \\ &= \frac{A_g^2 \alpha_b}{F_g \pi^2 C_b} \\ &= cK_g \alpha_b \end{aligned} \quad (72)$$

(5.4) bağıntısı elde edilir. Burada  $\alpha_b = (2\pi F_g)^2 d$  ve kuvvetli yer hareketi sırasında zemin tabakalarında meydana gelebilecek efektif makaslama deformasyonu  $\gamma_e$  olmak üzere, sismik duyarlılık indeksi  $K_g$ , (72) bağıntısından hesaplanabilmektedir.  $e$  katsayısı, deprem anında meydana gelen dinamik kuvvetin statik kuvvete oranıdır ve  $e = \% 60$  olarak verilmektedir (Nakamura, 2000) sismik duyarlılık indeksi  $K_g$ ,  $c$  sabit bir sayı olmak üzere (73) bağıntısı ile hesaplanmaktadır.

$$c = \frac{e}{\pi^2 V_b}$$

$$K_g = \frac{A_g^2}{F_g} \quad (73)$$

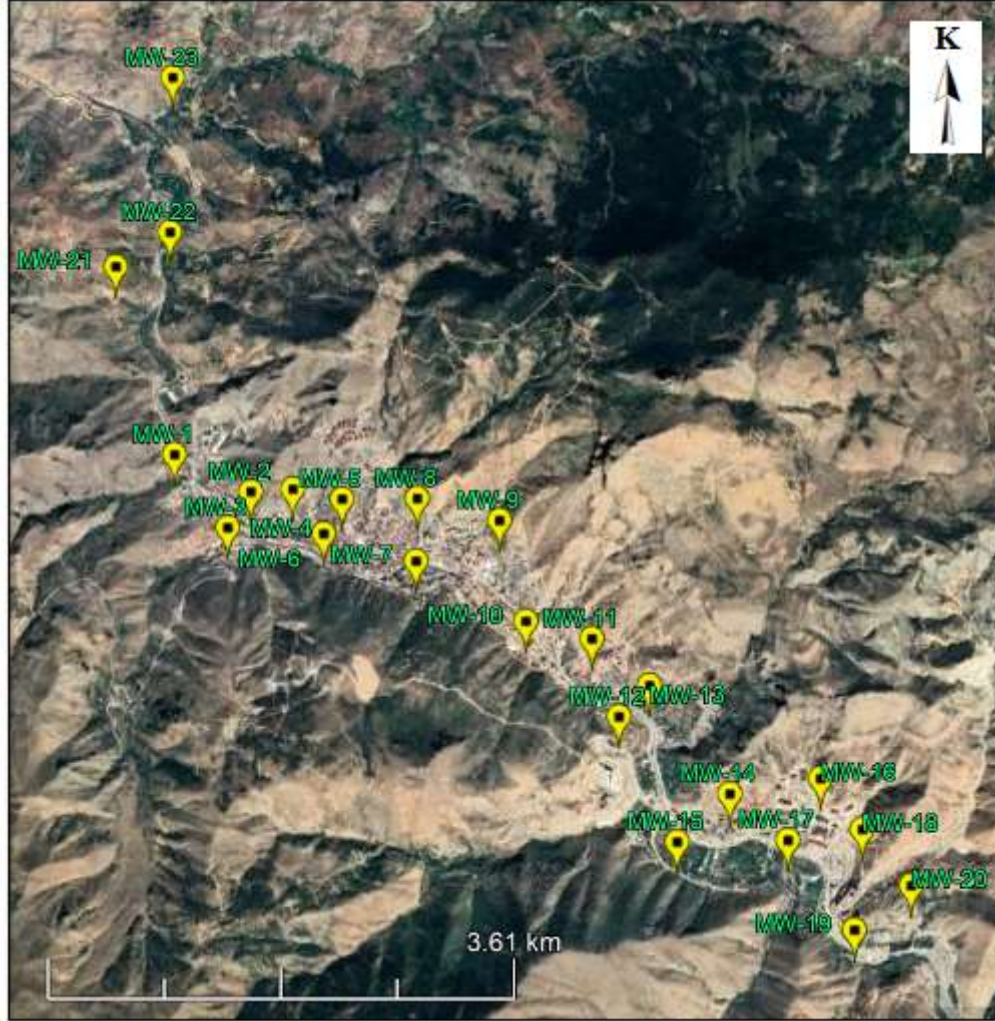
Bu çalışma kapsamında, Gümüşhane ili merkez ilçesi için Nakamura (2000) tarafından önerilen sismik duyarlılık indeks bağıntısı (73) kullanılarak her bir mikrotremor ölçüm noktasına ait  $K_g$  değerleri Y/D ve SSO yöntemleri için ayrı ayrı hesaplanmıştır (Ek CD). Akkaya (2020) sismik duyarlılık indekslerini hesaplayarak, yerel zemin koşullarının ve bina özelliklerinin hasar seviyelerine olan etkisini belirlemiştir ( $K_g \leq 3$  düşük,  $3 < K_g \leq 5$  orta,  $5 < K_g \leq 10$  yüksek ve  $K_g \geq 10$  çok yüksek). İnceleme alanına ait  $K_g$  değerleri Y/D yöntemi için 0.094 – 22.2 arasında değişirken, SSO yöntemi için bu değerler 0.18 – 314.7 aralığında değişim göstermektedir. Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen dinamik zemin parametreleri kullanılarak hesaplanan  $K_g$  değerlerinin dağılım haritaları Oasis montaj programı kullanılarak oluşturulmuştur (Şekil 52).  $K_g$  parametresi, frekans ve zemin büyütme faktörüne bağlı bir parametre olduğu için, inceleme alanına ait Y/D oran ile SSO zemin büyütme faktörünün çoğunlukla yüksek ve frekans değerinin göreceli olarak düşük olduğu alanlarda sismik duyarlılık indeks değerleri de yüksek seviyelerde seyretmektedir.  $K_g$  dağılımı Y/D oranına göre değerlendirildiğinde, inceleme alanındaki Hacıemin, Canca, İnönü (Harşit nehri boyunca), Eskibağlar, Bağlarbaşı ve Akçakale mahallesinde en yüksek sismik duyarlılık değerleri elde edilmiştir. Diğer taraftan, SSO zemin büyütme faktörü ile hesaplanan  $K_g$  değerlerinin dağılımına bakıldığında, özellikle Yenimahalle, Eskibağlar, Bağlarbaşı ve Akçakale'nin kuzey kesiminde çok yüksek sismik duyarlılık seviyeleri hesaplanmıştır. Akçakale, Yenimahalle ve Bağlarbaşı'nın büyük bir bölümünü oluşturan Gümüşhane Granitoyidi'nin kırıklı parçalı granit özelliği göstererek farklı ayrışma derecelerine sahip olması yüksek  $K_g$  seviyelerinin elde edilmesinin nedeni olarak değerlendirilebilir. Bununla birlikte, Harşit nehri boyunca alüvyon birim özelliği taşıyan ve Gümüşhane şehir merkezinin tek düzlük alanı olan Bağlarbaşı mahallesinin güney – batı kısmı inceleme alanının sahip olduğu en yüksek  $K_g$  değerlerini yansıtmaktadır.



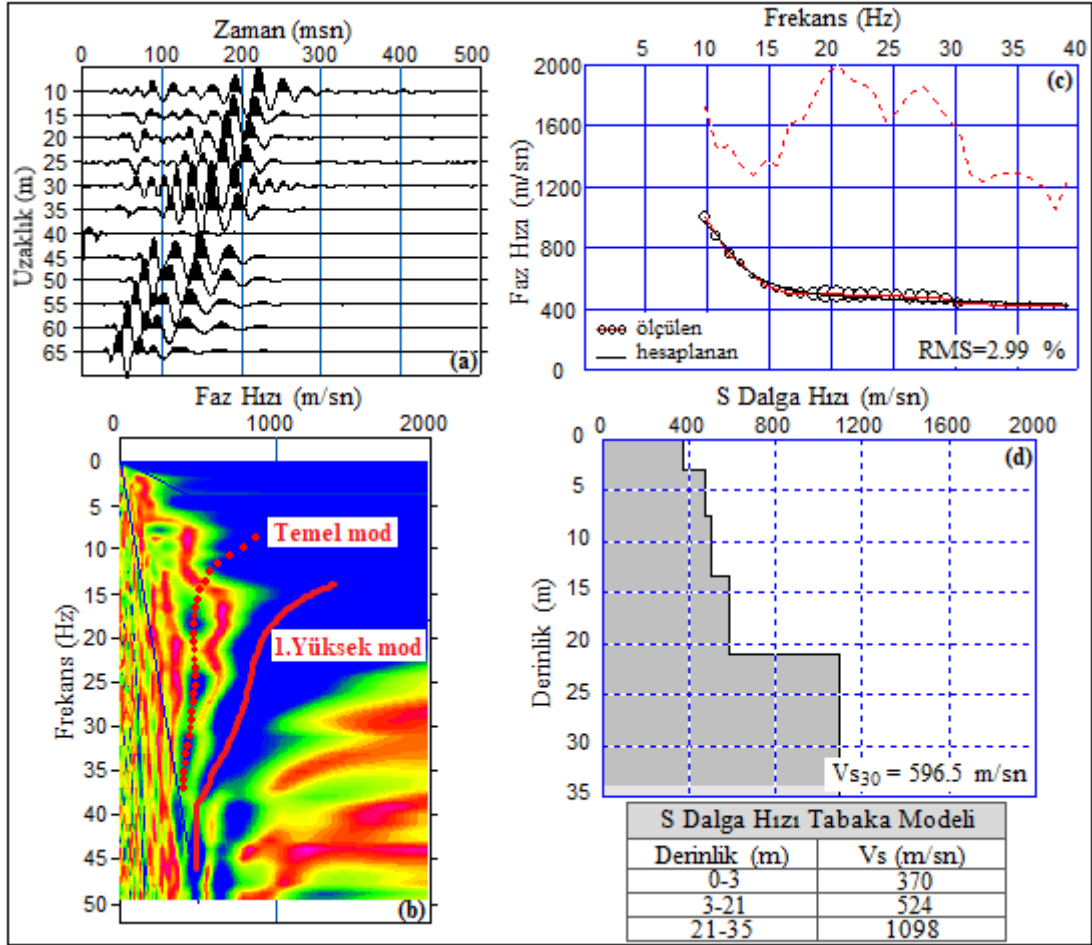
Şekil 52. (a) Y/D ve (b) SSO yöntemlerinden elde edilen inceleme alanına ait Kg dağılım haritaları

## 5.2. ÇKYDA Ölçüm Sonuçları ve Elde Edilen Parametreler

Gümüşhane ili şehir merkezinde 23 profilde ÇKYDA ölçümü gerçekleştirilmiştir (Şekil 53). Kaydedilen verilerin ilk varışlarından P-dalga hızları, yüzey dalga alanlarının dispersiyon analizinde de S-dalga hızları elde edilmiştir (Şekil 54-78).

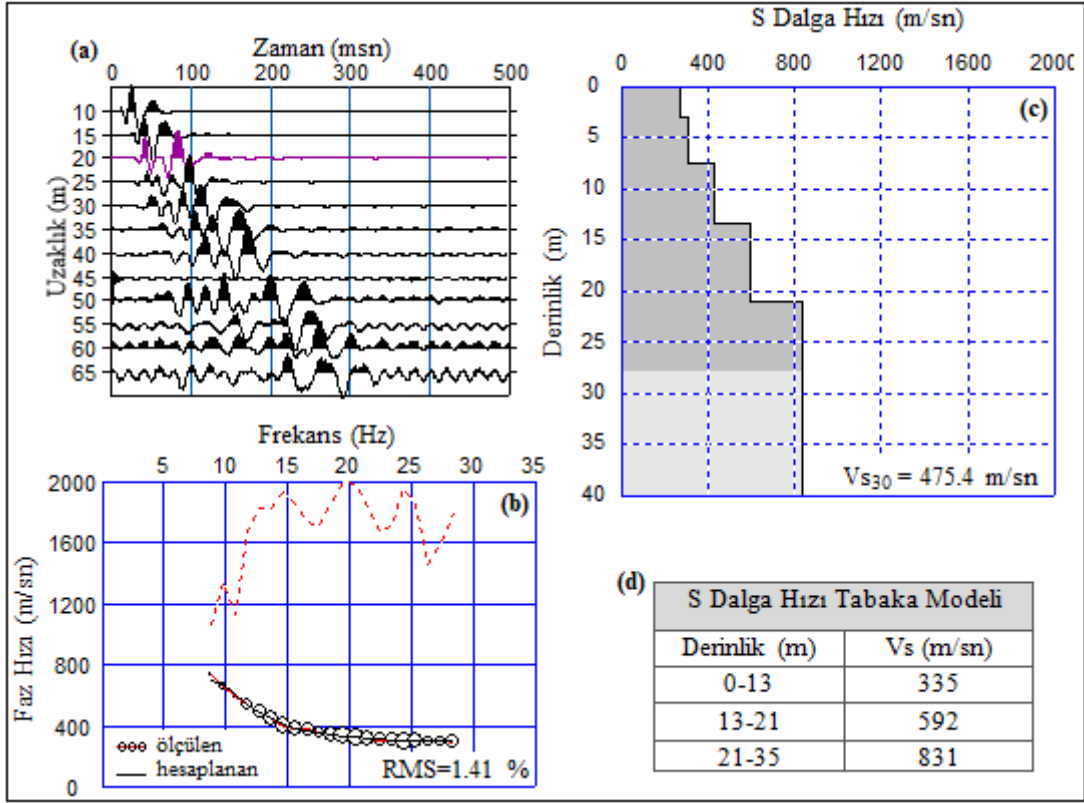


Şekil 53. İnceleme alanındaki ÇKYDA ölçü profillerinin konumları



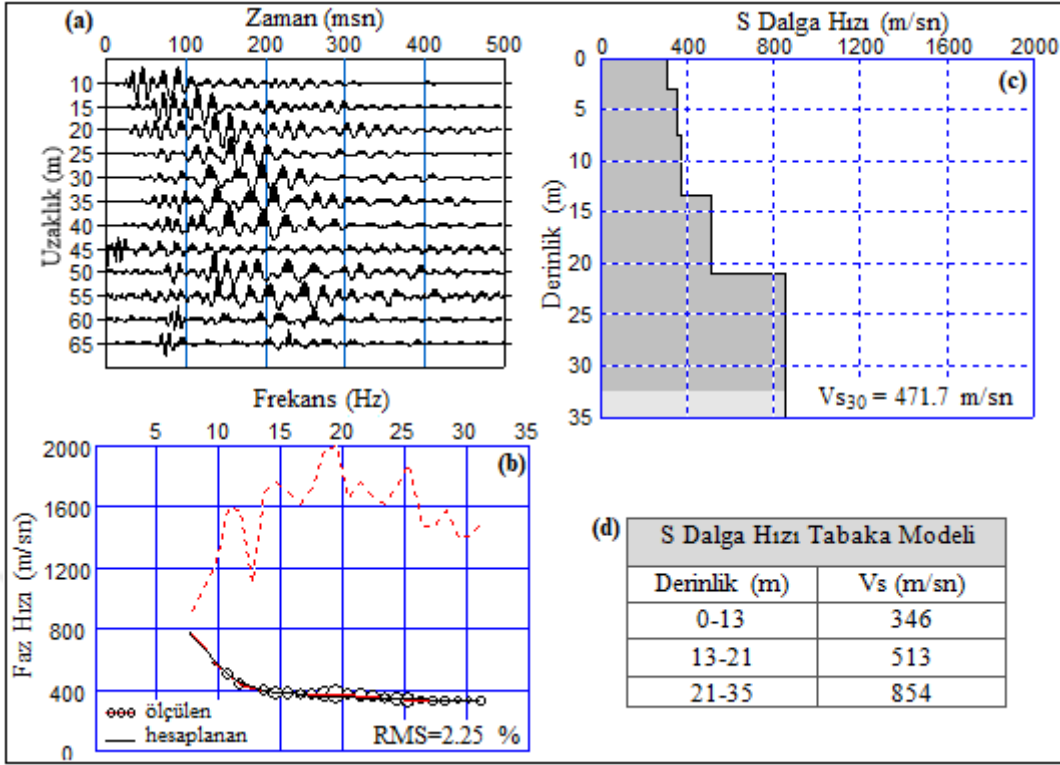
Şekil 54. ÇKYDA-1 profiline ait a) arazi verisi b) Faz hızı-frekans grafiği üzerinde temel mod ve 1. yüksek mod c) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri d) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli ile Tabakalı modele ait hız ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-1 profili, inceleme alanında Hasanbey mahallesi sınırları içerisinde Alibaba formasyonu üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M47 mikrotremor ölçüm noktası ve SK - 4 nolu sondaj logu verisi bulunmaktadır. Bu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip yol dolgu malzemesi ve bu seviyeden sonra yaklaşık 9.5 m kalınlıkta grimsi kahverengi renkli kırıklı parçalı bazalt içeriğine sahip Alibaba Formasyonu yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M47 noktasına ait Y/D oran 1.27 ve SSO zemin büyütme faktörü 1.30 olarak birbirlerine yakın değerlerde elde edilmiştir. ÇKYDA-1 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları da birbirlerine çok yakın değerlerdedir (Y/D için 7.43 Hz; SSO için 7.13 Hz). Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 913 – 3703 m/sn, S dalgası için 485 – 1098 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 596.5 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 54).



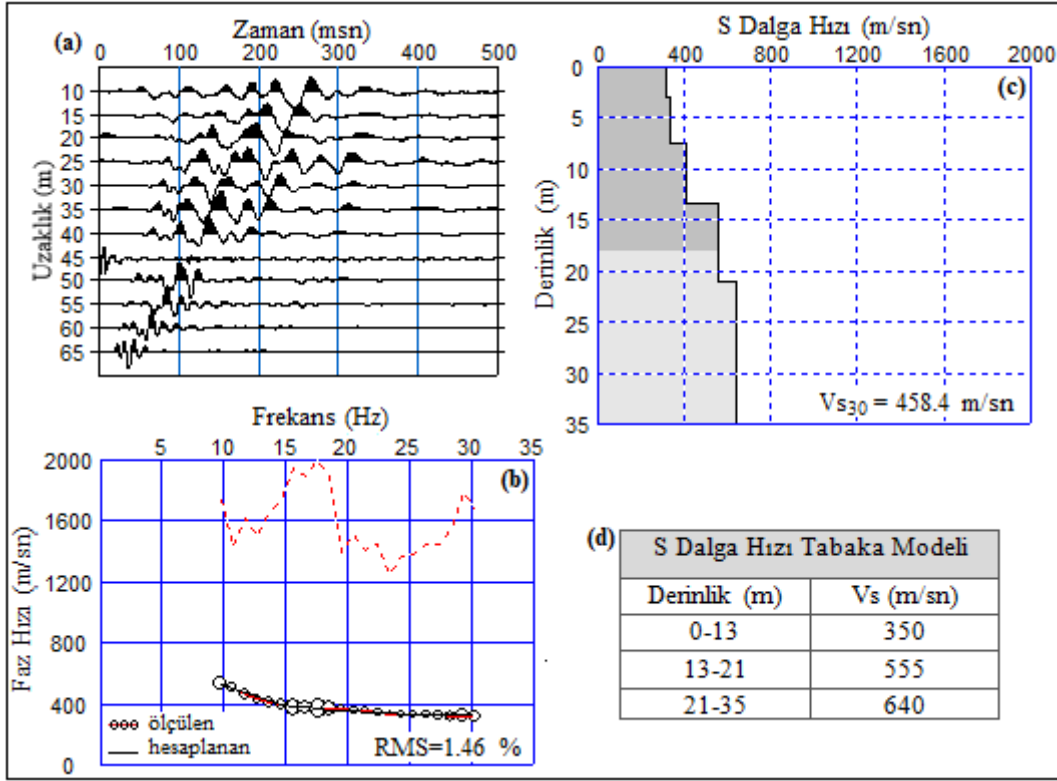
Şekil 55. ÇKYDA-2 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-2 profili, inceleme alanında Oltanbey mahallesi sınırları içerisinde Alibaba formasyonu üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M128 mikrotremor ölçüm noktası ve SK - 6 nolu sondaj kuyusu verisi bulunmaktadır. SK - 6 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip yol dolgu malzemesi bulunurken, bu seviyeden sonra yaklaşık 9.5 m kalınlıkta grimsi – kahve renkli kırıklı parçalı bazalt içeriğine sahip Alibaba Formasyonu yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M128 mikrotremor ölçüm noktasına ait Y/D oranı 1.17 ve SSO zemin büyütme faktörü 1.14 olarak birbirlerine yakın değerlerde elde edilmiştir. ÇKYDA-2 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 12.68 Hz ve SSO için 5.24 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 710 – 2037 m/sn, S dalgası için 335 – 831 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 475.4 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 55).



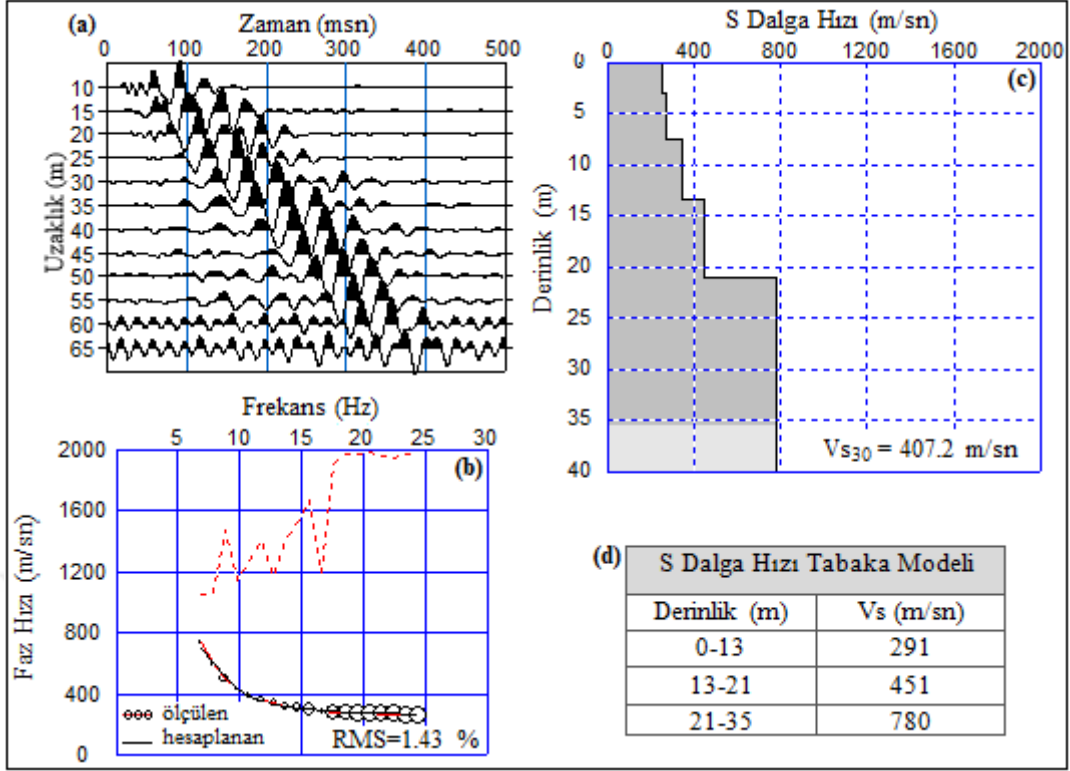
Şekil 56. ÇKYDA-3 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-3 profili, inceleme alanında Özcan mahallesi sınırları içerisinde Alibaba formasyonu üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M37 mikrotremor ölçüm noktası ve SK - 5 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 5 kuyu loguna göre, ilk 9 m derinlikte kahverengi kum – iri çakıl bulunurken, 9 – 12 m aralıkta grimsi – kahve renkli kırıklı parçalı bazalt içeriğindeki Alibaba formasyonu yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M37 noktasına ait Y/D oranı 1.23 ve SSO zemin büyütme faktörü 1.39 olarak birbirlerine yakın değerlerde elde edilmiştir. ÇKYDA-3 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları da birbirlerine yakın değerlerdedir (Y/D için 2.74 Hz ve SSO için 2.41 Hz). Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 794 – 1812 m/sn, S dalgası için 346 – 854 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 471.7 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 56).



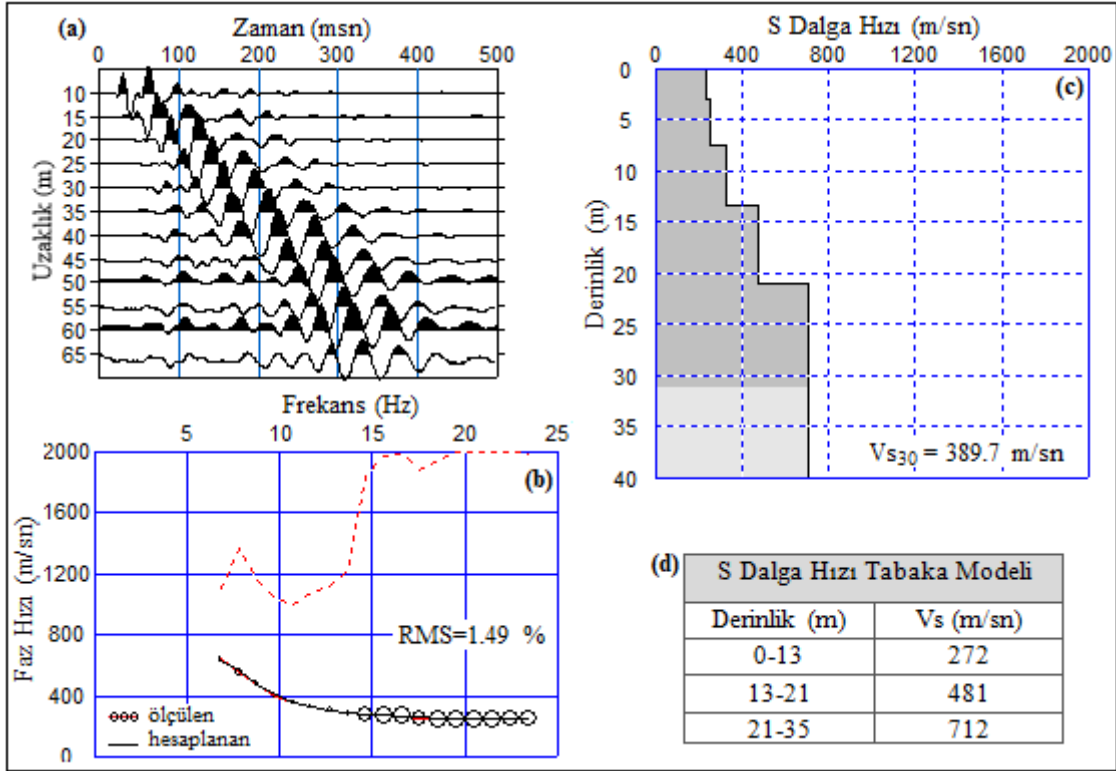
Şekil 57. ÇKYDA-4 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-4 profili, inceleme alanında Özcan mahallesi sınırları içerisinde Alibaba formasyonu üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M60 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-7 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 7 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip yol dolgu malzemesi bulunurken, bu seviyeden sonra yaklaşık 9.5 m kalınlıkta grimsi – kahve renkli kırıklı parçalı bazalt içeriğine sahip Alibaba Formasyonu yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M60 noktasına ait Y/D oranı 2.57 ve SSO zemin büyütme faktörü 18.67 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-4 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 2.09 Hz ve SSO için 7.59 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 804 – 1530 m/sn, S dalgası için 350 – 640 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 458.4 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 57).



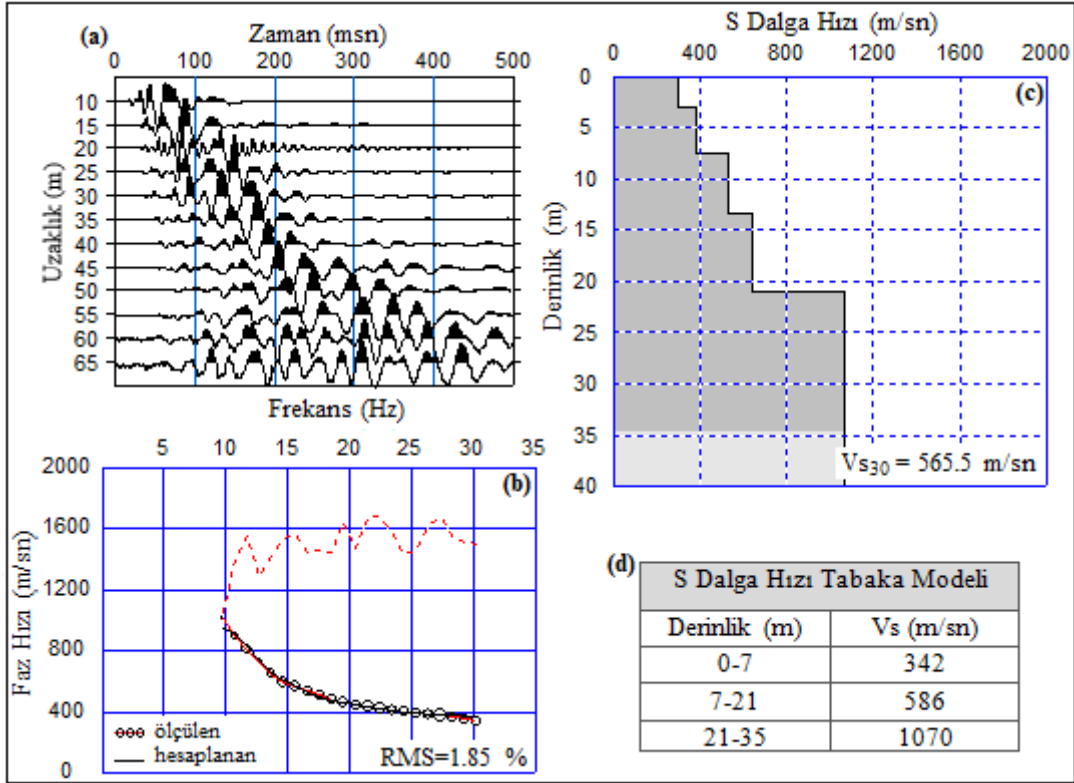
Şekil 58. ÇKYDA-5 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-5 profili, inceleme alanında Özcan mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M59 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-8 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 8 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip dolgu malzemesi, ardından 7 m kalınlıklı pembe renkli kırıklı parçalı granit içeriğindeki Gümüşhane Granitoyidi ve en sonda 7.5 m kalınlıkla grimsi - kahve renkli kırıklı parçalı bazalt içeriğine sahip Alibaba Formasyonu yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M59 noktasına ait Y/D oranı 2.00 ve SSO zemin büyütme faktörü 15.81 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-5 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 2.16 Hz ve SSO için 7.82 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 605 – 1489 m/sn, S dalgası için 291 – 780 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 407.2 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 58).



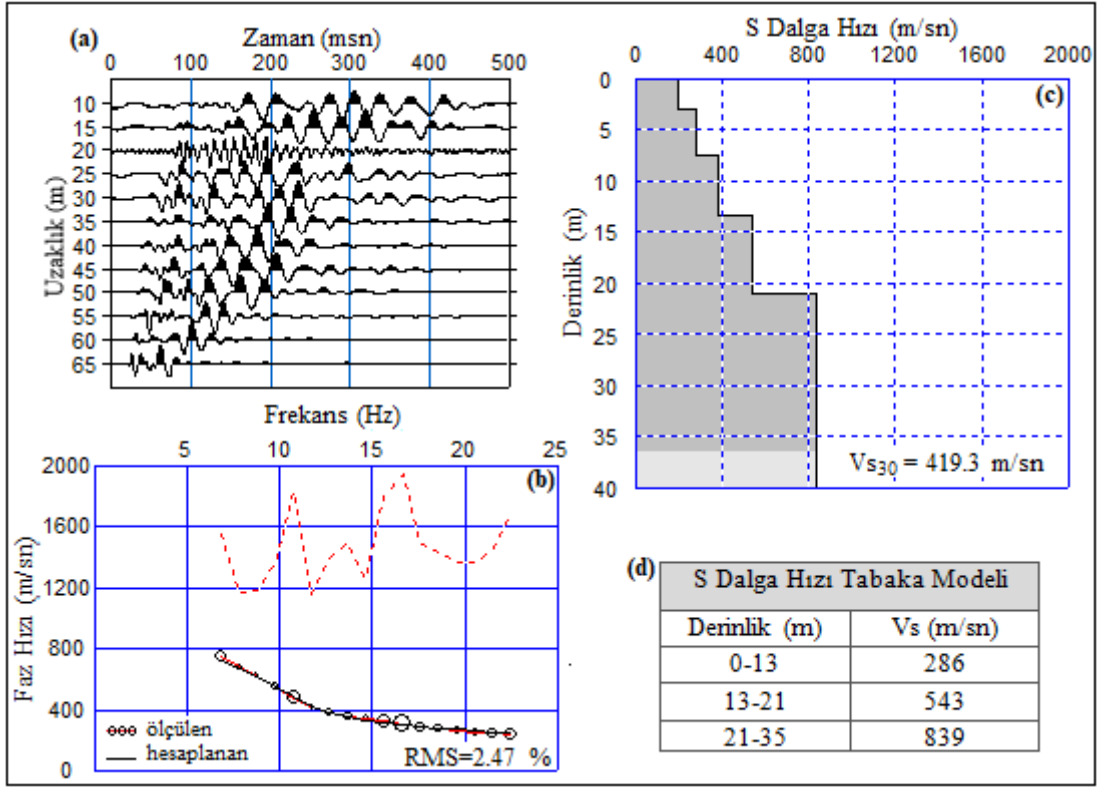
Şekil 59. ÇKYDA-6 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-6 profili, inceleme alanında Özcan mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M69 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-10 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 10 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip yol dolgu malzemesi bulunurken, bu seviyeden sonra yaklaşık 9.5 m kalınlıkta pembe renkli kırıklı parçalı granit içeriğine sahip Gümüşhane Granitoyidi yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M69 noktasına ait Y/D oranı 2.08 ve SSO zemin büyütme faktörü 31.37 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-6 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları birbirlerine yakın değerlerde olup Y/D için 6.56 Hz ve SSO için 6.11 Hz olarak elde edilmiştir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 561 – 1430 m/sn, S dalgası için 272 – 712 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 389.7 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 59).



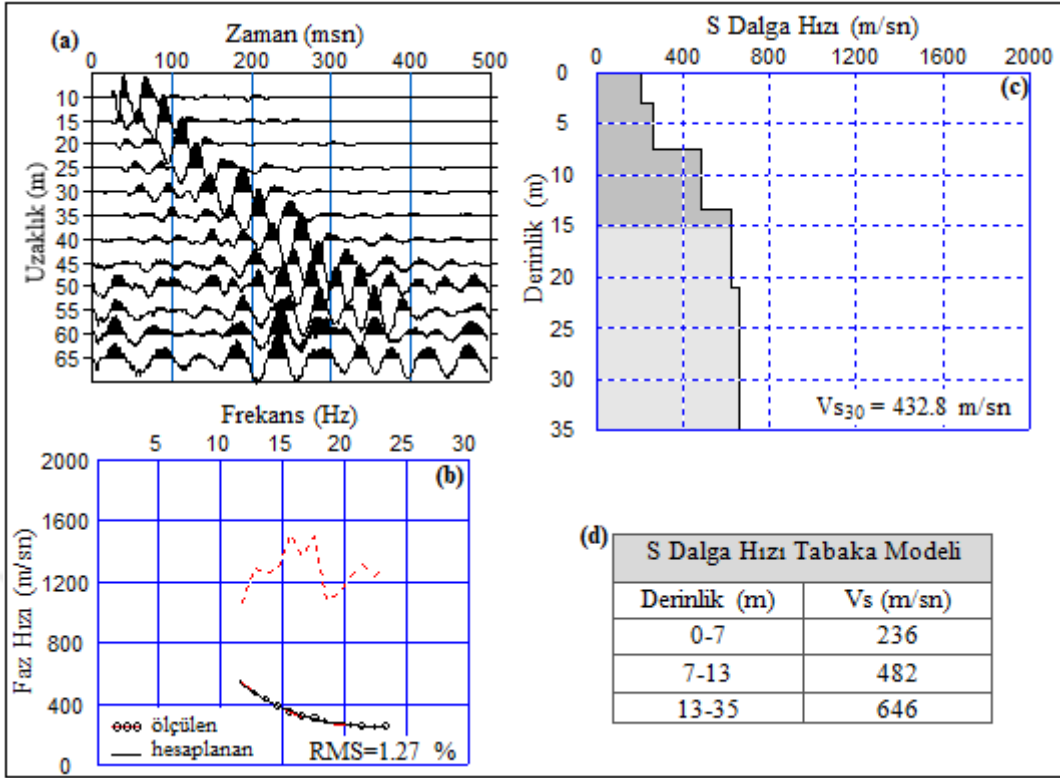
Şekil 60. ÇKYDA-7 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-7 profili, inceleme alanında Karşıyaka mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profilde M77 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-11 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 11 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip bitkisel toprak bulunurken, kahve renkli kil kum çakıl içerikli Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli 0.5 - 15 m ve pembe renkli kırıklı parçalı Gümüşhane Granitoyidi 15 - 20 m derinlikte yer almaktadır. Bu profildeki M77 noktasına ait Y/D oranı 7.56 ve SSO zemin büyütme faktörü 12.12 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-7 profilinde Y/D ve SSO'den belirlenen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 6.54 Hz ve SSO için 6.68 Hz olarak yakın değerlerde elde edilmiştir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 860 – 2642 m/sn, S dalgası için 342 – 1070 m/sn aralığında değişmektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 565.5 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 60).



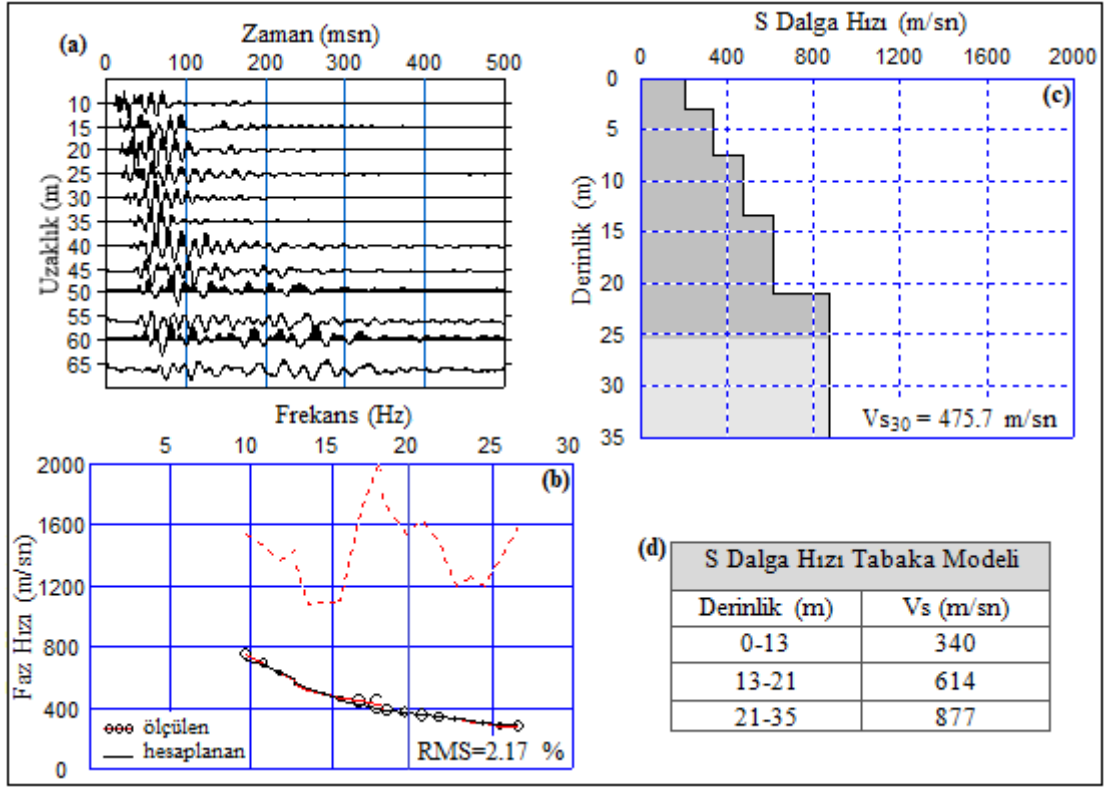
Şekil 61. ÇKYDA-8 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-8 profili, inceleme alanında Karaer mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profilde M103 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-9 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 9 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip dolgu malzemesi bulunurken, kahve renkli kil kum çakıl içerikli Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli 0.5 - 12 m ve pembe renkli kırıklı parçalı granit içeriğine sahip Gümüşhane Granitoyidi 12 - 20 m derinlikte yer almaktadır. Bu profildeki M103 noktasına ait Y/D oranı 2.60 ve SSO zemin büyütme faktörü 4.66 olarak elde edilmiştir. Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 5.29 Hz ve SSO için 5.52 Hz olarak yakın değerlerde elde edilmiştir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 693 – 1606 m/sn, S dalgası için 286 – 839 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 419.3 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 61).



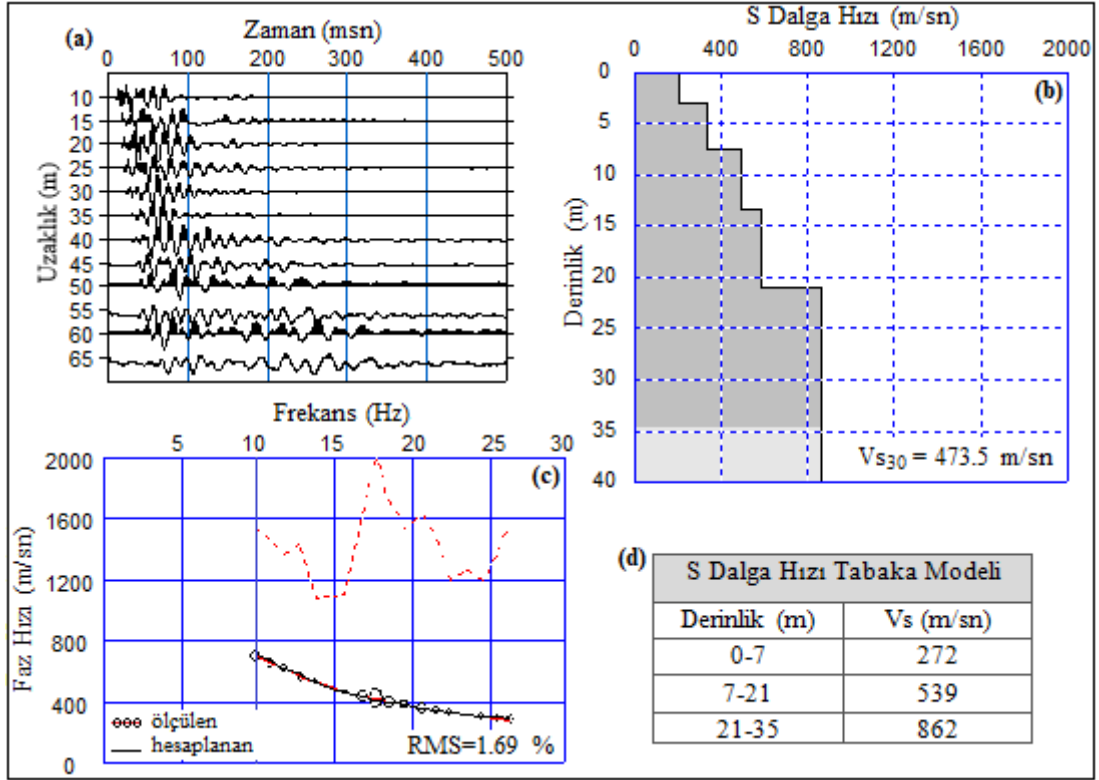
Şekil 62. ÇKYDA-9 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-9 profili, inceleme alanında İnönü mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M232 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-12 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 12 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip yol dolgu malzemesi bulunurken, 0.5 – 20 m seviyesinde pembe renkli kırıklı parçalı granit içeriğine sahip Gümüşhane Granitoyidi yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M232 mikrotremor ölçüm noktasına ait Y/D oranı 2.55 ve SSO zemin büyütme faktörü 4.66 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-9 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları birbirlerine yakın değerlerde olup Y/D için 5.27 Hz ve SSO için 5.57 Hz olarak elde edilmiştir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 556 – 1183 m/sn, S dalgası için 236 – 646 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 432.8 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 62).



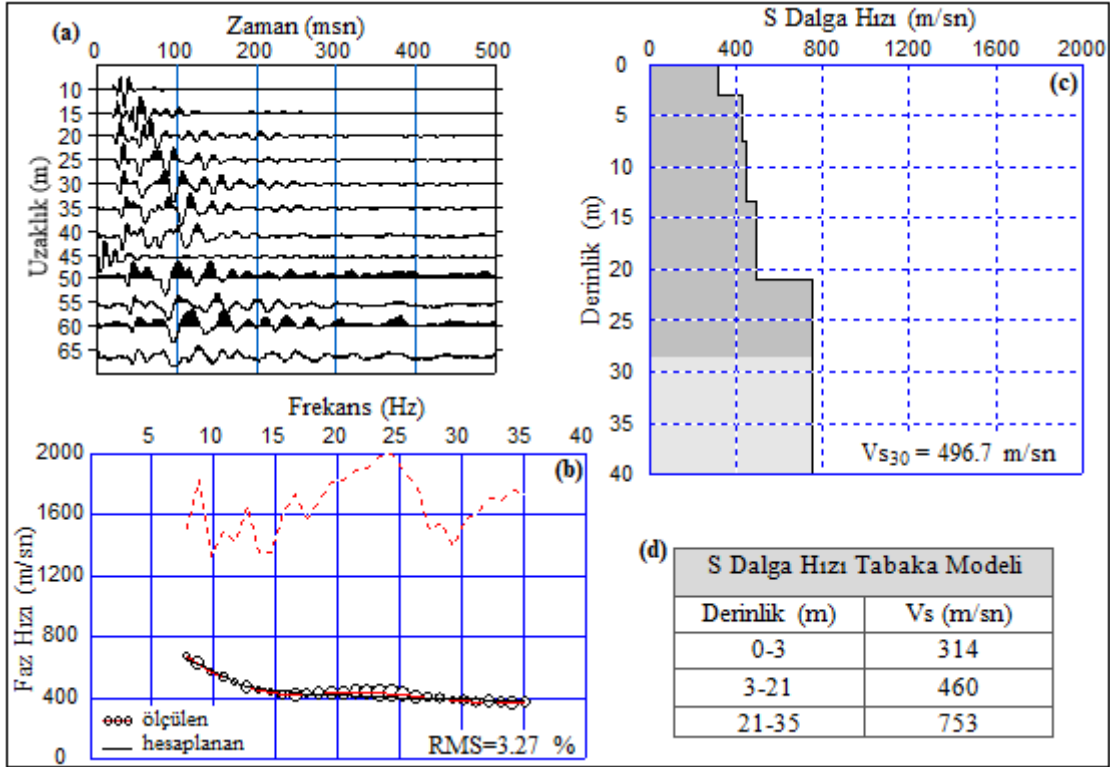
Şekil 63. ÇKYDA-10 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-10 profili, inceleme alanında İnönü mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M73 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-13 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 13 nolu kuyu verisine göre, en üstte 10.5 m kalınlıkta kahverengi bloklu çakıllı alüvyon bulunurken, pembe renkli kırıklı parçalı granit içeriğine sahip Gümüşhane Granitoyidi 10.5 - 20 m derinlikte yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M73 noktasına ait Y/D oranı 7.26 ve SSO zemin büyütme faktörü 9.86 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-10 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları yakın değerlerde iken, Y/D için 6.58 Hz ve SSO için 6.51 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 972 – 1923 m/sn, S dalgası için 340 – 877 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{s30}$  değeri 475.7 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 63).



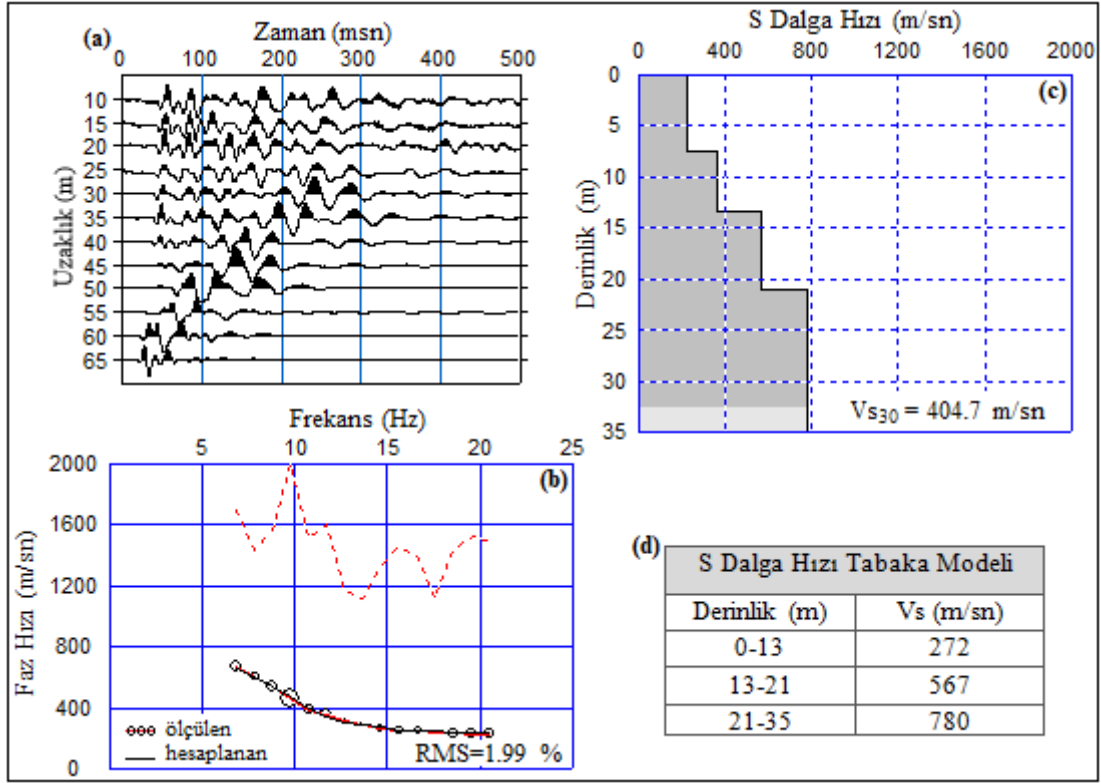
Şekil 64. ÇKYDA-11 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-11 profili, inceleme alanında Yenimahalle sınırları içerisinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profilde M230 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-14 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. Bu kuyu verisine göre, en üstten derine doğru 1.5 m kalınlığa sahip dolgu malzemesi, 1.5 – 9 m’de kahverengimsi gri kil, kum çakıl içerikli yamaç molozu, 9 – 15 m’de gri renkli kırıklı parçalı granit içerikli Gümüşhane Granitoyidi ve 15 - 18 m’de grimsi beyaz renkli kırıklı parçalı kireçtaşı içerikli Şenköy formasyonu yer almaktadır. M230 noktası için Y/D oran 2.25 ve SSO zemin büyütme faktörü 25.71 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-11 profili için elde edilen zemin hakim titreşim frekansları birbirlerine oldukça yakın değerlerde iken, Y/D için 6.69 Hz ve SSO için 6.71 Hz’dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 950 – 2147 m/sn, S dalgası için 272 – 862 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 473.5 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 64).



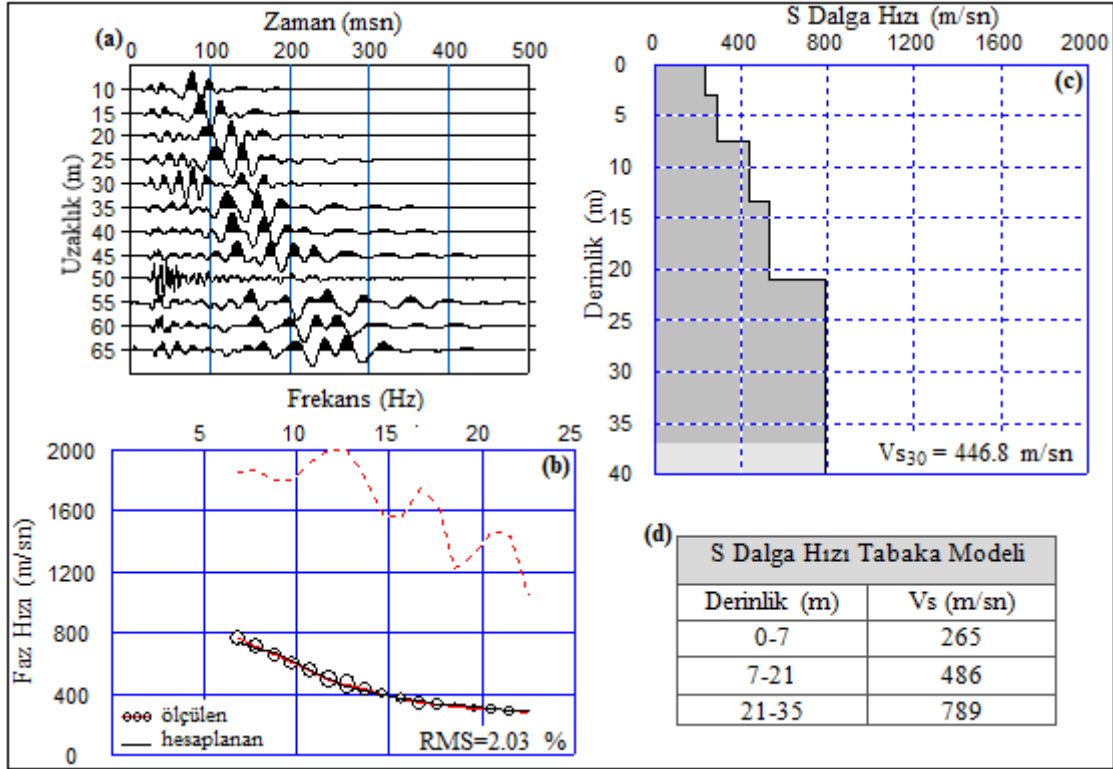
Şekil 65. ÇKYDA-12 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-12 profili, inceleme alanında Eskibağlar mahallesi sınırları içerisinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M96 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-21 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 21 nolu kuyu verisine göre, en üstte 1.5 m kalınlığa sahip yol dolgusu bulunurken, kahverengimsi gri renkli az kumlu killi iri çakıl içerikli Yamaç molozu 1.5 – 9 m ve kahve renkli az kumlu, killi, siltli iri çakıl içeriğindeki Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli 9 – 24 m derinlikte yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M93 noktasına ait Y/D oranı 5.53 ve SSO zemin büyütme faktörü 14.52 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-12 profili için zemin hakim titreşim frekansları birbirlerine yakın değerlerde iken, Y/D için 6.20 Hz ve SSO için 6.92 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 911 – 2350 m/sn, S dalgası için 314 – 753 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 496.7 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 65).



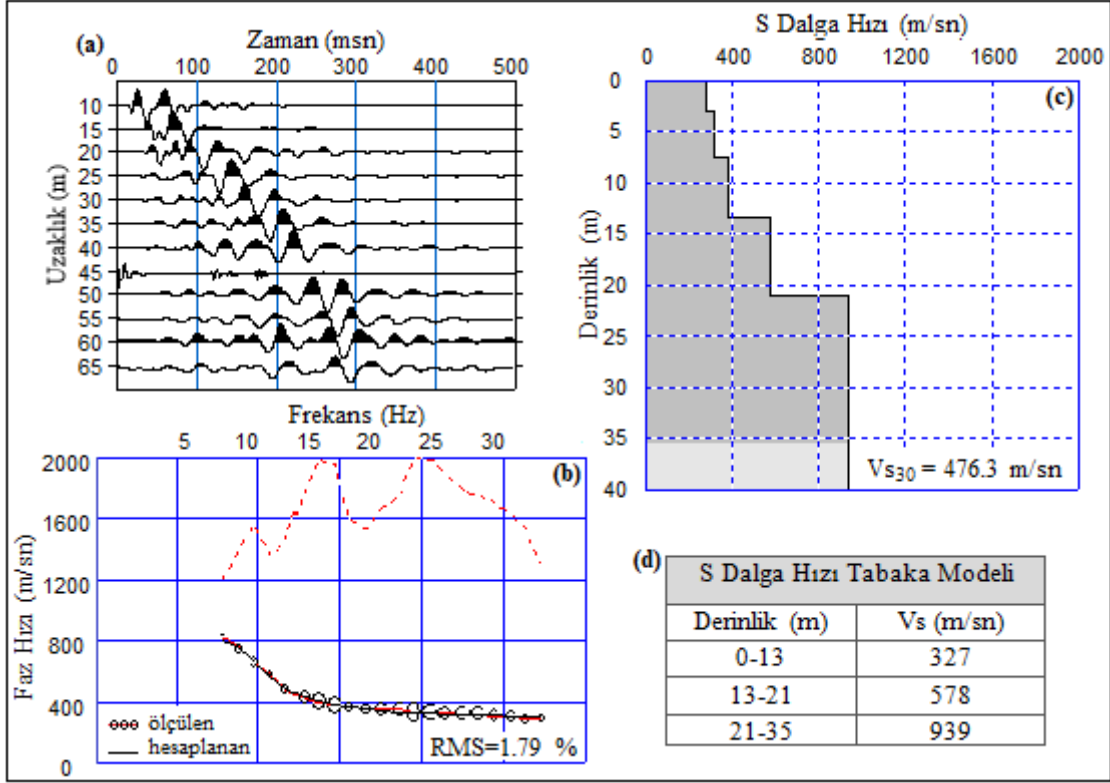
Şekil 66. ÇKYDA-13 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalgası hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-13 profili, inceleme alanında Eskibağlar mahallesi sınırları içerisinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M7 mikrotremör ölçüm noktası ve yaklaşık 50 m uzaklıkta SK – 15 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 15 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığında bitkisel toprak bulunurken, kahve renkli siltli iri çakıl içeriğindeki alüvyon 0.5 - 11 m ve grimsi beyaz renkli kireçtaşı içeriğine sahip Şenköy formasyonu 11 - 15 m derinlikte yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M7 noktasına ait Y/D oran 2.9 ve SSO zemin büyütme faktörü 24.9 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-13 profili için elde edilen zemin hakim titreşim frekansları birbirlerine yakın değerlerde olup Y/D için 4.45 Hz ve SSO için 4.77 Hz'dir. Bu profildeki sismik hızlar P dalgası için 742 – 2045 m/sn, S dalgası için 265 – 780 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 404.7 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 66).



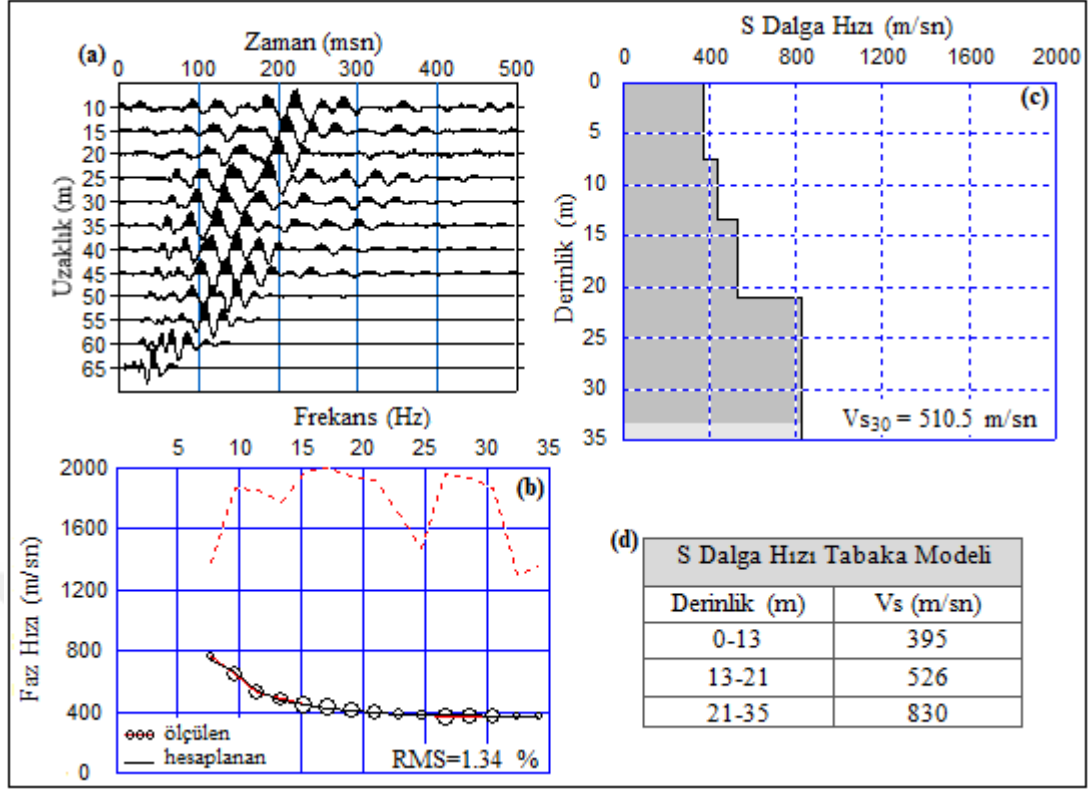
Şekil 67. ÇKYDA-14 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-14 profili, inceleme alanında Bağlarbaşı mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M241 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-17 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 17 nolu kuyu verisine göre, en üstte 1.5 m kalınlığa sahip dolgu malzemesi bulunurken, kırıklı parçalı pembe renkli içeriğe sahip Gümüşhane Granitoyidi 1.5 - 12 m derinlikte yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M241 noktasına ait Y/D oranı 1.99 ve SSO zemin büyütme faktörü 5.24 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-14 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 4.31 Hz ve SSO için 3.72 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 968 – 4424 m/sn, S dalgası için 265 – 789 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{s30}$  değeri 446.8 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 67).



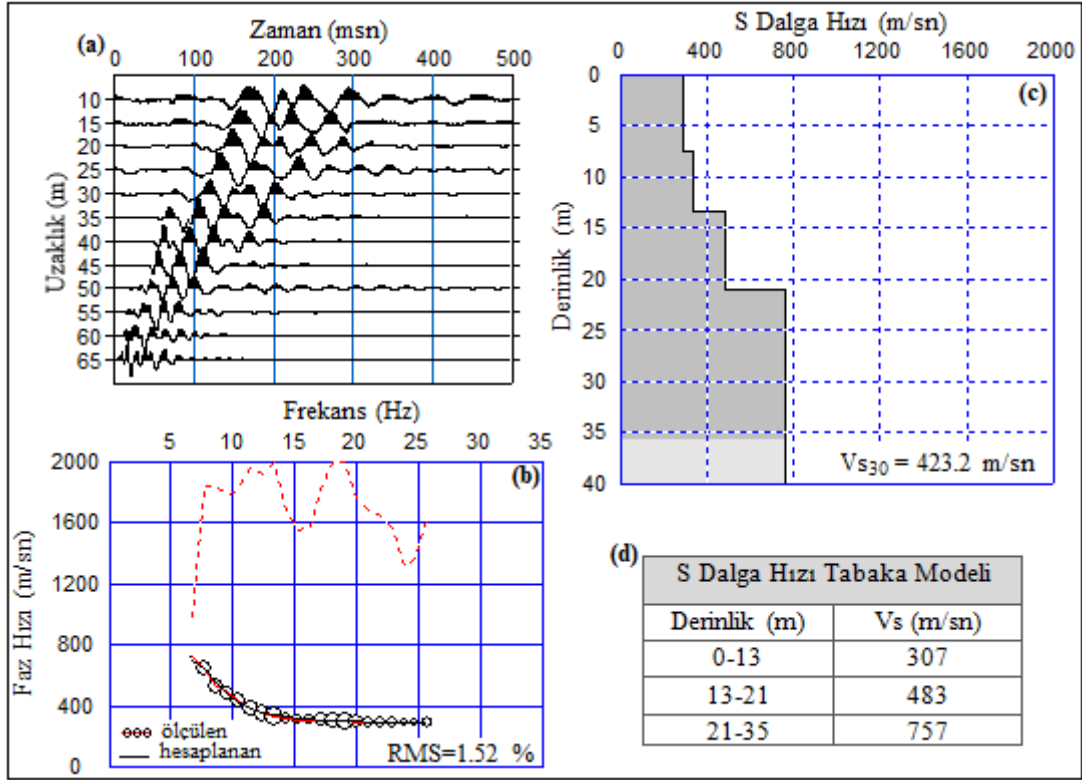
Şekil 68. ÇKYDA-15 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-15 profili, inceleme alanında Bağlarbaşı mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M133 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-16 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 16 nolu kuyu verisine göre, en üstte 4.5 m kalınlıklı bloklu kahverengi çakıl kum içeriğine sahip yamaç molozu bulunurken, grimsi mavi renkli kırıklı parçalı granit içeriğine sahip Gümüşhane Granitoyidi 4.5 – 13.5 m derinlikte yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M133 mikrotremor ölçüm noktasına ait Y/D oranı 2.74 ve SSO zemin büyütme faktörü 4.48 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-15 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 5.22 Hz ve SSO için 3.61 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 780 – 2052 m/sn, S dalgası için 327 – 939 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 476.3 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 68).



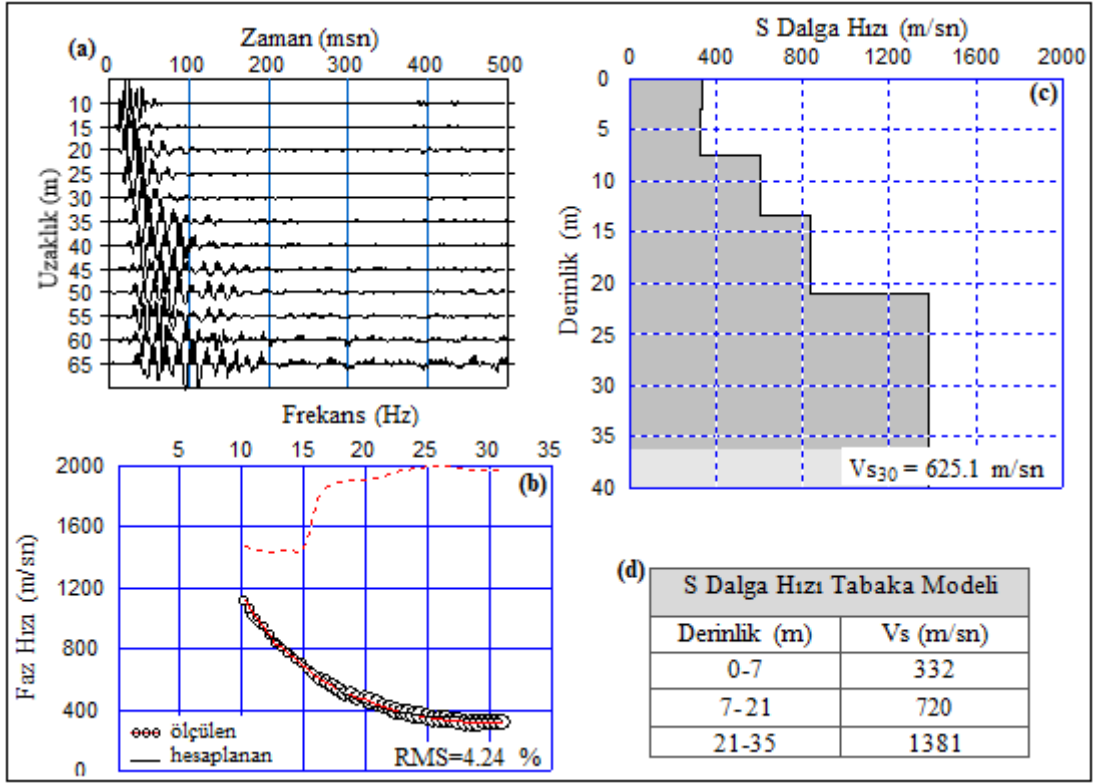
Şekil 69. ÇKYDA-16 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-16 profili, inceleme alanında Bağlarbaşı mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden M159 noktası verisi bulunmaktadır. Bu profil üzerindeki M159 mikrotremor ölçüm noktasına ait Y/D oranı 2.40 ve SSO zemin büyütme faktörü 20.33 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-16 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 6.45 Hz ve SSO için 7.13 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 882 – 1975 m/sn, S dalgası için 395 – 830 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 510.5 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 69).



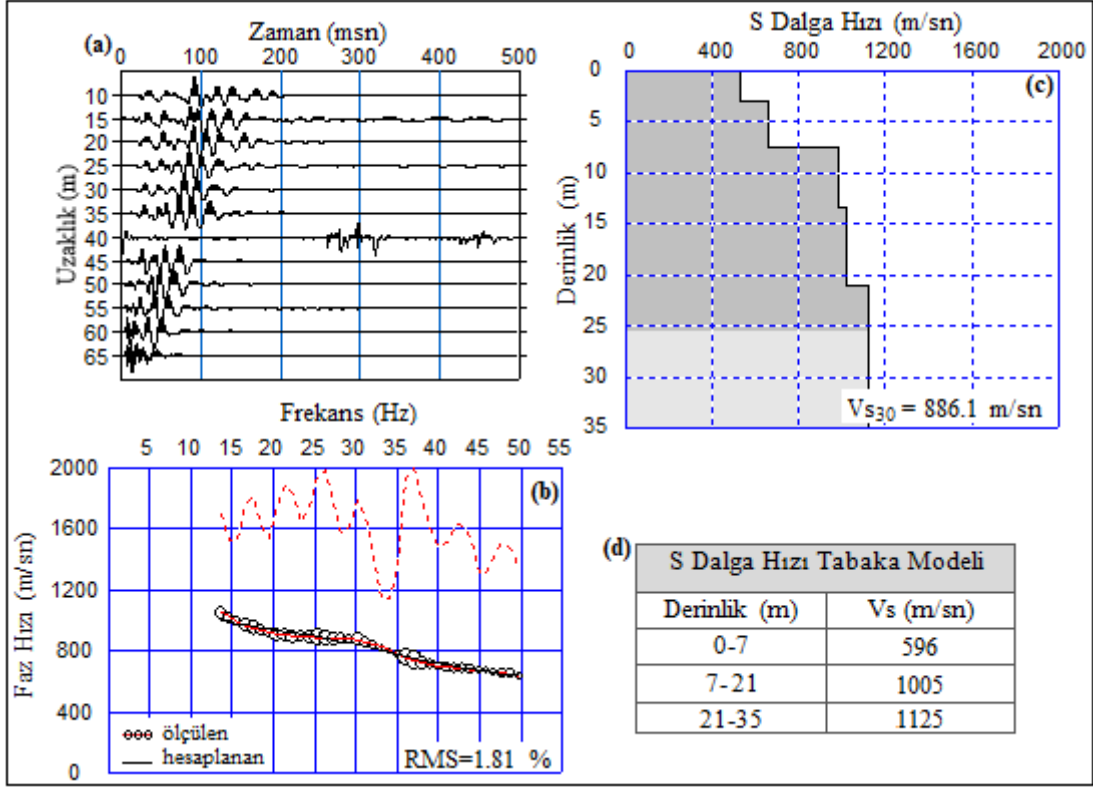
Şekil 70. ÇKYDA-17 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-17 profili, inceleme alanında Bağlarbaşı mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M146 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-18 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 18 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip dolgu malzemesi bulunurken, kırıklı parçalı pembe renkli granit içeriğine sahip Gümüşhane Granitoyidi 0.5 - 12 m derinlikte yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M146 noktasına ait Y/D oranı 1.73 ve SSO zemin büyütme faktörü 10.51 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-17 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 8.18 Hz ve SSO için 7.35 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 741 – 1488 m/sn, S dalgası için 307 – 757 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 423.2 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 70).



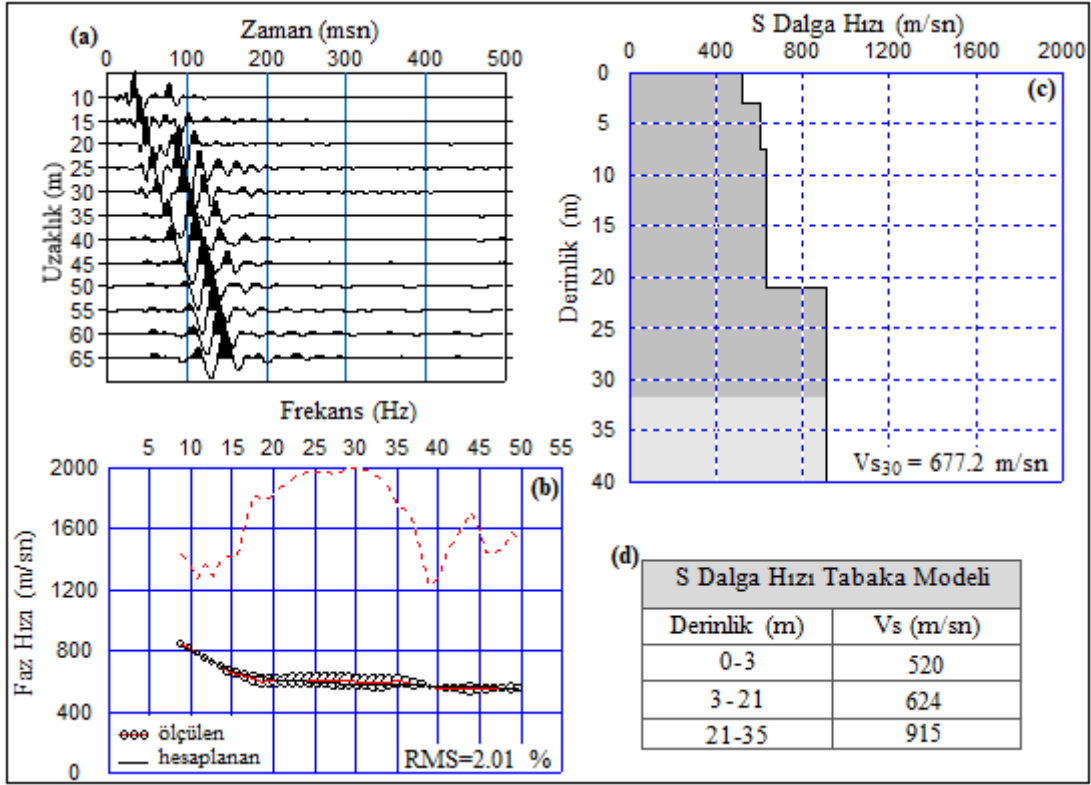
Şekil 71. ÇKYDA-18 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-18 profili, inceleme alanında Bağlarbaşı mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden M173 noktası bulunmaktadır. Bu profil üzerindeki M173 mikrotremor ölçüm noktasına ait Y/D oranı 1.65 ve SSO zemin büyütme faktörü 4.50 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-18 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 7.36 Hz ve SSO için 3.84 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 1432 – 4244 m/sn, S dalgası için 332 – 1381 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 625.1 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 71).



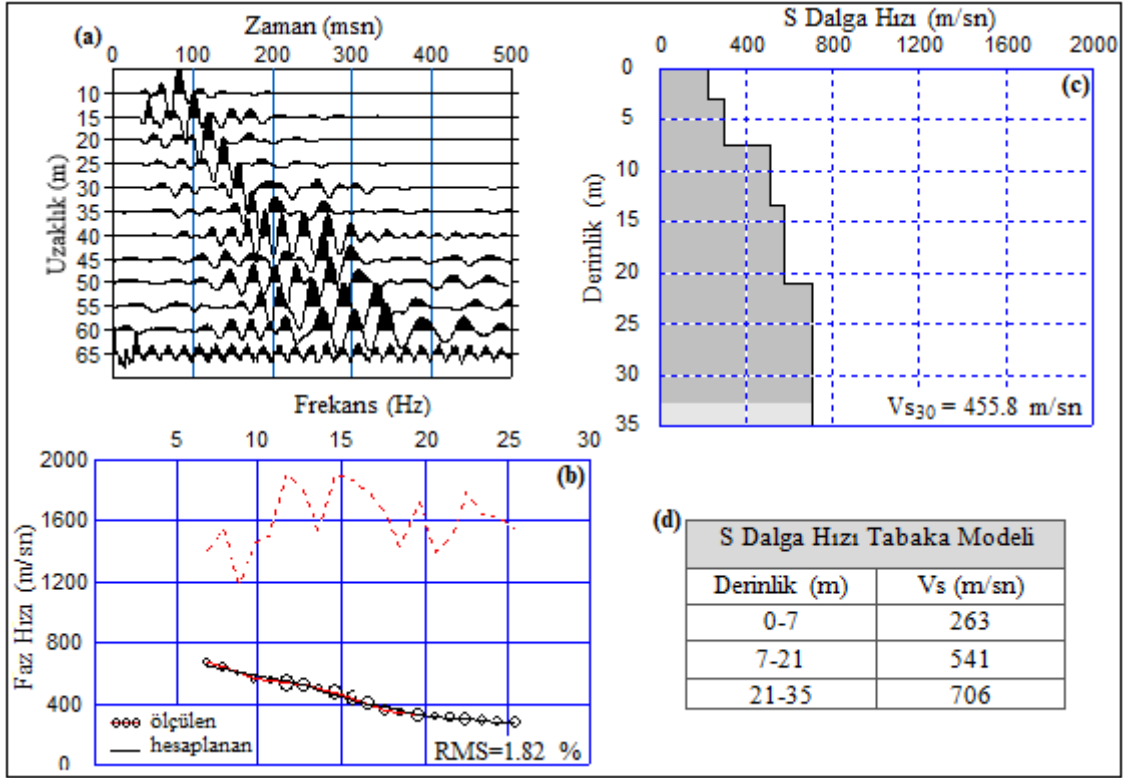
Şekil 72. ÇKYDA-19 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-19 profili, inceleme alanında Bağlarbaşı mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden M234 noktası bulunmaktadır. Bu profil üzerindeki M234 mikrotremor ölçüm noktasına ait Y/D oranı 2.81 ve SSO zemin büyütme faktörü 11.72 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-19 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 5.61 Hz ve SSO için 6.30 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 1507 – 3725 m/sn, S dalgası için 596 – 1125 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 886.1 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 72).



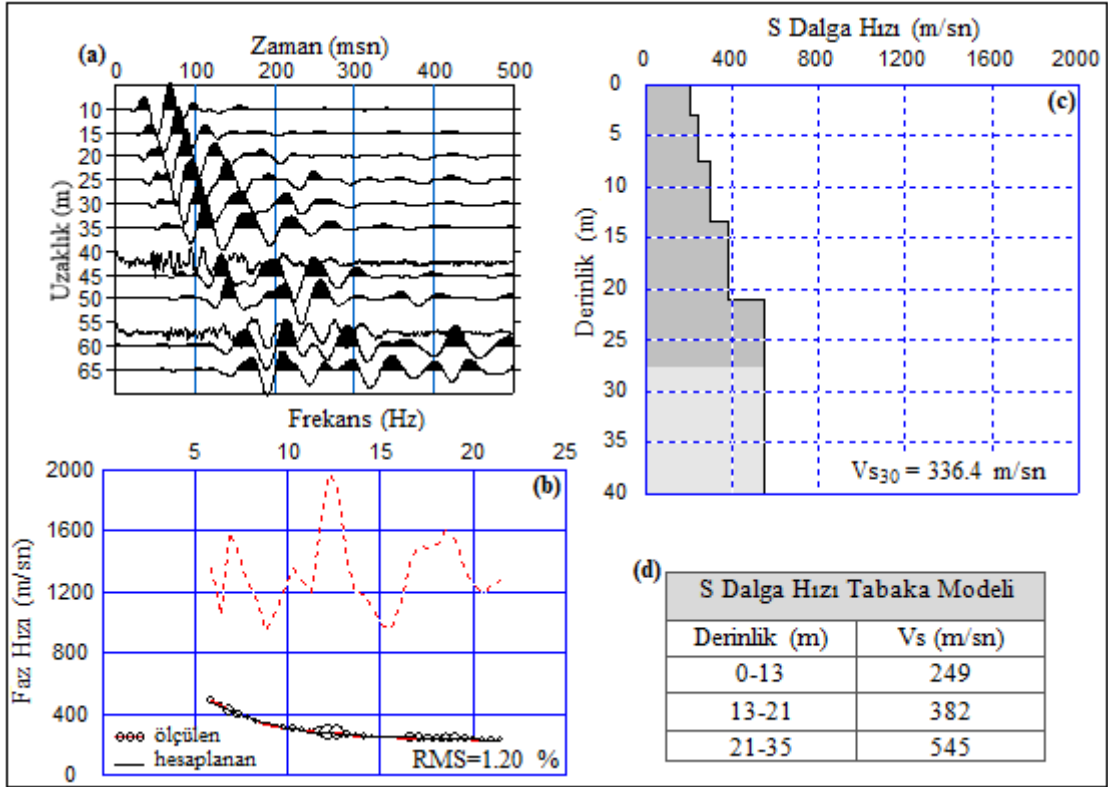
Şekil 73. ÇKYDA-20 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalgası hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-20 profili, inceleme alanında Akçakale mahallesi sınırları içerisinde Gümüşhane Granitoyidi üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde tek istasyon mikrotremör ölçümlerinden M206 noktası verisi bulunmaktadır. Bu profil üzerindeki M206 mikrotremör ölçüm noktasına ait Y/D oranı 2.04 ve SSO zemin büyütme faktörü 4.89 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-20 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 2.80 Hz ve SSO için 3.96 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 856 – 3227 m/sn, S dalgası için 520 – 915 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 677.2 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 73).



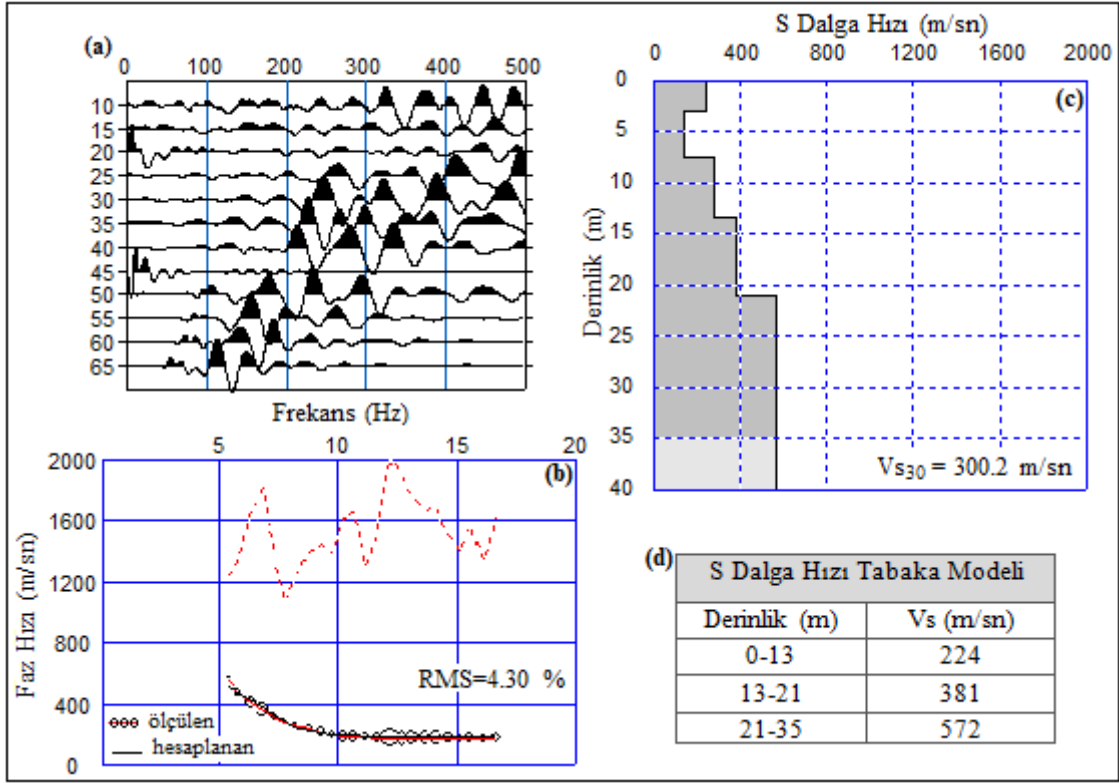
Şekil 74. ÇKYDA-21 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalgası hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-21 profili, inceleme alanında Canca mahallesi sınırları içerisinde Alibaba formasyonu üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M260 mikrotremor ölçüm noktası ve SK-2 nolu sondaj kuyusu bulunmaktadır. SK – 2 nolu kuyu verisine göre, en üstte 0.5 m kalınlığa sahip dolgu malzemesi bulunurken, grimsi – kahve renkli kırıklı parçalı bazalt içeriğine sahip Alibaba Formasyonu 0.5 - 10 m derinlikte yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M260 noktasına ait Y/D oranı 4.46 ve SSO zemin büyütme faktörü 9.10 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-21 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 7.43 Hz ve SSO için 8.07 Hz'dir. Bu profile elde edilen sismik hızlar P dalgası için 619 – 1255 m/sn, S dalgası için 263 – 706 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profile  $V_{s30}$  değeri 455.8 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 74).



Şekil 75. ÇKYDA-22 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalga hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-22 profili, inceleme alanında Canca mahallesi sınırları içerisinde Alibaba formasyonu üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M268 mikrotremor ölçüm noktası ve SK – 3 nolu sondaj kuyusu verisi bulunmaktadır. SK – 3 nolu kuyu verisine göre, en üstte 4.5 m kalınlığa sahip dolgu malzemesi bulunurken, grimsi – kahve renkli düşük plastisiteli az kumlu – çakıllı silt içeriğine sahip Alibaba Formasyonu 4.5 – 11 m derinlikte yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M268 noktasına ait Y/D oranı 4.02 ve SSO zemin büyütme faktörü 13.32 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-22 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 3.17 Hz ve SSO için 5.92 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 543 – 1337 m/sn, S dalgası için 249 – 545 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 336.4 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 75).

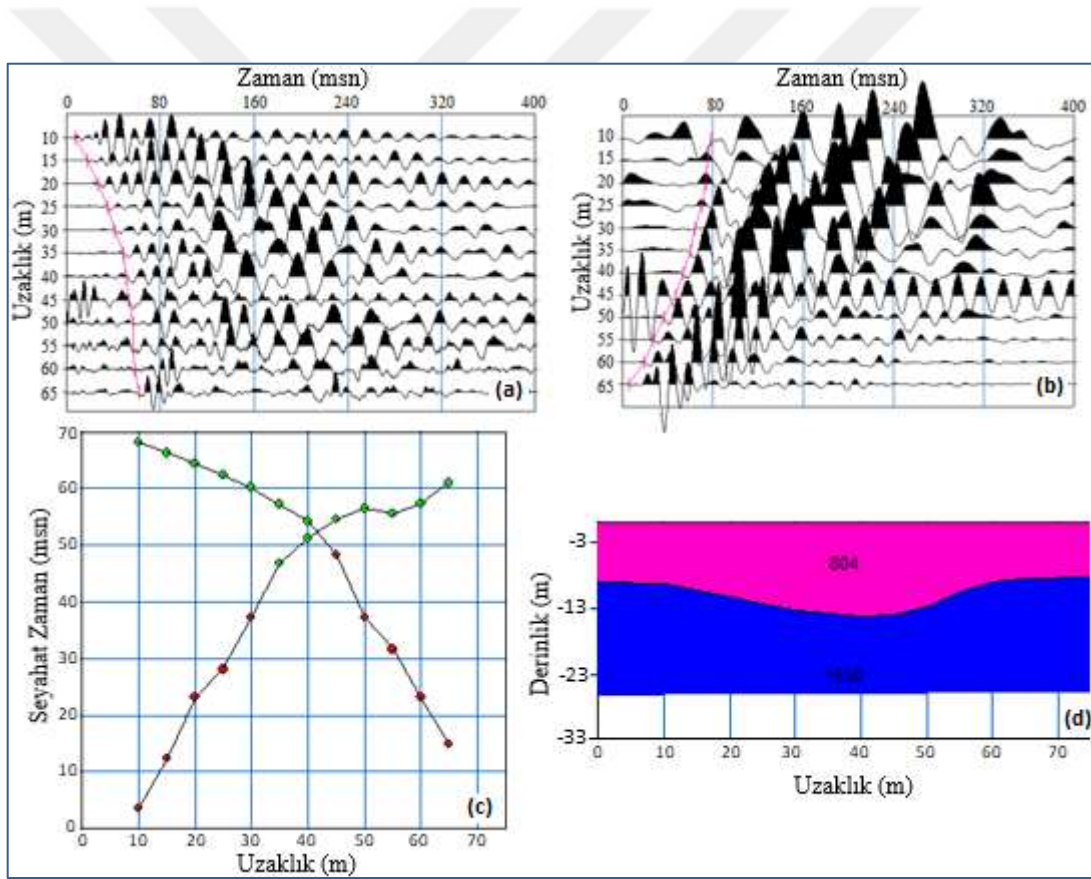


Şekil 76. ÇKYDA-23 profiline ait a) arazi verisi b) Ters çözüm işlemi ve dispersiyon eğrileri c) 1 Boyutlu S dalgası hız modeli d) Tabakalı modele ait S dalgası hızları ve derinlik bilgileri

ÇKYDA-23 profili, inceleme alanında Canca mahallesi sınırları içerisinde Alibaba formasyonu üzerinde alınmıştır (Şekil 53). Ayrıca bu profil üzerinde M278 mikrotremör ölçüm noktası ve SK - 1 nolu sondaj kuyusu verisi bulunmaktadır. SK - 1 nolu kuyu verisine göre, en üstte 6 m kalınlıklı kahve renkli kum çakıl içeriğine sahip Alibaba formasyonu rezidüeli bulunurken, kahverengimsi gri renkli kırıklı parçalı bazalt içerikli Alibaba formasyonu 6 - 10 m derinlikte yer almaktadır. Bu profil üzerindeki M278 noktasına ait Y/D oranı 3.75 ve SSO zemin büyütme faktörü 10.41 olarak elde edilmiştir. ÇKYDA-23 profili için Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen zemin hakim titreşim frekansları Y/D için 2.68 Hz ve SSO için 8.59 Hz'dir. Bu profilde elde edilen sismik hızlar P dalgası için 398 - 1198 m/sn, S dalgası için 224 - 572 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Bununla birlikte bu profilde  $V_{S30}$  değeri 300.2 m/sn olarak elde edilmiştir (Şekil 76).

### 5.2.1. İnceleme Alanındaki P Dalga Hızı (Vp) Dağılımı

İnceleme alanına ait P dalga hızlarını belirlemek için 23 profilde ÇKYDA ölçümlerinden elde edilen veriler SeisImager/Pickwin programı (URL-6, 2022) ile değerlendirilmiştir. Öncelikle karşılıklı atışların (düz ve ters atış) her birine ait sismik kayıt üzerinde ilk varış zamanları Pickwin yazılımı kullanılarak okunmuştur (Şekil 77a – b ). Buradan Plotrefa yazılımına geçilerek her bir profil için zaman-uzaklık grafikleri (Şekil 77c) elde edilmiş ve tabakalara ait hız değerleri hesaplanmıştır. Son olarak ters çözüm işlemiyle X-T grafiklerinden ters çözüm işlemiyle iki tabakalı hız-derinlik modelleri oluşturulmuş ve P dalgası hız değerleri belirlenmiştir (Şekil 77d, Tablo 21).



Şekil 77. (a) Düz atış (b) ters atış sismik kayıtların üzerinde ilk varış zamanlarının okunması (c) zaman-uzaklık grafiği (d) iki tabakalı derinlik modeli

P dalgası hız değerleri, inceleme alanında 1. tabaka için 398 – 1507 m/sn ve 2. tabaka için 1183 – 4424 m/sn aralığında değişim göstermektedir. Özellikle granitik kayalardan oluşan Gümüşhane Granitoyidi ile volkanik katkılı kırıntılı ve karbonatlı

kayaçlardan oluşan Alibaba Formasyonuna ait birimlerde P dalgası hız değerleri 600 - 4500 m/sn arasında değişirken, kum, silt ve çakıl içeren alüvyon birimlerde hız değerleri 398 – 1500 m/sn arasında değişim göstermektedir. İnceleme alanı için elde edilen tabakalı hız modellerine bakıldığında 1. tabaka kalınlıklarının yaklaşık 5 - 12 m civarında olduğu söylenebilir. P dalga hızlarının değişimi, zemin ve kayaçların sıklığı, sertliği ve sağlamlığı ile orantılıdır (Ercan, 2000). P dalgası hız değerlerine göre zemin ve kayaçların sismik hız, sökülebilirlik ve kazılabilirlik ile jeoteknik ilişkileri Karşlı ve diğ. (2021) ile verilmektedir (Tablo 15). Sökülebilirlik tanımına göre P dalga hızının 300-600 m/sn olduğu durumlarda zeminler çok kolay sökülebilirlik ve kazı makinalarınca kolay kazılabilir sınıfta yer alırken, 2400 m/sn den daha yüksek hız değerlerine sahip zeminler son derece zor sökülebilir sınıfta tanımlanmaktadır. Ayrıca P dalga hızının 300-900 m/sn olması halinde zemin ve kayaçlar, kazı makinaları ile kolayca kazılabilirken, P dalga hızının 900-1500 m/sn olduğu durumda kazı makinaları ile güç de olsa kazılabilir.

İnceleme alanı sökülebilirlik ve kazılabilirlik açısından değerlendirildiğinde, 300 – 700 m/sn ile en düşük P dalga hız değerlerine sahip kırıklı parçalı, kum – çakıl, kumlu çakıllı silt, siltli çakıl gibi malzeme içeren alüvyonal zeminlerde sökülebilirlik “çok kolay - kolay” şeklinde tanımlanabilirken, kazılabilirlik sınıflandırması açısından “kolayca kazılabilir” olarak nitelendirilebilir. Bununla birlikte, inceleme alanının büyük bir kısmını oluşturan Gümüşhane Granitoyidi'nin yer aldığı alanlarda P dalga hızları en yüksek değerlere sahiptir (1432 - 4424 m/sn). Dolayısıyla Tablo 15'e göre bu hız değerlerine sahip zeminlerin “orta ve son derece zor sökülebilir” sınıfına girdiği söylenebilir.

Tablo 15. Sismik hız-sökülebilirlik-jeoteknik ilişkileri (Karşlı ve diğ., 2021).

P dalga hızı (m/sn)	Sökülebilirlik	Makine Sınıfı	Jeoteknik Tanımlama	Kazı/Sökü Tanımlama
300-600	Çok kolay	D7	Kohezyonsuz zemin, aşırı ayrışma ürünleri	Kazı makinaları ile kolayca kazılabilir
600-900	Kolay	D7-D8		
900-1500	Orta	D8	Kohezyonlu zemin ve aşırı ayrışma ürünleri	Kazı makinaları ile güç de olsa kazılabilir
1500-2100	Zor	D9	Ayrışma ürünleri, altere ve yumuşak kayaçlar	Sökücü araçlarla parçalanarak sökülebilir
2100-2400	Çok zor	D9-D10	Sert, sıkı zeminler ve sağlam kayaçlar	Kompresör ile veya dinamitle parçalanarak sökülebilir
2400-2700	Son derece zor	D10		

### 5.2.2. İnceleme Alanındaki S Dalga Hızı (Vs) Dağılımı

İnceleme alanı için 23 profilde alınan ÇKYDA verilerinden derinliğe bağlı oluşturulan 1 boyutlu S dalga hız modelleri yardımıyla her bir profile ait S dalga hızları elde edilmiştir (Tablo 21). S dalgası hız değerleri, 0-12 m arasındaki tabakalar için 224 – 820 m/sn ve daha derindeki tabakalar için 464 – 1108 m/sn arasında değişmektedir. İnceleme alanında en düşük S dalgası hız değerleri (224 – 346 m/sn) özellikle alüvyon birimde ve şehri ikiye bölen Harşit nehri yakınlarında dağılım göstermektedir. Bununla birlikte geniş yüzeylenmeye sahip Gümüşhane Granitoyidi'nin bulunduğu alanlarda S dalgası hız değerleri en yüksek seviyelerdedir (464 – 820 m/sn). Her bir profildeki S dalga hızları ve yoğunluk değerleri kullanılarak empedans oranlarına göre zemin büyütmesi değerleri,  $A_0$  (9) bağıntısı ile hesaplanmıştır (Tablo 16). Buna göre,  $A_0$  değerleri 1.39 – 2.90 arasında değişmektedir. Ayrıca, ÇKYDA profilleri üzerindeki mikrotremor ölçümlerine ait Y/D oran değerleri 1.17 – 7.56 arasında değişirken, SSO yöntemine göre zemin büyütme faktörü değerleri 1.14 – 31.37 arasında değişim göstermektedir.

Tablo 16. İnceleme alanında S dalga hızlarından hesaplanan zemin büyütmesinin ÇKYDA profilleri üzerindeki Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü ile karşılaştırılması

$A_0$ Zemin Büyütmesi	Y/D Oran	SSO Zemin Büyütme Faktörü
2.68	1.27	1.30
2.90	1.17	1.14
2.23	1.23	1.39
1.88	2.57	18.67
2.41	2.00	15.81
2.52	2.08	31.37
2.04	7.56	12.12
2.78	2.60	4.66
2.72	2.55	4.66
2.47	2.67	27.15
1.93	2.25	25.71
1.75	5.76	13.26
2.89	3.00	30.74
1.99	1.99	5.24
2.67	2.74	4.48
1.91	2.40	20.33
2.26	1.73	10.51
2.76	1.65	4.50
1.39	2.81	11.72
1.76	2.04	4.89
2.70	4.46	9.10
2.10	4.02	13.32
2.47	3.75	10.41

### 5.2.3. İnceleme Alanındaki $V_{S30}$ Dağılımı

İnceleme alanında 23 profildeki ÇKYDA verilerinden her bir profile ait  $V_{S30}$  değeri elde edilmiştir (Tablo 17). Bu  $V_{S30}$  değerleri 300.2 – 886.1 m/sn aralığında değişmektedir. Elde edilen  $V_{S30}$  değerleri esas alınarak Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği (TDBY, 2018), Ulusal Deprem Tehlike Azaltma Programı (National Earthquake Hazards Reduction Program) Eurocode 8 (2004) ve (NEHRP, 2020)'e göre inceleme alanı için zemin sınıflaması yapılmıştır (Tablo 18-20). ÇKYDA-19, ÇKYDA-20 ile ÇKYDA-23 profilleri haricinde inceleme alanı TDBY (2018)'ne göre "ZC", NEHRP (2020)'e göre "C-CD" ve Eurocode 8 (2004)'e göre "B" zemin sınıfındadır.

Tablo 17. ÇKYDA profillerine ait zemin sınıflaması ve zemin büyütme faktörü

Profil	$V_{S30}$ (m/sn)	TDBY (2018)	NEHRP (2020)	Eurocode (2004)
ÇKYDA-1	596.5	ZC	C	B
ÇKYDA-2	475.4	ZC	C	B
ÇKYDA-3	471.7	ZC	C	B
ÇKYDA-4	458.4	ZC	C	B
ÇKYDA-5	407.2	ZC	C	B
ÇKYDA-6	389.7	ZC	CD	B
ÇKYDA-7	565.5	ZC	C	B
ÇKYDA-8	419.3	ZC	CD	B
ÇKYDA-9	432.8	ZC	CD	B
ÇKYDA-10	475.7	ZC	C	B
ÇKYDA-11	473.5	ZC	C	B
ÇKYDA-12	496.7	ZC	C	B
ÇKYDA-13	404.7	ZC	CD	B
ÇKYDA-14	446.8	ZC	C	B
ÇKYDA-15	476.3	ZC	C	B
ÇKYDA-16	510.5	ZC	C	B
ÇKYDA-17	423.2	ZC	CD	B
ÇKYDA-18	625.1	ZC	C	B
ÇKYDA-19	886.1	ZB	BC	A
ÇKYDA-20	677.2	ZC	BC	B
ÇKYDA-21	455.8	ZC	C	B
ÇKYDA-22	336.4	ZD	CD	C
ÇKYDA-23	300.2	ZD	D	C

Tablo 18. Eurocode 8 (2004) zemin sınıflaması

Zemin Sınıfı	Tanımlama	$V_{S30}$ (m/sn)
A	Kaya ya da kaya benzeri diğer formasyonlar	>800
B	Çok sıkı kum, Çakıl ya da Çok sert killer	360 – 800
C	Sıkı ya da orta sıkı kum, Çakıl veya Sert kil	180 – 360
D	Gevşekten orta sıkıya kadar değişen kohezyonsuz zemin ya da Yumuşaktan serte kadar değişen kohezyonlu zemin	<180

Tablo 19. NEHRP (2020) zemin sınıflaması

Zemin Sınıfı	Tanımlama	$V_{S30}$ (m/sn)
A	Sert kaya	>1500
B	Orta sert kaya	914-1524
BC	Yumuşak kaya	640-914
C	Çok yoğun kum veya orta sert kil	442-640
CD	Yoğun kum veya çok sert kil	305-442
D	Orta yoğun kum veya sert kil	213-305
DE	Zayıf kum veya orta sert kil	152-213
E	Çok zayıf kum veya yumuşak kil	<152
F	Sıvılaşabilen zeminler, hızlı ve yüksek derecede hassas killer ve çökebilir zayıf çimentolu zeminler	

Tablo 20. Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği'ne (TDBY, 2018) göre zemin sınıflaması

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



çatlaklı zayıf kayalar” zemin sınıfı tanımlaması yapılabilmektedir. Aynı şekilde sondaj çalışmalarının sonuçları özellikle Harşit nehri boyunca kil – kum – çakıl, siltli çakıl, siltli iri çakıl, bloklu çakıl – kum, bloklu siltli - çakıl ve kırıklı – parçalı granit içeriklerinin varlığını ortaya koymuştur (Tablo 25). İnceleme alanında sadece ÇKYDA-19 profilinden elde edilen  $V_{S30}$  hız değeri 886.1 m/sn için TDBY (2018)’e göre “ZB - Az ayrıışmış, orta sağlam kayalar” zemin sınıfı tanımlaması yapılabilir. ÇKYDA-19 profili, Sema Doğan Park alanının yukarısında kırıklı – parçalı, ayrıışma derecesi az olan Gümüşhane Granitoyidi üzerinde yer almaktadır.

### 5.3. Sismik Hızlardan Belirlenen Zeminin Dinamik / Elastik Parametreleri

İnceleme alanında zeminlerin dinamik/elastik özelliklerini ortaya koymak amacıyla 23 profilde gerçekleştirilen ÇKYDA ölçümlerinden elde edilen sismik hızlar kullanılarak gerekli hesaplamalar yapılmıştır. İnceleme alanı için  $V_p/V_s$  oranı, yoğunluk ( $d$ ), Kayma modülü ( $G$ ), Elastisite modülü ( $E$ ), Poisson oranı ( $\rho$ ), Bulk modülü ( $K$ ) parametreleri her bir profil için hesaplanmıştır (Tablo 21). İlk 12 m derinlikteki tabakalar için  $V_p/V_s$  oranı 1.43 – 3.05 ve daha derindeki tabakalar için 2.01 – 6.97 arasında değişim göstermektedir (Tablo 5.6). İnceleme alanında alüvyon zeminlerden elde edilen  $V_p/V_s$  oranları 2.29 - 3.03 değer aralığında değişmektedir. Bunun yanında, yer yer değişiklikler gösteren Gümüşhane Granitoyidi ve Alibaba Formasyonları için  $V_p/V_s$  oranları kaya ortamlarda 1.84 – 2.08 değerlerinde “doğun değil” iken, kırıklı, parçalı, çakıllı birimlerde 1.85 – 2.65 değerlerine sahip olduğundan “kısmen doğun” şeklinde nitelendirilebilir (Tablo 22). Bazı ölçü profillerinde ikinci tabakaların  $V_p/V_s$  oranları artış göstermiştir. Ancak normal şartlarda derine inildikçe zemin sıkılığının artmasıyla  $V_p/V_s$  oranının azalması gerekir. Burada karşılaşılan durumda derine doğru artan  $V_p/V_s$  oranları, ikinci tabakalardaki su içeriğinin arttığını gösteriyor olabilir. P dalga hızları kullanılarak (47) bağıntısı ile inceleme alanı için hesaplanan yoğunluk değerleri ortalama ilk 12 metre derinlikteki tabakalar için 1.74 – 2.14  $gr/cm^3$  aralığında değişirken, daha derine doğru 2.02 – 2.39  $gr/cm^3$  arasında değişmektedir (Tablo 22). Ortalama 12 m derinlik için inceleme alanındaki  $G$  değerleri, 874 – 14455  $kg/cm^2$  aralığında değişirken, daha derine inildikçe bu değerler 4380 – 29373  $kg/cm^2$  arasında değişim göstermektedir (Tablo 22). Tablo 8’e göre inceleme alanı için  $G$  değerlerinin dağılımı irdelendiğinde, SIS1, SIS7, SIS11, SIS16, SIS18 ve SIS20 profillerinin “sağlam” zemin durumunda yer aldığı ve inceleme alanı içerisinde en yüksek

S dalga hızına (820 m/sn) sahip olan M19 profilinin de “çok sağlam” zemin durumunda yer aldığı söylenebilir (Tablo 22). İnceleme alanında ortalama ilk 12 m derinliğe ait E değerleri ise 2216 – 37284 kg/cm<sup>2</sup> aralığında değişirken, daha derine inildikçe bu değerler 12539 – 85971 kg/cm<sup>2</sup> arasında değişim göstermektedir. E değerleri, Tablo 9’a göre değerlendirildiğinde SIS1, SIS7, SIS18 ve SIS20 profilleri “sağlam”, SIS19 profili “çok sağlam” ve diğer profillerin orta gevşek zemin durumunda yer aldığı söylenebilir (Tablo 22). İnceleme alanında ortalama 12 m derinlik için Poisson oranları 0.02 – 0.44 aralığında değişim gösterirken, daha derine inildikçe bu oranın 0.34 – 0.49 arasında değişmektedir (Tablo 21). Poisson değerlerine bakıldığında, inceleme alanının genelinde ortalama 12 m derinlik için zeminin gözenekli bir yapı sergilediği görülmüştür (Tablo 22). İnceleme alanında ortalama 12 m derinlikteki tabakalar için K değerleri, 2090 – 39855 kg/cm<sup>2</sup> arasında değişim gösterirken, daha derindeki tabakalar için bu değerler 24394 – 443992 kg/cm<sup>2</sup> arasındadır. Tablo 11’e göre inceleme alanındaki K değerleri dağılımına bakıldığında, ortalama 12 m derinlikte inceleme alanında zeminin sıkışabilirliği için “orta-az sıkışabilir” değerlendirmesi yapılabilir (Tablo 22).

Tablo 21. İnceleme alanına için hesaplanan zemin dinamik/elastik parametreleri

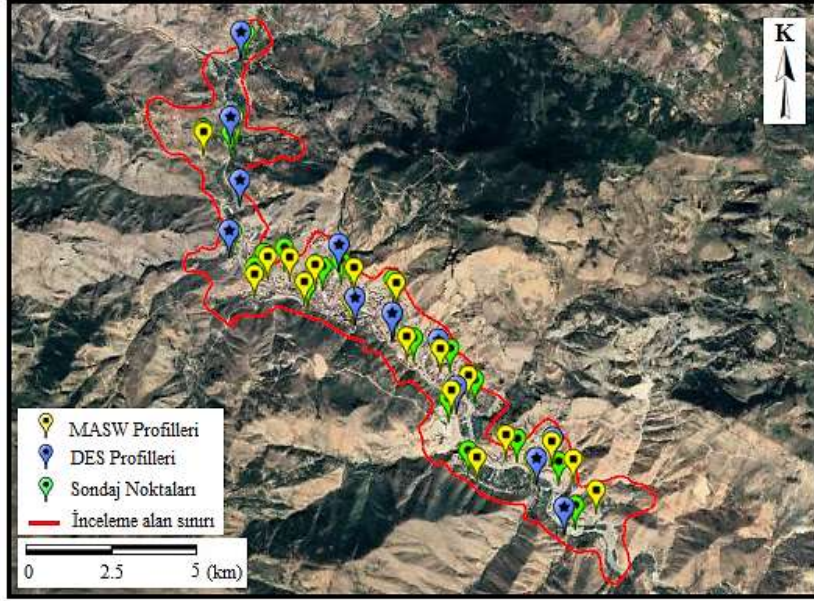
ÖLÇÜ NO	TABAKA	V <sub>P</sub> (m/sn)	V <sub>S</sub> (m/sn)	V <sub>P</sub> /V <sub>S</sub>	d (gr/cm <sup>3</sup> )	G (kg/cm <sup>2</sup> )	E (kg/cm <sup>2</sup> )	ρ	K (kg/cm <sup>2</sup> )	h (m)
SIS1	1.tabaka	913	485	1.88	1.98	4658	12143	0.30	13371	6
	2.tabaka	3703	1098	3.37	2.35	28440	82579	0.45	307396	-
SIS2	1.tabaka	710	335	2.12	1.88	2115	5739	0.36	8003	7
	2.tabaka	2037	831	2.45	2.20	15222	42627	0.40	82257	-
SIS3	1.tabaka	794	346	2.29	1.90	2282	6311	0.38	10421	12
	2.tabaka	1812	684	2.65	2.15	10061	28511	0.42	64367	-
SIS4	1.tabaka	804	350	2.30	1.90	2339	6471	0.38	10711	11
	2.tabaka	1530	598	2.56	2.09	7507	21168	0.41	44374	-
SIS5	1.tabaka	605	291	2.08	1.83	1558	4204	0.35	5604	10
	2.tabaka	1489	616	2.42	2.09	7966	22253	0.40	41485	-
SIS6	1.tabaka	561	272	2.06	1.81	1345	3623	0.35	4737	10
	2.tabaka	1430	597	2.40	2.08	7437	20742	0.39	37919	-
SIS7	1.tabaka	860	464	1.85	1.96	4227	10946	0.29	11651	7
	2.tabaka	2642	828	3.18	2.25	15429	44607	0.45	147947	-
SIS8	1.tabaka	693	286	2.42	1.85	1519	4245	0.40	7828	7
	2.tabaka	1606	691	2.32	2.13	10178	28220	0.39	48610	-
SIS9	1.tabaka	556	236	2.36	1.79	1001	2782	0.39	4812	5
	2.tabaka	1183	564	2.10	2.04	6509	17611	0.35	24394	-
SIS10	1.tabaka	972	340	2.86	1.93	2236	6396	0.43	16732	9
	2.tabaka	1923	746	2.54	2.17	12108	34178	0.41	73032	-
SIS11	1.tabaka	950	405	2.35	1.95	3211	8921	0.39	15483	10
	2.tabaka	2147	701	3.06	2.18	10732	30916	0.44	94122	-
SIS12	1.tabaka	911	387	2.35	1.94	2912	8096	0.39	14142	10
	2.tabaka	2350	607	3.87	2.17	8011	23460	0.46	115158	-
SIS13	1.tabaka	742	272	2.73	1.85	1376	3914	0.42	9253	12
	2.tabaka	2045	674	3.03	2.16	9851	28354	0.44	84634	-
SIS14	1.tabaka	968	376	2.57	1.94	2756	7779	0.41	16382	9
	2.tabaka	4424	635	6.97	2.29	9258	27579	0.49	443992	-
SIS15	1.tabaka	780	327	2.39	1.89	2026	5647	0.39	10103	12
	2.tabaka	2052	759	2.70	2.18	12614	35842	0.42	84516	-
SIS16	1.tabaka	882	395	2.23	1.94	3031	8332	0.37	13031	13
	2.tabaka	1975	678	2.91	2.16	9946	28510	0.43	78269	-
SIS17	1.tabaka	741	307	2.41	1.87	1769	4942	0.40	9052	13
	2.tabaka	1488	620	2.40	2.10	8072	22521	0.39	41372	-
SIS18	1.tabaka	1432	470	3.05	2.04	4523	13023	0.44	39041	10
	2.tabaka	4244	1108	3.83	2.39	29373	85971	0.46	414575	-
SIS19	1.tabaka	1507	820	1.84	2.14	14455	37284	0.29	39855	18
	2.tabaka	3725	1045	3.56	2.35	25730	74993	0.46	312377	-
SIS20	1.tabaka	856	598	1.43	2.00	7164	14663	0.02	9912	13
	2.tabaka	3227	915	3.53	2.30	19299	56209	0.46	228879	-
SIS21	1.tabaka	619	263	2.35	1.82	1264	3514	0.39	6081	7
	2.tabaka	1255	624	2.01	2.07	8071	21561	0.34	27454	-
SIS22	1.tabaka	543	249	2.18	1.80	1117	3053	0.37	4484	6
	2.tabaka	1337	464	2.88	2.03	4380	12539	0.43	33492	-
SIS23	1.tabaka	398	224	1.78	1.74	874	2216	0.27	2090	11
	2.tabaka	1198	477	2.51	2.02	4598	12928	0.41	25970	-

Tablo 22. İnceleme alanında hesaplanan dinamik/elastik parametrelerin zemin durumları

Profil No	Vp/Vs	d (gr/cm <sup>3</sup> )	G (kg/cm <sup>2</sup> )	E (kg/cm <sup>2</sup> )	$\rho$	K (kg/cm <sup>2</sup> )
SIS 1	Doygun değil	Yüksek	Sağlam	Sağlam	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 2	Kısmen doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Az sıkışabilir
SIS 3	Kısmen doymun	Yüksek	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 4	Tam doymun	Yüksek	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 5	Kısmen doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Az sıkışabilir
SIS 6	Kısmen doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Az sıkışabilir
SIS 7	Dolgun değil	Yüksek	Sağlam	Sağlam	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 8	Tam doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Az sıkışabilir
SIS 9	Tam doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Az sıkışabilir
SIS 10	Tam doymun	Yüksek	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli-suya doymun	Orta sıkışabilir
SIS 11	Tam doymun	Yüksek	Sağlam	Orta gevşek	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 12	Tam doymun	Yüksek	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 13	Tam doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli-suya doymun	Az sıkışabilir
SIS 14	Tam doymun	Yüksek	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 15	Tam doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 16	Kısmen doymun	Yüksek	Sağlam	Orta gevşek	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 17	Tam doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Az sıkışabilir
SIS 18	Tam doymun	Yüksek	Sağlam	Sağlam	Gözenekli-suya doymun	Orta sıkışabilir
SIS 19	Doygun değil	Yüksek	Çok sağlam	Çok sağlam	Gözenekli	Orta sıkışabilir
SIS 20	Doygun değil	Yüksek	Sağlam	Sağlam	Gözeneksiz	Az sıkışabilir
SIS 21	Tam doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Az sıkışabilir
SIS 22	Kısmen doymun	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Az sıkışabilir
SIS 23	Doygun değil	Orta	Orta gevşek	Orta gevşek	Gözenekli	Az sıkışabilir

#### 5.4. Düşey Elektrik Sondaj Sonuçları ve Elde Edilen Parametreler

İnceleme alanında yer altındaki tabakalı yapıya ait özdirenç dağılımındaki değişimi belirlemek amacıyla gerçekleştirilen DES ölçü profillerinin konumları, özellikle ÇKYDA profillerine ve bu alanda daha önceden yapılmış olan sondaj kuyularına yakın mesafelerde seçilmeye çalışılmıştır (Şekil 79). Toplamda 12 profilden oluşan DES ölçümlerinin değerlendirilmesiyle her bir profile ait görünür özdirenç eğrisi ve tabaka modeli elde edilmiştir (Şekil 80-91). Ayrıca her bir DES profili için tabakalara ait görünür özdirenç (Rho), kalınlık (h) ve derinlik (d) değerleri Tablo 5.8’de verilmiştir. Bu tabloya göre inceleme alanındaki görünür özdirenç dağılımı 16.40 – 882 ohm.m arasında değişim göstermektedir. Bununla birlikte yer altındaki tabakaların kalınlık değerleri 0.68 – 12.05 m arasında değişirken, derinlik değerleri 0.68 – 16.35 m aralığında değişim göstermektedir. Ayrıca DES profillerine göre üst örtü katman kalınlığı 0.68 – 4.86 m arasında değişmektedir.



Şekil 79. İnceleme alan sınırları içerisindeki DES profillerinin ÇKYDA profilleri ve sondaj noktalarına göre konumları

DES – 1 profili iki tabakalı yapıda olup 3.5 m derinliğe sahiptir ve özdirenç değerleri 1.tabaka için 214.49 ohm.m ve 2.tabaka için 442.25 ohm.m'dir. Yüzeiden derine doğru özdirenç değerinde önemli bir artış gözlenir ve 3.5 m'den sonra oldukça dirençli bir tabakanın varlığından söz edilebilir. DES – 2 profili üç tabakalı bir yapı sergilerken, düşük özdirençli (22 ohm.m) 1.tabakanın kalınlığı 0.68 m iken, 2.18 m kalınlığa sahip 2.tabaka ise daha yüksek özdirenç (117.05 ohm.m) değerine sahiptir ve yaklaşık 2.86 m derinlikten sonra düşük özdirençli (42.44 ohm.m) bir tabakaya ulaşılmaktadır. DES – 3 profilinde yüksek özdirençli (106.52 ohm.m) 1.tabakanın ardından düşük özdirenç (26.39 ohm.m) değerine sahip 2.tabaka gelirken, derine doğru çok daha dirençli (237.49 ohm.m) bir tabakaya ulaşılmıştır. DES – 4 profilinde, 1.tabaka inceleme alanındaki en yüksek özdirenç değerine sahiptir (878.46 ohm.m). Üç tabakalı bir yapı gösteren bu profilinin 2.tabakasının özdirenci, 1.tabakaya göre çok daha düşük değerdedir. Yaklaşık 6.5 m derinlikten sonra gelen 3.tabakanın özdirenç değeri 2.tabakaya göre biraz daha dirençlidir.

DES – 5 profiline baktığımızda, en üstte yaklaşık 1.0 m kalınlığa sahip yüksek özdirençli (270.74 ohm.m) bir tabaka bulunurken, 1.0 m'den sonra yaklaşık 5.4 m kalınlığa ve daha düşük özdirenç (148.25 ohm.m) sahip 2.tabakanın yer aldığı görülmektedir. Daha derine inildikçe özdirenç değeri tekrar artmakta (350.05 ohm.m) ve üstteki tabakalara göre daha dirençli bir yapıya ulaşılmaktadır. DES – 6 profilinde de en üstte 1.0 m kalınlığındaki 1.tabaka 307.02 ohm.m özdirenç değerine sahipken, bu tabakaya göre daha dirençsiz

yaklaşık 6.0 m kalınlığındaki 2.tabaka 16.40 ohm.m özdirenç değerine sahiptir. DES – 6 profilinde 7.0 m'den sonraki derinlikte özdirenç değeri artmaktadır. Ayrıca DES – 6 profilinin bulunduğu yerde, inceleme alanında daha önceden yapılan SK – 22 sondaj kuyusu bulunmaktadır (Tablo 23, 24). Buna göre en üstte 0.5 m kalınlığa sahip yol dolgusu bulunurken, bu kalınlıktan sonra yaklaşık 15 m derinliğe kadar Gümüşhane Granitoyidi yer almaktadır. Dolayısıyla en üstten derine doğru gidildikçe özdirenç değerindeki değişim bu jeolojik formasyondaki yapının içeriğiyle ilişkilendirilebilir. DES – 7 profilinde, en üstte yaklaşık 5 m kalınlığa sahip düşük özdirençli (51.24 ohm.m) bir tabaka, 5.0 m'den sonra oldukça dirençli ve 500.29 ohm.m özdirenç değerine sahip bir yapı bulunmaktadır. DES – 8 profilinde en üstte 1.0 m kalınlığında 278.90 ohm.m özdirenç değerine sahip ilk tabakadan sonra daha dirençsiz yaklaşık 4.0 m kalınlığa sahip 2.tabaka yer almaktadır. Yaklaşık 5.0 m derinlikten sonra ilk iki tabakaya göre çok daha dirençli, özdirenci 882.95 ohm.m olan bir tabakaya ulaşılmıştır.

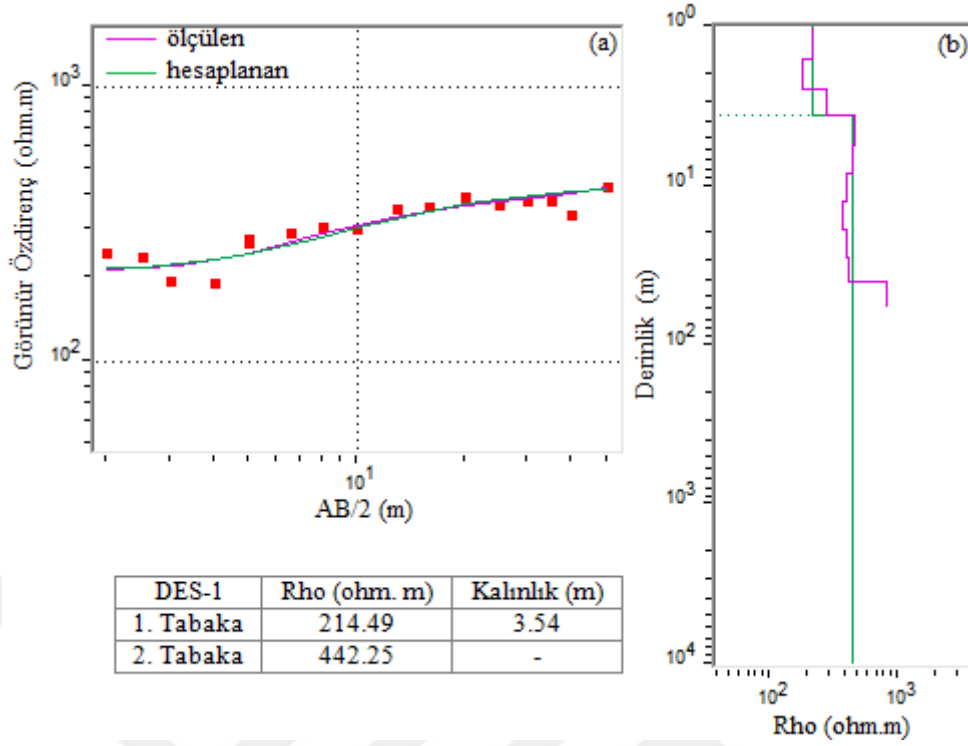
DES – 9 profilinde 1.tabaka ve 3.tabaka birbirlerine yakın özdirenç değerlerine sahipken (115.77 ohm.m ve 198.45 ohm.m), ikisi arasında kalan yaklaşık 12.0 m kalınlığa sahip 2.tabaka daha düşük özdirenç değerine sahiptir (51.19 ohm.m). Ayrıca DES – 9 profilinin bulunduğu yerde, inceleme alanında daha önceden yapılan SK – 20 sondaj kuyusu bulunmaktadır (Tablo 23, 24). SK – 20 nolu kuyu verisine göre en üstte 1.0 m kalınlığa sahip dolgu malzemesi bulunurken, bu kalınlıktan sonra yaklaşık 10 m derinliğe kadar Alibaba Formasyonu yer almaktadır. Buna göre 1 m derinlikten sonra özdirenç değeri önce azalmakta, sonra artmaktadır ve SK – 20 kuyu verisine göre bu kalınlıktan sonra gelen Alibaba formasyonunun sahip olduğu kırıklı, parçalı bazalt içeriği özdirenç değerindeki değişimin sebebi olarak gösterilebilir. DES – 10 profili en üstte direnci oldukça düşük, 0.85 m kalınlığında ve 22.11 ohm.m özdirenç değeri olan bir tabakaya sahiptir. Bu derinlikten sonra 1.tabakaya oranla çok daha dirençli, 3.0 m kalınlığa sahip bir yapı yer alırken, daha derine doğru özdirenç değeri büyük oranda yine düşerek direnci çok düşük bir yapıya ulaşılmaktadır. DES – 11 profilinde en üstteki tabaka 3.0 m kalınlığa ve 66.11 ohm.m özdirenç değerine sahiptir. Hemen sonrasındaki 2.tabakada ise özdirenç değeri biraz daha düşmektedir. Daha derine gidildiğinde, 7.0 m derinlik seviyesinden sonra özdirenç değerinin önemli ölçüde artış gösterdiği gözlenmiştir (342.17 ohm.m). DES – 12 profili, DES – 11 profiline benzer özellikler sergilemektedir. En üstte yaklaşık 2.5 m kalınlığında ve 63.52 ohm.m özdirenç değerine sahip 1.tabaka yer alırken, 1.tabakaya göre biraz daha düşük özdirenç (23.16 ohm.m) değerine sahip ve yaklaşık 2.0 m kalınlığındaki

2.tabaka yer almaktadır. Buradan derine inildikçe biraz daha dirençli bir tabakaya ulaşılmış ve bu tabakanın öz direnç değeri 171.94 ohm.m olarak elde edilmiştir.

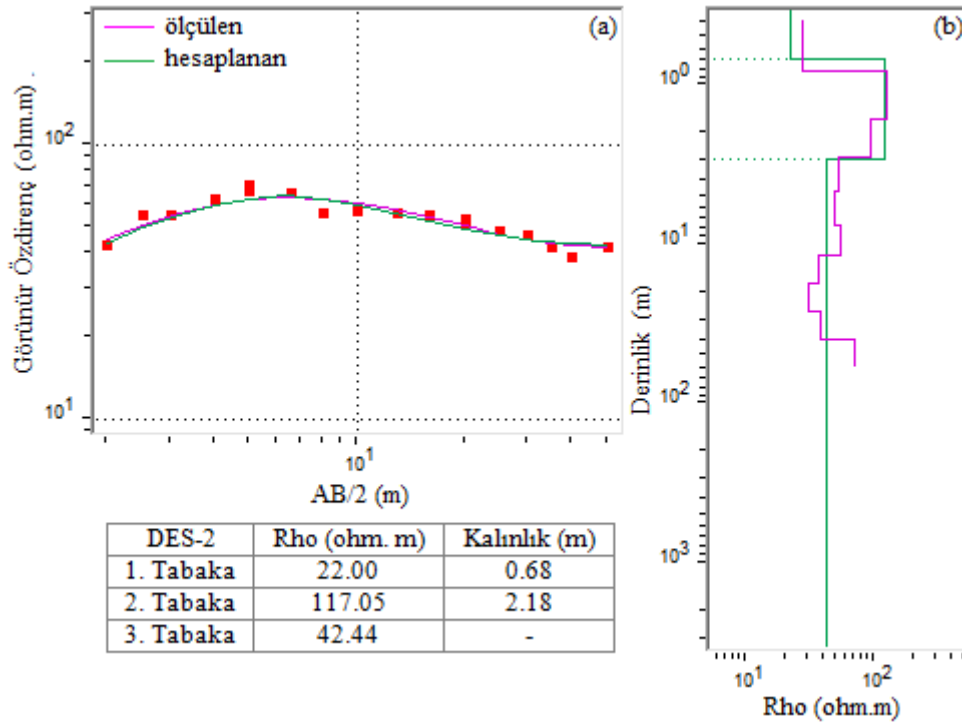
Tüm DES profilleri genel olarak irdelendiğinde, üç tabakalı bir yapıda olup 1. tabaka ile 3. tabaka arasında düşük öz dirençli bir tabaka yer almaktadır. DES – 10 ve DES – 2 profillerinde ise üç tabakalı yapının ara tabakası en üst ve en alt tabakaya göre çok daha dirençli bir yapı sergilemektedir. DES – 1 ve DES – 7 profilleri ise en üstten derine doğru artan öz direnç değişimleriyle iki tabakalı bir yapı sergilemektedir.

Tablo 23. İnceleme alanındaki DES ölçü profillerinden elde edilen tabaka parametreleri

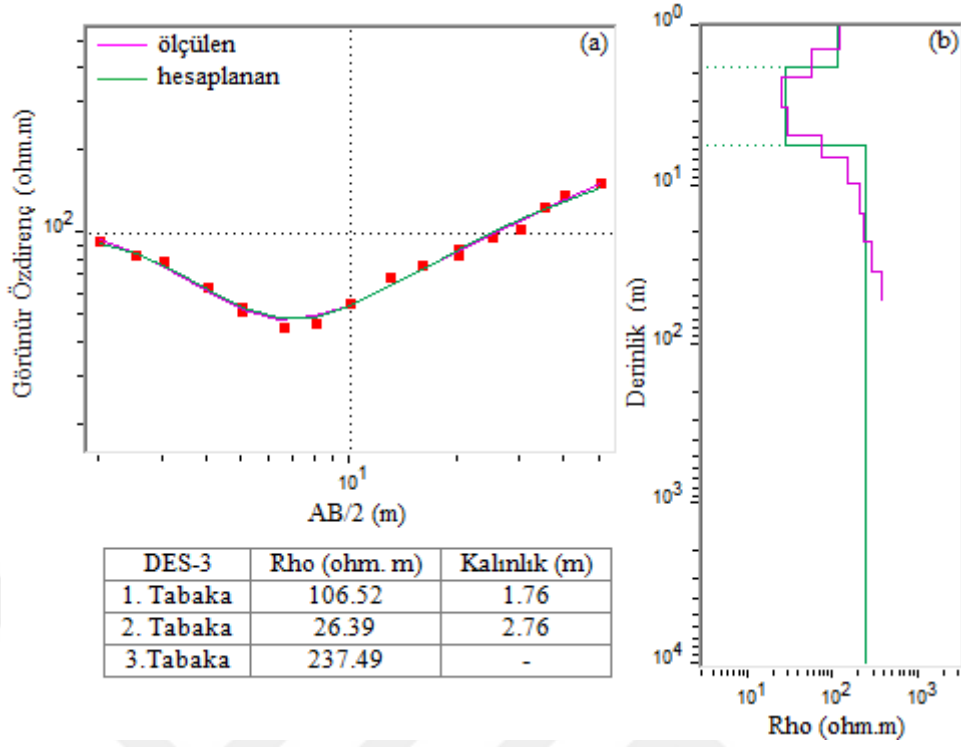
Ölçü Profili	Rho (ohm.m)	h, Kalınlık (m)	d, Derinlik (m)
DES-1	1.Tabaka	214.49	3.54
	2.Tabaka	442.25	-
DES-2	1.Tabaka	22	0.68
	2.Tabaka	117.05	2.18
	3.Tabaka	42.44	-
DES-3	1.Tabaka	106.52	1.76
	2.Tabaka	26.39	3.76
	3.Tabaka	237.49	-
DES-4	1.Tabaka	878.46	0.89
	2.Tabaka	153.28	6.43
	3.Tabaka	274.43	-
DES-5	1.Tabaka	270.74	0.95
	2.Tabaka	148.25	5.37
	3.Tabaka	350.05	-
DES-6	1.Tabaka	307.02	1.08
	2.Tabaka	16.40	6.07
	3.Tabaka	195.18	-
DES-7	1.Tabaka	51.24	4.86
	2.Tabaka	500.29	-
DES-8	1.Tabaka	278.9	1.00
	2.Tabaka	131.19	3.78
	3.Tabaka	882.95	-
DES-9	1.Tabaka	115.77	4.30
	2.Tabaka	51.19	12.05
	3.Tabaka	198.45	-
DES-10	1.Tabaka	21.44	0.87
	2.Tabaka	358.14	4.23
	3.Tabaka	50.62	-
DES-11	1.Tabaka	66.11	3.05
	2.Tabaka	19.19	4.16
	3.Tabaka	342.17	-
DES-12	1.Tabaka	63.52	2.46
	2.Tabaka	23.16	1.94
	3.Tabaka	171.94	-



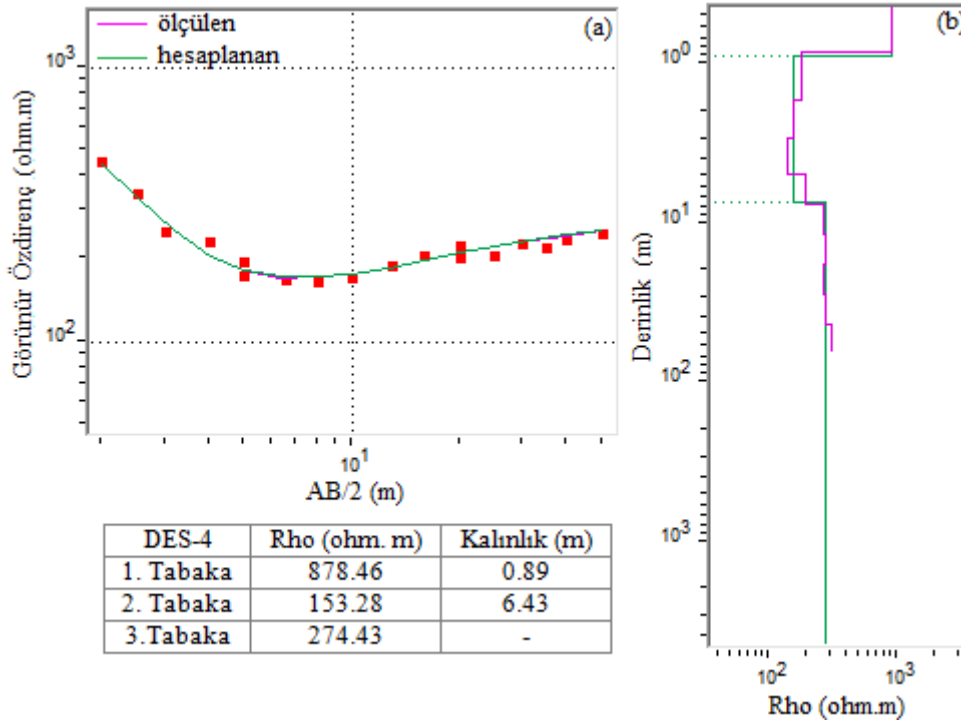
Şekil 80. DES – 1 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



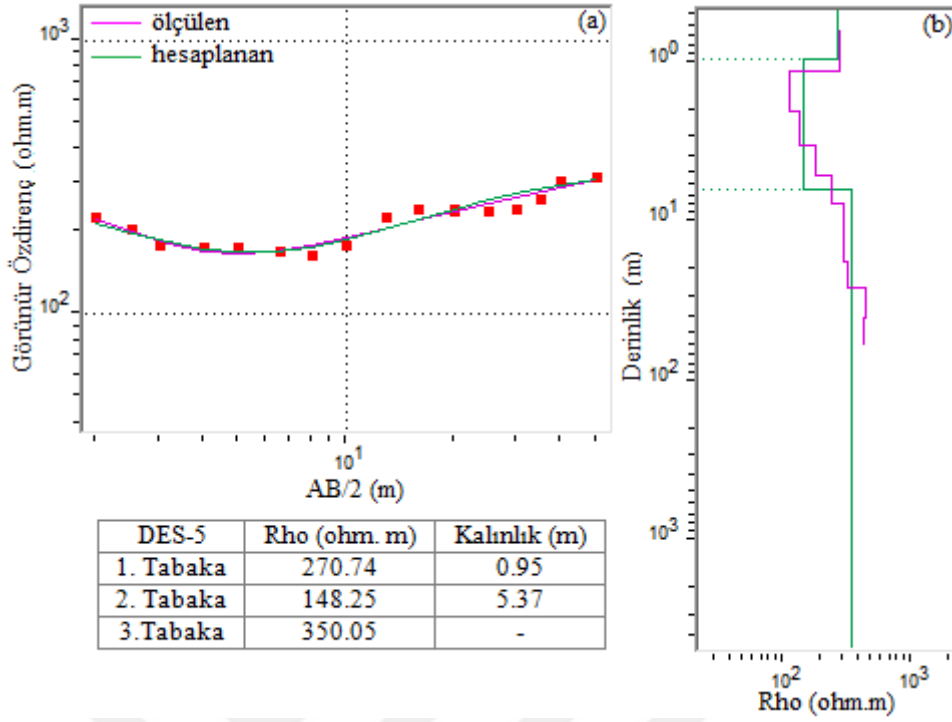
Şekil 81. DES – 2 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



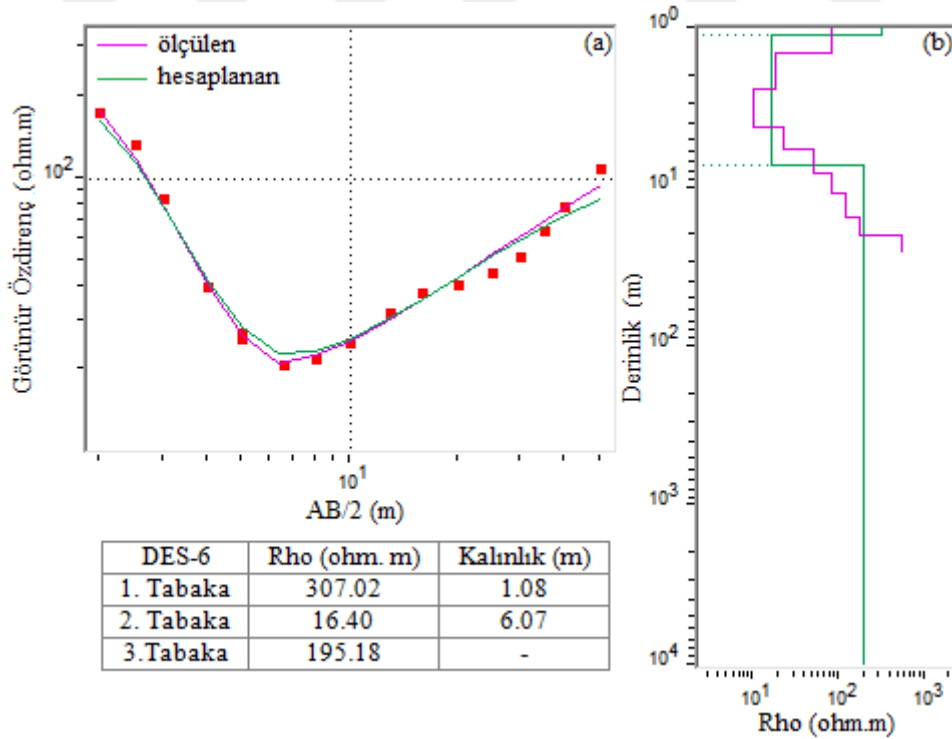
Şekil 82. DES – 3 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



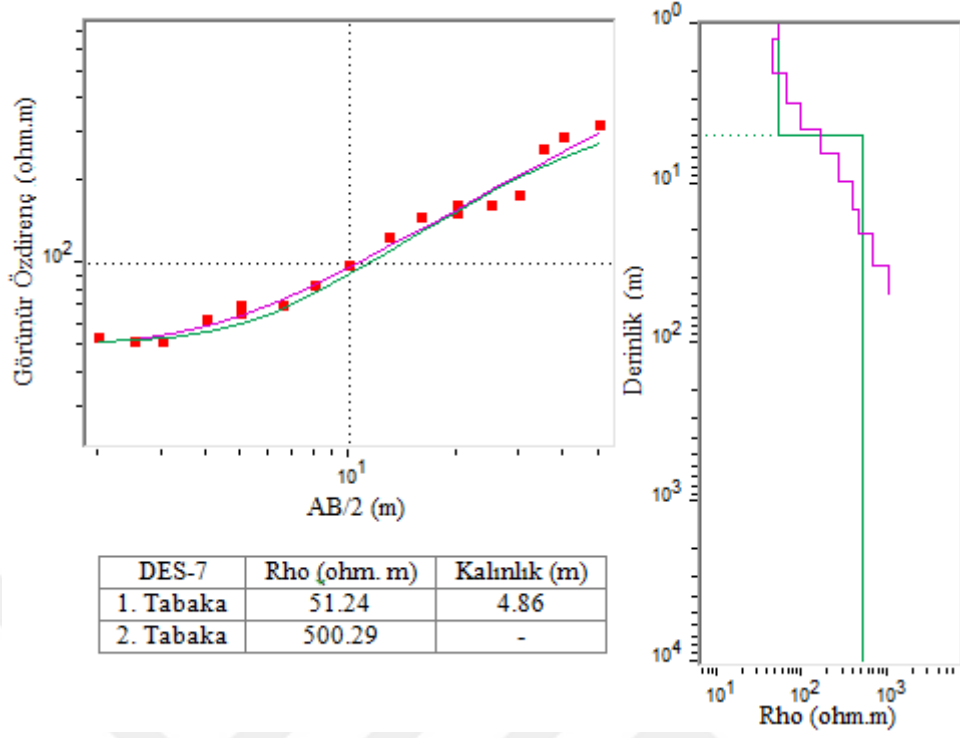
Şekil 83. DES – 4 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



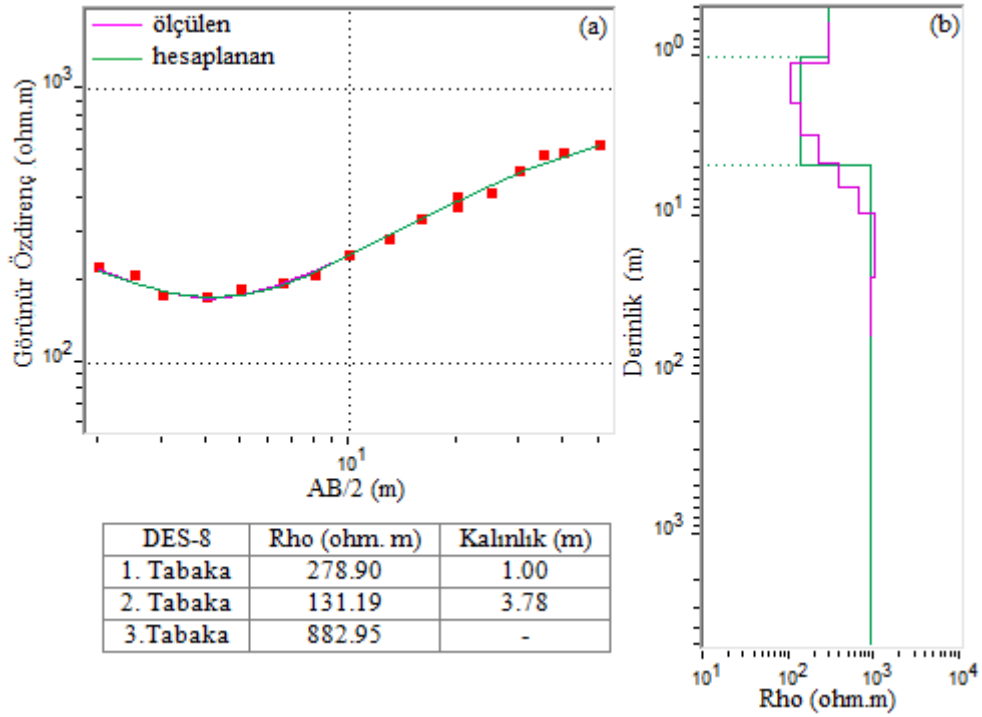
Şekil 84. DES – 5 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



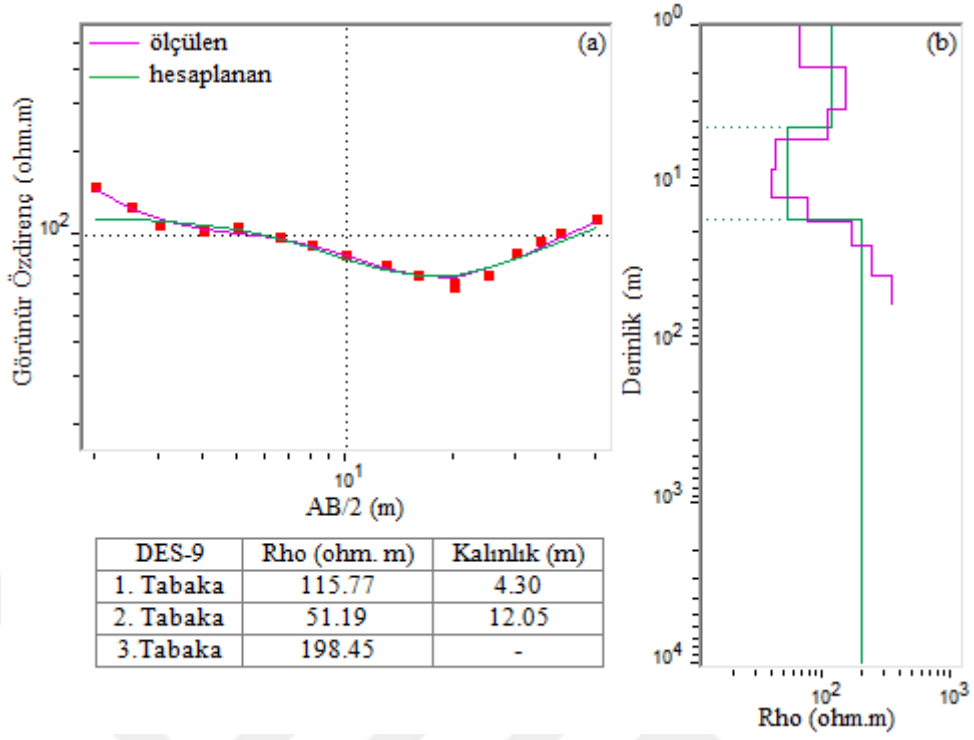
Şekil 85. DES – 6 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



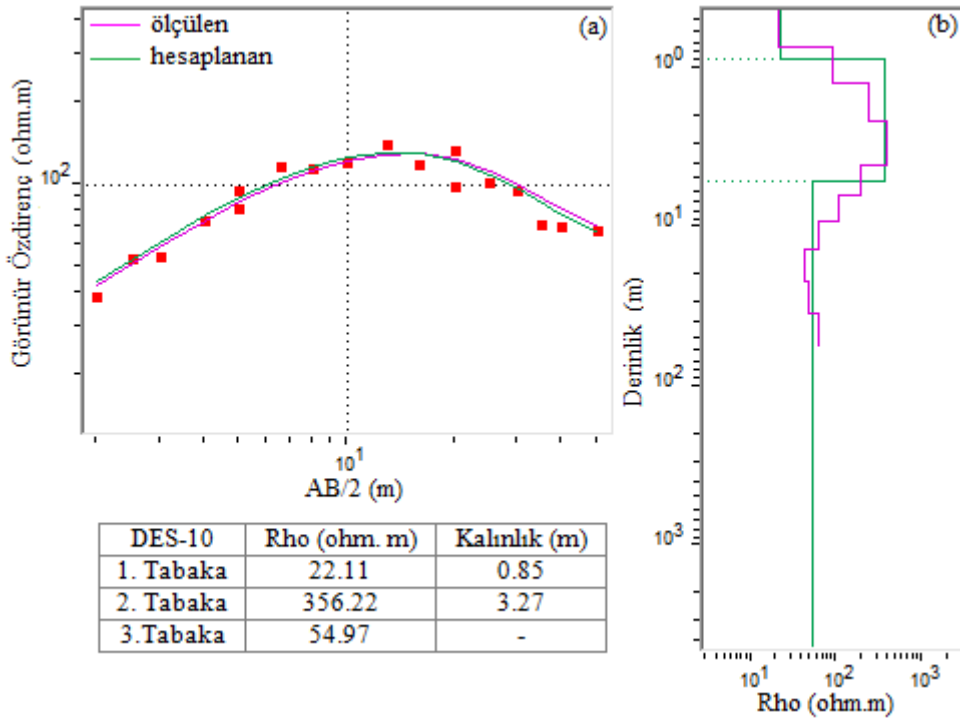
Şekil 86. DES – 7 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



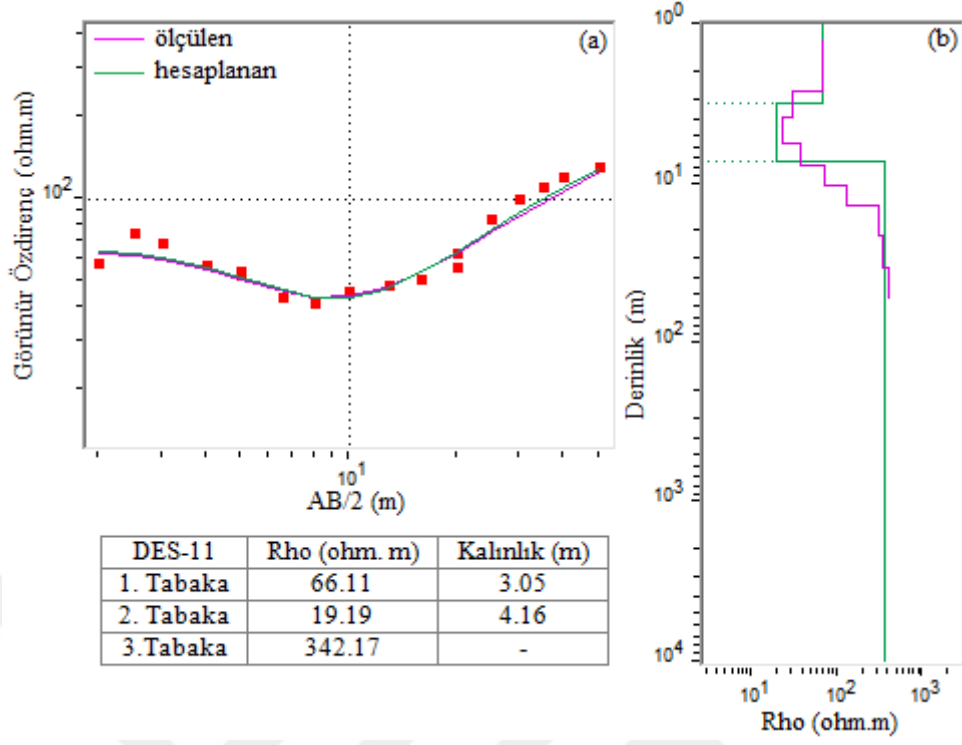
Şekil 87. DES – 8 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



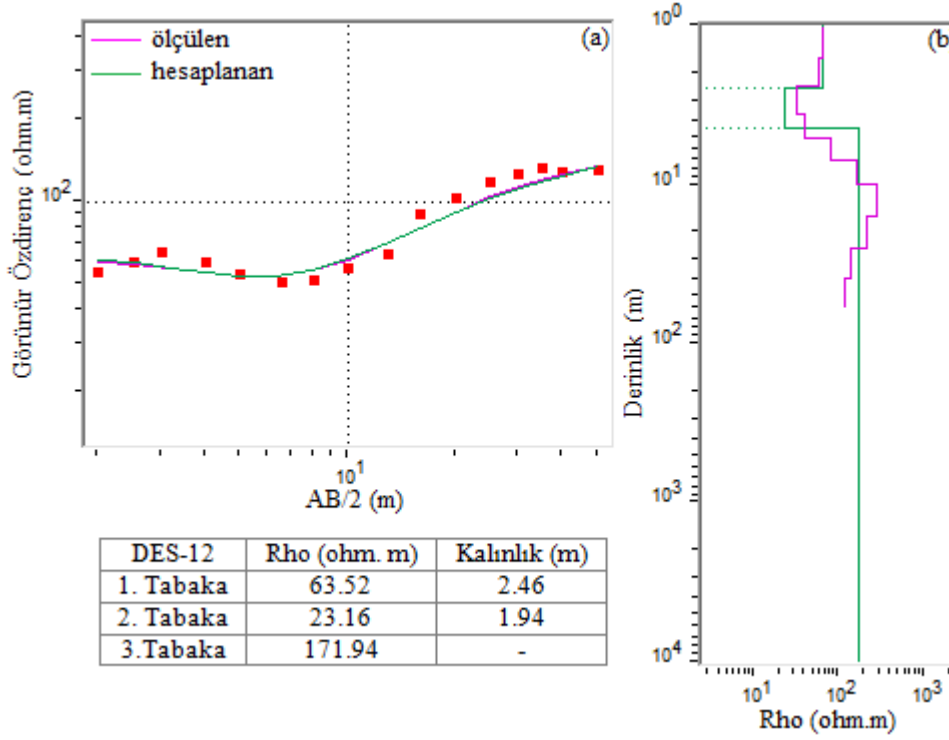
Şekil 88. DES – 9 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



Şekil 89. DES – 10 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



Şekil 90. DES – 11 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri



Şekil 91. DES – 12 ölçü profiline ait (a) görünür öz direnç eğrisi (b) tabaka modeli ve tabaka parametreleri

### 5.5. İnceleme Alanında Daha Önce Yapılan Sondaj Çalışmaları

Gümüşhane ili merkez ilçesinde İller Bankası tarafından gerçekleştirilen “Gümüşhane (Merkez) Belediyesinin İmar Planına Esas Mikrobölgeleme Etüt Çalışması” kapsamında 15.10.2018 – 28.11.2018 tarihleri arasında yerleşime uygunluk durumunun araştırılması amacıyla GEOMEK Mühendislik firması’nın yapmış olduğu sondaj çalışmasında toplam 104 adet sondaj kuyusu açılmıştır. Bu tez kapsamında uygulanan farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen sonuçlar ile karşılaştırma yapmak ve destekleyici olması açısından, ÇKYDA ve DES ölçü profilleri ve tek istasyon mikrotremor ölçüm noktalarının bulunduğu yerlerdeki sondaj noktaları seçilerek, bu sondaj noktalarına ait kuyu logu verilerden yorumlamada destekleyici bilgi anlamında yararlanılmıştır (Tablo 24, 25).

Tablo 24. İnceleme alanındaki ÇKYDA ve DES ölçü profilleri üzerinde yer alan sondaj noktaları

Sondaj Kuyusu	Mikrotremor	ÇKYDA Profili	DES Profili	Sondaj Kuyusu	ÇKYDA Profili	DES Profili	Mikrotremor
SK-1	M278	ÇKYDA-23	DES-12	SK-13	ÇKYDA-10	-	M73
SK-2	M260	ÇKYDA-21	-	SK-14	ÇKYDA-11	DES-4	M230
SK-3	M268	ÇKYDA-22	DES-11	SK-15	ÇKYDA-13	-	M7
SK-4	M47	ÇKYDA-1	DES-10	SK-16	ÇKYDA-15	-	M133
SK-5	M37	ÇKYDA-3	-	SK-17	ÇKYDA-14	-	M241
SK-6	M128	ÇKYDA-2	-	SK-18	ÇKYDA-17	DES-1	M146
SK-7	M60	ÇKYDA-4	-	SK-19	ÇKYDA-16	DES-2	M159
SK-8	M59	ÇKYDA-5	-	SK-20	-	DES-9	M256
SK-9	M103	ÇKYDA-8	-	SK-21	ÇKYDA-12	DES-3	M96
SK-10	M69	ÇKYDA-6	-	SK-22	-	DES-6	M123
SK-11	M77	ÇKYDA-7	DES-5	SK-23	-	DES-7	M73
SK-12	M232	ÇKYDA-9	-				

Gümüşhane ili merkez ilçesinde yapılan sondaj çalışmaları neticesinde, akifer niteliği taşıyan yer altı suyuna rastlanılmamıştır. Bununla birlikte açılan sondaj kuyularının bazılarında sızıntı suyunun varlığı gözlenmiştir. Bu kuyulardaki sızıntı suyu seviyelerinin mevsimsel yağışlar ve zemin koşullarına göre değişiklik gösterebileceği göz önünde bulundurulmalıdır. İnceleme alanında yapılan ÇKYDA ve DES ölçü profilleri üzerinde yer alan bazı sondaj kuyularına ait sızıntı suyu seviyeleri Tablo 26’da verilmiştir.

Tablo 25. İnceleme alanı için daha önce yapılan sondaj çalışmasından seçilen sondaj kuyularına ait bilgiler

NO	X (m)	Y (m)	H (m)	LİTOLOJİ	FORMASYON
SK-1	539475	4482609	0-6	Kum-Çakıl	Alibaba Formasyonu rezidüeli
			6-10	Kırıklı parçalı bazalt	Alibaba Formasyonu
SK-2	538807	4481177	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-10	Kırıklı parçalı bazalt	Alibaba Formasyonu
SK-3	539200	4481126	0-4.5	Yol dolgusu	-
			4.5-11	Az kumlu çakıllı silt	Alibaba Formasyonu
			11-15	Tüfit	Alibaba Formasyonu
SK-4	539188	4479639	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-10	Kırıklı parçalı bazalt	Alibaba Formasyonu
SK-5	539507	4479104	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-9	Kum -iri çakıl	Alüvyon
			9-12	Kırıklı parçalı bazalt	Alibaba Formasyonu
SK-6	539662	4479298	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-10	Kırıklı parçalı bazalt	Alibaba Formasyonu
SK-7	539974	4479367	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-10	Kırıklı parçalı bazalt	Alibaba Formasyonu
SK-8	540533	4479072	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-7.5	Siltli çakıl	Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli
			7.5-15	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi
SK-9	540938	4478919	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-12	Siltli Çakıl	Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli
			12-20	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi
SK-10	540407	4478776	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-10	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi
SK-11	541042	4478554	0-0.5	Bitkisel Toprak	-
			0.5-15	Kil-Kum-Çakıl	Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli
			15-20	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi
SK-12	541546	4478852	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-12	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi
SK-13	541866	4477962	0-10.5	Bloklu Siltli Çakıl	Alüvyon
			10.5-20	Kırıklı Parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi
SK-14	542766	4477310	0-1.5	İri -Çakıl-Kum	Yamaç Molozu
			1.5-10	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi
SK-15	542766	4477310	0-0.5	Bitkisel Toprak	-
			0.5-11	Siltli iri Çakıl	Alüvyon
			11-15	Kireçtaşı	Şenköy Formasyonu
SK-16	542637	4476260	0-4.5	Bloklu Çakıl Kum	Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli
			4.5-13.5	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli
SK-17	543373	4476413	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-12	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli
SK-18	543610	4476111	0-1.5	Bloklu Çakıl Kum	Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli
			1.5-12	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli
SK-19	544214	4475394	0-5	Bloklu Çakıllı siltli kum	Alüvyon
			5-15	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi rezidüeli
SK-20	539308	4480384	0-1	Yol dolgusu	-
			1-10	Kırıklı parçalı granit	Alibaba Formasyonu
SK-21	542366	4477043	0-1.5	Yol dolgusu	-
			1.5-18	Az kumlu iri çakıl	Yamaç Molozu
			18-30	Kırıklı parçalı kireçtaşı	Şenköy Formasyonu
SK-22	540813	4479153	0-0.5	Yol dolgusu	-
			0.5-15	Kırıklı parçalı granit	Gümüşhane Granitoyidi
SK-23	541583	4478323	0-20	Bloklu Siltli Çakıl	Alüvyon

Tablo 26. İnceleme alanındaki ÇKYDA ve DES ölçü profilleri üzerindeki sondaj kuyularına ait sızıntı suyu seviyeleri

Sondaj Kuyusu	ÇKYDA ve/veya DES profili	YASS (m)
SK – 1	ÇKYDA – 23, DES – 12	5
SK – 4	ÇKYDA – 1, DES – 10	4.5
SK – 5	ÇKYDA – 3	7.5
SK – 8	ÇKYDA – 5	8
SK – 13	ÇKYDA – 10	5
SK – 15	ÇKYDA – 13	9
SK – 18	ÇKYDA – 17, DES – 1	6
SK – 19	ÇKYDA – 19, DES – 8	9
SK – 24	DES - 9	6

### 5.6. Farklı Jeofizik Yöntemlerden Elde Edilen Bulguların Karşılaştırılması

İnceleme alanında aynı profil üzerinde veya birbirlerine çok yakın mesafelerde gerçekleştirilen farklı jeofizik yöntemlerden (Tek istasyon mikrotremor yöntemi, ÇKYDA yöntemi, DES yöntemi ve sondaj verileri) elde edilen tüm bulgular birbirleriyle karşılaştırılarak değerlendirilmiştir (Şekil 92-100).

Şekil 92’de DES – 1, ÇKYDA – 17 profilleri ile M138 ölçüm noktasına ait değerlendirme sonuçları ve SK – 18 nolu sondaj logu verilmiştir. Buradaki sondaj verisine göre en üstte 0.5 m’lik dolgu malzemesinin altından 12.0 m ‘lik kuyu sonu seviyesine kadar kırıklı parçalı pembe renkli granit içeriğine sahip Gümüşhane Granitoyidi yer almaktadır. SK – 18 sondaj verisi ile DES – 1 profili birlikte değerlendirilirse, DES – 1 profili derine doğru artan bir özdirenç tabaka modeline sahiptir. Aynı şekilde ÇKYDA – 17 profili de yüzeyden derine doğru artan bir S dalgası hız yapısı modeli sergilemektedir. Bununla birlikte, M138 noktasından belirlenen Y/D ile SSO yöntemi sonuçlarına göre hakim titreşim frekans değerleri sırasıyla 1.27 Hz ve 1.56 Hz iken, Y/D oran ile SSO zemin büyütme faktörü değerleri 4.31 ve 6.95’dir. SK – 18 nolu sondaj verisine göre M138 verisi dolgu zemin üzerinde alınmıştır ve her iki mikrotremor yönteminden elde edilen sonuçlar dolgu malzeme özelliğine sahip zeminler için uyumludur. Dolayısıyla SK – 18 verisi sonucu ile bu çalışmadan elde edilen DES – 1 ve ÇKYDA – 17 profil ve M138 noktasına ait sonuçların birbirleriyle tutarlı ve buldukları jeoloji ile de uyumlu oldukları söylenebilir. Ayrıca dinamik / elastik parametrelere göre bu profil orta gevşek, gözenekli,

suya tam doygun, az sıkışabilir özelliktedir. Bu durum, Gümüşhane Granitoyidi'nin kırıklı parçalı yapıda ve yer yer farklı ayrışma derecelerine sahip olmasından kaynaklanabilir.

Şekil 93'de DES – 10, ÇKYDA – 1 profilleri ile M47 ölçüm noktasına ait değerlendirme sonuçları ve SK – 4 nolu sondaj kuyusu logu verilmiştir. Buradaki sondaj kuyusu verisine göre en üstte 0.5 m'lik dolgu malzemesi ve sonrasında 10.0 m 'lik kuyu sonu seviyesine kadar kahverengimsi gri renkli kırıklı parçalı bazalt içeriğine sahip Alibaba formasyonu yer almaktadır. DES – 10 profiline ait tabaka modeline bakıldığında yaklaşık 1 m derinlikte çok düşük bir özdirenç değeri gözlenirken, bu seviyeden sonraki 2.tabakada özdirenç değerinde ciddi bir artış görülmektedir. SK – 4 nolu kuyu loguna bakıldığında, 0.5 m dolgu malzemesi düşük özdirenç değerini, ardından gelen kırıklı parçalı bazalt içeriğinin de yüksek özdirenç değerini temsil edebileceğini söyleyebiliriz. Benzer şekilde, ÇKYDA – 1 profiline ait S dalgası hız yapısının, 10.0 m derinliğe sahip SK – 4 nolu kuyu logundaki litoloji ile uyumlu olduğu söylenebilir. Ayrıca bu profillere yakın noktadaki M47 mikrotremor verisi, arazide doğrudan bazaltik kayaç üzerinde alınmıştır. M47 noktasında, her iki yöntem ile yüksek hakim titreşim frekansına karşılık düşük Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü değerleri elde edilmiştir. Y/D ve SSO yöntemlerinden elde edilen hakim titreşim frekansı, Y/D oran ile SSO zemin büyütme faktörü sonuçları ölçüm yapılan zemin özelliğini iyi bir şekilde yansıtır ve ÇKYDA – 1 profilinden elde edilen S dalga hızı ile uyumludur. Bu profildeki SK – 4 nolu kuyu logu verisine göre 4.5 m derinlikte yer altı suyu sızıntı seviyesi bulunmaktadır. Sismik hızlardan elde edilen dinamik / elastik parametrelere göre bu profilin sağlam, gözenekli, az sıkışabilir ve suya doygun olmaması sondaj kuyusundan elde edilen bazaltik yapı ile açıklanabilir.

Şekil 94'de DES – 12, ÇKYDA – 23 profilleri ve M278 ölçüm noktasına ait değerlendirme sonuçları ve SK – 1 nolu sondaj kuyusu logu verilmiştir. Buradaki sondaj kuyu loguna göre en üstte 6.0 m'lik kahverengi renkli kum – çakıl içeriğine sahip Alibaba formasyonu rezidüeli ve ardından 10.0 m 'lik kuyu sonu seviyesine kadar kahverengimsi gri renkli kırıklı parçalı bazalt içeriğine sahip Alibaba formasyonu yer almaktadır. DES – 12 profiline göre yüzeyden yaklaşık 4.5 m derinliğe kadar düşük özdirenç değerine sahip bir tabaka yapısı mevcuttur ve SK – 1 kuyu logu ile birlikte yorumlanırsa, aynı derinlik seviyesinde kum çakıl içeriği direnci düşük tabaka ile değerlendirilebilir. Hemen hemen aynı derinlik seviyesinde DES – 12 profili çok düşük özdirenç, ÇKYDA – 23 profili düşük S dalga hızı ve M278 noktası düşük hakim titreşim frekansına karşılık yüksek Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü değerleriyle kum – çakıl içeriğine sahip zemin özelliğini

yansıtmaktadır. Ayrıca bu profildeki SK – 1 nolu kuyu logu verisine göre 5 m derinlikte yer altı suyu sızıntı seviyesi bulunmaktadır. Bununla birlikte bu profildeki sismik hızlara göre zemin, gözenekli, gevşek, düşük yoğunluklu, suya doygun değil ve az sıkışabilir özelliindedir.

Şekil 95’de DES – 5, ÇKYDA – 7 profilleri ile M77 ölçüm noktasına ait değerlendirme sonuçları ve SK – 11 nolu sondaj kuyusu logu verilmiştir. DES – 5 profiline göre 6 m derinlikten sonra özdirenç değeri artmakta ve SK – 11 nolu kuyu loguna baktığımızda bu derinlik seviyesinde kil kum – çakıl içerikli Gümüşhane Granitoyidi rezidüellerinin yer aldığı görülmektedir. Yüzeiden derine doğru özdirenç değerinde önce düşüş, sonra bir artış gözlenmektedir. Bunun nedeni olarak, bu derinlik seviyesindeki Gümüşhane Granitoyidi rezidüellerinin litolojisinde meydana gelen değişiklikler gösterilebilir. Aynı şekilde ÇKYDA – 7 profiline ait S dalgası hız modeline bakıldığında, S hızı derinlikle artmaktadır. Bununla birlikte M77 ölçüm noktasından elde edilen Y/D ve SSO sonuçlarına göre, yüksek zemin hakim titreşim frekansı granitik kayaç özelliğini temsil ederken, yüksek Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü değerlerinin litolojideki kil, kum içeriğinden kaynaklanabileceği sonucuna varılabilir. ÇKYDA – 7 profili için hesaplanan dinamik / elastik zemin parametrelerine baktığımızda, bu profildeki zeminin sağlam, orta gevşek, suya doygun olmayan, orta yoğunlukta, gözenekli ve az sıkışabilir özellikte olduğu söylenebilir.

Şekil 96’da DES – 2, ÇKYDA – 16 profilleri ile M148 ölçüm noktasına ait değerlendirme sonuçları ve SK – 19 nolu sondaj kuyusu logu verilmiştir. DES – 2 profili ve SK – 19 kuyu verisine bakıldığında en üst tabakada çok düşük özdirenç değerinin, sondaj verisine göre alüvyon birimden elde edildiği görülmektedir. Yaklaşık 0.6 m derinlikten sonra özdirenç değerinde bir artış gözlenirse de daha derine doğru özdirenç değerinde tekrar bir düşüş gözlenmektedir. SK – 19 nolu kuyu logunda en üstte 5 m kalınlığa sahip alüvyon tabakasının varlığı ve çakıllı siltli, kumlu içeriği DES – 2 profilinden elde edilen tabaka modelindeki özdirenç değişiminin nedenini açıklar niteliktedir. Benzer şekilde ÇKYDA - 16 profilinde en üstteki 5 m derinliğe sahip tabaka için düşük bir S dalga hızı elde edilmiştir. Bunlara ek olarak, M148 ölçüm noktasından Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü değerlerinin yüksek seviyelerde olması düşük hız, düşük özdirenç ve alüvyon yapısıyla yakından ilişkilendirilebilir. Ayrıca bu profildeki SK – 19 nolu kuyu logu verisine göre 9 m derinlikte yer altı suyu sızıntı seviyesi bulunmaktadır. Bununla birlikte bu profilin, dinamik/elastik parametrelere göre orta

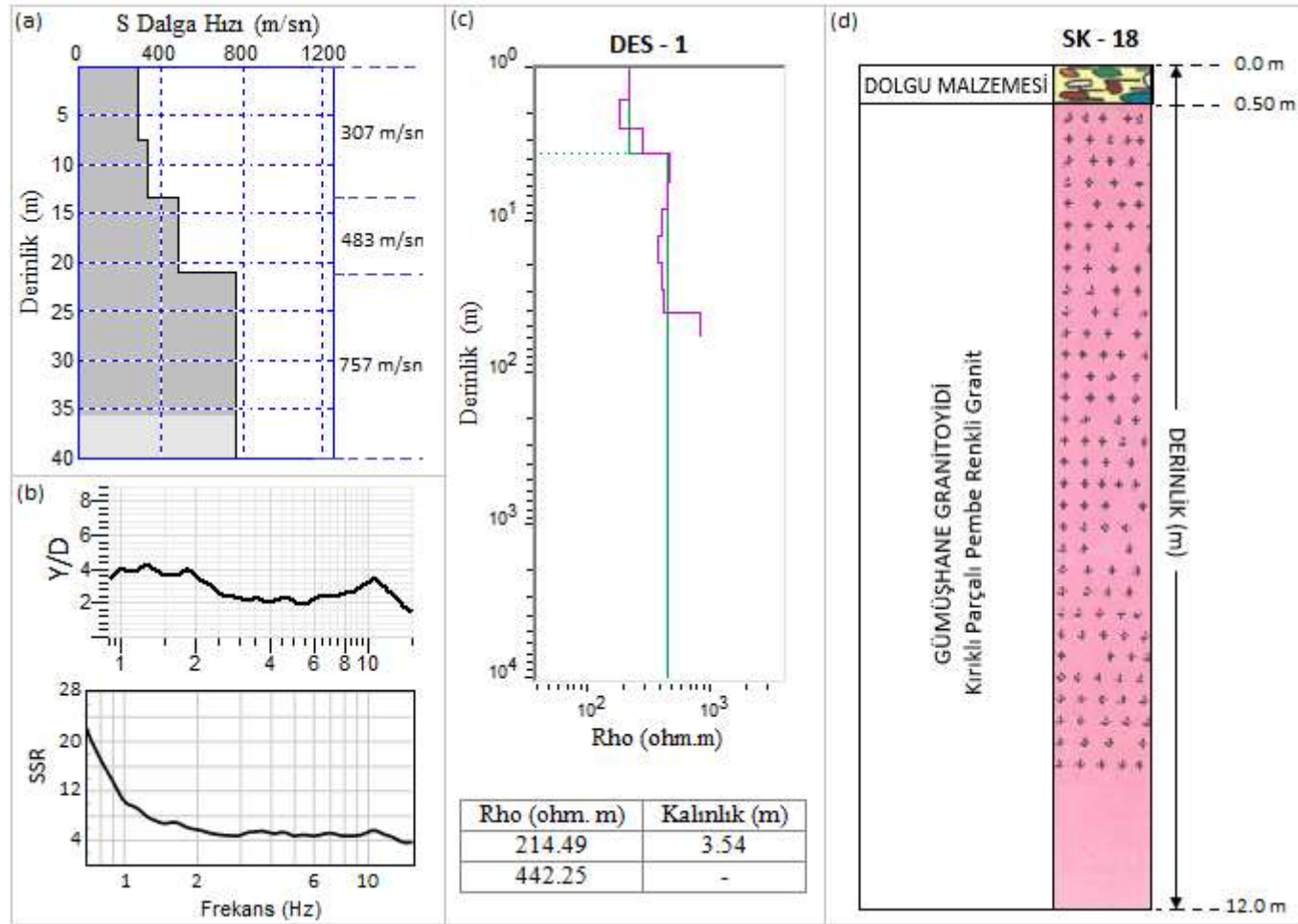
gevşek, suya kısmen doymun, gözenekli, orta yoğunlukta ve az sıkışabilir özellikte olduğu söylenebilir.

Şekil 97’de DES – 4, ÇKYDA – 11 profilleri ile M230 ölçüm noktasına ait değerlendirme sonuçları ve SK – 14 nolu sondaj kuyusu logu verilmiştir. SK – 14 nolu kuyu logunda en üstte 1.5 m kalınlığa sahip yol dolgusu bulunmaktadır. DES – 4 profilinde de en üstte yaklaşık 1 m derinlikte dirençli bir tabaka yer almakta ve bu yüksek özdirençli tabakanın yol dolgusunun malzeme özelliği ile alakalı olabileceği düşünülmektedir. Sondaj kuyu logunda daha derine inildikçe kil, kum ve çakıl içeriğine sahip gevşek yapıdaki yamaç molozu yer almaktadır. Yamaç molozunun bulunduğu derinlik seviyesinde, DES – 4 profilinde düşük özdirenç değeri elde edilirken, SK – 14 kuyu logu ve DES – 4 profilinde daha derine gidildikçe litoloji değişirken, buna bağlı olarak özdirenç değerinin arttığı gözlenmektedir. Benzer biçimde, ÇKYDA – 11 profilinde aynı derinlik seviyesinde dolgu malzemesi ve yamaç molozu içeriği ile uyumlu olarak çok düşük S dalgası hız değeri elde edilmiştir. Bu profil üzerinde alınan M230 ölçüm noktasındaki yüksek Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü değerleri de diğer yöntemlerden elde edilen sonuçları destekleyici niteliktedir. Ayrıca SK – 14 nolu kuyu logu verisine bakıldığında, 13.5 m derinlikte yer altı suyu sızıntı seviyesinin varlığı gözlenmiştir. Bununla birlikte, dinamik/elastik parametrelere göre bu profilin orta gevşek, suya tam doymun, gözenekli, orta yoğunlukta ve orta sıkışabilir özellikte olduğu söylenebilir.

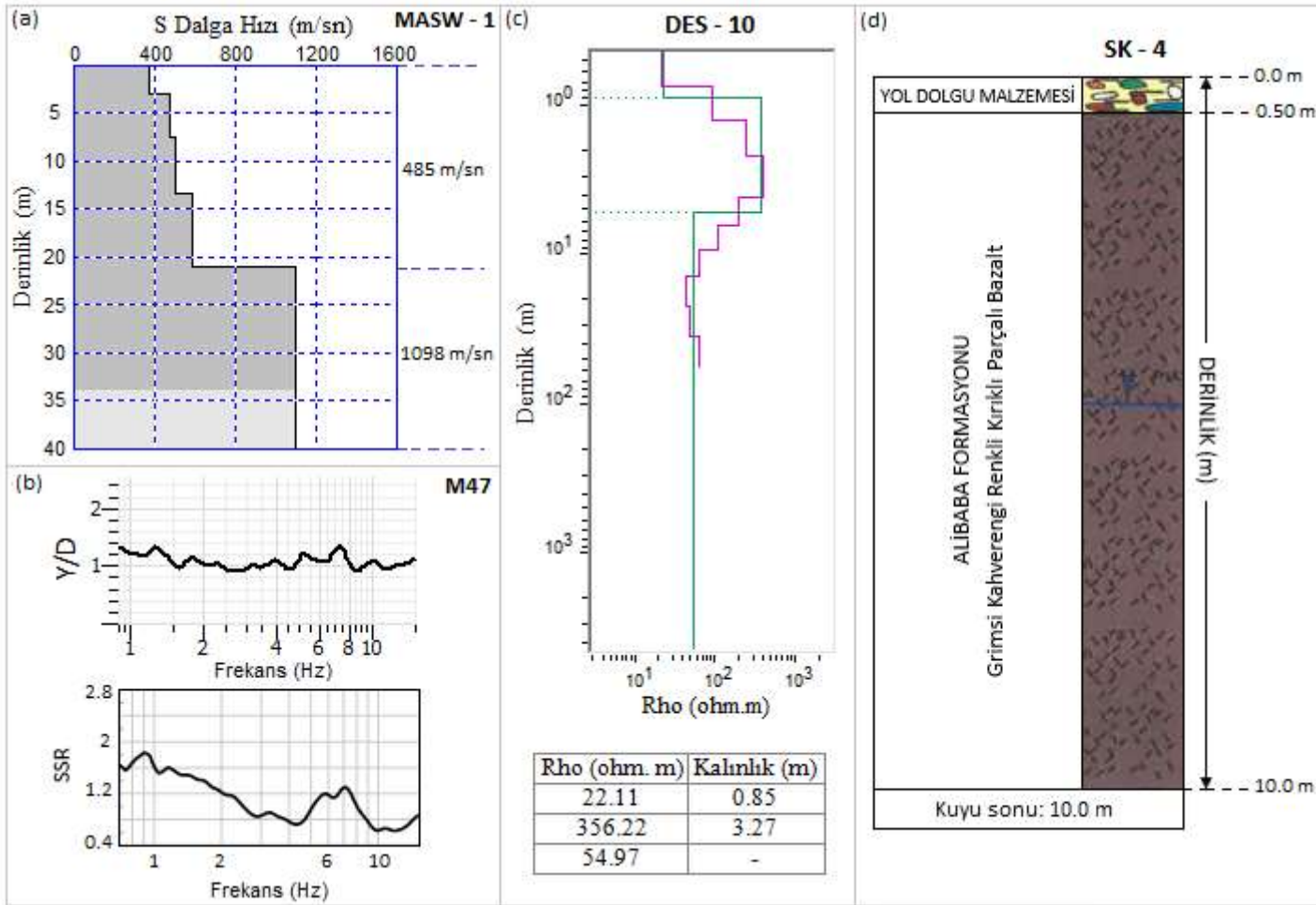
Şekil 98’de DES – 3, ÇKYDA – 12 profilleri ile M96 ölçüm noktasına ait değerlendirme sonuçları ve SK – 21 nolu sondaj kuyusu logu verilmiştir. SK – 21 nolu kuyu logunda en üstte 1.5 m kalınlığa sahip yol dolgusu bulunmaktadır. DES – 3 profilinde en üstte 1.75 m derinlikten sonra özdirenç değeri azalmakta ve SK – 21 nolu kuyu logundaki yamaç molozunun sahip olduğu kumlu, killi iri çakıl içeriğinin bunun nedeni olabileceği düşünülmektedir. SK – 21 kuyu logu ve DES – 4 profilinde daha derine gidildikçe litoloji değişirken, buna bağlı olarak özdirenç değerinin arttığı gözlenmektedir. Benzer biçimde, ÇKYDA – 12 profilinde 3 m derinlikteki en üst tabakanın dolgu malzemesi ve yamaç molozu içeriği ile uyumlu olarak düşük S dalgası hız değerine sahip olduğu gözlenmiştir. Ayrıca bu profil üzerinde alınan M96 ölçüm noktasındaki yüksek Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü değerleri de diğer yöntemlerden elde edilen sonuçları destekleyici niteliktedir. Bununla birlikte, dinamik/elastik parametrelere göre bu profilin orta gevşek, suya tam doymun, gözenekli, orta yoğunlukta ve orta sıkışabilir özellikte olduğu söylenebilir.

Şekil 99’da DES – 7, ÇKYDA – 10 profilleri ile M73 ölçüm noktasına ait değerlendirme sonuçları ve SK – 23 nolu sondaj kuyusu logu verilmiştir. SK – 23 nolu kuyu logu verisine göre 20 m derinliğe kadar alüvyon zemin tabakası yer alırken, 5 m derinlikte yer altı suyu sızıntı seviyesinin varlığı gözlenmiştir. DES – 7 profili incelendiğinde, yaklaşık 5 m kalınlıktaki ilk tabakada oldukça düşük bir özdirenç değeri varken, derine gidildikçe özdirenç değerinin 500 ohm.m seviyesine ulaştığı görülmüştür. ÇKYDA – 10 profilinde ilk 13 m derinliğe kadar düşük S dalga hızı elde edilmiş, bu derinlikten sonra hız değerinde artış meydana gelmiştir. Ayrıca M73 ölçüm noktasındaki yüksek Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü değerleri de diğer yöntemlerden elde edilen sonuçları destekleyici niteliktedir. Bununla birlikte, dinamik/elastik parametrelere göre bu profilin orta gevşek, gözenekli ve suya tam doygun, orta yoğunlukta ve orta sıkışabilir özellikte olduğu söylenebilir.

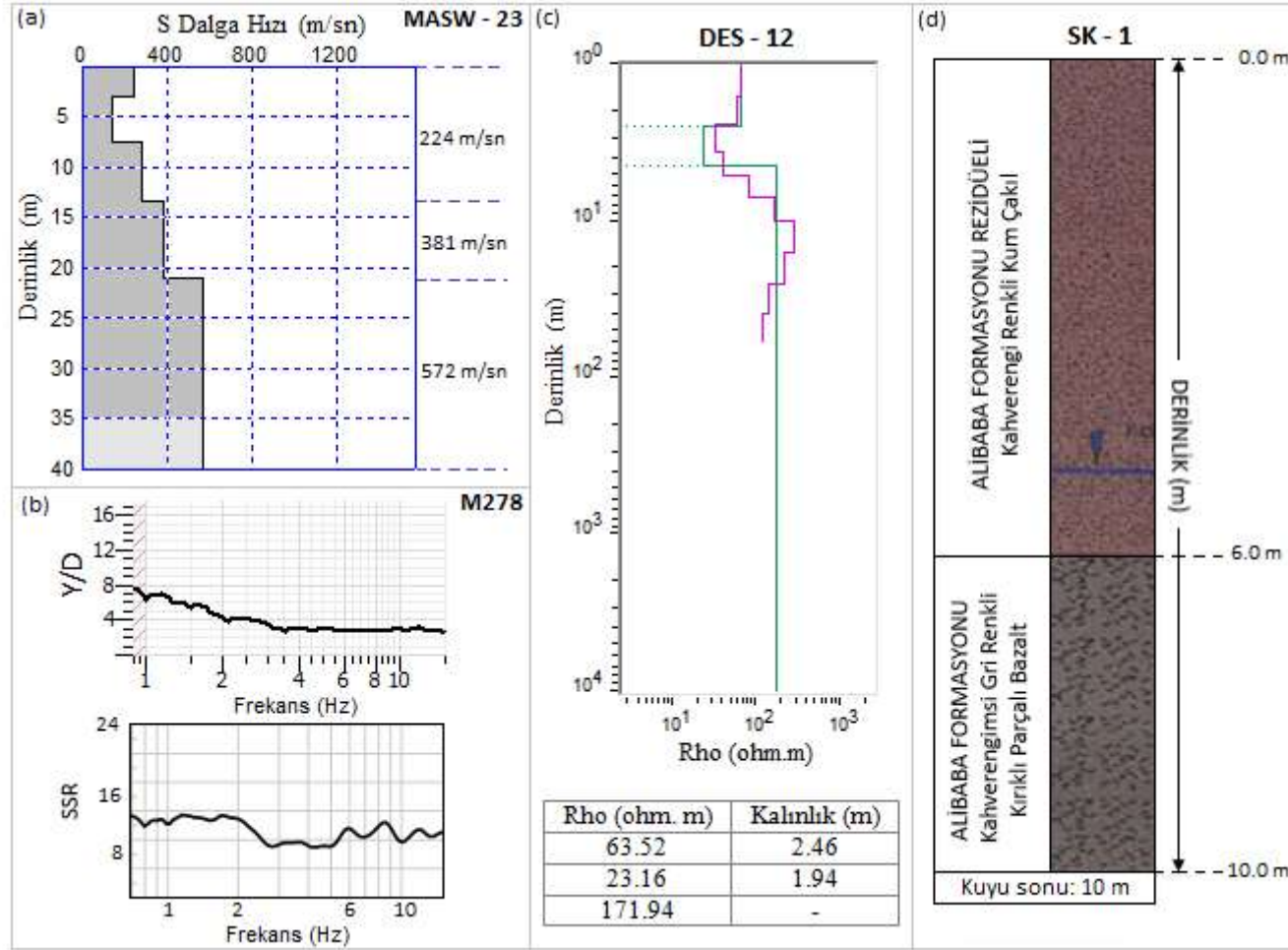
Şekil 100’de DES – 11, ÇKYDA – 22 profilleri ile M268 ölçüm noktasına ait değerlendirme sonuçları ve SK – 3 nolu sondaj kuyusu logu verilmiştir. SK – 3 nolu kuyu logu verisine göre en üstte 4.5 m kalınlığa sahip yol dolgusu bulunmaktadır. DES – 11 profilinde yaklaşık 7 m derinliğe kadar düşük özdirençli tabakalar varken, bu derinlikten sonra özdirenç değeri artış göstermektedir. Sondaj logunda da bu derinlik seviyesinden sonra litoloji değişmekte ve daha sağlam içeriğe sahip Alibaba formasyonunun varlığı gözlenmektedir. Benzer şekilde ÇKYDA – 22 profilinde yaklaşık 20 m derinliğe kadar olan tabakalar çok düşük S dalgası hız değerine sahiptir. Bununla birlikte M268 ölçüm noktasındaki Y/D oran ve SSO zemin büyütme faktörü değerleri yüksektir. Ayrıca bu profilin, düşük yoğunluklu, gevşek, gözenekli ve az sıkışabilir özellikte olduğu söylenebilir.



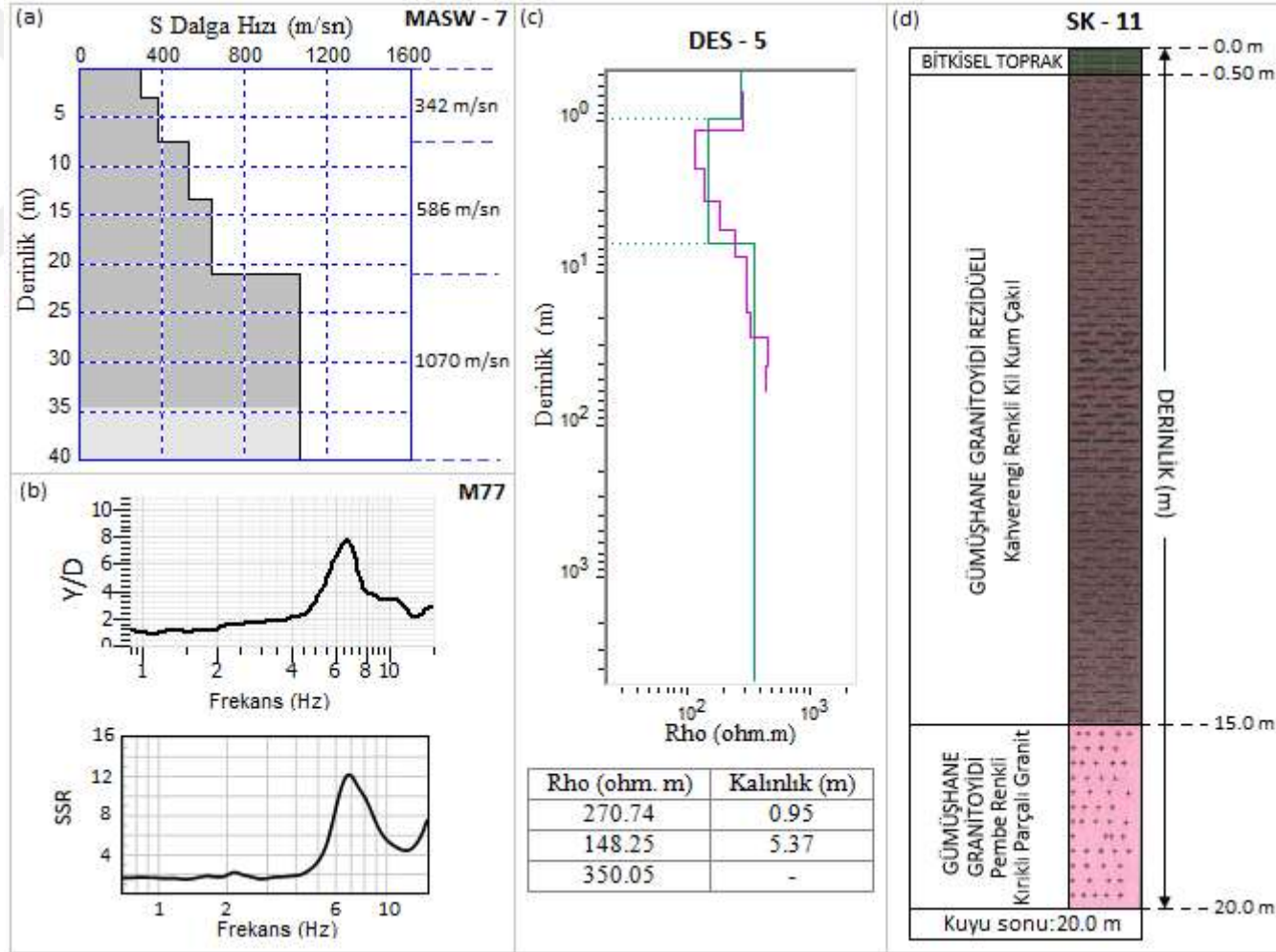
Şekil 92. Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 17 profili S dalgası hız modeli, (b) M138 noktasına ait Y/D ve SSR eğrileri, (c) DES – 1 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 18 nolu sondaj kuyu logu



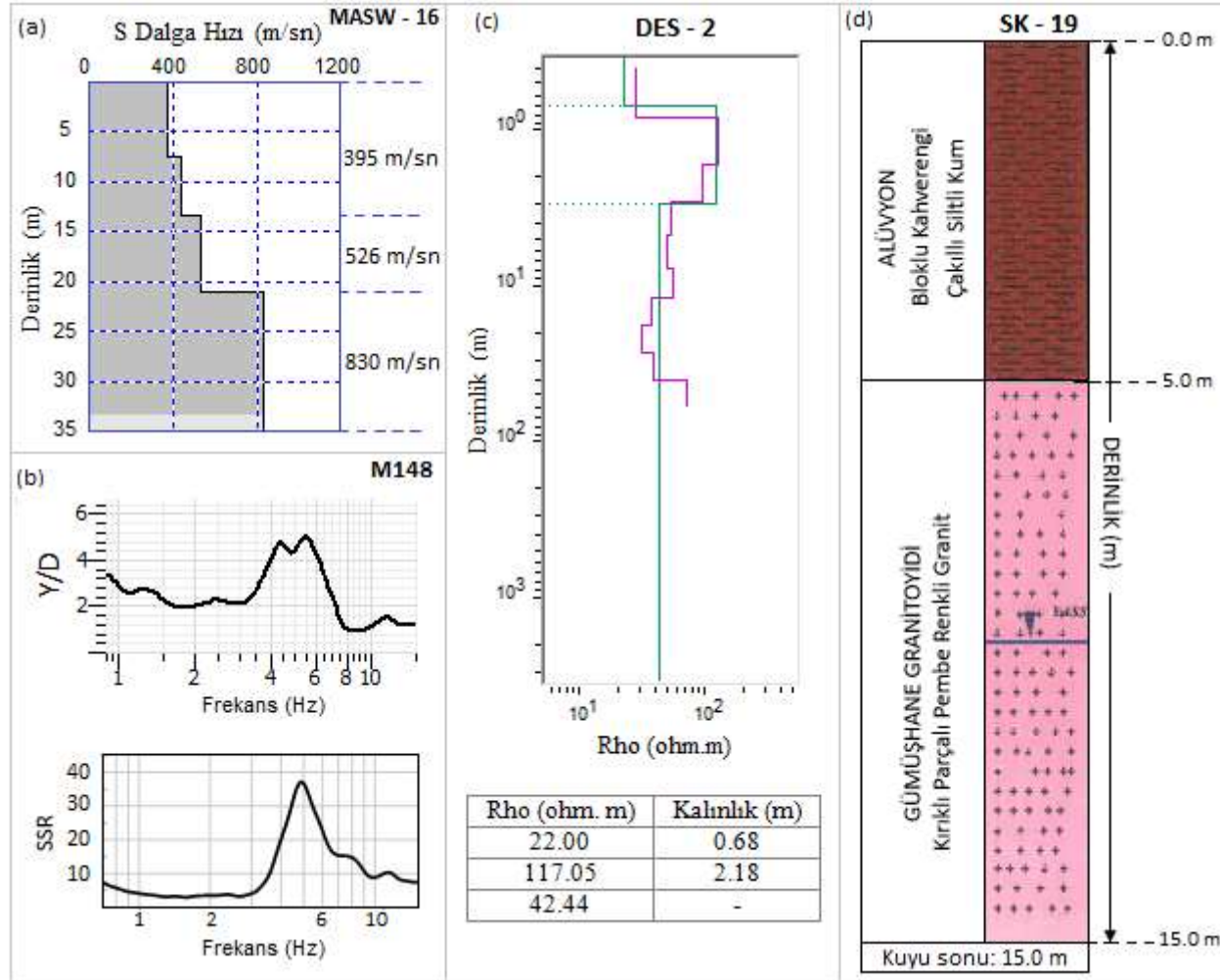
Şekil 93. Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 1 profili S dalgası hız modeli, (b) M47 noktasına ait Y/D ve SSR eğrileri, (c) DES – 10 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 4 nolu sondaj kuyu logu



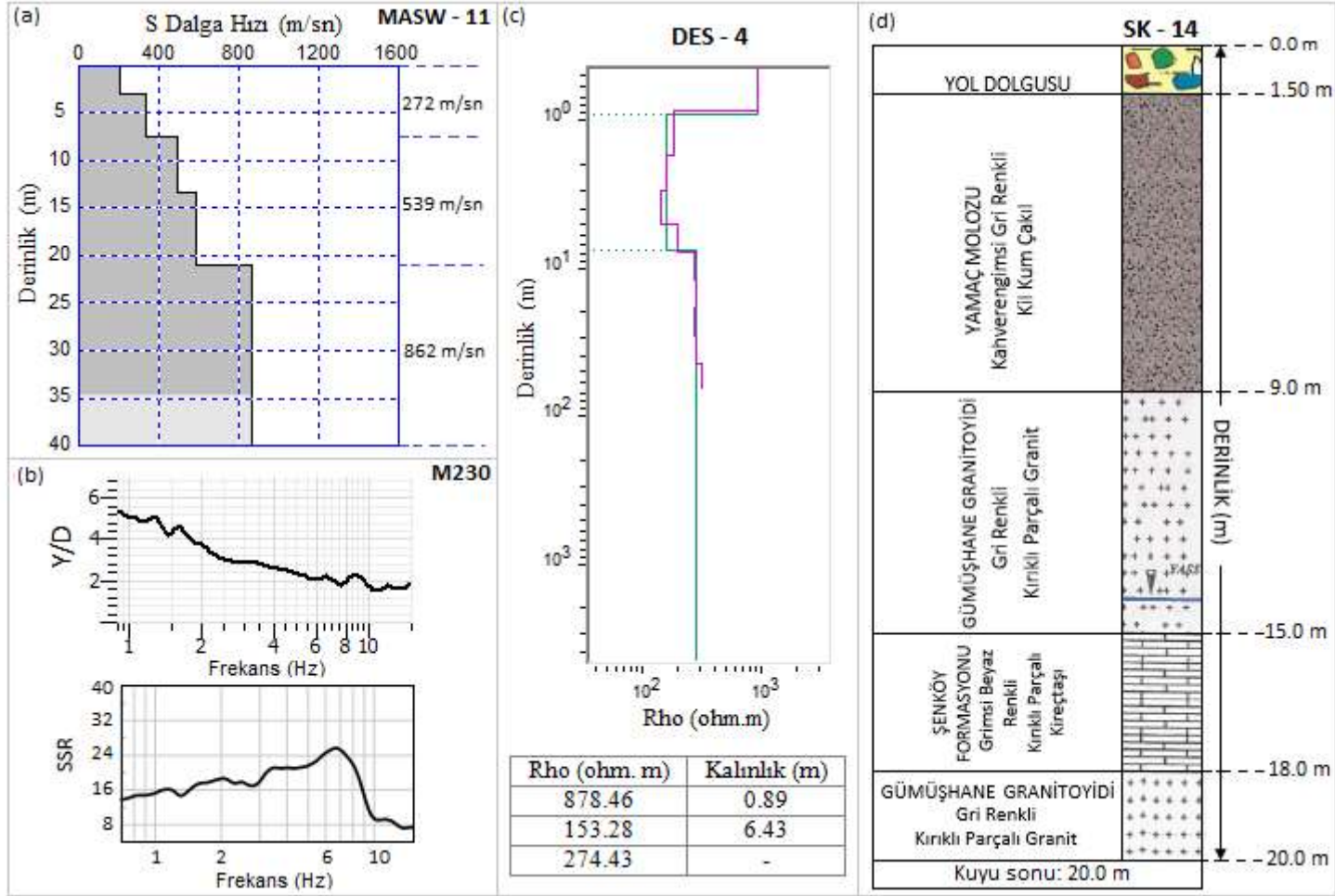
Şekil 94. Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 23 profili S dalgası hız modeli, (b) M278 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 12 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 1 nolu sondaj kuyu logu



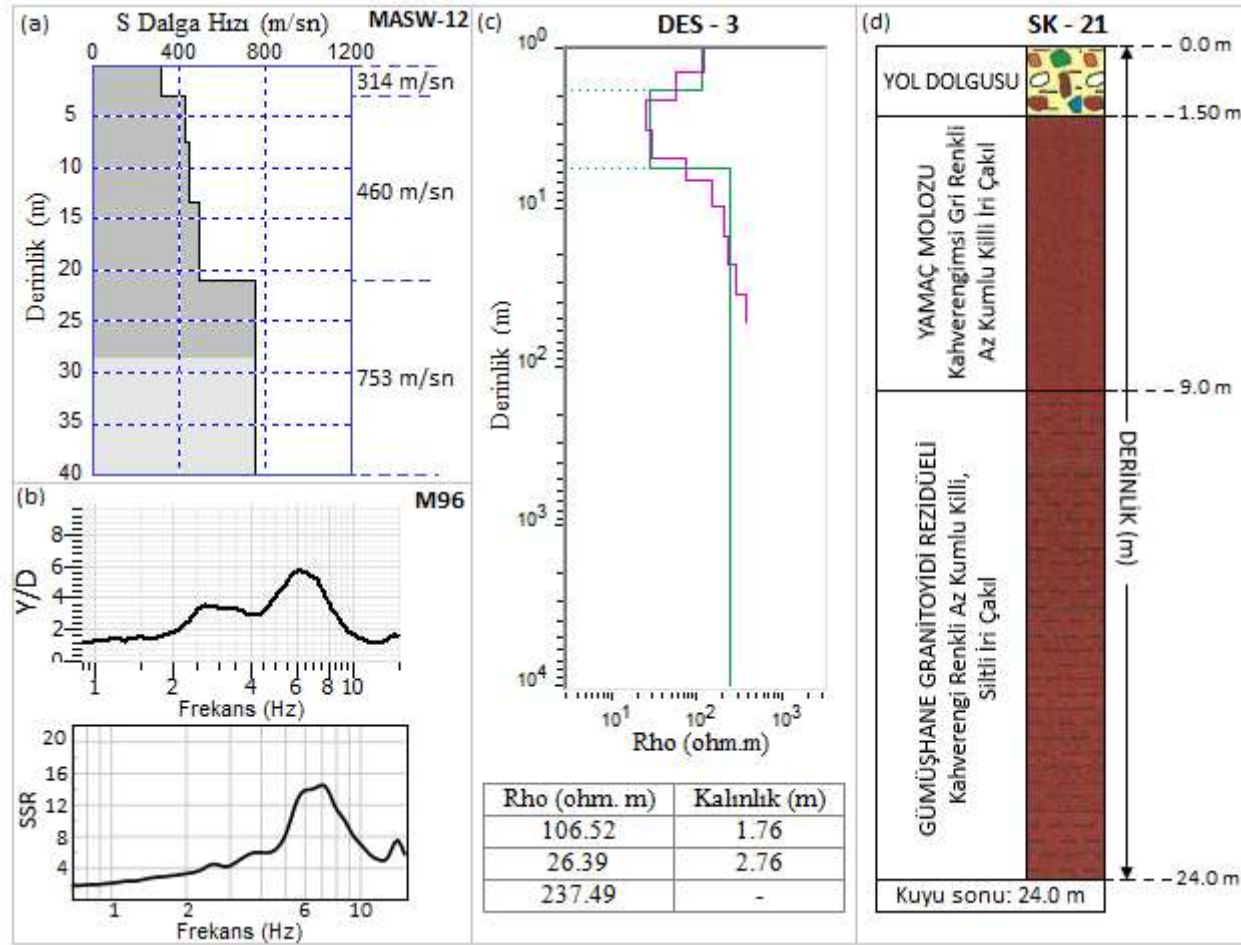
Şekil 95. Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 7 profili S dalgası hız modeli, (b) M77 noktasına ait Y/D ve SSR eğrileri, (c) DES – 5 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 11 nolu sondaj kuyu logu



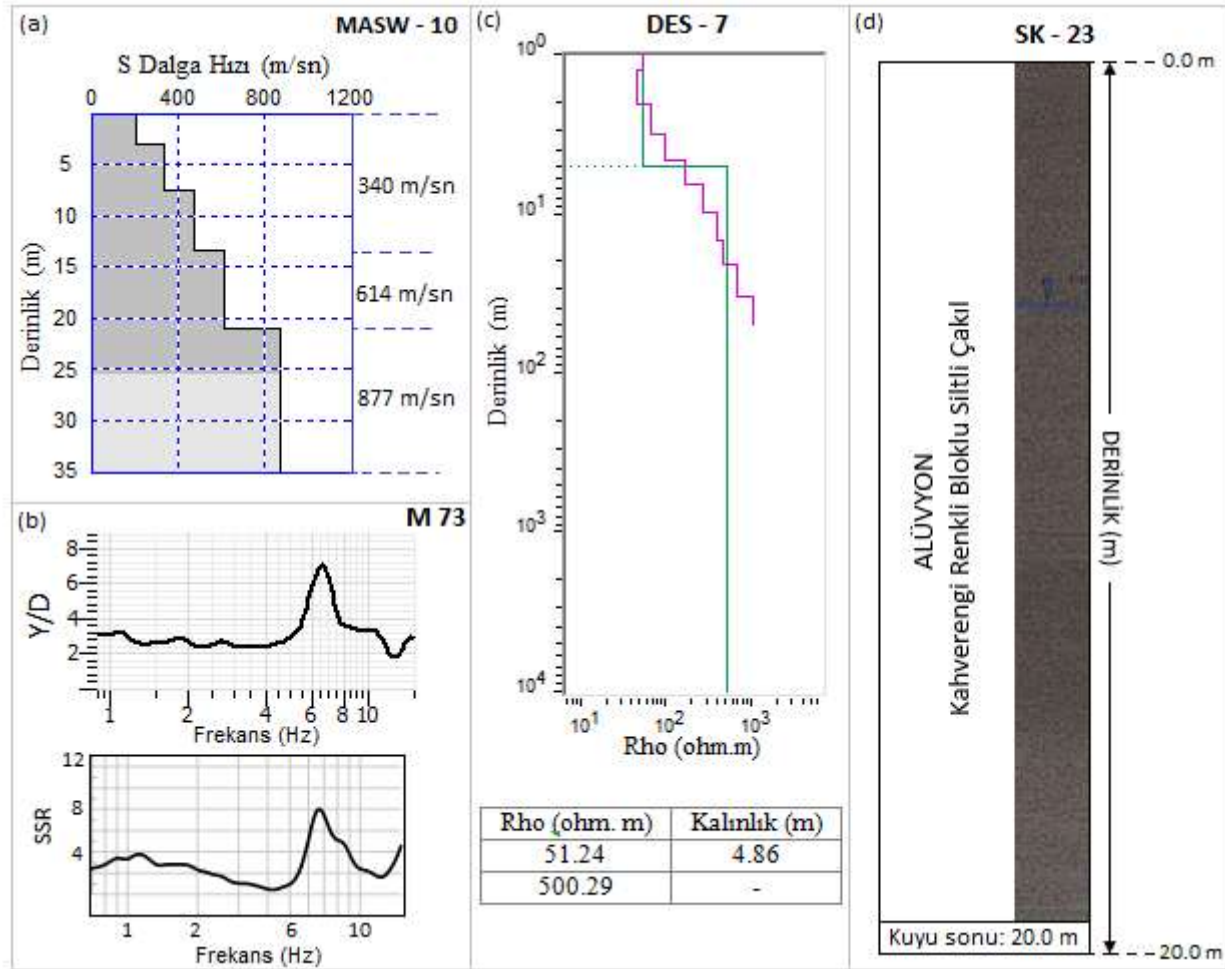
Şekil 96. Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 16 profili S dalgası hız modeli, (b) M148 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 2 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 19 nolu sondaj kuyu logu



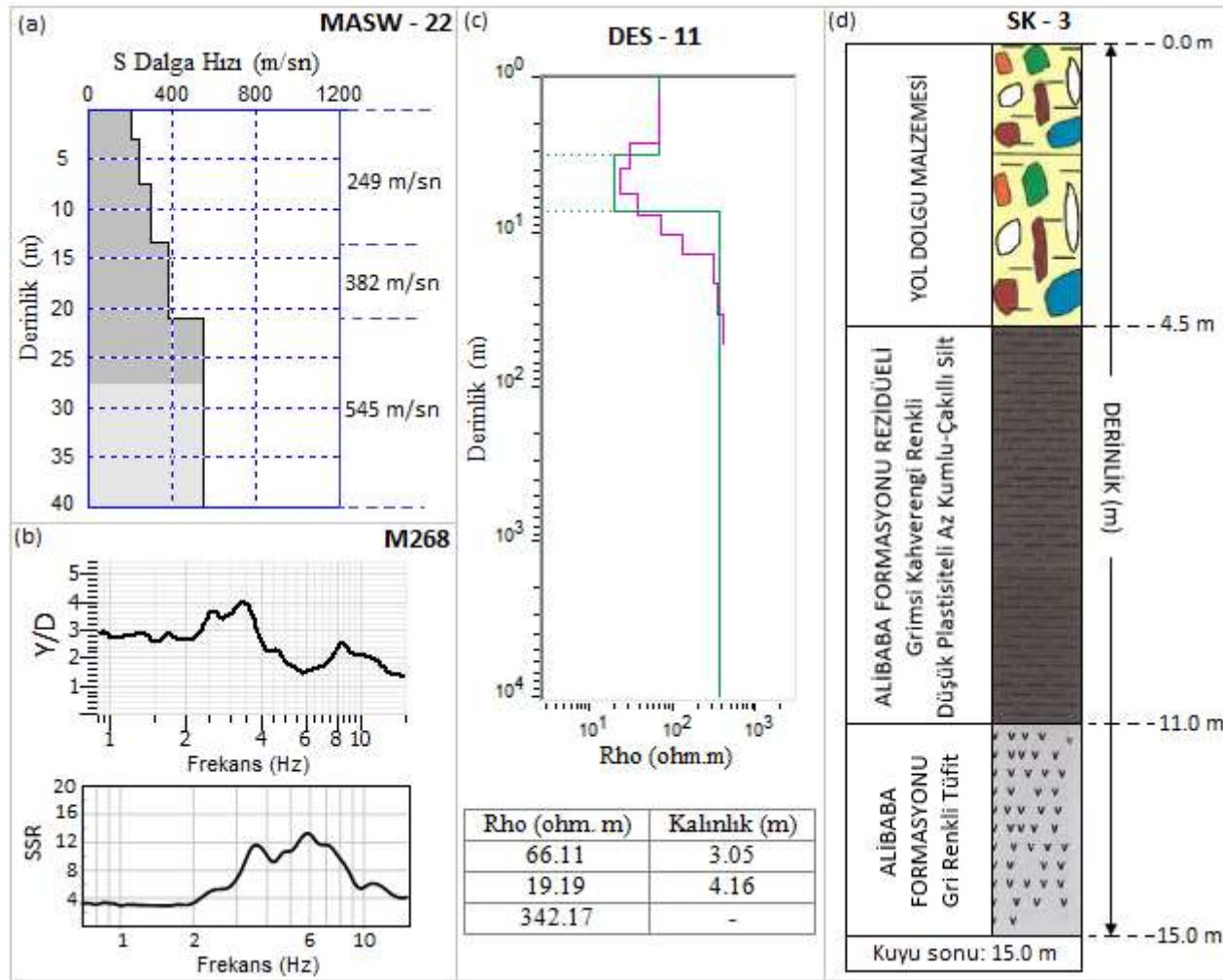
Şekil 97. Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 11 profili S dalgası hız modeli, (b) M230 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 4 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 14 nolu sondaj kuyu logu



Şekil 98. Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 11 profili S dalgası hız modeli, (b) M230 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 4 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 14 nolu sondaj kuyu logu



Şekil 99. Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 10 profili S dalgası hız modeli, (b) M73 noktasına ait Y/D ve SSR eğrileri, (c) DES – 7 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 23 nolu sondaj kuyu logu



Şekil 100. Farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulguların karşılaştırılması (a) ÇKYDA – 22 profili S dalgası hız modeli, (b) M268 noktasına ait Y/D ve SSO eğrileri, (c) DES – 11 profiline ait tabaka modeli ve tabaka parametreleri (d) SK – 3 nolu sondaj kuyu loğu

## 5.7. İnceleme Alanının Deprem Tehlike Analizi

Tektonik açıdan dünyanın en aktif bölgelerinden biri olan Türkiye'nin üzerinde bulunduğu Anadolu levhası, güneyde Arap ve Afrika, kuzeyde Avrasya levhaları, doğuda Doğu Anadolu Bloğu ve batıda Ege Bloğu ile çevrilidir. Dünyanın en büyük levhalardan biri olan Avrasya levhası, Arap ve Afrika levhalarına göre daha yavaş hareket etmektedir ve Türkiye'nin depremselliği bu levha hareketlerinin bir sonucudur. Ülkemizde birçok depremin meydana gelmesinde etkili olan önemli fay zonları bulunmaktadır ve bunlardan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) inceleme alanını etkileyebilecek en yakın zondur. Sağ yönlü doğrultu atımlı bir zon olan KAFZ ~1600 km uzunluğunda ve doğudan batıya doğru ~100 m ile 10 km arasında değişen genişliğe sahiptir. Tarihsel dönem deprem verilerine bakıldığında, ülkemizdeki toplam yıkıcı deprem sayısının yaklaşık %30' luk kısmının KAFZ üzerinde meydana geldiği görülmektedir. 1902'den beri magnitütleri  $4.7 \leq M \leq 6.9$  olan depremlerle KAFZ'in orta bölümünden batıya doğru bir yer değiştirmenin yanında, 1939'dan başlayarak Erzincan'ın doğusunda ikinci bir aktivite (26 Aralık 1939,  $M_s=7.9$ ; 13 Mart 1992,  $M_s=6.8$ ) bölgesinin oluştuğu görülmüştür.

Bir bölgenin depremselliği, o bölgede meydana gelen depremlerin büyüklüğü ve tekrarlanma sayıları ile ifade edilmektedir (Ketin, 1977). İnceleme alanının bulunduğu Gümüşhane ili depremsellik açısından sakin bir bölge olarak nitelendirilse de KAFZ'a olan yakınlığı sebebiyle bu zonda meydana gelebilecek büyük depremlerden etkilenme potansiyeline sahip konumdadır. Bundan dolayı inceleme alanı için deprem tehlikesi, tanımsal ve olasılıksal yaklaşımlar kullanılarak ayrı ayrı incelenmiştir.

### 5.7.1. İnceleme Alanının Tanımsal Deprem Tehlike Analizi

Zaman boyutundan bağımsız olarak belirlenen tanımsal deprem tehlike analizi, bir bölgede meydana gelebilecek en büyük depremin yaratacağı yer hareketinin düzeyi olarak açıklanabilir. Tanımsal deprem tehlikesinin belirlenmesinde farklı araştırmacılar tarafından geliştirilen fay boyu - magnitüd ilişkileri kullanılmaktadır (Tablo 27).

Tablo 27. Farklı araştırmacılar tarafından geliştirilen fay boyu (L) ve magnitüd (M) ilişkileri (Özçep, 2007).

Araştırmacılar	M-L İlişkileri	Sınır Koşulları	Magnitüd Türü
Ambraseys ve Zatopek (1968)	$M = (0.881 \log(L)) + 5.62$	$5.8 \leq M \leq 8.0$	Ms
Bolinger (1968)	$M = (0.79 \log(L)) + 6.04$	$5.8 \leq M \leq 8.0$ (Sığ deprem)	Ms
Bolinger (1968)	$M = (1 \log(L)) + 5.47$	$5.8 \leq M \leq 8.0$ (Derin deprem)	Ms
Douglas ve Ryall (1975)	$M = (\log(L) + 4.673) / 0.9$	$M > 6.4$	Ms
Ezen (1981)	$M = (\log(L) + 2.19) / 0.577$	$6.0 \leq M \leq 8.0$	Ms
Matsuda (1975)	$M = (\log(L) + 2.9) / 0.6$	-	Ms
Patwardan ve diğ. (1975)	$M = (\log(L) \cdot 2.7) + 2.88$	$M < 6.0$	Ms
Patwardan ve diğ. (1975)	$M = (\log(L) \cdot 1.1) + 5.13$	$M > 6.0$	Ms
Tocher (1958)	$M = (\log(L) + 5.76) / 1.02$	$M < 6.0$	Ms
Toksöz ve diğ. (1979)	$M = (\log(L) + 3.62) / 0.78$	$5.9 \leq M \leq 7.9$	Ms
Gündoğdu (1986)	$M = (\log(L) + 4.025) / 0.82$	-	Ms
Wells ve Coppersmith (1994)	$M = 5.16 + (1.12 \log(L))$	Doğrultu Atımlı	Mw
Wells ve Coppersmith (1994)	$M = 5 + (1.22 \log(L))$	Ters	Mw
Wells ve Coppersmith (1994)	$M = 4.86 + (1.32 \log(L))$	Normal	Mw
Wells ve Coppersmith (1994)	$M = 5.08 + (1.16 \log(L))$	Tüm Fay Türleri	Mw

Ms: Yüzey Dalgası magnitüdü; Mw: Moment magnitüdü

İnceleme alanı olan Gümüşhane ili merkez ilçesini depremsellik açısından etkileyebilecek olan ana kaynak KAFZ'dır. Ayrıca tarihsel deprem kayıtları da KAFZ'ın bu bölge ve yakın çevresi için meydana getirdiği etkiyi doğrular niteliktedir. Bu sebeple inceleme alanı için belirlenecek deprem tehlikesinin analizinde deprem oluşturma potansiyeline sahip ana fay sistemi olan KAFZ'ın değerlendirilmesi uygun görülmüştür. KAFZ'ın inceleme alanına olan konumu ve etki edebileceği kısımlar dikkate alındığında, fayın bu bölgeye yakın en küçük segment boyuna sahip Erzincan segmenti'nin uzunluğu (42 km, Emre ve diğ. 2018) tanımsal tehlike analizinde olası kırılma boyu olarak kullanılmıştır. Bu olası kırılma boyu için seçilen fay uzunluğu Tablo 27'daki ilişkiler kullanılarak KAFZ'da olması muhtemel deprem büyüklükleri tanımsal yaklaşımla hesaplanmıştır (Tablo 28). Bu yaklaşımda proje depremi için magnitüd değeri olarak, Tablo 27'de verilen ilişkilerden hesaplanan değerlerin ortalaması ( $M=7.0$ ) alınmıştır. Bu hesaplamalar neticesinde, KAFZ'ın inceleme alanı ve çevresinde üretebileceği olası deprem magnitüdü (büyüklüğü)  $M=7.0$  olarak kabul edilebilir.

Tablo 28. KAFZ’da olası kırılma boyu 42 km için deterministik yaklaşımla hesaplanan magnitüd değerleri

Araştırmacılar	Olması Muhtemel Deprem Magnitüdüleri (M)
Ambraseys ve Zatopek (1968)	7.1
Bolinger (1968)	7.3
Bolinger (1968)	7.1
Douglas ve Ryall (1975)	7.0
Ezen (1981)	6.6
Matsuda (1975)	7.5
Patwardan ve diğ. (1975)	7.3
Patwardan ve diğ. (1975)	6.9
Tocher (1958)	6.7
Toksöz ve diğ. (1979)	6.7
Gündoğdu (1986)	6.9
Wells ve Coppersmith (1994)	7.0
Wells ve Coppersmith (1994)	7.0
Wells ve Coppersmith (1994)	7.0
Wells ve Coppersmith (1994)	7.0
Ortalama	7.0

### 5.7.2. İnceleme Alanının Olasılıksal Deprem Tehlike Analizi

Tarihsel deprem kayıtları incelendiğinde, bölgesel açıdan Gümüşhane İli ve yakın çevresinde (KAFZ etrafında) genellikle magnitüdü  $M > 5.0$  depremlerin meydana geldiği görülmektedir (Öztürk, 2017). Gümüşhane ili merkez ilçesinde yapılan Olasılıksal deprem tehlike analizi için B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi (KRDAE- BDTİM) veri tabanından (URL-8, 2022), inceleme alanı ve civarı dikkate alınarak 100 km yarıçaplı alan içerisinde 1900-2022 yılları arasında (122 yıllık periyot için) meydana gelen magnitüdü  $M \geq 4.0$  olan deprem kayıtları seçilmiştir (Şekil 101 ve Tablo 29).

Bu çalışma kapsamında deprem tehlike analizi çalışmalarında çoğunlukla tercih edilen ve büyük depremler için de duyarlı ölçek olarak tanımlanan moment magnitüdü ( $M_w$ ) kullanılmıştır. Bu nedenle kullanılan deprem verilerinin magnitüdlerini homojen bir hale getirmek için magnitüd dönüşümleri yapılmıştır. Kadirioğlu ve Kartal (2016) tarafından Türkiye’de 1900-2019 yılları arasında magnitüdü  $M \geq 4.0$  olan depremler kullanılarak elde edilen ve aşağıda verilen dönüşüm bağıntıları ile tüm magnitüdüler ( $M_s$ ,

Mb, MI, Md) moment magnitudüne ( $M_w$ ) dönüştürülmüş ve katalog homojen hale getirilmiştir:

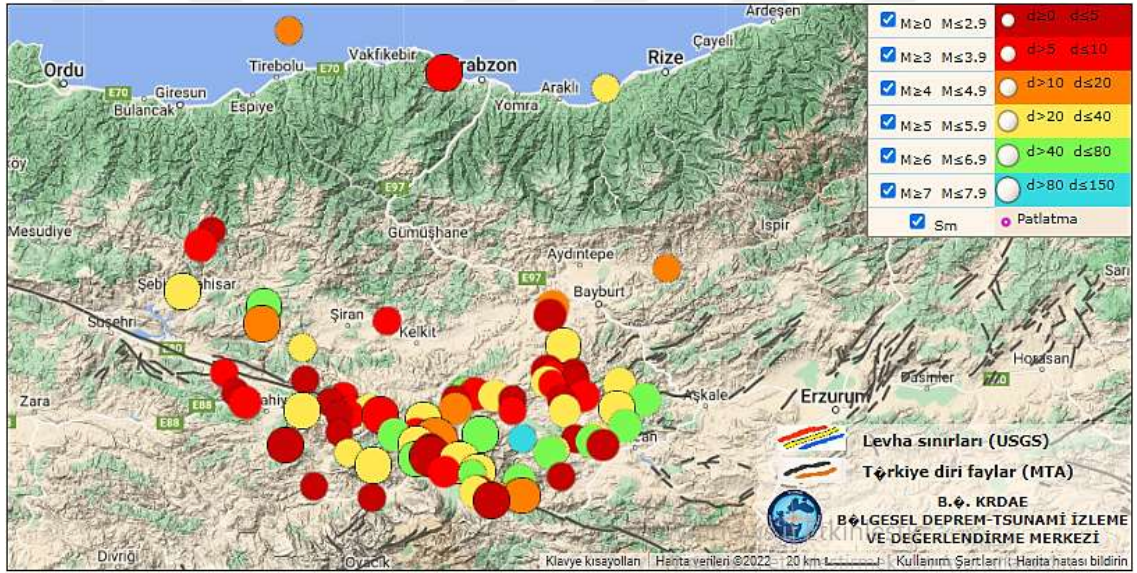
$$M_w = 0.6524 M_s + 2.1199 \quad M_s \leq 5.4 \quad (74)$$

$$M_w = 0.7905 M_s + 1.3044 \quad M_s \geq 5.5 \quad (75)$$

$$M_w = 0.7947 M_d + 1.3420 \quad (76)$$

$$M_w = 1.0319 M_b + 0.0223 \quad (77)$$

$$M_w = 0.8095 M_I + 1.3003 \quad (78)$$



Şekil 101. İnceleme alanı ve yakın çevresinde 1900-2022 yılları arasında meydana gelen depremlerin ( $M \geq 4.0$ ) episantır dağılımları (URL-8, 2022).

Tablo 29. İnceleme alanı ve civarını içeren 100 km yarıçapındaki bölgede 1900-2022 yılları arasında meydana gelen depremlerin ( $M_w \geq 4.0$ ) bilgileri (URL-8, 2022).

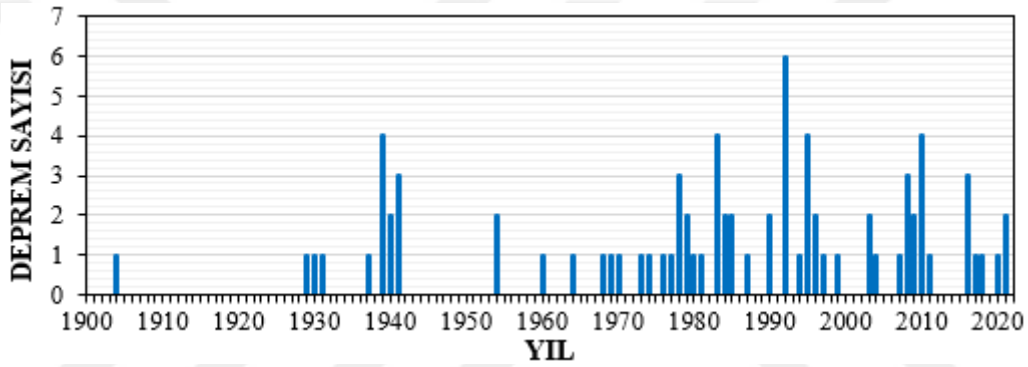
Deprem No	Oluş Tarihi (gün.ay.yıl)	Oluş Zamanı (saat:dak:sn)	Enlem ( $^{\circ}$ K)	Boylam ( $^{\circ}$ D)	Derinlik (km)	Magnitüd ( $M_w$ )
1	25.05.2021	21:37:51.26	40.0280	40.1185	5	4.2
2	20.03.2021	05:51:57.91	39.8300	39.0897	3.4	4.3
3	28.10.2020	09:16:14.29	39.7883	40.2472	5	4.5
4	03.03.2018	09:05:48.82	39.9880	40.0213	6.4	4.3
5	20.05.2017	11:05:00.31	39.7798	39.4897	5	4.3
6	16.12.2016	21:21:48.78	39.6328	39.7052	1.3	4.5
7	20.11.2016	22:52:35.66	40.0277	38.5855	5.6	4.0
8	09.05.2016	03:57:19.90	39.9400	39.8480	5	4.1
9	22.09.2011	03:22:36.00	39.7872	38.8510	5	5.5
10	26.12.2010	15:34:02.26	40.0215	40.0207	5.1	4.9
11	23.03.2010	19:33:14.17	39.9658	38.6308	5	4.7
12	09.03.2010	18:14:34.67	39.9053	39.1473	5.4	4.5
13	09.03.2010	15:35:02.77	39.8875	39.1383	5.5	4.7
14	30.07.2009	07:37:50.25	39.6025	39.7580	3.3	5.3
15	15.04.2009	22:21:37.32	40.3755	40.5307	10.1	4.7
16	17.09.2008	12:08:11.95	40.0348	40.0032	5	5.1
17	20.06.2008	08:23:39.30	41.1600	38.8700	12	4.6
18	04.06.2008	09:48:18.20	39.6500	38.9800	5	4.5
19	29.12.2007	14:05:48.78	40.0080	38.9428	5	4.6
20	23.05.2004	22:41:05.10	39.9300	39.0500	5	4.6
21	11.10.2003	23:33:09.70	39.8900	39.0900	5	4.5
22	23.03.2003	17:08:26.10	39.9500	39.1100	10	4.5
23	31.07.1999	23:27:24.70	39.9400	39.6000	0	4.5
24	13.03.1997	02:59:44.60	39.7700	40.0400	24	4.7
25	21.03.1996	11:18:04.40	39.8100	40.1200	0	4.8
26	14.02.1996	07:43:18.70	39.6100	39.2300	0	4.5
27	11.12.1995	07:00:30.20	39.6800	40.0600	0	4.5
28	18.06.1995	21:42:22.40	39.9000	39.8500	9	4.5
29	29.01.1995	13:37:09.40	39.9400	40.0600	0	4.5
30	29.01.1995	06:42:45.20	40.0100	40.1300	1	4.6
31	05.09.1994	22:28:09.70	39.8100	39.8900	94	4.5
32	10.09.1992	01:07:48.90	39.6200	39.7800	33	4.3
33	21.03.1992	23:15:50.70	39.6200	39.8700	15	4.8
34	14.03.1992	01:24:34.50	39.6300	39.6900	22	4.8
35	13.03.1992	22:47:43.20	39.9600	39.6800	10	4.8
36	13.03.1992	18:37:57.30	39.8700	39.4600	34	4.9
37	13.03.1992	17:18:39.40	39.7200	39.6300	23	6.3
38	22.04.1990	00:49:14.00	40.2000	39.3000	10	4.1
39	20.04.1990	23:30:05.10	40.1200	40.0700	22	5.2
40	14.05.1987	22:24:00.40	39.9500	40.1600	10	5.0
41	12.08.1985	02:54:44.20	39.9500	39.7700	29	5.1

Tablo 29'un devamı

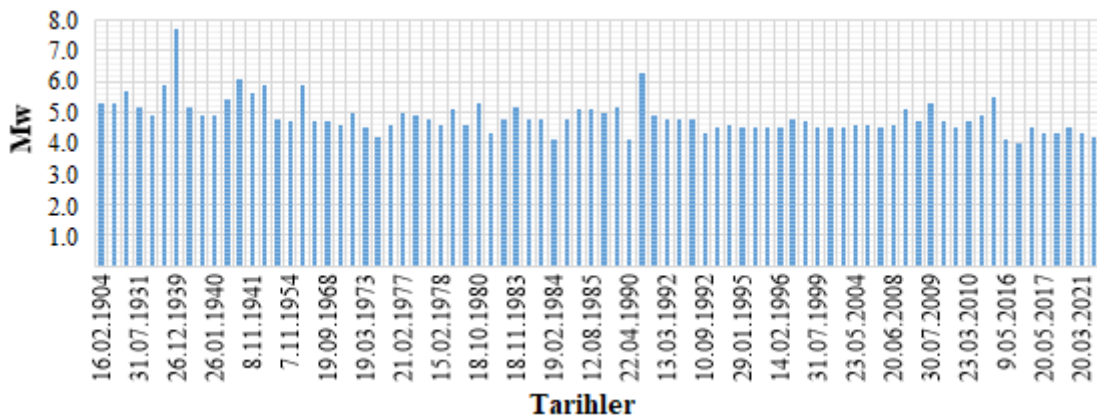
42	28.06.1985	18:19:40.50	40.2200	40.0100	0	5.1
43	15.05.1984	17:41:36.50	39.8200	39.4300	10	4.8
44	19.02.1984	02:11:06.00	40.5000	38.5300	3	4.1
45	20.11.1983	16:04:35.50	39.8200	39.3300	47	4.8
46	18.11.1983	02:07:25.90	39.9000	39.2200	33	4.8
47	18.11.1983	01:15:37.50	39.7900	39.4300	37	5.2
48	20.04.1983	10:00:52.40	39.9300	38.6800	10	4.8
49	04.02.1981	22:11:23.90	40.9700	40.2600	33	4.3
50	18.10.1980	03:14:10.40	39.9100	40.3100	37	5.3
51	20.01.1979	03:46:05.30	39.9700	39.6400	42	4.6
52	19.01.1979	23:36:58.80	39.9100	39.6000	11	5.1
53	15.02.1978	05:47:53.20	39.6900	39.6700	42	4.6
54	15.02.1978	03:27:43.70	39.7600	40.0100	54	4.8
55	15.02.1978	03:17:39.40	39.6700	39.8800	48	4.9
56	21.02.1977	13:02:30.80	39.9000	40.0800	33	5.0
57	19.10.1976	23:08:51.50	40.1100	38.9300	39	4.6
58	27.10.1974	23:26:33.70	39.7600	39.1300	24	4.2
59	19.03.1973	12:20:07.90	39.9900	40.3200	33	4.5
60	01.12.1970	11:57:30.00	39.9000	38.9300	26	5.0
61	10.01.1969	01:23:13.00	39.8000	40.2000	56	4.6
62	18.09.1968	06:17:03.00	39.8100	40.2100	25	4.7
63	24.02.1964	11:32:19.00	39.8500	40.3400	57	4.7
64	26.01.1960	09:52:15.00	40.1900	38.7500	20	5.9
65	07.11.1954	22:52:55.50	40.2500	40.0300	20	4.7
66	24.10.1954	00:44:36.00	40.0000	40.0000	30	4.8
67	12.11.1941	10:04:59.20	39.7400	39.4300	70	5.9
68	08.11.1941	12:16:00.00	39.7000	39.7000	30	5.6
69	08.11.1941	00:00:01.00	39.7400	39.5000	5	6.1
70	22.04.1940	12:20:43.30	39.6200	39.8900	20	5.4
71	26.01.1940	20:56:04.50	40.4500	38.4800	10	4.9
72	29.12.1939	13:18:17.30	39.7000	39.5500	10	4.9
73	29.12.1939	11:33:36.30	39.8900	39.2700	10	5.2
74	26.12.1939	23:57:20.90	39.8000	39.5100	20	7.7
75	21.11.1939	08:49:02.80	39.8200	39.7100	80	5.9
76	07.12.1937	09:31:04.30	39.9400	40.4300	60	4.9
77	31.07.1931	00:25:56.60	41.0200	39.5500	10	5.2
78	10.12.1930	10:31:29.30	39.7200	39.2400	30	5.7
79	15.09.1929	13:10:14.90	40.2500	38.7600	50	5.3
80	16.02.1904	03:45:00.00	40.3000	38.4000	30	5.3

İnceleme alanı ve çevresinin sismik aktivitesini göstermek için 100 km yarıçapındaki bölgede 1900-2022 yılları arasında meydana gelen  $M_w \geq 4.0$  magnitüdü depremlerin

sayılarının yıllara ve bu depremlerin magnitüdlerinin oluş zamanlarına göre dağılımları grafiklendirilmiştir (Şekil 102, 103). Şekil 102'deki dağılıma göre özellikle 1950 yılından sonra meydana gelen depremlerin sayısında artış olduğu görülmektedir. Bununla birlikte kaydedilen depremlerin sayısı 1992 yılında maksimum sayıya ulaşmıştır. Ayrıca 1999-2003 yılları arasında meydana gelen depremlerin sayısında azalma görülürken, 2003 yılından sonra depremlerin oluş sayılarında artış meydana gelmektedir. Şekil 103'de magnitüdüleri  $5.0 \leq M_w$  olan depremlerin çoğunlukla 1904 – 1960 yılları arasında meydana geldiği görülmektedir. Ayrıca inceleme alanı ve çevresinde, 1900 - 2022 tarih aralığındaki 122 yıllık zaman periyodunda  $M_w \geq 6.0$  olan 3 deprem meydana gelmiştir.

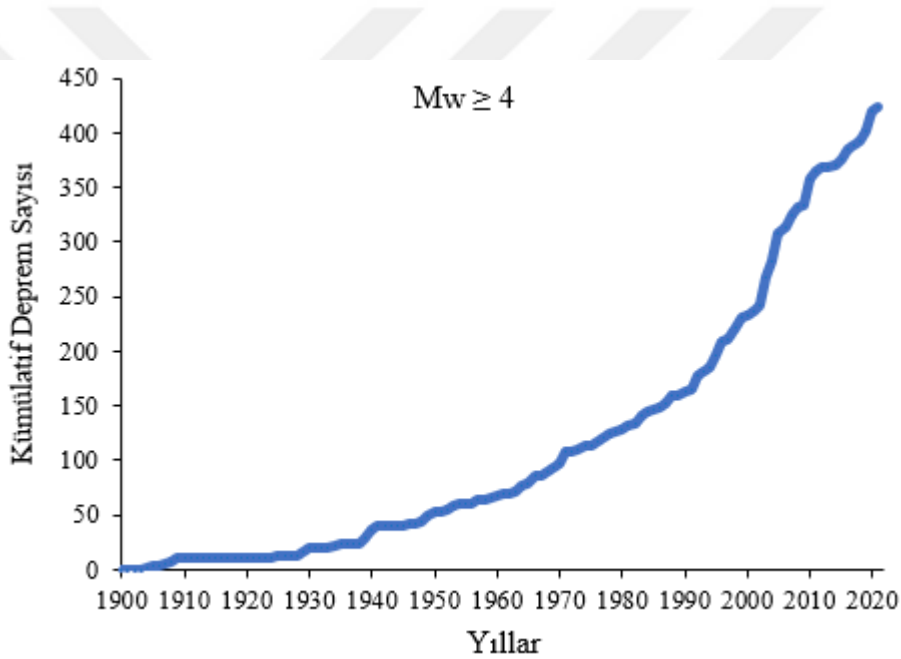


Şekil 102. 1900-2022 yılları arasında inceleme bölgesini içeren 100 km yarıçaplı alanda meydana gelen depremlerin ( $M_w \geq 4.0$ ) sayılarının yıllara göre dağılımı



Şekil 103. İnceleme alanı ve çevresinde 1904-2022 yılları arasında magnitüdüleri  $M_w \geq 1.0$  olan depremlerin zamana göre dağılımı

Deprem tehlike analizinde, verilerin eksiksiz olması, yani tamamlığı önemli bir kriterdir. Bunun anlamı, verilerin belirli bir sismojenik bölgede ve belirli bir minimum (kesme) magnitütten ( $M_{\min}$ ) daha büyük magnitütlere belirli bir zaman aralığında meydana gelen depremlerin tamamını içermesi gerektiğidir. 1900 – 2022 tarih aralığındaki 122 yıllık zaman süresince, katalog tamamlığı, zamana göre biriken olay sayısının gösterilmesiyle test edilmiştir (Al-Tarazia ve Sandvol, 2007). İnceleme alanı ve çevresi için,  $M_w \geq 4.0$  olan tüm depremlerin yıllara göre kümülatif (yığınsal) dağılımları Şekil 104’de gösterilmiştir. Bu ifadeden yola çıkarak, inceleme alanı ve çevresi için kullanılan katalogdaki depremlere ait en küçük magnitüd değeri, minimum magnitüd olarak seçilmiştir ( $M_{\min} = 4.0$ ).



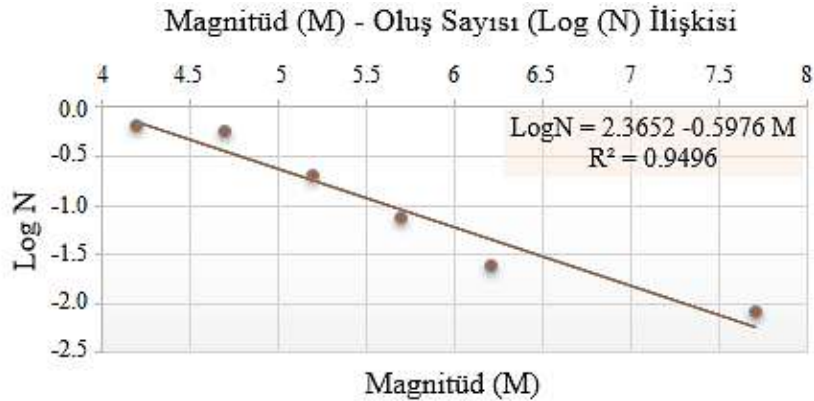
Şekil 104. İnceleme alanı ve çevresinde  $M_w \geq 4.0$  için 122 yıllık bir periyotta (1900 – 2022) meydana gelen depremlerin yıllara göre kümülatif dağılımı

Tablo 29’deki deprem verileri yardımıyla Bölüm 2.3.2.1’de verilen Poisson Olasılık dağılımı ilkeleri kullanılarak inceleme alanı için Olasılıksal Deprem Tehlike Analizi “Zemin-Jeofizik-Analiz” (Özçep, 2021) Microsoft®Excel yazılım programı ile yapılmıştır. İnceleme alanı için yapılan Olasılıksal deprem tehlike analizinde öncelikle Tablo 30’da 0.5 birim aralıklarla verilen magnitüd değerlerinden yararlanılarak her bir magnitüd aralığı için ortalama değerler belirlenmiştir. Daha sonra depremlerin yığınsal (kümülatif) oluş sayıları

( $\Sigma Ni$ ) hesaplanmış ve gözlem süresine ( $t=122$  yıl) oranlanarak logaritmaları alınmıştır (Tablo 30).

Tablo 30. Poisson olasılık dağılımı kullanılarak hesaplanan deprem tehlike analizi verileri ve sonuçları

Poisson Olasılık Dağılımı ile Deprem Tehlike Analizi								
YIL					122			
M	$4 \leq M < 4.5$	$4.5 \leq M < 5$	$5 \leq M < 5.5$	$5.5 \leq M < 6$	$6 \leq M < 6.5$	$6.5 \leq M < 7$	$7 \leq M < 7.5$	$7.5 \leq M < 8$
Ni	11	44	16	6	2	0	0	1
Xi	4.2	4.7	5.2	5.7	6.2	6.7	7.2	7.7
$\Sigma Ni$	80	69	25	9	3	0	0	1
$\Sigma Ni/t$	0.655	0.565	0.204	0.073	0.024	0.000	0.000	0.008
Yi	-0.183	-0.247	-0.688	-1.132	-1.609	0.000	0.000	-2.086
$\Sigma Xi$	33.7000							
$\Sigma Yi$	-5.9469		a	2.36521				
$\Sigma Xi^2$	196.990		b	-0.59757				
$\Sigma XiYi$	-38.0081							
$(\Sigma Xi)^2$	1135.690							
$\text{Log}(N) = a - b * M$								
M: Büyüklük aralıkları; Ni: Oluşum sayıları; Xi: ortalama büyüklük; $\Sigma Ni$ : kümülatif oluş sayıları; t: yıl; $\text{Log} \Sigma Ni/t$ (ya da Yi): logaritmik kümülatif oluş sayısı								



Şekil 105. Poisson Olasılık dağılımı ile hesaplanan magnitüd-oluş sayısı (G-R) ilişkisi (Burada R, ilişki katsayısıdır)

Gutenberg-Richter (G-R, magnitüd-frekans) bağıntısındaki (Gutenberg ve Richter, 1954) a ve b katsayılarını elde etmek için En Küçük Kareler (EKK) yaklaşımı kullanılmıştır. ‘Ortalama yıllık sismik aktivite indeksi’ olarak tanımlanan “a” katsayısı,

incelenen bölgenin büyüklüğüne, deprem aktivitesine ve gözlem süresine bağlıdır. “b” katsayısı ise incelenen bölgenin tektonik özelliklerine bağlı olup, ‘sismotektonik parametre’ olarak tanımlanmaktadır (Tabban ve Gençoğlu, 1975). İnceleme alanı için a ve b katsayıları sırasıyla 2.3652 ile -0.5976 olarak hesaplanmıştır. Bulunan bu değerlerin yer aldığı G-R ilişkisi (5.16) bağıntısı ile verilmektedir (Şekil 105).

$$\log N(M) = 2.3652 - 0.5976M \quad (5.16)$$

Ayrıca Poisson olasılık yaklaşımı ile (2.23) bağıntısı kullanılarak farklı magnitüd değerleri ve farklı yıllara (D) ait risk değerleri (%) hesaplanmıştır. İnceleme alanı için yapılan deterministik deprem tehlike analizinde KAFZ’ın oluşturabileceği 7.0 magnitüdündeki depremi, tasarım deprem olarak varsaydığımızda böyle bir depremin 50 yıllık sürede aşılma olasılığının % 53.3 olduğu görülmektedir (Tablo 31).

Tablo 31. Poisson olasılık yaklaşımı ile hesaplanan farklı magnitüde sahip depremlerin farklı zaman sürelerindeki oluşum olasılıkları

Oluş Sayısı N(M)	Magnitüd (M)	YILLAR					Tekrarlama Periyodu (Yıl)
		10	30	50	70	100	
		Tehlike Değerleri Olasılık (%)					
0.943894	4.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	1
0.474391	4.5	99.1	100.0	100.0	100.0	100.0	2
0.238424	5.0	90.8	99.0	100.0	100.0	100.0	4
0.119830	5.5	69.8	97.3	99.8	100.0	100.0	8
0.060225	6.0	45.2	83.6	95.1	98.5	99.8	17
0.030269	6.5	26.1	59.7	78.0	88.0	95.2	33
0.015213	7.0	14.1	36.6	53.3	65.5	78.2	66
0.007646	7.5	7.4	20.5	31.8	41.4	53.4	131

Tasarım depremi (M=7.0) için inceleme alanına ait tehlike düzeyi ve ortalama ivme değerinin hesaplanmasında, en yakın yatay uzaklığa sahip olan kaynak kullanılmaktadır. Bu bağlamda inceleme alanına en yakın yatay uzaklığa sahip kaynak Kelkit Fay Segmenti (KLFS)’dir. KLFS’nin inceleme alanına olan yatay uzaklığı yaklaşık 30 km’dir. Episanır uzaklığının 30 km ve odak derinliğinin (h) 20 km olduğu varsayımı ile 50 yılda % 53.3 aşılma olasılığı için, çeşitli araştırmacılar tarafından geliştirilen azalım ilişkileri

kullanılarak beklenen ortalama ivme değeri hesaplanmıştır (Tablo 32). Ayrıca European Seismological Commission (ESC)'ye göre hesaplanan bu ivme değerinin teşkil ettiği tehlike düzeyinin orta seviyede olduğu görülmüştür (Tablo 33).

Tablo 32. Tasarım depreminin ( $M=7.0$ ,  $h=20$  km,  $R_{jb}= 30$  km)  $D=50$  yılda % 53.3 aşılma olasılığı için farklı azalım ilişkilerinden hesaplanan ve beklenen ortalama ivme değeri ile ESC'ye göre tanımlanan tehlike düzeyi

	Donavan (1973)	Oliviera (1974)	Joyner ve Boore (1981)	Özbey ve diğ., (2004)	Akkar ve Bommer (2010)
İvme (g)	0.16	0.09	0.26	0.19	0.14
Ortalama İvme Değeri	0.17				
Tehlike Düzeyi	Orta düzey				

Tablo 33. European Seismological Commission (ESC)'nin ivme değerlerine göre tehlike düzeyi tanımlamaları

Tehlike Düzeyi	İvme Değeri (g)
Düşük Tehlike	< 0.08 g
Orta Tehlike	0.08 - 0.24 g
Yüksek Tehlike	> 0.24 g

## 6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu tez çalışması kapsamında, Gümüşhane ili merkez ilçesinin yerel zemin etkileri farklı jeofizik yöntemler kullanılarak belirlenmiştir. Bununla birlikte tüm yöntemlerden elde edilen bulgular bu alan için önceden yapılan sondaj verileri ile karşılaştırılmıştır. Ayrıca inceleme alanı için deprem tehlike analizleri tanımsal ve olasılıksal yaklaşımlar kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Gümüşhane ili sismotektonik açıdan sakin bir bölge olmakla birlikte, bölge içerisinde yer alan Kelkit Çayı vadisi Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde bulunmaktadır. Dolayısıyla yüksek deprem üretme potansiyeline sahip olan KAFZ'da meydana gelebilecek büyük bir deprem Gümüşhane ili için tehlikeli olabilecektir. Ayrıca, böyle bir deprem Gümüşhane ili ve çevresi için özellikle dere yatakları boyunca zayıf zeminler üzerine kurulmuş olan yapılarda hasara neden olabilecektir. Gümüşhane ili merkez ilçesi KAFZ'a olan yakınlığı ile deprem tehlikesi altında bir bölge olması, hızlı bir yapılaşma sürecinde olması ve daha önce bilimsel olarak yerel zemin koşulları açısından incelenmemiş olması sebebiyle çalışma bölgesi olarak tercih edilmiştir. Bu amaçla, Gümüşhane ili merkez ilçesi yerel zemin koşulları açısından değerlendirilmiş ve farklı tehlike potansiyellerine sahip alanlar belirlenmiştir.

Tek istasyon mikrotremor verilerinden elde edilen hakim titreşim frekansları, Gümüşhane ili merkez ilçesinin özellikle Harşit nehri boyunca olan mahallelerinde düşük ve orta değerlere sahipken, kuzeybatısındaki Hasanbey, Özcan ve Oltanbey mahallerinde bu değerler çok yüksek frekanslara ( $\geq 10$  Hz) kadar ulaşmaktadır. Benzer şekilde Y/D oran ile SSO zemin büyütme dağılımlarında, genel olarak yüksek frekans bölgelerinin düşük büyütme potansiyeli değerlerine ve düşük frekans bölgelerinin de yüksek büyütme potansiyeli değerlerine karşılık geldiği görülmüştür. Bu zemin parametreleri arasındaki uyum, aynı zamanda çalışılan bölgenin jeolojik yapısı ile de örtüşmektedir. Gümüşhane ili şehir merkezinde yapılaşma açısından en uygun alanların bulunduğu düzlük kısım Harşit nehri boyunca 7-8 kat gibi yüksek katlı binalar yer almaktadır. Dolayısıyla deprem tehlikesine karşı yüksek sismik duyarlılık taşıyan bu alanlarda, rezonans olayı etkilerinden kaçınmak için zemin ve üzerine kurulacak olan yapının hakim frekanslarının çakışmaması gerekmektedir. Ayrıca, 6 noktada seçilen referans istasyonları, inceleme alanındaki en düşük Y/D oran ve SSO zemin büyütme değerlerine sahip noktalardır ve bu referans

istasyonu noktalarının doğru bir şekilde seçildiğinin kanıtı olarak gösterilebilir. Gümüşhane’de 2018 yılında gerçekleştirilen “Gümüşhane (Merkez) Belediyesi İmar Planına Esas Jeolojik – Jeoteknik Etüt” çalışmasından belirlenen Y/D oran sonuçlarına göre zemin hakim titreşim periyodu 0.1 – 0.39 sn ve Y/D oran değerleri 1.0 – 2.48 arasında değişmektedir. Bu değerler, tez çalışmasında elde edilen Y/D oran sonuçları karşılaştırıldığında, her iki zemin parametresi için alt sınır değerleri birbirine oldukça yakın olsa da üst sınır değerleri arasında büyük farklılıklar mevcuttur.

İnceleme alanında Y/D ve SSO yöntemleri için Kg dağılımı incelendiğinde, her iki yöntemden elde edilen sonuçların birbirleriyle benzer dağılım sergilemediği görülmüştür. Bunun nedeni olarak, Kg değerlerinin incelenen noktanın frekans ve büyütme içeriğine bağlı olması ve Y/D’nin büyütme değerini değil, büyütme potansiyelini gösterdiği söylenebilir. Sadece Yenimahalle, Eskibağlar ve İnönü mahallelerinde her iki yöntemden elde edilen Kg değerleri çok yüksek ( $Kg \geq 10$ ) seviyelerdedir. SSO yöntemine göre Kg’nin mekânsal dağılımından, inceleme alanında Harşit nehri boyunca bulunan ve taşma düzlüğü konumundaki yerleşim alanlarının deprem tehlikesine karşı çok yüksek duyarlılığa sahip olduğu sonucuna varılabilir. Bu sebeple, Gümüşhane merkez ilçesindeki yeni yapılaşmaların kurulacağı alanlarda mühendislik çalışmaları açısından büyütme faktörü ve temel frekans değeri büyük önem taşımaktadır.

ÇKYDA sonuçlarından elde edilen  $V_{S30}$  dağılımı ile inceleme alanı için yapılan zemin sınıflaması tanımlarından TDBY (2018)’e göre “ZC”, NEHRP (2020)’e göre “C-CD” ve Eurocode 8 (2004)’e göre “B” türü zemin sınıfında yer almaktadır. Ayrıca empedans oranlarına göre elde edilen büyütme değerleri ( $A_0$ ), SSO’dan elde edilen değerlere kıyasla oldukça düşüktür. Büyütme değerleri arasındaki bu farklılığın nedeni,  $A_0$  değerlerinin S dalga hızına bağlı olması, SSO zemin büyütme faktörü değerlerinin ise zemin tabakasının en üstündeki düşük hız değerine sahip örtü katmanından elde edilmesi olarak yorumlanabilir.

İnceleme alanındaki sismik dalga hızlarından belirlenen zeminin dinamik/elastik parametreleri bir arada değerlendirildiğinde, P ve S dalga hızlarının özellikle granitik kayalardan oluşan Gümüşhane Granitoyidi ile Alibaba Formasyonuna ait alanlarda yüksek seviyelerde olduğu gözlenmiştir. Ayrıca Harşit nehri civarında kum, silt ve çakıl içeren alüvyal alanlarda düşük S dalgası hız değerleri (224 – 346 m/sn) elde edilmiştir. İnceleme alanı için sökülebilirlik ve kazılabilirlik açısından bir değerlendirme yapılırsa, alüvyonal alanlarda “çok kolay” sökülebilirlik tanımına karşın, kazılabilirlik “kolayca

kazılabilir” şeklinde tanımlanabilmektedir. Diğer taraftan, yüksek P dalga hızlarına sahip zeminler için sökülebilirlik “orta ve son derece zor” olarak nitelendirilebilir. Tüdeş (2001) tarafından Gümüşhane ve yakın çevresinde kayaçların ayrışma derecelerine yönelik yapılan doktora çalışmasının kazılabilirlik sonuçlarına bakıldığında, granitik kayaçlar ve az ayrışmış kütlede kazılabilirlik derecesi “çok zor kazılabilir” şeklinde tanımlanırken, sökülebilirlik derecesi “kolay ve oldukça zor sökülebilir” şeklinde tanımlanmıştır. Bu tez kapsamında Gümüşhane merkez ilçesi için belirlenen kazılabilirlik ve sökülebilirlik tanımlamaları, literatürdeki Tüdeş (2001) çalışmasının sonuçlarıyla benzerdir.

İnceleme alanı için zeminin dinamik/elastik parametreleri değerlendirildiğinde, elde edilen yüksek  $V_p/V_s$  oran değerlerinin kayaç gözeneklerinde su bulunma durumuyla ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Bu değerlere göre, alüvyal alanların suya tam doygun, buna karşın yer yer farklı ayrışma derecelerine sahip kaya ortamların suya kısmen doygun olabileceği düşünülmektedir. Çok yüksek  $V_p$  ve  $V_s$  hızları için Poisson oranının  $>0.4$  olarak hesaplanmış olduğu görülmektedir. Dolayısıyla, çok yüksek hız değerlerine karşılık hesaplanan bu Poisson oranları birbirleriyle uyumsuz sonuçlar vermektedir. Bu durum, kayacın kırıklı, çatlaklı yapıda olması ve gözeneklerinde su taşınması ile açıklanabilir.

İnceleme alanında 12 profilde gerçekleştirilen düşey elektrik sondaj sonuçları incelendiğinde, genelde üç tabakalı bir öz direnç yapısının hakim olduğu ve yüksek öz dirençli ortamların yer aldığı görülmektedir. Ayrıca, DES1, DES6, DES9, DES10, DES11 ve DES12 profillerinin suya doygun ortamlar olabileceği düşünülmektedir.

İnceleme alanında daha önceden yapılan sondaj noktalarına ait sondaj kuyusu (9 adet) verileriyle aynı profil üzerinde veya birbirlerine çok yakın mesafelerde gerçekleştirilen ÇKYDA, DES ve tek istasyon mikrotremor ölçüm sonuçlarının karşılaştırılmasıyla, bu alanda seçilen sondaj kuyusu verileriyle inceleme alanının jeolojik yapısının yakından ilişkili olduğu sonucuna varılmıştır. Ayrıca inceleme alanındaki tüm yöntemlerden elde edilen değerler ile jeolojik formasyon geçişleri arasında uyum sağlanmıştır.

Depremsellik açısından sakin bir bölge olan Gümüşhane ili KAFZ’a olan yakınlığı nedeniyle bu zonda meydana gelebilecek büyük depremlerden etkilenebilecek konumdadır. KAFZ’ın etkileri doğrultusunda inceleme alanı için yapılan tanımsal deprem tehlike analizine göre, KAFZ’ın üretebileceği olası deprem magnitüdü (büyüklüğü)  $M=7.0$ ’dır. Olasılıksal deprem tehlike analizi için inceleme alanı ve çevresinde 100 km yarıçaplı alan içerisinde 1900-2022 yılları arasında (122 yıllık periyot için) meydana gelen magnitüdü M

$\geq 4.0$  olan deprem kayıtları kullanılmıştır. Bu kayıtlardan  $M_w \geq 4.0$  magnitüdü depremlerin sayılarının yıllara göre ve bu depremlerin magnitüdlerinin oluş zamanlarına göre dağılımları grafiklendirilmiştir. İnceleme alanı için yapılan tanımsal deprem tehlike analizinde KAFZ'ın oluşturabileceği 7.0 magnitüdündeki tasarım depremin 50 yıllık süre için aşılma olasılığı % 53.3 olarak bulunmuştur. Ayrıca bu  $M=7.0$  magnitüdü tasarım depremi için inceleme alanına ait tehlike düzeyi ve ivme değerleri hesaplanmıştır. Bunun için Kelkit fay segmenti (KLFS)'nin inceleme alanına olan yatay uzaklığı (30 km) ve tasarım depreminin 50 yılda % 53.3 aşılma olasılığı için, çeşitli araştırmacılar tarafından geliştirilen azalım ilişkileri kullanılarak beklenen ortalama ivme değeri hesaplanmıştır. Ayrıca European Seismological Commission (ESC)'ye göre hesaplanan bu ivme değerinin teşkil ettiği tehlike düzeyinin orta seviyede olduğu görülmüştür.

Mikrobölgelendirme çalışmalarında, mikrotremor ölçüm yöntemleri hızlı veri alımı ve değerlendirmeye olanak sağladığı için yaygın olarak tercih edilmektedir. Ancak küçük ölçekli çalışmalarda elde edilen sonuçların, farklı jeofizik ve jeoteknik yöntemler ile karşılaştırılarak doğrulanması gerekmektedir. Bu tez kapsamında yer etkisi bazlı bir mikrobölgelendirme çalışması gerçekleştirilmiştir. Dolayısıyla öncelikli olarak tercih edilen tek istasyon mikrotremor ölçüm sonuçları, inceleme alanında uygulanan ÇKYDA, DES ve burada daha önce yapılan sondaj verileriyle karşılaştırılarak doğrulanmıştır. Elde edilen tüm sonuçların birbirleriyle geniş ölçekte tutarlı olması, tek istasyon mikrotremor verilerinin bu alan için uygulanabilir olduğunu göstermiştir.

İnceleme yapılacak alan için mikrobölgelendirme ölçütlerinin seçiminde yerel zemin koşulları, yapılaşma durumu, çevresel koşullar, jeolojik yapı, afet durumu ve bölgenin depremselliği gibi özelliklerinin göz önünde bulundurulması gerekmektedir. Bu çalışmanın Gümüşhane ili merkez ilçesi için zemin – yapı ilişkisine ön bilgi sağlayarak, yeni yerleşim sürecinde sağlıklı yapılaşmanın gerçekleştirilmesine ve güvenli yerleşim alan sınırlarının belirlenmesine katkıda bulunacağı düşünülmektedir. Yerel zemin etkilerinin belirlenmesine yönelik olan bu tez, diğer bilimsel çalışmalara, bu alanda yapılacak farklı jeofizik, jeoteknik uygulamalara katkı sağlayacak bir kaynak olacaktır.

Bu tez çalışmasından elde edilen yerel zemin parametreleri ve/veya bunlara ek olarak hesaplanacak farklı parametrelerin kullanılmasıyla bu bölge için deneysel bir bağıntı geliştirilebilir. Gümüşhane merkez ilçesi için risk azaltımına yönelik olan bu çalışma, yerleşim bölgesinde yapılacak bir sakinim planlaması için ön bilgi sağlayarak, bölge için 1/10.000, 1/5000 ve 1/1000 ölçekli detaylandırılmış haritalar ile kentsel gelişim sürecinde

imar planlarına altlık oluşturulabilir. Bu sayede, arazi kullanım değişikliği, açık alanların genişletilmesi, yeni yerleşim alanlarının belirlenmesi, risk taşıyan binaların tespiti yapılarak, yıkımları ve mevcut olanların sağlamlaştırılması gerçekleştirilebilir.



## 7. KAYNAKLAR

- Acar, İ., Kamacı, Z. ve Kapucu, S., 2022. Ödemiş Kuzey Bölgesinin İmar ve Bölge Planlama Alanı İncelenmesi, Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 26, 1, 83 – 89.
- Ağar, U., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi, K.T.Ü. Matbaası, Trabzon, 58 s.
- Akgün, M., Gönenç, T., Pamukçu, O., Özyalın, Ş. ve Özdağ, Ö. C., 2013. Mühendislik Ana Kayasının Belirlenmesine Yönelik Jeofizik Yöntemlerin Bütünleşik Yorumu: İzmir Yeni Kent Merkezi Uygulamaları. Jeofizik Dergisi, 26, 2, 67-80.
- Akın, Ö. ve Sayıl, N., 2016. Site Characterization Using Surface Wave Methods in the Arsin Trabzon Province NE Turkey. Environ. Earth Sci. 75, 72. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4840-6>.
- Alp, D., 1972. Amasya Yöresinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri (Tabii İlimler Kısım), 22, 101.
- Alptekin, O., 1973. Focal Mecnanisms of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implication, Phd Thesis, Faculty of New Mexico Insitute for Mining and Technology.
- Akın, G., 2020a. Poisson, Üstel ve Gumbel Uç Değerler Dağılım Modelleri Kullanılarak Batı Anadolu Bölgesinin Depremselliğinin İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Akın, Ö., 2020b. Trabzon – Ortahisar İlçesi Güneyindeki Heyelanlı Alanların Zemin Özelliklerinin Aktif ve Pasif Yüzey Dalgası Yöntemleriyle İncelenmesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Aki, K., 1957. Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves with Special Reference to Microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456.
- Aki, K. ve Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology Theory and Methods, in press, W. H. Freeman, San Francisco.
- Akkar, S. ve J. J., Bommer, 2010. "Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean region, and the Middle East." Seismological Research Letters, 81, 2, 195-206.
- Akkaya, İ. ve Özvan, A., 2019. Site Characterization in the Van Settlement (Eastern Turkey) Using Surface Waves and HVSr Microtremor Methods. Journal of Applied Geophysics, 160, 157-170.

- Akkaya, İ., 2020. Availability of seismic vulnerability index (Kg) in the assessment of building damage in Van, Eastern Turkey. Earthquake Engineering and Engineering Vibration, 19, 1, 189-204.
- Allam, A. ve Shima, E., 1967. An Investigation into the Nature of Microtremors. Bull. Earthq. Res. Inst., 45, 43-59.
- Alkan, G., 1979. Batı-Güneybatı Türkiye'nin Depremselliği: Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Bitirme çalışması, 30.
- Ambraseys, N. N. ve Zátópek, A., 1968. "The Varto Üstükran (Anatolia) earthquake of 19 August 1966 summary of a field report." Bull. Seismol. Soc. Am., 58, 1, 47-102.
- Astroza, M. ve Monge, J., 1991. Seismic Microzones in the City of Santiago. Relation Damage-Geological Unit. In Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation, 3, 25-29.
- Ateş, E. ve Uyanık, O., 2019. Jeofizik Yöntemler ile Yer ve Yapı Etkileşimi. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 23, 46-60.
- Bard, P. Y. ve Bouchon, M., 1985. The Two-Dimensional Resonance of Sediment-Filled Valleys. Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 2, 519-541.
- Barosh, P. J., 1969. Use of Seismic Intensity Data to Predict the Effects of Earthquakes and Underground Nuclear Explosions, Geol. Surve Bull, 1299.
- Basokur, A. T., 1994. Definitions of Apparent Resistivity for the Presentation of Magnetotelluric Sounding Data. Geophysical Prospecting 42, 141-149.
- Başokur, A. T., 2002. Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters Çözümü. Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları, No. 4, Ankara.
- Baykal, F., 1952. Kelkit-Şiran Bölgesinde Jeolojik Araştırmalar, MTA Raporu, 2205.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taşlı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous Rifting of the Eastern Pontide Carbonate Platform (NE Turkey): The Formation of Carbonates Breccias and Turbidites as Evidences of A Drowned Platform. Geologia 57, 1-2, 233-244.
- Bektas, O. ve Yılmaz, C., 1995. Mesozoic Evolution of the Eastern Pontides (NE Turkey): Opening of the Neo-Tethys (from rifting to drifting) as A Back-arc Basin, Internat. Ophiolite Symp., Pavia, 19-20.
- Benioff, H., Gutenberg, B., Press, F. ve Richter, C., 1955. Progress report, Seismological Laboratory, California Institute of Technology. Trans. Amer. Geophys. Union, 37, 232.
- Bergougran, H., 1987. Etudes Geologiques Dans l'Est-Anatolien: Ph. D. Thesis, University Pierre et Marie Curier, Paris, France, 606.

- Bhattacharya, P. K. ve Patra, H. P., 1968. Direct Current Geoelectric, Sounding Methods in Geochemistry and Geophysics.
- Borcherdt, R.D., 1970. Effects of Local Geology on Ground Motion Near San Francisco Bay, Bull. Seism. Soc. Am. 60, 29-61.
- Borcherdt, R. D., Wentworth, C. M., Glassmoyer, G., Fumal, T., Mork, P. ve Gibbs, J., 1991. On the Observation and Predictive GIS Mapping of Ground Response in the San Francisco Bay Region, California: Fourth International Conference On Seismic Zonation, Stanford, California, Proc, III, 545-552.
- Borcherdt, R.D. ve Gibbs, J.F., 1976. Effects of Local Geological Conditions in the San Fransisco Bay Region Ground Motions and the Intensities of the 1906 Earthquake: Bull. of the Seis. Soc. Am, 66, 2, 467-500.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey–A Synthesis. Geodinamica Acta, 14, 1-3, 3-30.
- Bowles, J. E., 1988. Foundation Analysis and Design (4th Ed.), McGraw Hill Book Company, New York.
- Brown, L.T., 1998. Comparison of VS Profiles from SASW and Borehole Measurements at Strong-Motion Sites in Southern California, Master's Thesis, University of Texas at Austin.
- Bullen, K. E., 1963. An Index of Degree of Chemical Inhomogeneity in the Earth. Geophysical Journal International, 7, 5, 584-592.
- Bullen, K.E. ve Bolt, B., 1985. An Introduction to the Theory of Seismology, Cambridge Univ. Press, p433.
- Burton, P. W., 1979. Seismic Risk in Southern Europe Through to India Examined using Gumbel's Third Distribution of Extreme Values. Geophysical Journal International, 59, 2, 249-280.
- Büyüksaraç, A., Sayıl, N., Bektaş, Ö. ve Akın, Ö., 2018. Deprem Bilimi, Gazi Kitapevi, Ankara.
- Candansayar, M. E., 2016. Doğru Akım Özdirenç Yöntemi, Ders Notları, Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği, Ankara.
- Cihan, İ., Tosun, L., Dumanlılar, Ö., Cengiz, İ. ve Ünlü, T., 2016. Kocadal (Torul, Gümüşhane) Zn-Pb-Ag, Au ve Cu Cevherleşmelerinin Mineralojisi Ve Jeokimyası, 153, 139 – 158.
- Cornell, C. A., 1968. Engineering Seismic Risk Analysis. Bull. of the Seis. Soc. Am, 58(5), 1583-1606.

- Crespellani, T., Vannucchi, G. ve Ghinelli, A., 1991. "In Situ and Laboratory Tests for the Evaluation of Dynamic Geotechnical Properties of a Cohesive Deposit in Florence".
- Constable, S. C., Parker, R. L. ve Constable, C. G., 1987. Occam's Inversion: A Practical Algorithm for Generating Smooth Models from Electromagnetic Sounding Data. Geophysics, 52, 3, 289-300.
- Çoban, K. H. ve Sayıl, N., 2018. Investigation of the Seismicity of East Anatolian fault Zone (EAFZ) According to Poisson and Exponential Distribution Models. Düzce Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Dergisi, 6, 2, 491-500.
- Çoğulu, E., 1970. Gümüşhane ve Rize Granitik Plutonlarının Mukayeseli Petrolojik ve Jeokronolojik Etüdü. İ.T.Ü. Maden Fakültesi (Doçentlik tezi), İstanbul.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronolojik Araştırmalar: İ.T.Ü yayını. 1034, 112.
- Demirci A., 2007. Çanakkale Şehir Merkezi Sismik Mikrobölgelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Çanakkale.
- Dikmen, Ü., 2006. Mikrotremor Yöntemi, Veri Toplama, Veri İşlem ve Yorum, Kısa Kurs notları, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas.
- Dikmen, Ü., 2009. Statistical Correlations of Shear Wave Velocity and Penetration Resistance for Soils. Journal of Geophysics and Engineering, 6, 1, 61-72.
- Dikmen, Ü., Başokur, A. T., Akkaya, İ. ve Arısoy, M. Ö., 2009. Yüzey dalgalarının çokkanallı analizi yönteminde uygun atış mesafesinin seçimi. Yerbilimleri, 31, 1, 23-32.
- Dikmen, Ü., Arısoy, M. Ö. ve Akkaya, I., 2010. Offset and Linear Spread Geometry in the ÇKYDA Method. Journal of Geophysics and Engineering, 7, 2, 211-222.
- Dokuz, A. ve Tanyolu, E., 2006. Geochemical Constraints on the Provenance, Mineral Sorting and Subaerial Weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous Clastic Rocks of the Eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 15, 2), 181-209.
- Dokuz, A., 2000. Yusufeli (Artvin-Turkey) Yöresinin Jeolojisi, Jeotektoniği, Magmatik-Metamorfik Kayaçların Jeokimyası ve Petrojenezi. PhD KTU"-Trabzon, 311.
- Dokuz, A., 2011. A Slab Detachment and Delamination Model for the Generation of Carboniferous High-Potassium I-Type Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: The Köse Composite Pluton. Gondwana Research, 19, 4, 926-944.
- Dokuz, A. ve Sünnetçi, K., 2019. Jurassic Acidic Magmatism in a Back-Arc Setting, Eastern Sakarya Zone, Turkey: Geochemical Constraints and an Evolutionary Model. Lithos, 332, 312-327.

- Donovan, N. C., 1973. A statistical evaluation of strong motion data: Including the February 9, 1971 San Fernando earthquake. San Francisco, CA, USA: Dames & Moore.
- Douglas, B. M. ve Ryall, A., 1975. "Return periods for rock acceleration in western Nevada". Bull. of the Seis. Soc. Am., 65, 6, 1599-1611.
- Doyle, J. D., 1995. Coupled Ocean Wave/Atmosphere Mesoscale Model Simulations of Cyclogenesis. Tellus 47A, 766-788
- Elmasdere, E., 2008. Isparta Mavikent Yerleşim Bölgesinin Sismik Mikrobölgelemesi ve Değerlendirilmesi, Doktora Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H. ve Çan, T., 2018. Active Fault Database of Turkey. Bulletin of Earthquake Engineering, 16, 8, 3229-3275.
- Ercan, A., 2000. Yer Mühendislik Özelliklerinin Jeofizik Ölçümler, Jeolojik ve Jeoteknik Deneyle Belirlenmesi. İller Bankası, Jeoteknik Semineri.
- Erdik, M., Demircioğlu, M., Sesetyan, K., Durukal, E. ve Siyahi, B., 2004. Earthquake Hazard in Marmara Region, Turkey. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 24, 8, 605-631.
- Eren, M., 1983. Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Erguvanlı, K., 1951. Trabzon-Gümüşhane Arasının Jeolojisine Ait Rapor. MTA Raporu, 1926.
- Eurocode 8, 2004. Design of Structures for Earthquake Resistance – Part 1: General Rules, Seismic Actions and Rules for Buildings, Authority: The European Union Per Regulation 305/2011, Directive 98/34/EC, Directive 2004/18/EC.
- Evernden, J. F. ve Thomson, J. M., 1985. Seismic Intensities: Their Importance, Predictability, and Use. Future Directions in Evaluating Earthquake Hazards of Southern California, 119.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Maden, N., Jacoby, W.R. ve Özer, R., 2006. Three Axial Extensional Deformation and Formation of the Liassic Rift Basins in the Eastern Pontides (NE Turkey), Geologica Carpathica, 57, 5, 337-346.
- Eyuboglu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektas, O., Rojay, B. ve Sen, C., 2010. Structure and Geochemistry of An Alaskan-Type Ultramafic-Mafic Complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. Gondwana Research, 18, 1, 230-252.

- Eyuboglu, Y., Dudas, F. O., Santosh, M., Zhu, D. C., Yi, K., Chatterjee, N. ve Liu, Z., 2016. Cenozoic Forearc Gabbros from the Northern Zone of the Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey: Implications for Slab Window Magmatism and Convergent Margin Tectonics. Gondwana Research, 33, 160-189.
- Ewing, W. M., Jardetzky, W. S., Press, F. ve Beiser, A., 1957. Elastic Waves in Layered Media. Physics Today, 10, 12, 27.
- Ezen, U., 1981. "Earthquake-source parameters related to magnitude along the North Anatolian Fault Zone".
- Foti, S., 2000. Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves, 229.
- Ganse, R. A. ve Nelson, J. B., 1981. Catalog of Significant Earthquakes: 2000 BC-1979 Including Quantitative Casualties and Damage, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, 27.
- Gattinger, T.E., 1962, Türkiye Jeoloji Haritası (Trabzon Paftası), M.T.A.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar T., 1979. The Main Lines of Geotectonic Development in the East Pontids in the Mesozoic Areas, Geocom-1, 555-580.
- Gencoğlu, S. (1972). Kuzey Anadolu Fay Hattının Sismisitesi ve Bu Zon Üzerindeki Sismik Risk Çalışmaları. Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu, MTA Enstitüsü, Ankara.
- Geomek, 2018. Gümüşhane (Merkez) Belediyesi İmar Planına Esas Jeolojik-Jeoteknik Mikrobölgeleme Etüt Raporu, Gümüşhane.
- Gucunski, N. ve Woods, R. D., 1991. Instrumentation for SASW Testing. In Recent Advances in Instrumentation, Data Acquisition and Testing in Soil Dynamics, Publ by ASCE, 1 – 16.
- Gumbel, E. J., 1958. Statistical Theory of Floods and Droughts. Journal of the Institution of Water Engineers and Scientists, 12, 157-184.
- Guralp System's Manual, 2000. Guralp Systems Limited 3 Midas House Calleve Park Aldermaston, Reading Berks, RG7 8EA England.
- Guralp System's Manual, 2021. Designed and Manufactured by Guralp Systems Limited 3 Midas House Calleve Park Aldermaston, Reading Berks, RG7 8EA England.
- Gutenberg, B. ve Richter, C.F., 1942. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bull. Seismol. Soc. Am., 32, 3, 163-191.
- Gutenberg, B. ve Richter, C.F., 1954. Seismicity of The Earth and Related Phenomena. Second Printed, Princeton University Press, Princeton.

- Gutenberg, B. ve Richter, C. F., 1956. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy, and Acceleration: (Second paper). Bull. Seismol. Soc. Am., 46, 2, 105-145.
- Gündoğdu, O., 1986. Türkiye depremlerinin kaynak parametreleri ve aralarındaki ilişkiler. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Müh. Fak., İstanbul.
- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidlerin 1/25 000 Ölçekli Jeolojisi ve Komplikasyonu, MTA, Ankara (Yayımlanmamış).
- Güven, İ. T., 2022. Seismic Vulnerability Indices for Ground in Derince-Kocaeli (NW Turkey). Environmental Earth Sciences, 81, 5, 1-12.
- Güzel, M., 2009. Mikrobölgeleme Çalışmalarında Jeolojik, Jeofizik, Jeoteknik Verilerin Birlikte Kullanımı (Kuzey Adana Örneği), Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Hacıaloğlu, T., 1983. Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi. Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Hebeler, G. L. ve Rix, G. J., 2001. Site Characterization in Shelby County. Tennessee using Advanced.
- Horike, M., 1985. Inversion of Phase Velocity of Long Period Microtremors to the S-Wave Velocity Structure Down to the Basement in Urbanized Areas, Journal of Physics of the Earth, 38, 59-96.
- Imai, T., 1978. P and S Wave Velocities of the Ground in Japan, Proceeding of IX International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 2, 257-260.
- Imamura, A., 1913. Seismic Intensity Distribution in Tokyo and Osaka. Report of the Imperial Earthquake Investigation Committee, 77, 17-42.
- ISSMFE, 1993. Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, Published by Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering.
- İnce, G. Ç., 2005. Sismik Bölgeleme ve İstanbul'un Deprem Zararlarının Tahmini, Yıldız Teknik Üniversitesi, Doktora Tezi, İstanbul.
- Joyner, W. B. ve Boore, D. M., 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 71, 6, 2011-2038.
- Joyner, W. B. ve Chen, A. T. F., 1975. "Calculation of Non-Linear Ground Response in Earthquakes." Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1315-1336.
- Joyner, W.B. ve Fumal, T., 1984. Use of Measured Shear Wave Velocity for Predicting Geological Site Effects on Strong motion, Proc. 8th World Conf. On Earthquake Eng., 2, 777-783.

- Kadirioğlu, F.T. ve Kartal, R.F., 2016. The New Empirical Magnitude Conversion Relations using an Improved Earthquake Catalogue for Turkey and its Near Vicinity (1900–2012), Turk. J. Earth Sci., 25, 300-310.
- Kagami, H., Duke, C.M., Liang, G.C. ve Otha, Y., 1982. Observation of 1-to 5 Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering. Part II. Evaluation of site Effect Upon Seismic Wave Amplification Due to Extremely Deep Soil Deposit, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 987-98.
- Kagami, H., Okada, S., Shiono, K., Oner, M., Dravinsky, M. ve Mal, A.K., 1986. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. Two -Dimensional Study of Site Effects in the San Fernando Valley. Bull. Seism. Soc. Am., 76, 1801-1812.
- Kawasumi, H., 1951. "Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity Throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity." Bull. Earthq. Res Insti. Univ. of Tokyo, 29.
- Khalili, M. ve Mirzakardeh, A. V., 2019. Fault Detection using Microtremor Data (HVSr-Based Approach) and Electrical Resistivity Survey. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 11, 2, 400-408.
- Kanai, K. ve Tanaka, T., 1961. On Microtremors, VII, Bull. Earthquake Res. Inst., 39, 97-114.
- Kandemir, R., 2004, Sedimentary Characteristics and Depositional Conditions of Lower-Middle Jurassic Şenköy Formation in and around Gümüşhane: Unpublished PhD Thesis, Karadeniz Technical University, Trabzon, Turkey.
- Karabulut S., 2005. Büyükçekmece İlçesinde Mikrotremor Verileriyle Mikrobölgeleme Çalışmaları, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Karşlı, H., 2002. Jeofizikte Veri İşlem Ders Notları, sayfa:98, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Karşlı, O., Dokuz, A. ve Kandemir, R., 2016. Subduction-Related Late Carboniferous to Early Permian Magmatism in the Eastern Pontides, the Camlık and Casurluk plutons: Insights from Geochemistry, Whole-Rock Sr–Nd and in situ Zircon Lu–Hf Isotopes, and U–Pb Geochronology. Lithos, 266, 98-114.
- Karşlı, O., Dokuz, A. ve Kandemir, R., 2017. Zircon Lu-Hf Isotope Systematics and U–Pb Geochronology, Whole-Rock Sr-Nd Isotopes and Geochemistry of the Early Jurassic Gokcedere Pluton, Sakarya Zone-NE Turkey: A Magmatic Response to Roll-Back of the Paleo-Tethyan Oceanic Lithosphere. Contributions to Mineralogy and Petrology, 172, 5, 1-27.

- Katz, L.J., 1976. Microtremor Analysis of Local Geological Conditions, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 45-61.
- Katz, L.J. ve Bellon, R.S., 1978. Microtremor Site Analysis Study at Beatty, Nevada, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 757-765.
- Kaygusuz, A. ve Şahin, K., 2016. Mescitli (Torul/Gümüşhane) ve Çevresindeki Eosen Yaşlı Volkanik Kayaçların Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri. Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi, 6, 2, 89-116.
- Keçeli, A., 1990. Zemin Emniyet Gerilmesinin Sismik Metodlar ile Tayini, Jeofizik Dergisi, Ankara, Türkiye, 4, 83-92
- Kenar, Ö., Osmaşahin, İ. ve Özer, M.F., 1996. Seismicity and Tectonics of Eastern Anatolia, Bulletin of IISSE, 30, 59-76.
- Kesgin, Y., 1983. Bayburt (Gümüşhane) İlçesi, Akşar Köyü ve Güneybatısının Jeolojik İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Keskinsezer, A. ve Dağ, E., 2019. Investigating of Soil Features and Landslide Risk in Western-Atakent (İstanbul) using Resistivity, ÇKYDA, Microtremor and Boreholes Methods. Open Geosciences, 11, 1, 1112-1128.
- Ketin, İ., 1951. Bayburt bölgesinin jeolojisi. İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., 16.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-43.
- Ketin, İ., 1977. Genel Jeoloji, Cilt-1, İ.T.Ü. Maden Fakültesi Yayını, İstanbul.
- Knopoff, L. ve Kagan, Y., 1977. Analysis of the Theory of Extremes as Applied to Earthquake Problems. Journal of Geophysical Research, 82, 36, 5647-5657.
- Kramer, S. L., 1996. Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, New Jersey, 348-423.
- Lamb, H., 1903. On the Propagation of Tremors over the Surface of An Elastic Solid. Proceedings of the royal society of London, 72, 128-130.
- Lay, T. ve Wallace, T. C., 1995. Modern global seismology. Elsevier.
- Lermo, J. ve Chávez-García, F. J., 1993. Site Effect Evaluation using Spectral Ratios with only One Station, Bull. Seism. Soc. Am., 83, 5, 1574-1594.
- Lermo, J. ve Chávez-García, F. J., 1994. Are Microtremors useful in Site Response Evaluation. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 5, 1350 - 1364.
- Levenberg, K., 1944. A Method for the Solution of Certain Non-Linear Problems in Least Squares. Quarterly of applied mathematics, 2, 2, 164-168.

- Lines, L. R. ve Treitel, S., 1984. A Review of Least-Squares Inversion and its Application to Geophysical Problems. Geophysical prospecting, 32, 2, 159-186.
- Love, A. E. H., 1911. Some Problems of Geodynamics: Being an Essay to which the Adams Prize in the University of Cambridge was Adjudged in 1991, University Press, 911.
- Maghami, S., Sohrabi-Bidar, A., Bignardi, S., Zarean, A. ve Kamalian, M., 2021. Extracting the Shear Wave Velocity Structure of Deep Alluviums of “Qom” Basin (Iran) Employing HVSR Inversion of Microtremor Recordings. Journal of Applied Geophysics, 185, 104246.
- Marescot, L., Monnet, R. ve Chapellier, D., 2008. Resistivity and Induced Polarization Surveys for Slope Instability Studies in the Swiss Alps. Engineering Geology, 98, 1-2, 18-28.
- Mase, L. Z. ve Sugianto, N., 2021. Seismic Hazard Microzonation of Bengkulu City, Indonesia. Geoenvironmental Disasters, 8, 1, 1-17.
- Marquardt, D. W., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics, 11, 2, 431-441.
- McKenzie, D., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region. Geophysical Journal International, 30, 2, 109-185.
- Medvedev, J., 1962. Engineering Seismology, Science Academy Press, Moscow.
- Midorikawa, S., 1987. Prediction of Iseismic Map in the Kanto Plain Due to Hypothetical Earthquake, Journal of Structural Engineering, 33B, 43-38 (In Japanese with English Abstract).
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B. ve Ivanov, J., 1999. Multichannel Analysis of Surface Waves to Map Bedrock: Leading Edge, 18, 1392-1396.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B. ve Ivanov, J.M., 1999a. Multichannel Analysis of Surfaces Waves to Map Bedrock: Leading Edge, 18, 12.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B. ve Ivanov, J., 1999b. Using ÇKYDA to Map Bedrock in Olathe, Kansas [Exp. Abs.]: Soc. Explor. Geophys, 433-436.
- Murakami, H. O. ve Kagami, H., 1991. Application of High-Precision Questionnaire Intensity Survey Method to the Modified Mercalli Intensity Scale. Jishin, 44, 4, 271-281.
- Nakamura, Y., 1989. A method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface, QR of RTRI, February, 30, 1, 25-33.

- Nakamura, Y., 1997. Seismic Vulnerability Indices for Ground and Structures using Microtremor. In World congress on railway research in Florence, Italy.
- Nakamura, Y., 2000. Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Applications. In Proceedings of the 12th world conference on earthquake engineering, 2656, 1-8.
- Nazarian, S. ve Stokoe, K. H., 1983. Evaluation of Moduli And Thicknesses of Pavement Systems By Spectral-Analysis-of-Surface-Waves Method (No. FHWA-TX-83-26+256-4 Intrm Rpt.), The Center.
- NEHRP, 2001. National Earthquake Hazards Reduction Program, Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures, 2000 edition, Part 1: Provisions (FEMA 368), Part 2: Commentary (FEMA 369).
- NEHRP, 2020. National Earthquake Hazards Reduction Program, Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures (FEMA P-2082-1), 2020 edition, Vol.1, Part 1: Provisions and Part 2: Commentary.
- NOAA, 1978. Earthquake Data File Summary, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Nordquist, J. M., 1945. Theory of Largest Values Applied to Earthquake Magnitudes. Eos, Transactions American Geophysical Union, 26, 1, 29-31.
- Ohta, Y. ve Goto, N., 1978. "Empirical Shear Wave Velocity Equations in terms of Characteristic Soil Indexes", Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 6., 167-187.
- Okada, H., 2003. The Microtremor Survey Method (Geophysical Monograph Series No. 12), Society of Exploration Geophysicists, 135, Tulsa.
- Okay, A. I. ve Sahinturk, O., 1997. AAPG Memoir 68: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Chapter 15: Geology of the Eastern Pontides.
- Oliviera, C. S., 1974. Seismic Risk Analysis, Univ. of California, Berkeley, Report no: EERC, 74-1.
- Omori, F., 1908. On Microtremors, Bull. of Earth Inv. Com. 2, I-II.
- Osmanşahin, İ., Ekşi, F. ve Alptekin, Ö., 1986. Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 52, 5-41.
- Özbey, C., Sari, A., Manuel, L., Erdik, M. ve Fahjan, Y., 2004. An empirical attenuation relationship for northwestern Turkey ground motion using a random effects approach. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 24, 2, 115-125.

- Özcan, D., 2011. Gümüşhane-Torul-Yücebelen (Adile mezarası) ve yakın dolayının jeolojik ve petrografik olarak incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Pamukkale Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Denizli.
- Özçep, F., 2005. Statik ve Dinamik (Deprem) Etkiler Altında Zemin Davranışı ve Mühendislik Uygulamaları, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Mesleki Eğitim ve Belgelendirme Kurs Notları, No:3, 237 Sayfa, ISBN No: 975-395-974-5, Ankara.
- Özçep, F., 2007. Mikrobölgeleme : İlkeler ve Uygulamalar, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, 211 Sayfa, ISBN No: 978-9944-89-231-5, Ankara.
- Özçep, F. “ZeminJeofizikAnaliz”, Excel Tabanlı Bilgisayar Programı, <https://avesis.iuc.edu.tr/ferozcep/dokumanlar> 17 Temmuz 2021
- Özdağ, Ö., Akgün, M. ve Gönenç, T., 2020. Determining Bedrock of the Northern Part of Izmir Bay, Western Anatolia, using A Combination of Microtremor, ESPAC, VES, and Microgravity Methods. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 61, 4.
- Özer, M.F., 1983. Kuzey Anadolu Fayı'nın Doğu Kesiminin Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Özkirişçi Oktay, C., 2014. Bağlarbaşı-Tekke (Gümüşhane) arasındaki kesilmiş kaya şevlerinin duraylılığının incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Gümüşhane.
- Öztürk, S., 2017. Gümüşhane ve Civarındaki Güncel Deprem Aktivitesinin Bölgesel ve Zamana Bağlı Değişimleri: İstatistiksel Bir Değerlendirme. Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi, 7, 1, 25-40.
- Öztürk, S., Beker, Y., Sarı, M. ve Pehlivan, L., 2021. Estimation of ground types in different districts of Gümüşhane province based on the ambient vibrations H/V measurements. Sigma Journal of Engineering and Natural Sciences, 39, 4, 374-391.
- Palutoğlu, M., 2014. Elazığ Kent Merkezinin Tektoniği Depremselliği ve Mikrobölgeleme, Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Park, C. B., Miller, R. D. ve Xia, J., 1997. Multi-Channel Analysis of Surface Waves (ÇKYDA), Kansas Geological Survey Open-file Reports, 97-10.
- Park, C.B., Xia, J. ve Miller, R.D., 1998a. Surface Waves as A Tool to Image Near-Surface Anomaly: 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 874-877.
- Park, C.B., Xia, J. ve Miller, R.D., 1998b. Imaging Dispersion Curves of Surface Waves on Multi-Channel Record: 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, p. 1377-1380.

- Park, C.B., Miller, R.D. ve Xia, J., 1999. Multichannel Analysis of Surface Waves: *Geophysics*, 64, 3, 800-808.
- Park, C. B., Miller, R. D. ve Xia, J., 1999a. Multi-Channel Analysis of Surface Waves: *Geophysics*, 64, 800-808.
- Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J. ve Ivanov, J., 2000. Multichannel Seismic Surface-Wave Methods for Geotechnical Applications. In Proceedings of the First International conference on the application of geophysical methodologies to transportation facilities and infrastructure, St. Louis (11-15).
- Park, C. B., Miller, R. D. ve Miura, H., 2002. Optimum Field Parameters of An ÇKYDA Survey , Expanded Abstract, Society of Exploration Geophysics of Japan, Tokyo.
- Park, C., Miller, R., Laflen, D., Bennett, B., Ivanov, J., Neb, C. ve Huggins, R., 2004. Imaging Dispersion Curves of Passive Surface Waves. In *2004 SEG Annual Meeting*. OnePetro.
- Patwardhan, A. S., Tocher, D. ve Savage, E. D., 1975. Relationship between earthquake magnitude and length of rupture surface based on aftershock zones, *Bull. Geol. Soc. Am.*, (Abstracts with Programs), 7.
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelenmesi, *K.T.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi*, 13, 1—103.
- Peterson, J., 1993. Observation and modeling of background seismic noise: U.S. Geol. Surv. Open-File rept, Albuquerque, 93-322.
- Pitilakis, K., 2004. “Site effects.”, *Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation*, Springer, Dordrecht, 139-197.
- Pranata, B., Yudistira, T., Widiyantoro, S., Brahmantyo, B., Cummins, P. R., Saygin, E. ve Cipta, A., 2020. Shear Wave Velocity Structure Beneath Bandung Basin, West Java, Indonesia from Ambient Noise Tomography. *Geophysical Journal International*, 220, 2, 1045-1054.
- Putti, S. P. ve Satyam, N., 2020. Evaluation of Site Effects Using HVSR Microtremor Measurements in Vishakhapatnam (India). *Earth Systems and Environment*, 4, 2, 439-454.
- Rayleigh, L., 1885. On Waves Propagated along the Plane Surface of An Elastic Solid. *Proceedings of the London mathematical Society*, 1(1), 4-11.
- Reiter, L., 1990. *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*, Columbia University Press, New York.
- Reynolds, J. M., 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Richter, C.F., 1958. *Elementary Seismology*. Freeman, San Francisco, Calif., 578.

- Richart, F. E., Hall, J. R. ve Woods, R. D., 1970. Vibrations of soils and foundations.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M. ve Hirst, J.P.P., 1995. Stratigraphic and Structural Development of the Eastern Pontides, Turkey: Journal of the Geological Society, 152, 5, 861–872.
- Rodriguez, M., Chavez-Garcia, F.J. ve Stephanson, W.R., 2000. Site Effects in An Alluvial Valley: A Comparison of Estimates from Earthquake and Microtremor Records. In Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng. Auckland, New Zeal, 1-8.
- Salem, H. S., 2000. Poisson's Ratio and the Porosity of Surface Soils and Shallow Sediments, Determined from Seismic Compressional and Shear Wave Velocities. Geotechnique, 50(4), 461-463.
- Sanchez-Salinero, I., 1987. Analytical Investigation of Seismic Methods used for Engineering Applications, Soil Dynamics, The University of Texas at Austin.
- Sayıl N ve Osmaşahin İ., 2005. Marmara Bölgesinin Depremselliğinin İncelenmesi, Kocaeli 2003 Deprem Sempozyumu, Kocaeli, 1417–1426.
- Sayıl, N. ve Osmaşahin, I. 2008. Investigation of Seismicity for Western Anatolia, Nat. Hazards, 44, 51-64.
- Schnabel, P. B., Lysmer, J. ve Seed, H. B., 1972. Shake: A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites. Report No. EERC72-12, University of California, Berkeley.
- SESAME, European Project, 2005. Guidelines for the Implementation of the Y/D Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation.
- Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği, Doktora Tezi, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Sherif, M.A., 1982. Introductory Statement of 3 th International Earthquake Microzonation Proceedinds, June 28-July1, Seattle, USA.
- Sheu, J.C., Stokoe II, K.H. ve Roesset, J.M., 1988. Effect of Reflected Waves in SASW Testing of Pavements, Transportation Research Record, 1196, 51-61.
- Shima, E., 1977. On the Base Rock of Tokyo Metropolis. In Proc. Sixth World Conf. on Earthquake Eng, 2, 161-166.
- Shima, E. ve Imai, T., 1982. Estimation of Strong Ground Motions due to the Future Earthquakes- A Case Study for Saitama Prefecture, Japan, Proc. Third Intern'l Conf. on Microzonation, 1, 519-530.
- Spies, B. R. ve Macnae, J. C., 1997. Electromagnetic Trends—Spatial, Temporal and Economic. In Proceedings of Exploration, 97, 489-496.

- Steidl, J. H., Tumarkin, A. G. ve Archuleta, R. J., 1996. What is A Reference Site? Bull. Seism. Soc. Am., 86, 6, 1733-1748.
- Stokoe, K. H., II, Rix, G. J. ve Nazarian, S., 1989. In Situ Seismic Testing with Surface Waves. 12th Int. Conf. Soil. Mech. and Fdn. Eng., 1, 331-334.
- Stokoe, K. H., Wright, S. G., Bay, J. A. ve Roesset, J. M., 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method. In Geophysical characterization of sites, 15-25.
- Şaroğlu, F., Emre, O. ve Kuşcu, O., 1992. Active Fault Map of Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Tabban, A. ve Gencoğlu, S., 1975. Deprem ve parametreleri. TC İmar ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü Başkanlığı.
- Taş N., Okumuş E., Öner Ş., Köksal C., İcat M. Y., Tanış S. ve Aslan N., 2003. Gümüşhane İl Çevre Durum Raporu, 179 sayfa, Gümüşhane Valiliği İl Çevre ve Orman Müdürlüğü, Gümüşhane.
- Taşlı, K., 1984. İkisu (Gümüşhane) ile Hamsiköy (Trabzon) Yörelerinin Jeolojisi ve Berdiga Formasyonunun Biyostratigrafik Deneytirilmesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Taşlı, K., 1990. Micropaléontologie, stratigraphie et Environnement de Dépôt des Séries Jurassiques à Faciès de Plate-Forme de la Région de Kale-Gümüşhane (Pontides Orientales, Turquie). Revue de micropaléontologie, 36, 1, 45-65.
- Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği, 2018. Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Ankara.
- Thorson, J. R. ve Claerbout, J. F., 1985. Velocity-Stack and Slant-Stack Stochastic Inversion. Geophysics, 50, 12, 2727-2741.
- Tocher, D., 1958. Earthquake energy and ground breakage. Bull. Seism. Soc. Am., 48, 2, 147-153.
- Tokel, S., 1972: Stratigraphical and Volcanic History of The Gümüşhane Region (NE Turkey). PhD Thesis, Univ. College 1—153, London.
- Tokimatsu, K. ve Midorikawa, S., 1981. Nonlinear soil properties estimated from strong motion accelerograms. In: Proc. of the Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, Missouri: St. Louis, 117-122.
- Toksöz, M. N. ve Lacoss, R. T., 1968. Microseisms: Mode Structure and Sources. Science, 159, 3817, 872-873.

- Toksöz, M. N., Shakal, A. F. ve Michael, A. J., 1979. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. Pure and Applied Geophysics, 117, 6, 1258-1270.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbeke, A. ve Şen, C., 2010. Carboniferous High-Potassium I-Type Granitoid Magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane Pluton (NE Turkey). Lithos, 116, 1-2, 92-110.
- Tuksal, I., 1976. Seismicity of the North Anatolia Fault System in the Domain of Space, Time and Magnitude. Missou. S. Thesis.
- Tüdeş, Ş., 2001. Gümüşhane kenti ve yakın çevresinin yerleşime uygunluk açısından araştırılması, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Tün, M., 2013. Mikrobölgeleme Çalışmalarında Yer Tepkisi ve Kayma Dalga Hız (Vs) Yapısının Yorumlanması: Eskişehir Örneği, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Usta, Y.B. ve Sayıl, N. Estimation of Site Dynamic Characteristics Using Ambient Noise Measurements in KTU Campus, Trabzon, NE Turkey. Arab. J. Geosci. 15, 125. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08887-2> 7 Ocak 2022.
- Uyanık, O. ve Çatlıoğlu, B., 2010. Determination of density from seismic velocities, the 19th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey 23 – 26 November Ankara / Turkey.
- Wells, D. L. ve Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 4, 974-1002.
- Yalçınkaya, E. Sismik Dalgalar, <https://iujfk.files.wordpress.com/2018/05/4-ders-sisdalgalar.pdf> 4 Mayıs 2018.
- Yamanaka, H., Seo, K. ve Samano, T., 1992a. Analysis and Numerical Modeling of Surface-Wave Propagation in a Sedimentary Basin, J. Phys. Earth 40, 57-71.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H. ve Niwa, M., 1994. Characteristics of Long-Period Microtremors and Their Applicability in Exploration of Deep Sedimentary Layers. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 6, 1831-1841.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and Structure of the Gümüşhane Granite and Surrounding Rocks, NE Anatolia. PhD Thesis, University of London, London, UK.
- Yılmaz, Y., 1973. Gümüşhane Granitinin Yerleşmesi, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Bildiriler Kitabı, 485, 490.
- Yılmaz, C. ve Mim, M., 1992. Kelkit (Gümüşhane) yöresinin stratigrafisi, Jeoloji Mühendisliği, 40, 50-62.

- Yılmaz, C., 1997. The Sedimentological Records of the Cretaceous Platform-Basin Transition in The Gumushane Region (NE Turkey). Géologie Méditerranéenne, 24, 1, 125-135.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbas, E., Genç, S.C., Sengör, A.M.C., 1997. Geology and Tectonic Evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 68, 83–226.
- Yılmaz, Y. ve Korkmaz, S., 1999. Basin Development in the Eastern Pontides, Jurassic to Cretaceous, *Zbl. Geol. Palaent., Teil I, H. 10 – 12*, 1485 – 1494.
- Yolsal-Cevikbilen S., Biryol C. B. , Beck S., Zandt G., Taymaz T. ve Adiyaman H. E., 2012. 3-D Crustal Structure along the North Anatolian Fault Zone in North-Central Anatolia Revealed by Local Earthquake Tomography, Geophysical Journal International, 188, 3, 819-849.
- Yoon, S. ve Rix, G. J., 2004. Combined Active-Passive Surface Wave Measurements for Near-Surface Site Characterization. In 17th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (cp-186). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Yoshida, N. ve Iai, S., 1998. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Rotterdam: Balkema, 71-90.
- Yüksel, S., 1976. Şiran Batı Yöresi Mesozoyik Karbonat Kayaçları ve Eosen Flişinin Petrografik ve Sedimentolojik İncelemesi. Doç. Tezi, KTÜ, Trabzon.
- Xia, J., Miller, R. D. ve Park, C. B., 1999. Estimation of Near-Surface Shear-Wave Velocity by Inversion of Rayleigh Waves, Geophysics, 64, 3, 691-700.
- Xia, J., Miller, R. D. ve Park, C. B., 2000. Advantages of Calculating Shear-Wave Velocity from Surface Waves With Higher Modes, *The Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts*, 1295–1298.
- Zywicki, D. J., 1999. *Advanced Signal Processing Methods Applied to Engineering Analysis of Seismic Surface Waves*. Georgia Institute of Technology.
- URL-1, [https://www.iris.edu/gallery3/general/posters/exploring\\_earth/WaveIllustration](https://www.iris.edu/gallery3/general/posters/exploring_earth/WaveIllustration), 6 Kasım 2022
- URL-2, <https://www.gumushane.bel.tr/gumushane-rehberi/cografik-konum>, 11 Eylül 2022
- URL-3, <http://www.koeri.boun.edu.tr/new>, 11 Şubat 2022
- URL-4, <https://guralp-systems-scream.software.informer.com/4.4>, 20 Nisan 2018
- URL-5, <https://www.geopsy.org/download.php>, 10 Eylül 2022

URL-6, <https://www.geometrics.com/software>, 2 Haziran 2022

URL-7, <https://winglink.software.informer.com>, 22 Mayıs 2021

URL- 8, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/tr>, 11 Şubat 2022



## **8. EKLER**

Ek-1: Uygulanan yöntemlerin sonuçlarının yer aldığı 1 adet CD



## ÖZGEÇMİŞ

2002 yılında Trabzon Lisesi'nden mezun oldu. 2003 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde lisans eğitimine başladı ve 2007 yılında mezun oldu. 2007 yılı itibariyle lisansüstü eğitime başladı ve 2011 yılında "Jeofizik Yüksek Mühendisi" unvanını almaya hak kazandı. 2011 yılında Gümüşhane Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne Araştırma Görevlisi olarak atandı. Halen bu kurumda görevine devam etmektedir.

