



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**MİKROBÖLGELEME ÇALIŞMALARINDA YER TEPKİSİ
VE KAYMA DALGA HIZ (V_s) YAPISININ
YORUMLANMASI: ESKİŞEHİR ÖRNEĞİ**

**Muammer TÜN
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman
Prof. Dr. A. Oğuz ÖZEL
II. Danışman
Prof. Dr. Yücel GÜNEY**

Haziran, 2013

İSTANBUL

2602070002 öğrenci numaralı Muammer TÜN tarafından hazırlanan bu çalışma 03/06/2013 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi



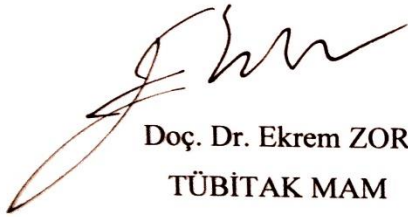
Prof. Dr. A. Oğuz ÖZEL
İstanbul Üniversitesi
(Danışman)



Prof. Dr. Ali PINAR
Boğaziçi Üniversitesi



Prof. Dr. Eser ÇAKTI
Boğaziçi Üniversitesi



Doç. Dr. Ekrem ZOR
TÜBİTAK MAM



Doç. Dr. Eşref YALÇINKAYA
İstanbul Üniversitesi

Bu alışma Anadolu Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Biriminin
080240 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Öncelikle, danışmanım Prof. Dr. A. Oğuz ÖZEL ve Prof. Dr. Yücel GÜNEY'e tez çalışmam süresince vermiş oldukları değerli katkılardan dolayı çok teşekkür ederim. Tez çalışması süresince değerli bilgi ve önerilerini paylaşarak, tezin düzeltilmesinde katkı sağlayan Prof. Dr. Ali PINAR, Prof. Dr. Eser ÇAKTI, Prof. Dr. Eşref YALÇINKAYA, Prof. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU, Doç. Dr. Serdar ÖZALAYBEY ve Doç. Dr. Ekrem ZOR'a teşekkür ederim.

Anadolu Üniversitesi'nde, araştırma olanaklarının sağlanmasında, katkıları olan Prof. Dr. Nezih VARGAN'a teşekkür ederim.

Tez kapsamında elde ettiğim sonuçların bölgenin jeolojisiyle uyumunun araştırılması konusunda katkı sağlayan Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU, Yrd. Doç. Dr. Emrah PEKKAN ve Dr. Akın KÜRÇER'e, verilerin haritalanması ve veri tabanı tasarımı konusunda katkı sağlayan Yrd. Doç. Dr. Uğur AVDAN'a teşekkür ederim. Tez çalışmalarım boyunca, bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan, verilerin toplanması ve yorumlanmasında deneyimlerini bana aktaran, Dr. Savaş KARABULUT'a değerli katkılarından dolayı ve arazi çalışmalarındaki katkılarından dolayı Fizikçi Sunay MUTLU'ya teşekkür ederim.

Tez çalışmasındaki ölçümler boyunca sağladığı her türlü destek ve yardımlarından dolayı, Yer ve Uzay Bilimleri Enstitüsü Müdürü Prof. Dr. Alper ÇABUK'a, Coğrafi Bilgi Sistemi konusundaki katkılarından dolayı Enstitü çalışanlarından Yrd. Doç. Dr. Hakan UYGUÇGİL'e ve jeolojik bilgileriyle katkı sağlayan Jeo. Müh. Ebru Akdeniz, Jeo. Müh. Serkan KAHRAMAN, Jeo. Müh. Burak ÖZMEN'e teşekkür ederim.

Tezimin her aşamasında manevi desteğini esirgemeyen kardeşim Sultan TÜN, abim Mehmet TÜN ve yeğenim Recep YOLCU'ya teşekkür ederim.

Eşim Sevil YÜCEL TÜN'e tez çalışmalarım boyunca gösterdiği sabırdan, manevi desteğinden ve her daim yanımda olduğundan dolayı teşekkür ederim.

Hayatta olmayan Annem Radife ve Babam Necat TÜN'ü rahmetle anıyor ve benim üzerimdeki çok değerli emekleri için bu tezi onlara atf ediyorum.

Mayıs, 2013

Muammer TÜN

ÖNSÖZ.....	I
ŞEKİL LİSTESİ	IV
TABLO LİSTESİ	XIII
SEMBOL VE KISALTMALAR LİSTESİ.....	XIV
ÖZET	XV
SUMMARY.....	XVI
1. GİRİŞ	1
1.1. ÇALIŞMANIN AMACI.....	1
1.2. ARAŞTIRMA YÖNTEMLERİ VE TEZ METNİNİN ANA HATLARI	3
2. GENEL KISIMLAR	5
2.1. ÇALIŞMA ALANININ ÖZELLİKLERİ	5
2.1.1. Çalışma Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi	7
2.1.2. Çalışma Alanının Yapısal Jeolojisi-Tektonik Özellikleri	17
2.1.3. Çalışma Alanının Geo-Mühendislik Özellikleri	20
2.2. DOĞAL VE İNSAN KAYNAKLI GÜRÜLTÜLER	21
2.2.1. Mikrotremor.....	21
2.2.2. Mikrotremor'un Kaynakları.....	23
2.2.3. Mikrotremorların Doğası	26
2.2.5. Mikrotremorlar ile İlgili Önceki Çalışmalar	29
3. MALZEME VE YÖNTEM	34
3.1 MİKROTREMOR KAYITLARI VE ANALİZ YÖNTEMLERİ.....	34
3.1.1. Kullanılan Malzemeler	37
3.1.2. H/V Spektral Oran (Nakamura) Yöntemi	40
3.1.3. Mikrotremor Dizilim Yöntemleri	51
3.1.4. Ters Çözüm İşlemi.....	76
3.2. SİSMİK YANSIMA YÖNTEMİ.....	79
3.2.1. Kullanılan Malzemeler	82
3.2.2. Sismik Arazi Düzeni ve Kayıt Parametreleri.....	85
3.2.3. Sismik Veri-İşlem.....	85
3.3. SİSMİK KONİK PENETRASYON TESTİ (SCPT)	86
3.4. MİKROBÖLGELEME VE COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMİ.....	88
3.4.1. Mikrobölgeleme Esasları	88
3.4.2. Veri Modeli Tasarımı ve Coğrafi Veri Girişi	90
3.4.3. Konumsal Tahmin (İnterpolasyon).....	96
4. UYGULAMA VE BULGULAR	98

4.1. TEZ ÇALIŞMASINDA KULLANILAN VERİ SETİNİN ÖZELLİKLERİ	98
4.2. CBS VERİ SETLERİNİN OLUŞTURULMASI.....	100
4.2.1. Çalışma Alanının Sayısal Yükseklik Modelinin Oluşturulması	100
4.2.3. Çalışma Alanının Jeolojik, Jeofizik ve Geoteknik Veri Setlerinin Tanımlanması ve Oluşturulması	102
4.3. TEK İSTASYON MİKROTREMOR ÖLÇÜMLERİNİN ALINMASI VE DEĞERLENDİRİLMESİ.....	107
4.4. DİZİLİM MİKROTREMOR VE SİSMİK YANSIMA ÖLÇÜMLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ	133
4.4.1. Mikrotremor Dizilim Çalışmaları (Ağ Kurulumu)	133
4.4.2. Rayleigh Analiz Sonuçlarına Ait Bulgular ve Sismik Yansımaya Test Sonuçlarıyla Karşılaştırması	147
4.4.3. İki Boyutlu Kayma Dalga Hız Kesitlerinin Hazırlanması	201
4.5. SEDİMAN KALINLIK BAĞINTISININ ELDE EDİLMESİ	210
4.5.1. Mevcut Veriler İle H/V Oran Eğrilerinin Karşılaştırılması	211
4.5.2. H/V Oran Eğrilerindeki İkinci Piklerin Yorumlanması	233
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	239
5.1 ÖNERİLER	263
KAYNAKLAR	264
EKLER.....	278
EK 1 MİKROTREMOR ÖLÇÜMÜ H/V ORANI HAKİM FREKANS DEĞERİ TABLOSU	279
EK-2 GURALP CMG 6TD ÖZELLİKLERİ VE CİHAZIN KULLANIM BİLGİLERİ	284
EK 3. SCPT SONUÇLARI	288
EK-4 TEK İSTASYON MİKROTREMOR ÖLÇÜMÜ H/V EĞRİLERİ.....	290
EK-5 SONDAJ LOGLARI.....	307
ÖZGEÇMİŞ	334

SEKİL LİSTESİ

Şekil 1. 1: Eskişehir Ovası'nın Konumu	1
Şekil 2. 1: Çalışma alanı ve sayısal yükseklik modelini gösteren harita	6
Şekil 2. 2: Eskişehir Ovası'nın Jeoloji Kesiti, (Sarıöz ve Oruç, 1989)'dan alınmıştır	8
Şekil 2. 3: Pliyosen'de paleoakıntı deseni ve başlıca çökme ortamlarının konumu (Ocakoğlu ve diğ., 2005).....	11
Şekil 2. 4: Eskişehir ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Gözler ve diğ., 1996 ; Gözler ve diğ., 1985)	12
Şekil 2. 5: Çalışma alanı jeoloji haritası MTA haritaları (MTA Raporları, (Esen ve diğ., 1976)'dan geliştirilmiştir)	13
Şekil 2. 6: Jeofizik resistivite ve sondaj kuyu verilerinden elde edilen alüvyon kalınlığı modeli.....	15
Şekil 2. 7: SPT N değerleri değişimine bağlı Eski Alüvyon-Yeni Alüvyon muhtemel sınırı (Akdeniz ve diğ., 2011b)	16
Şekil 2. 8: Türkiye ve çevresinin neotektonik bölgelerini ve ilişkili yapıları gösteren harita. Renk kodları kendine ait deformasyon türünü ve buna bağlı olarak çıkan sedimanter havza tipini temsil eden ana tektonik bölgeleri göstermektedir (Kahraman, 2010 ; Koçyiğit ve Özacar, 2003 ; Woodside ve diğ., 2002 ; Zitter ve diğ., 2005).	17
Şekil 2. 9: Eskişehir ve çevresinin tektonik haritası (Altunel ve Barka, 1998)	18
Şekil 2. 10: Çalışma Alanının Jeoloji Haritası (Ocakoğlu ve diğ., 2005)	19
Şekil 2. 11: Proje alanındaki aktif faylar ve ilgili güncel sedimantasyon (Ocakoğlu ve diğ., 2005)	19
Şekil 2. 12: Arka Plan sismik gürültülerin içerik, kaynak ve özellikleri	25
Şekil 2. 13: Kuyu içinde farklı derinlikler ve yüzeyde kurulmuş bir sismik ağ tarafından; kısa periyot sismik gürültü (solda) ve deprem kayıtlarına ait örnek (sağda; Bormann, 2002)	26
Şekil 2. 14: Yüzey dalgası özelliklerinin derinlikle değişimi (geometric dispersiyon) (Foti, 2000 ; Rix ve diğ., 1998) (Brown ve diğ., 2000) (Okada, 2003 ; Strobbia, 2005 ; Wightman ve diğ., 2003) kaynaklarından derlenmiştir.....	27
Şekil 2. 15: Almanya-Görleben'e yakın bir alanda kaydedilen hız yoğunluk güç spektrumu (Bormann, 2002'den alınarak değiştirilmiştir).....	28
Şekil 2. 16: Farklı araştırmacıların farklı çalışma alanları için geliştirdikleri hakim frekans-ana kaya derinliği değişim grafikleri	32
Şekil 2. 17: İzmit baseni bölgesi için, Hakim frekans-Sediman kalınlığı ilişkisi.....	33
Şekil 3. 1: Farklı zemin koşulları ve hava şartlarında mikrotremor ölçümlerinden fotoğraflar.....	34
Şekil 3. 2: Aynı yerde, asfalt zemin ve asfalt olmayan zeminde, asfalt tabakanın büyük bir etkisinin olmadığını gösteren H/V eğrilerinin karşılaştırılması (Chatelain ve diğ., 2008)	35
Şekil 3. 3: Aynı yerde ölçülen H/V eğrilerinin karşılaştırılması; rüzgarsız ve çimli zemin üzerinde, çukur içinde, asfalt üzerinde ve rüzgar ile çim üzerinde. Bu karşılaştırma çim ile rüzgarın etkisinin çok fazla olduğunu, çukur içinde veya asfalt üzerinde ise rüzgarın büyük bir etkisinin olmadığını (herhangi bir yapıdan oldukça uzaktaysa) göstermiştir (Chatelain ve diğ., 2008).....	35
Şekil 3. 4: Guralp CMG-6TD kayıtçı sisteminin arazide yerleştirilmesi ve veri kaydı alınmasından bir görüntü.....	38

Şekil 3. 5: Çalışmada kullanılan Guralp CMG-6TD ölçüm cihazları ve ekipmanları.....	39
Şekil 3. 6: Çalışmada kullanılan gerçek zamanlı kinematik GPS ve uygulamadan bir fotoğraf.....	39
Şekil 3. 7: Çalışmada kullanılan Total station ve uygulamadan bir fotoğraf	40
Şekil 3. 8: (a)Sedimanter basen yapısı (Nakamura, 2000) (b)Nakamura (1989) tarafından önerilen mikrotremorların yayılımı ile ilgili basit model.	44
Şekil 3. 9: İki tabakalı yer altı modeli için, temel mod Rayleigh dalgasının üç farklı tip partikül yörüngesinin değişimi (Konno ve Ohmachi, 1998).....	50
Şekil 3. 10: Mikrotremor Dizilim Yöntemi uygulama aşamaları şematik gösterimi	52
Şekil 3. 11: Mikrotremor Dizilim Yöntemi Uygulaması Şematik Gösterimi (Okada, 2003)	53
Şekil 3. 12: Elastik, homojen, serbest yüzeyde Rayleigh dalgasının oluşum ve yayılım özellikleri (Kuo, 2009 ; Okada, 2003)	54
Şekil 3. 13: SPAC yönteminde kullanılan farklı dizilim türleri (Asten ve diğ., 2004)....	60
Şekil 3. 14: Bu çalışmadaki SPAC yöntemi arazi uygulaması dizilim geometrisi.....	61
Şekil 3. 15: Çalışma kapsamında 5 nolu ölçüm yerinde 10 m yarıçaplı ölçüm alınırken	62
Şekil 3. 16: Uzaysal otokorelasyon katsayısının şematik bir gösterimi (Okada, 2003) .	68
Şekil 3. 17: SPAC yönteminde faz hızının kestirilmesinde kullanılan akış şeması (Okada, 2003).....	72
Şekil 3. 18: ESPAC yönteminde faz hızının kestirilmesinde kullanılan akış şeması (Okada, 2003).....	72
Şekil 3. 19: SPAC yöntemi uygulanarak veri analizi aşamaları (Okada, 2003).....	75
Şekil 3. 20: Düz ve Ters-Çözüm işleminin şematik tanımı (McLaughlin ve Townley, 1996)'dan değiştirilmiştir.....	76
Şekil 3. 21: (a) Doğrusal bir problem için en küçük kareler misfit fonksiyonu, (b) doğrusal olmayan ters çözüm problemi için misfit fonksiyonu (Snieder 1998'den değiştirilmiştir).....	78
Şekil 3. 22: (a) Sismik Yansıma Uygulaması şematik gösterimi (b) Yansıma İzi Geometrisi (http://mines.industry.qld.gov.au , http://www.cflhd.gov).....	80
Şekil 3. 23: Pozitif yansıma katsayılı bir sınırdan minimum ve sıfır fazlı dalgacıkların normal ve ters polariteli yansımaları.....	81
Şekil 3. 24: (a) 96 kannallı sismik kayıtçı sisteminin kurulum şematiği (b) kullanılan sismik katıtçı ekipmanları (Geode 1, Geode 2, Jeofonlar, Serim Kablosu ve diğ.).....	82
Şekil 3. 25: Çalışmada kullanılan P-Gun'ın yere montajı ve patlatma anı fotoğrafları .	83
Şekil 3. 26: S Gun sismik enerji kaynağı.....	84
Şekil 3. 27: Memphis, Tennessee'de alınmış örnek SCPT kayıt profili	87
Şekil 3. 28: CBS'nin bileşenleri	91
Şekil 3. 29: CBS'nde raster (tarama) grafik veri, vektör yapıda grafik veri ve katman yapısı (Tün, 2011)'den alınmıştır.....	92
Şekil 3. 30: CBS'nde katman yapısı ve veri analizi şematik gösterimi (Tün, 2011)'den alınmıştır	93
Şekil 3. 31: Örnek coğrafi veri tabanı (Avdan ve Alkış, 2011).....	94
Şekil 3. 32: Uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma yöntemi ile veri noktaları için atanan ağırlık değerleri	96
Şekil 3. 33: Örnek noktalara atanan ağırlık değerleri ile p değeri arasındaki ilişkinin grafik gösterimi	97
Şekil 4. 1: Tez çalışması kapsamında yürütülen iş akış şeması.....	100

Şekil 4. 2: Çalışma alanı için kullanılan TSYM3 haritası ve mikrotremör ölçüm noktalarını gösteren harita. Şekil üzerinde kırmızı üçgenler 2. aşamada ölçümü alınan noktaları, mavi noktalar ölçümü tamamlanan noktaları göstermektedir.....	101
Şekil 4. 3: Jeofizik verileri için tasarlanan veri tabanı ve mikrotremör ölçümleri veri kümesi	102
Şekil 4. 4: Jeoloji verileri için tasarlanan veri tabanı ve tasarlanan veri kümesi.....	103
Şekil 4. 5: Geoteknik verileri için tasarlanan veri tabanı ve tasarlanan veri kümesi....	104
Şekil 4. 6: Çalışma kapsamında toplanan mikrotremör ölçümleri ve derlenen diğer arazi verilerinin ArcMap yazılımında değerlendirilmesi çalışmalarında örnek bir ekran görüntüsü.....	105
Şekil 4. 7: (a) Çalışma alanı mikrotremör ölçüm yerlerini gösteren harita (b) Arazide toplanan mikrotremör ölçüm öznitelik bilgileri sorgulama ekranı ve örnek bir sorgu .	106
Şekil 4. 8: Bu çalışmada uygulanan tek istasyon mikrotremör ölçümü ve veri işlem iş akış diyagramı	107
Şekil 4. 9: 500 m aralıklı tek istasyon mikrotremör ölçümü alınan nokta kodları. Kırmızı hücreler, ölçüm alınamayan (askeri bölge, özel tesis,...) yerlerdir.....	108
Şekil 4. 10: 500 m aralıklı gridlere bölünmüş çalışma alanı tek istasyon mikrotremör ölçüm noktaları ve Mayıs 2009 tarihli Quickbird uydu görüntüsü.	109
Şekil 4. 11: Mikrotremör kayıt formu ve çalışmada kullanılan GPS	109
Şekil 4. 12: Mikrotremör ölçümlerinin alındığı noktaları gösteren harita.....	110
Şekil 4. 13: Guralp CMG-6TD kayıtçı sisteminin arazide yerleştirilmesi ve veri kaydı alınmasından bir görüntü.....	111
Şekil 4. 14: Çalışma kapsamında GEOPSY yazılımında kullanılan modüller ve veri işlem aşamaları diyagramı.....	112
Şekil 4. 15: C13 noktasında alınan mikrotremör kaydı;	113
Şekil 4. 16: a) C13 kodlu ölçüm yerindeki 3 bileşenin spektrumları b) Ortalama yatay-düşey spektral oran eğrilerini göstermektedir.	114
Şekil 4. 17: D2 noktası için elde edilen yatay-düşey genlik büyütme eğrisi (siyah) ve standart sapması (kesik gri çizgiler).....	115
Şekil 4. 18: J15 noktasında elde edilen yatay-düşey genlik oranı eğrisi	115
Şekil 4. 19: Farklı zemin koşullarında yapılan ölçümlerden elde edilen spektral oran eğrileri ve topoğrafya haritası üzerindeki konumları	116
Şekil 4. 20: a) Broadband (BB) kayıt için bileşenlerin spektrumları. b) BB kayıt için H/V eğrisi c) Short periyot (SP) kayıt için bileşenlerin spektrumları d) SP kayıt için H/V eğrisi e) Uygulama yeri fotoğrafı. f) Yukarıdaki BB aşağıdaki SP ham veri kaydı grafiği	118
Şekil 4. 21: 500 m aralıklı tek istasyon mikrotremör ölçümü alınan nokta kodları	118
Şekil 4. 22: Çalışma alanı yükseklik modeli ve jeoloji haritası üzerinde pik olmayan ölçüm noktalarını gösteren harita.....	120
Şekil 4. 23: Çalışma alanı içinde yer alan KD-GB doğrultulu hat boyu mikrotremör ölçüm yerlerini gösteren harita.....	121
Şekil 4. 24: Çalışma alanı yükseklik modeli üzerinde mikrotremör ölçüm yerleri mekânsal dağılım haritası ve H/V hakim frekans değerleri	122
Şekil 4. 25: Çalışma alanında 318 noktada toplanan mikrotremör ölçümlerinden hesaplanan hakim frekans değerleri değişim haritası.....	123
Şekil 4. 26: 318 tek istasyon mikrotremör ölçüm noktası için H/V oranı hakim frekans veri dağılım histogramı	124
Şekil 4. 27: Çalışma alanı için ARCMAP-Geostatistical Analyst, uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma ekranı	125

Şekil 4. 28: 318 bilinen değer kullanılarak 316 nokta için tahmin değeri ve hata analizi grafikleri (a) ölçülen-hesaplanan değer grafiği (b) ölçülen değer-hata miktarı grafiği	126
Şekil 4. 29: Çalışma alanı hakim frekans değişim haritası	128
Şekil 4. 30: Çalışma alanı için 318 tek istasyon mikrotremor ölçüm noktası için H/V oranı hakim frekans değeri eğilim (yönelim) analizi grafik gösterimi	129
Şekil 4. 31: Çalışma alanı mikrotremor ölçüm noktaları haritası ve 2. Pik görülen ve görülmeyen H/V spectral oran eğrilerinden örnekler	130
Şekil 4. 32: (a) Çalışma kapsamında düzenlenen Eskişehir İli ve Çevresi jeoloji haritası (b) Blok diyagramlarla görsel hale getirilen Kuzey-Güney doğrultulu A-A' kesiti (c) Blok diyagramlarla görsel hale getirilen Batı-Doğu doğrultulu B-B' kesiti	132
Şekil 4. 33: SPAC ölçüm alım aşamasında kullanılan bilgi formu	134
Şekil 4. 34: Çalışma kapsamında GEOPSY yazılımında kullanılan modüller ve veri işlem aşamaları diyagramı	135
Şekil 4. 35: r:10, r:30, r:90 m yarıçaplı dizilim	136
Şekil 4. 36: SPAC ölçüm yerlerini gösteren harita (Jeoloji ile)	137
Şekil 4. 37: 4 nolu ölçüm noktasına ait bilgiler, baseline ve trend düzeltmeleri yapılmış veriye ait Geopsy yazılımı ekran görüntüsü	138
Şekil 4. 38: 4 nolu ölçüm noktası 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim istasyonları verilerinin 60 s'lik zaman aralıklarında pencerelemiş, sinyal düzeltmeleri uygulanmış ve H/V oranları hesaplatılmış ekran görüntüsü	139
Şekil 4. 39: Ring dizayn aşamaları ve istasyonlar arasındaki SPAC katsayısının hesaplanmasında kullanılan halkalar	140
Şekil 4. 40: a) Farklı halkalar için gözlemsel otokorelasyon eğrileri ve otokorelasyon değerlerinden hesaplanan faz hızları b) Faz hızlarıyla ilişkili güvenilir otokorelasyon katsayıları	141
Şekil 4. 41: SPAC katsayılarının ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumunun denetlenmesine bir örnek	142
Şekil 4. 42: (a) Dispersiyon eğrisinin elde edilmesi (b) Teorik dalga boyu- derinlik ilişkisi (c) 7 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi	143
Şekil 4. 43: Geopsy-Dinver ters çözüm veri işlem aşamaları	145
Şekil 4. 44: (a) Gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili çözümü ekran alıntısı (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli çözümü ekran alıntısı	146
Şekil 4. 45: (a) 2 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 2 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 2 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi	148
Şekil 4. 46: 2 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi	149
Şekil 4. 47: (a) 2 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 2 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli	150
Şekil 4. 48: 2 Nolu SPAC ölçüm yerinde, 3 farklı noktada, 29.08.2012 tarihinde 120 dk süreli alınan tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oran eğrileri	151
Şekil 4. 49: 49 Nolu SCPT ölçüm sonuçları (Tün, 2003)	152
Şekil 4. 50: 2 nolu SPAC ölçüm alanında yapılan sismik yansıma deneyi hat yerini gösteren harita	153
Şekil 4. 51: 96 Kanal /25 Atışa ait 'Walk-Away' Arazi Düzeni ve CDP Çizelgesi (Serim Boyu 480 m)	154

Şekil 4. 52: (a) Hat başından bir fotoğraf (b) Patlatma ekipmanı (P Gun) ve patlatma anından bir fotoğraf (c) veri kayıt sisteminden bir fotoğraf.....	154
Şekil 4. 53: 2 nolu SPAC alanında yapılan sismik yansıma testinin yığma kesiti (Sismik veri Berkan Ecevitoglu tarafından yorumlanmıştır)	156
Şekil 4. 54: (a) 3 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 3 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 3 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.....	158
Şekil 4. 55: 3 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi	159
Şekil 4. 56: (a) 3 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 3 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli	160
Şekil 4. 57: (a) 3 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita (b) 20 nolu SCPT ölçüm sonuçları (c) 9 nolu 2-B Vs Hız değişimi.....	161
Şekil 4. 58: (a) 4 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 4 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 24 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.....	162
Şekil 4. 59: 4 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi	163
Şekil 4. 60: (a) 4 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 4 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik değişimi modeli	165
Şekil 4. 61: (a) 4 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik, sondaj ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita (b) 21 nolu SCPT ölçüm sonuçları (Tün, 2003) (c) 11 nolu 2-B Vs-Vp Hız değişimi (Mutlu, 2012) (d) I2 ve H3 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oran eğrileri (e) DSİ 20613 nolu sondajı ve HAT III kesiti (Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001)’den alınmıştır.	167
Şekil 4. 62: 72 Kanal /25 Atışa ait ‘Walk-Away’ Arazi Düzeni ve CDP Çizelgesi (Serim Boyu 720 m).....	168
Şekil 4. 63: 4 Nolu SPAC ölçüm alanında P-Gun kullanılarak yapılan sismik çalışmadan üç fotoğraf. Fotoğraflar üzerindeki kırmızı çizgi hat doğrultusunu göstermektedir.....	168
Şekil 4. 64: 4 nolu SPAC alanında yapılan sismik yansıma testinin yığma kesiti (Sismik veri Berkan Ecevitoglu tarafından yorumlanmıştır)	169
Şekil 4. 65: (a) 6 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 6 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 6 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.....	171
Şekil 4. 66: 6 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi	172
Şekil 4. 67: (a) 6 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 6 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli	173
Şekil 4. 68: (a) 6 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita (b) 40 nolu SCPT ölçüm sonuçları (c) S_Gun-48 Kanallı Sismik Kırılma Deneyi 2-B Vs Hız değişimi	174

Şekil 4. 69: S-Gun enerji kaynağı kullanılarak 48 kanallı 10 m grup aralığı ile uygulanan sismik kırılma yöntemi verileri ve elde edilen bulgular	175
Şekil 4. 70: (a) 9 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 9 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 9 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.....	176
Şekil 4. 71: 9 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi	177
Şekil 4. 72: (a) 9 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 9 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik değişimi modeli	178
Şekil 4. 73: 9 nolu SPAC ölçüm alanı ile yapılan tek istasyon mikrotremor ölçüm yerleri ve sismik yansıma hattı yerini gösteren harita.	179
Şekil 4. 74: 9 Nolu SPAC ölçüm alanında P-Gun kullanılarak yapılan sismik çalışmadan üç fotoğraf.....	180
Şekil 4. 75: 9 nolu SPAC alanında yapılan sismik yansıma testinin yığma kesiti (Sismik veri Berkan Ecevitoglu tarafından yorumlanmıştır)	181
Şekil 4. 76: (a) 7 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 7 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 7 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.....	183
Şekil 4. 77: 7 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi	184
Şekil 4. 78: (a) 7 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 7 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli	185
Şekil 4. 79: (a) 7 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita (b) 1 nolu SCPT ölçüm sonuçları (c) D10 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı eğrisi (d) 1 nolu 2-B Vs Hız değişimi	186
Şekil 4. 80: (a) 13 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 13 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 13 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi	187
Şekil 4. 81: 13 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi	188
Şekil 4. 82: (a) 13 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 13 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli	189
Şekil 4. 83: 13 nolu SPAC ölçüm alanında yapılan sismik yansıma deneyi hat yerini gösteren harita ve yakın çevresindeki tek istasyon mikrotremor ölçümleri H/V oran eğrileri	190
Şekil 4. 84: Hat ortasından hat sonuna doğru çekilmiş iki fotoğraf	191
Şekil 4. 85: 13 nolu SPAC alanında yapılan sismik yansıma testinin yığma kesiti (Sismik veri Berkan Ecevitoglu tarafından yorumlanmıştır)	193
Şekil 4. 86: (a) 11 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 11 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 11 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi	194

Şekil 4. 87: 11 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi	195
Şekil 4. 88: (a) 11 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 11 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli	196
Şekil 4. 89: 11 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita	197
Şekil 4. 90: 12 nolu SCPT sonuçları.....	197
Şekil 4. 91: (a) 12 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 12 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 12 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi	198
Şekil 4. 92: 12 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi	199
Şekil 4. 93: (a) 12 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 12 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik değişimi modeli	200
Şekil 4. 94: 12 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita	201
Şekil 4. 95: Bölge jeolojisi üzerinde mikrotremor dizilim ölçüm noktaları ve kesit hatlarını gösteren harita.....	202
Şekil 4. 96: SPAC yöntemiyle elde edilen gözlemsel dispersiyon eğrileri	203
Şekil 4. 97: Mikrotremor dizilim ölçümü S3-S4 hattı yükseklik verisi, 2-B Vs-Derinlik kesiti ve dispersiyon eğrileri	205
Şekil 4. 98: Bölgenin jeolojisi ile birlikte mikrotremor dizilim ölçümü S2-S3 hattı ve 2-b jeolojik kesit (Gürol Seyitoğlu, Emrah Pekkan, Akın Kürçer ile yazılı görüşme katkılarıyla)	207
Şekil 4. 99: Mikrotremor dizilim ölçümü S1-S2 hattı yükseklik verisi, 2-B Vs-Derinlik kesiti ve dispersiyon eğrileri	208
Şekil 4. 100: Mikrotremor dizilim ölçümü S5-S6 hattı yükseklik verisi, 2-B Vs-Derinlik kesiti ve dispersiyon eğrileri	209
Şekil 4. 101: DSİ sondajı ve tek istasyon mikrotremor ölçüm sonuçları karşılaştırması	212
Şekil 4. 102: Çalışma alanında DSİ III. Bölge Müdürlüğü tarafından yapılan sondaj yerlerini gösteren harita.....	213
Şekil 4. 103: 48 Kanallı Sismik Yansıma Hattı (Kırmızı Renk) yeri ve yakın çevresindeki tek istasyon mikrotremor ölçüm yerlerini gösteren harita	214
Şekil 4. 104: 48 Kanallı sismik yansıma yorumlanmış yansıma kesiti ve D15 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçüm noktası H/V oran eğrisi	215
Şekil 4. 105: Karabayır mevkiinde 48 kanallı sismik yansıma kesiti verisi ve I1 kodlu ölçüm yerinde alınan tek istasyon mikrotremor ölçüm H/V oran eğrisi.....	216
Şekil 4. 106: (a) Uygulama yerlerini gösteren uydu görüntüsü (b) ES1 sondajı yerini gösteren harita ve kuyu logu (c) G14 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oran eğrisi.....	217
Şekil 4. 107: Anadolu Üniversitesi sondajı logu	218
Şekil 4. 108: SPAC çözümlerine ait kalınlık bilgisi, sismik yansıma verileri, sondaj verileri kalınlık bilgisi kullanılarak üretilmiş frekansa bağlı sediman kalınlık bağıntısı	220

Şekil 4. 109: Çalışma alanı anakaya derinliği değişim haritası	221
Şekil 4. 110: Çalışma alanı için mikrotremor ölçümlerinden hesaplanan tabaka kalınlığı 3 boyutlu değişimi sayısal modeli.....	222
Şekil 4. 111: Bölge jeolojisi üzerinde tek istasyon mikrotremor ölçüm noktaları ve kesit hatlarını gösteren harita.....	223
Şekil 4. 112: K-L hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti	224
Şekil 4. 113: I-J hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti	225
Şekil 4. 114: G-H hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti	226
Şekil 4. 115: G-H hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti	227
Şekil 4. 116: C-D hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti	228
Şekil 4. 117: A-B hattı boyunca tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti	229
Şekil 4. 118: M-N hattı boyunca tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti	230
Şekil 4. 119: E-F, G-H ve S2-S3 kesitlerinin karşılaştırması	232
Şekil 4. 120: A-B ve S1-S2 kesitlerinin karşılaştırması	233
Şekil 4. 121: Değerlendirmede kullanılan tüm tek istasyon mikrotremor ölçüm noktalarını ve H/V oran eğrilerindeki ikinci pik değerlerinin alansal değişimini gösteren harita. Eski alüvyon ve kaya birimi dışındaki tüm alan yeni alüvyon birimidir.	234
Şekil 4. 122: 30 m derinlikli sondaj yerlerini ve mikrotremor ölçüm noktalarını gösteren harita.....	235
Şekil 4. 123: Sondaj, SCPT uygulamalarına ait yeni alüvyon kalınlık bilgisi ve frekansa bağlı sediman kalınlık bağıntısı	237
Şekil 4. 124: Çalışma alanı alüvyon kalınlığı değişim haritası	238
Şekil 5. 1: Dalga/tabaka etkileşimi ve rezonans etkisi şematik gösterimi.	241
Şekil 5. 2: Çalışma alanı jeoloji haritası ve mikrotremor ölçüm yerleri. (Jeoloji, Gözler 1997'den değiştirilmiştir. Faylar, Altunel ve Barka, 1998; Ocakoğlu ve diğ, 2005; Ocakoğlu, 2007; MTA Türkiye Diri Fay Haritası çalışmalarından alınmıştır).	242
Şekil 5. 3: Çalışma alanı hakim frekans değişim haritası.....	244
Şekil 5. 4: SPAC ölçüm yerleri ve dalga hız (Vs) yapısının derinliğe bağlı değişim grafikleri.....	247
Şekil 5. 5: Çalışma alanı anakaya derinliği değişim haritası.	249
Şekil 5. 6: Farklı araştırmacıların farklı çalışma alanları için geliştirdikleri hakim frekans-ana kaya derinliği değişim grafikleri.	250
Şekil 5. 7: Çalışma alanı mikrotremor ölçüm noktaları haritası ve 2. Pik görülen ve görülmeyen H/V spectral oran eğrilerinden örnekler.....	251
Şekil 5. 8: Çalışma alanı yeni alüvyon kalınlığı değişim haritası.	252

Şekil 5. 9: Çalışma bölgesi için mevcut verilerden hareketle oluşturulmuş tektonik hareket geometrileri ve evreleri (Gürol Seyitoğlu ile yazılı görüşme, 2012).	253
Şekil 5. 10: Bölgenin jeolojisi ile birlikte mikrotremor dizilim ölçümü S2-S3 hattı ve 2-b jeolojik kesit (Gürol Seyitoğlu, Emrah Pekkan, Akın Kürçer ile yazılı görüşme katkılarıyla).	255
Şekil 5. 11: E-F, G-H ve S2-S3 kesitlerinin karşılaştırması.	257
Şekil 5. 12: 1976 yılında T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı DSİ Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı Suları Dairesi Başkanlığı tarafından hazırlanan Eskişehir ve İnönü Ovaları Hidrojeoloji Haritası'nda verilen I, II ve III numaralı jeolojik kesitlerin yerlerini gösteren harita.	258
Şekil 5. 13: Hidrojeoloji Haritası Kesiti, 3 Boyutlu model kesiti ve 2 Boyutlu Model Kesitleri.	259
Şekil 5. 14: Hidrojeoloji Haritası Kesiti ve 3 Boyutlu model kesiti karşılaştırması.....	260
Şekil 5. 15: Hidrojeoloji Haritası Kesiti ve 3 Boyutlu model kesiti karşılaştırması.....	260
Şekil 5. 16: Çalışma kapsamında kullanılan veri kümelerini gösteren örnek harita. ...	262

TABLO LİSTESİ

Tablo 2. 1: Frekansa göre gürültü kaynakları (Asten ve Henstridge, 1984 ; Asten, 1978 ; Gutenberg, 1958)	24
Tablo 2. 2: 12 farklı sediman havzaları için hakim frekans ve tabaka kalınlığı ilişki bağıntısı ($h=a.f^b$) parametreleri	31
Tablo 3. 1 : Mikrotremor ölçümlerinde uyulması gereken bazı hususlar (Atakan ve diğ., 2004a ; Atakan ve diğ., 2004b ; SESAME, 2004; Tekebaş ve Yalçinkaya, 2011).....	36
Tablo 3. 2: SESAME koşullarına göre H/V eğrilerinde güvenilirlik ve belirgin pik koşulları (SESAME, 2004).	49
Tablo 4. 1: Tez Çalışmasında kullanılan veri setleri ve özellikleri.....	99
Tablo 4. 2: $V_{s,30}$ hızına göre geliştirilmiş ve dünya genelinde yaygın olarak kullanılan zemin sınıflama kriterleri ((Ansal, 2004)'den değiştirilerek alınmıştır).....	206
Tablo 4. 3: DSİ III. Bölge Müdürlüğü Sondaj Kuyuları (Azdiken ve Çatalyürekli, 2001 ; Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001).....	211
Tablo 4. 4: Frekans-sediman kalınlık bağıntısının geliştirilmesinde kullanılan veri kaynakları	219
Tablo 4. 5: Frekans-alüvyon kalınlık bağıntısının geliştirilmesinde kullanılan veri kaynakları	236

SEMBOL VE KISALTMALAR LİSTESİ

SPAC	: Uzaysal Otokorelasyon Yöntemi
F-K	: Frekans Dalga Sayısı Yöntemi
Spac Coefficient	: Spac Katsayısı
Jo	: Sıfırıncı dereceden 1. Tür Bessel Fonksiyonu
Vs	: Kayma Dalga Hızı
H, h	: Tabaka Kalınlığı
T	: Zemin Hakim Periyodu
f	: Zemin Hakim Frekansı
H/V	: Yatay/Düşey Spektral Oranı
S/R	: Referans Oranı Yöntemi
Qp	: P dalgası için Kalite Faktörü
Qs	: S dalgası için Kalite Faktörü
Misfit	: Hata oranı
Generation	: Jenarasyon
Ground Response	: Yer Tepkisi
c(f)	: f frekasında Gözlemsel Faz Hızı
CBS	: Coğrafi Bilgi Sistemi
P-GUN	: P türü Sismik Enerji Kaynağı
S-GUN	: S türü Sismik Enerji Kaynağı
V_s	: Kayma Dalga (S) Hızı
SCPT	: Sismik Konik Penetrasyon Testi
AGC	: Otomatik Kazanç Kontrolü
CDP	: Ortak Derinlik Noktası
λ	: Dalga boyu
IDW	: Uzaklığın Tersine ile Ağırlıklandırma
SVTM	: Sismik Veri Tabanı Modeli
TSYM	: Türkiye Sayısal Yükseklik Modeli

ÖZET

MİKROBÖLGELEME ÇALIŞMALARINDA YER TEPKİSİ VE KAYMA DALGA HIZ (V_s) YAPISININ YORUMLANMASI: ESKİŞEHİR ÖRNEĞİ

Ülkemizde ve dünyada meydana gelen depremler, birçok mühendislik yapısının farklı nedenlerden dolayı hasar görmesine veya tamamen çökmesine neden olmaktadır. Özellikle rezonans etkisi ve odaklanma etkisi nedeniyle, yerleşim alanları kuvvetli ve uzun süreli sismik sarsıntıların etkisinde kalmaktadır.

Çalışma alanı olarak seçilen Eskişehir kent merkezinde, 20 Şubat 1956'da, 6.4 büyüklüğünde, meydana gelen depremde 2819 yapı hasar görmüştür. 17 Ağustos 1999 Kocaeli (M_w :7.4) depreminde, Eskişehir kent merkezinde 86 kişi hayatını kaybetmiş ve 95 kişi yaralanmıştır. 70 konut-işyeri ağır hasar görmüş, 1 bina deprem anında, 4 bina depremden sonra yıkılmıştır. Eskişehir kent merkezine yaklaşık uzaklığı 130 km olan 1999 Kocaeli depreminin bu ölçüde hasar meydana getirme nedeni halen araştırılmakta olan bir konudur. Bu hasarların en önemli nedenlerinden biri yerel zemin etkisi (Site Effect)'dir. Bu çalışmanın amacı, bu etkiyi jeofizik yöntemler kullanarak belirlemektir.

Yerel zemin etkisini belirlemede kullanılan parametrelerden en önemlileri; yerin kayma dalga hızı (V_s), sediman kalınlığı (h) ve zemin hakim titreşim frekansı (f)'dır. Yüzeye yakın S dalga hızı yapısı, Rayleigh dalgalarından türetilen dispersiyon eğrilerinden ters çözüm yolu ile hesaplanabilmektedir. Bu çalışma kapsamında, diğer yöntemlere göre daha pratik, tahribatsız, hızlı ve ekonomik avantajlar sağlayan, tek istasyon ve dizilim mikrotremor ölçüm yöntemleri uygulanmıştır. Mikrotremor kayıtları, basit veri işlem ve analiz özelliklerinden dolayı mikrobölgeleme çalışmalarında da çok kullanışlı bir veri kaynağıdır. H/V spektral oran ve Uzaysal Özilişki (SPAC) yöntemleri kullanılarak, hakim frekans (f), anakaya derinliği (h) ve kayma dalga hızı (V_s) yapısı belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar, patlatmalı enerji kaynağı kullanılarak yapılan 96 kanallı sismik yansıma verileriyle karşılaştırılmıştır. Çalışma alanında daha önceden yapılan derin sondaj ve sığ sondaj verilerinden de yararlanılarak, iki tabakalı yer yapısı için (anakaya derinliği " h_1 ", yumuşak zemin tabakası " h_2 "), sediman kalınlığı (h) - zemin hakim frekansı (f) arasındaki ilişkileri tanımlayan, iki ayrı bağıntı geliştirilmiştir.

Çalışma alanının kuzeyinde Triyas yaşlı metamorfik kayalar, güneyinde ise daha çok Pliyosen, Miyosen ve Eosen yaşlı sedimanter kayalar yüzeylenmektedir. Eskişehir Ovası'nın üst seviyesini ise Kuvaterner yaşlı birimler oluşturmaktadır. Bu çalışmada toplanan tek istasyon mikrotremor (H/V) ölçüm sonuçları irdelenmiş ve toplanan bu veriler kullanılarak çalışma alanı için "Zemin Hakim Frekans Haritası" hazırlanmıştır. Hazırlanan bu harita bölgenin jeoloji haritası ile karşılaştırılmış ve yüksek frekans değerlerinin gözlendiği alanların anakayanın yüzeylendiği alanlara karşılık geldiği görülmüştür. H/V oran eğrilerindeki 1. Pikler çalışma alanının kuzeyinde yüzeylenen Triyas yaşlı kayalar ile ilişkilendirilirken 2. Pikler Porsuk Nehri ve Sarısu Çayı'nın getirdiği sedimanlardan oluşan Kuvaterner yaşlı yeni alüvyon birimiyle ilişkilendirilmiştir. Ölçülen frekans değerleri ve V_s yapılarının, jeolojik yapı ile uyumu denetlenmiştir.

SUMMARY

INTERPRETATION OF GROUND RESPONSE AND SHEAR-WAVE VELOCITY (V_s) STRUCTURE IN MICROZONATION STUDIES: A Case Study in Eskişehir

Earthquakes in our country and in the world cause damage and collapse of engineering structures due to several reasons. Settlement areas are under the effect of strong and long-duration seismic vibrations due to resonance and focusing effects.

Eskişehir city-center is chosen as the study area where an earthquake of 6.4 magnitude happened on February, 20 1956 damaged 2819 constructions. During the August, 17 1999 Kocaeli Earthquake, 86 lives were lost, and 95 injuries occurred in the Eskişehir city-center. 70 residences-enterprises were heavily damaged, 1 building during the earthquake, 4 buildings following the earthquake were collapsed. The reason of the extensive damage caused by the 1999 Kocaeli Earthquake 130 km far from Eskişehir is still under investigation. The main reason of those damages is local site-effects. The aim of this study is to determine the effect by using of geophysical methods.

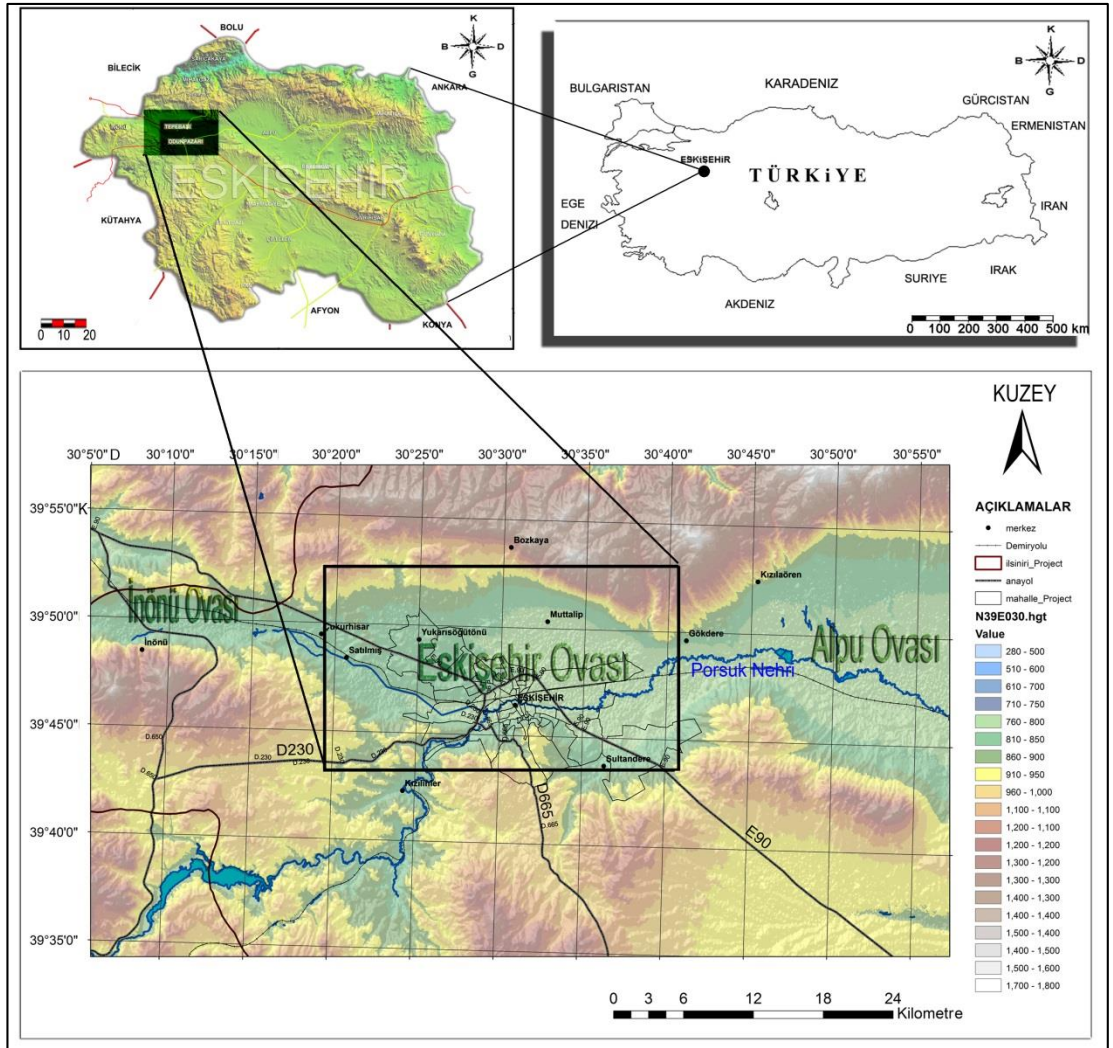
The most important parameters to determine local soil effects are the shear-wave velocity (V_s), sediment thickness (h), and dominant frequency (f). Subsurface S wave velocity model may be computed from the inversion dispersion curves derived from Rayleigh waves. In this study, single/multiple station microtremor measurement methods which are more practical, non-destructive, fast and economical compared to other methods were implemented. These methods using microtremor recordings have become a very useful data for microzonation studies because of their simple acquisition and analysis. Dominant frequency (f), bed-rock depth (h) and shear-wave velocity (V_s) were determined from H/V spectral ratio and Spatial Autocorrelation (SPAC) methods. The results obtained were compared to the 96-channel seismic reflection data with explosive energy source. Two separate formulae, defining the relation between sediment thickness (h) and dominant frequency (f) for two layered structure (bed-rock depth ' h_1 ', soft soil layer ' h_2 '), were developed based on the data obtained from shallow- and deep-drill data.

Trias metamorphic rocks on the north, and Pliocene, Miocene, Eocene sedimentary rocks on the south of the study area outcrop. Quaternary age of units constitute the upper-level of the Eskişehir valley. In this study, single station microtremor (H/V) measurement results, which were collected by university, are analyzed and with the help of these data, a complete fundamental frequency map has been prepared for the study area. This map was compared with a regional geological map and the higher frequency area indicated that is near to the surface of bedrock. First-pick on the H/V spectral ratio curve is related to the Trias rock outcrops at the north of the study area, second-pick on the H/V spectral ratio curve is related to the Quaternary new alluvium deposited by the Porsuk River and Sarısu Creek. The compliance between measured frequency values and V_s models versus geological structure were investigated.

1. GİRİŞ

1.1. ÇALIŞMANIN AMACI

Bu çalışma kapsamında, 20 Şubat 1956'da yerel saat ile 22:32'de meydana gelen 6.4 büyüklüğündeki depremden (Öcal, 1959) ve 17 Ağustos 1999 Kocaeli (Mw:7.4) depreminden (Altunel ve Barka, 1998) etkilenen, Eskişehir ili kent merkezini de içine alan, Eskişehir Ovası (Şekil 1.1) yer yapısının ve S-dalga hızı-derinlik değişiminin araştırılması amaçlanmıştır.



Bu tez çalışması kapsamında Eskişehir Ovası için ortaya konulacak olan sediman kalınlık veya ana kaya derinlik yapısı ile daha önceden bölgenin jeolojik özelliklerini çalışan araştırmacıların ortaya koyduğu Eskişehir Graben yapısının, jeofizik yöntemler kullanılarak detaylı olarak incelenmesi amaçlanmıştır.

Depremler sonucu oluşan kuvvetli yer hareketleri miktarlarının, yerel zemin etkisi veya sığ yer etkisi (site effect)'nden kaynaklı olarak alansal farklılık gösterdiği bilinmektedir. Bu farklılık, yer bilimci araştırmacılar tarafından jeolojik yapı ve geoteknik zemin özellikleriyle ilişkilendirilmiştir. Sismik mikrobölgeleme çalışmaları kapsamında ele alınan bu konular, problemin ortaya konulması ve ortaya konulan problemin çözümlenmesi aşamalarında, farklı meslek disiplinlerinin bir arada çalışmasını gerektirmektedir. Farklı bilim dallarındaki araştırmacıların, bölgedeki tehlikeyi ve tehlike kaynaklı oluşabilecek riskleri belirlemesi için kullandıkları bilimsel yöntemlerden elde ettikleri mekânsal verilerin depolanması ve sonuçların bir arada değerlendirilmesi, günümüz bilgi teknolojilerinin etkin bir şekilde kullanımını gerektirmektedir. Bu tez çalışması kapsamında sismik mikrobölgeleme çalışmalarında, Coğrafi Bilgi Sistemleri'nin etkin bir şekilde kullanımı amaçlanmıştır.

Anakaya üzerinde yer alan tabakaların kayma dalga hızı ve sediman kalınlığının belirlenmesi, zeminlerde meydana gelebilecek olası büyütme potansiyelinin belirlenebilmesine imkan tanıyacaktır. Jeolojik ve hidrojeolojik araştırmaların yanında bu verilerin elde edilmesi için çeşitli jeofizik ve geoteknik yöntemler geliştirilmiştir. Derin sondaj, kuyu içi jeofizik, geniş açılımlı sismik kırılma-yansıma ve arka plan sismik gürültü (mikrotremor) ölçümleri bu yöntemlerden en sık kullanılanları ve literatürde kabul görmüş olanlarıdır. Yöntemlerin uygulama zorluğu, uygulama maliyeti ve elde edilen bulguların niteliği gibi özellikleri, araştırmacıların tercih nedenlerini ortaya koyar. Derin sismik yansıma-kırılma yöntemlerinde ihtiyaç duyulan aktif kaynak, arazideki uygulama zorluğu, maliyeti ve şehir içinde uygulanabilirliği açılarından değerlendirildiğinde, uygulaması oldukça güç bir yöntem olarak karşımıza çıkmaktadır. Bunun yanında derin sondaj ve kuyu içi jeofizik yöntemleri de maliyetli uygulamalardır. Son yıllarda yaygın bir şekilde kullanılan mikrotremor ölçüm yöntemleri, yerel zemin etkisinin ve S-dalgası hızının belirlenmesine yönelik araştırmalarda kabul görmüştür. Bu tez çalışması kapsamında, mikrotremor ölçüm

yöntemlerinin kullanılması ve aynı alanda yapılacak derin sismik yansıma ve derin sondaj bilgileriyle karşılaştırılması amaçlanmaktadır.

1.2. ARAŞTIRMA YÖNTEMLERİ VE TEZ METNİNİN ANA HATLARI

Tek istasyon (single station) (Nakamura, 1989, Bard, 1999) ve dizilim ağ (array measurements) (Aki, 1957 ; Aki, 1965 ; Okada, 2003 ; SESAME, 2004 ; Wathelet, 2007) ölçümleriyle, sismik gürültüler ölçülebilir. Mikrotremorların spektral özellikleri ile zeminin dinamik davranışları arasındaki ilişkileri ortaya koymaya yönelik birçok araştırma yapılmış ve halen bu araştırma yöntemlerinin geliştirilmesine yönelik çalışmalar yürütülmektedir.

Bu tez çalışması kapsamında, diğer jeofizik yöntemlere göre; arazi uygulaması daha pratik, hızlı ve ekonomik, veri işlem ve analizi daha basit olan tek istasyon ve dizilim mikrotremor ölçüm yöntemleri kullanılmıştır.

Mikrotremor tek istasyon ölçüm yöntemi kullanılarak elde edilen H/V eğrileri, ana kaya ve sediman arasındaki ara yüzeyin özellikleriyle (derinlik ve empedans kontrastı) doğrudan ilişkilidir.

Mikrotremor dizilim ölçümleri, kullanılan kaynak özelliklerinden dolayı, geleneksel sismik yöntemlere göre farklılıklar göstermektedir. Bu özelliklerinden birincisi, yüzey dalgalarının yeriçi boyunca seyahatlerinin frekans bağımlı (yani dispersif olma özelliği: faz hızı-frekans ilişkisi) olmasıdır. Bu ilişkiden yararlanarak gözlemsel faz hızı eğrileri ters çözüm algoritmalarıyla zeminlerin kayma dalgası hız-derinlik modellerine dönüştürülebilir. İkincisi ise, dizilim yöntemleri kullanılarak faz hızının frekansa bağlı değişiminin belirlenebilmesidir. Yapılan bu çalışmalar; H/V ve dispersiyon eğrilerinin, model parametrelerine (yoğunluk, kalınlık, S hızı, her bir tabakanın P hızı, sedimanter havzanın toplam kalınlığı) farklı duyarlılıklar gösterdiğini ortaya koymuştur (Tokimatsu ve diğ., 1991; Fah ve diğ., 2001; Scherbaum ve diğ., 2003).

Tez çalışması kapsamında, aktif enerji kaynakları (P-Gun, S-Gun) kullanılarak 96 kanallı derin sismik yansıma ve 48 kanallı derin sismik kırılma çalışmaları yapılmıştır,

Yeraltı tabaka yapısının belirlenmesine yönelik bu araştırma sonuçlarından elde edilen sismik kesit verileri ile mikrotremor ölçümlerinden elde edilen sonuçlar karşılaştırılmıştır. Ayrıca çalışma alanında, daha önce DSİ, MTA ve Anadolu Üniversitesi tarafından yapılan derin sondaj verileri kullanılmıştır.

Rayleigh dalga formu kullanılarak elde edilen dispersiyon eğrisiyle ortama ait hız yapıları belirlenmiştir. H/V oran eğrileriyle, sismik yansıma ve sondaj verileri birlikte değerlendirilerek Eskişehir sediman havzası için hakim frekans ile tabaka kalınlığı arasında bir bağıntı geliştirilmiştir.

Toplanan tüm veriler, CBS teknolojileri gibi etkin bir konumsal karar destek sistemi kullanılarak oluşturulan veri tabanında değerlendirilmiştir. Verilerin oluşturulmasında Unified Modeling Language (UML- Birleşik Modelleme Dili) UML diyagramları kullanılmıştır. Tanımlanan veri kümelerinin birbirleri arasındaki ilişkiler analiz edilerek, sonuçların hızlı ve doğru bir şekilde alınabilmesi sağlanmıştır.

Tez çalışmasının ikinci bölümünde çalışma alanının özellikleri, tek istasyon ve mikrotremor dizilim ölçümleri kullanılarak yapılan çalışmalara ait genel bilgiler verilmiştir. Ayrıca bu bölümde mikrotremorların kaynakları ve doğası hakkında detaylı bilgi verilmiştir.

Üçüncü bölümde, malzeme ve yöntem başlığı altında, sırasıyla mikrotremor kayıtları ve analiz yöntemleri, sismik yansıma yöntemi, mikrobölgeleme ve coğrafi bilgi sistemi hakkında bilgiler verilmiştir.

Dördüncü bölümde, “Uygulama ve Bulgular” başlığı altında, mevcut verilerin derlenmesi, CBS veri setlerinin oluşturulması sonucu elde edilen çıktılar sunulmuştur. Ardından tek istasyon mikrotremor ve dizilim ölçümlerinden elde edilen sonuçlar verilmiştir. Bu bölümün sonunda bu tez çalışması kapsamında elde edilen sediman kalınlığı ile frekans arasındaki ilişki verilmiştir. Beşinci ve son bölümde elde edilen sonuçlar tartışılmış, bölgenin jeolojik ve tektonik yapısıyla ilişkilendirilmiştir.

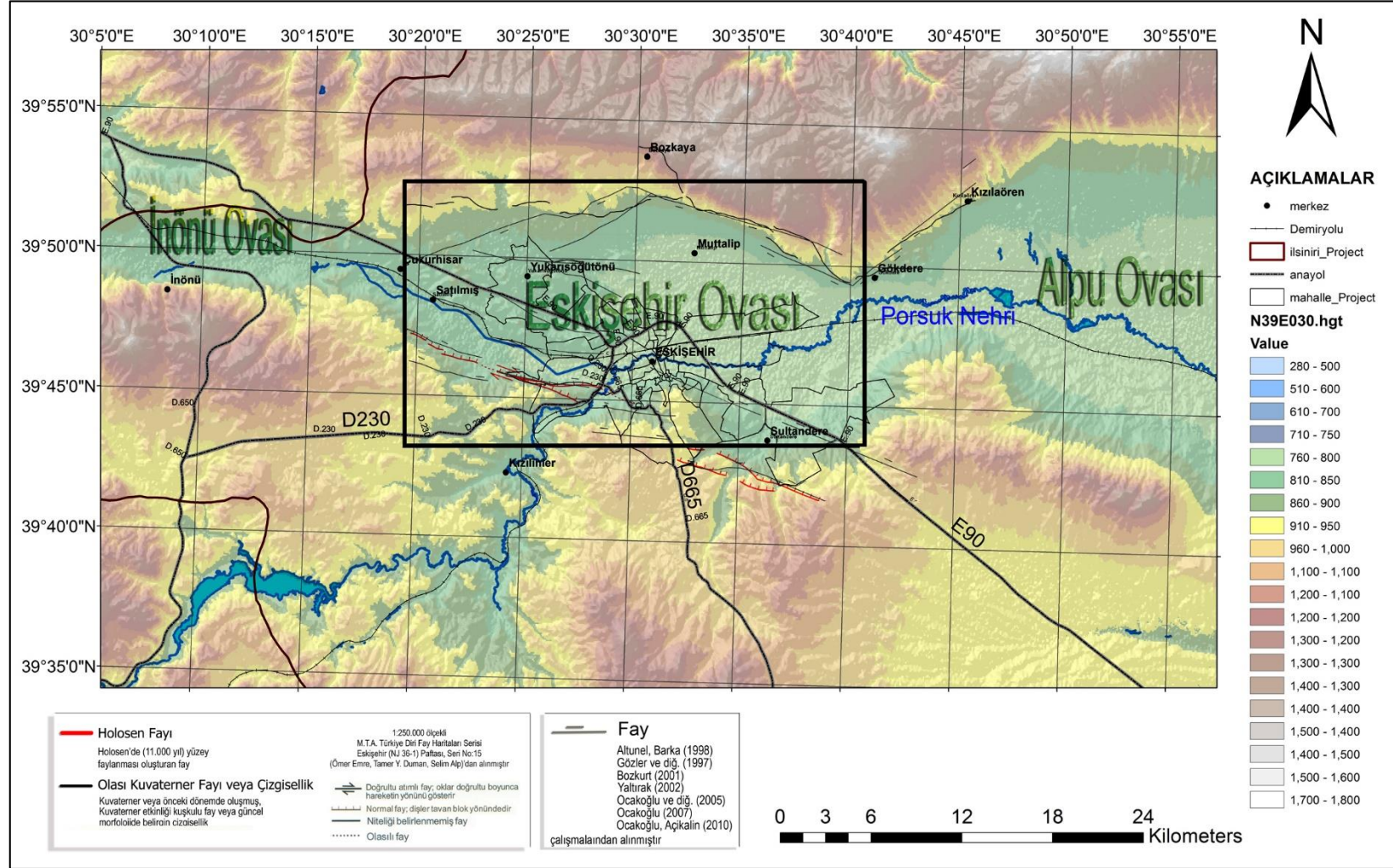
2. GENEL KISIMLAR

2.1. ÇALIŞMA ALANININ ÖZELLİKLERİ

Çalışma alanının kuzeyinde ve güneyinde bulunan yükseltilere karşın, yerleşim yerinin yoğun olduğu orta kesimde düzlükler egemendir. Eskişehir ovası olarak adlandırılan bu ova, doğuda Alpu Ovası'na ve batıda İnönü Ovası'na açılır. Şekil 2.1'de siyah renkli çerçeve içine alınarak gösterilen çalışma alanı, doğu-batı yönlü 35 km, kuzey-güney yönlü 20 km'lik bir alanı içine almaktadır. Eskişehir Ovası'nın doğuda Gökdere'ye doğru hızla daraldığı ve ardından daha dar bir kuşak halinde Alpu Ovası'na doğru uzandığı görülmektedir.

Çalışma alanı için arazi topoğrafyasını haritalamak amacıyla 3" (~90m) çözünürlüklü Türkiye Sayısal Yükseklik Modeli (TSYM3) kullanılmıştır. TSYM3, Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümünde yürütülen 106Y130 nolu "Yerel Yükseklik Bilgileriyle Desteklenmiş SRTM Verileri Kullanılarak Türkiye için 3"x3" Çözünürlüklü Sayısal Yükseklik Modelinin Oluşturulması" başlıklı TÜBİTAK projesi kapsamında oluşturulmuştur (<http://www.tsym3.selcuk.edu.tr>). TSYM3 başta coğrafi bilgi sistemi uygulamaları olmak üzere farklı disiplinlerdeki kullanıcıların yararlanabileceği ulusal bir altlıktır. Bu verilere dayanarak, çalışma alanında yüksekliğin 750-1800 m aralığında değiştiği görülmektedir (Şekil 2.1).

İnceleme alanının en büyük akarsuyu Porsuk Nehri'dir. Bu nehir çalışma alanına güney-batıdan girerek, doğudan çıkmaktadır. Bugünkü morfolojisini Neotektonik dönemde kazanan Eskişehir bölgesinin, morfolojik gelişimi, tektonik yapı ve litoloji tarafından kontrol edilmektedir. Doğu-batı gidişli fayların etkisiyle, aynı yönde uzanan doruklar ve çöküntü ovaları oluşmuştur. Eskişehir ve İnönü ovaları bunun en tipik örnekleridir (Ölmez ve Yücel, 1985).



Şekil 2. 1: Çalışma alanı ve sayısal yükseklik modelini (SYM) gösteren harita (SYM için SRTM “Shuttle Radar Topography Mission” verileri kullanılmıştır).

Günümüzde yaklaşık nüfusu 750000 olan Eskişehir, hızla endüstrileşen ve kentleşen illerimizden biridir. Şehirdeki nüfus artışına paralel olarak ilerleyen hızlı kentleşme sürecinde, yapılaşma açısından uygun olmayan; düşük V_s hızlı ve yüksek sıvılaşma potansiyeline sahip yeni alüvyon zemini üzerinde kentleşmenin artış gösterdiği, bölgede yapılan daha önceki çalışmalardan bilinmektedir (Avdan ve diğ., 2006a ; Nefeslioglu ve diğ., 2003 ; Onur ve diğ., 2007).

Genel olarak çalışma alanının (Şekil 2.5) en yaşlı birimlerini, Triyas yaşlı metamorfik şist-mermer ile ofiyolitik melanj oluşturur. Bu iki birim arasındaki dokanak tektoniktir. Bölgede bu birimler üzerine açılal uyumsuzlukla, Eosen yaşlı konglomera, marn, kilitaşı, kireçtaşı, Miyosen yaşlı andezit, konglomera, kil marn, tuf ve kireçtaşı ve Pliyosen yaşlı kil, tuf, ve bazalt serisi gelmekte en üstte ise eski ve yeni alüvyonlar yer almaktadır (Ölmez ve Yücel, 1985)

2.1.1. Çalışma Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi

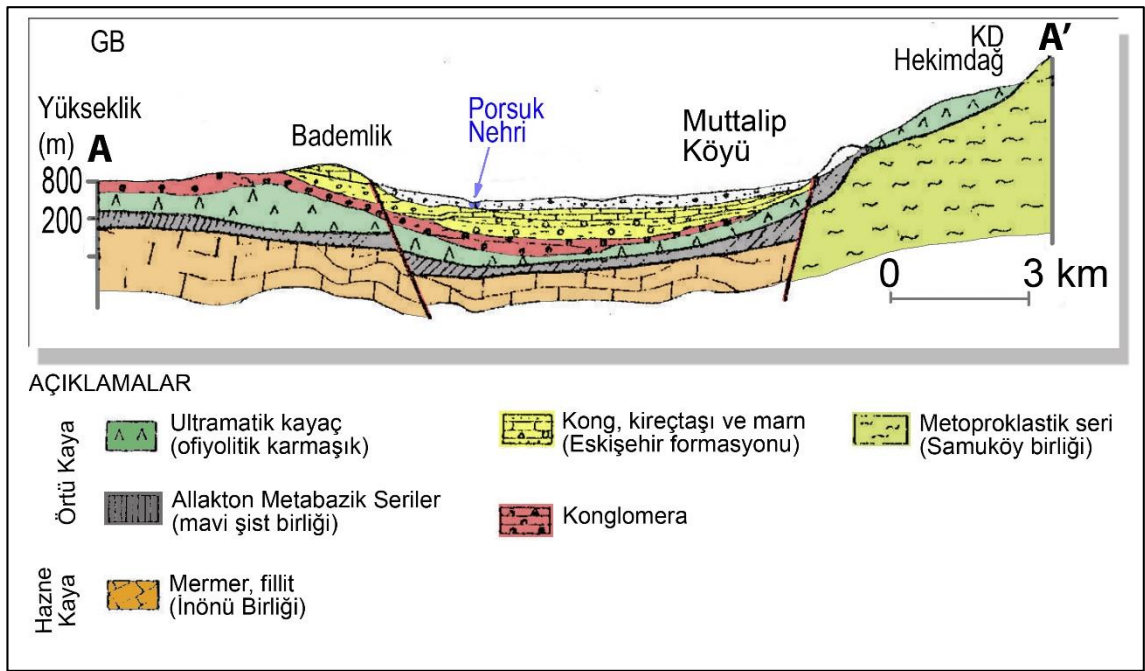
Eskişehir ovasının jeolojik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla günümüze kadar birçok çalışma ve derleme yapılmıştır (Esen ve diğ., 1976 ; Gözler ve diğ., 1985 ; Ölmez ve diğ., 1986 ; Ölmez ve Yücel, 1985 ; Yıldırım ve Gürsoy, 1985 ; Sariiz ve Oruç, 1989 ; Yücel, 1986 ; Gözler ve diğ., 1996 ; Altunel ve Barka, 1998; Ocakoğlu ve diğ., 2005). Bu çalışmalara göre, Eskişehir ili sınırlarında bulunan formasyonlar; gençten yaşlıya doğru, Alüvyon, Akçay Formasyonu, Ilıca Formasyonu, Porsuk Formasyonu, Mamuca Formasyonu ve Karkın Formasyonu' dur (Şekil 2.5).

Çalışma alanında; Pleyistosen yaşlı çakıl, kum, silt, kil içeren alüvyon, Akçay Formasyonu, konglomera-kumtaşı, marn, kireçtaşı içeren Üst Miyosen yaşlı Porsuk Formasyonu ve bazalt, tuf, killi tüflü kalker, konglomera-kumtaşı içeren Pliyosen yaşlı Ilıca Formasyonu bulunmaktadır. Porsuk Formasyonunda, Pliyosen yaşlı Ilıca Formasyonuna ait killi tüflü kalkerli seviyelerin mostra verdiği görülmektedir (Şekil 2.5).

Eskişehir yöresinin bugünkü şeklini almasında orojonik hareketler ve faylanmalar önemli rol oynamıştır. Muhtemelen alt miyosende gölsel havzaların oluşumunda,

kuzey-güney yönündeki çekme gerilimi sonucu doğu-batı yönünde eğim atımlı normal faylanmalar meydana gelmiştir. Daha sonra bölgeye etki eden doğu-batı doğrultulu basınç gerilimi sonucu, doğrultu atımlı faylanmalar gelişerek önceki eğim atımlı fay aynalarının parçalanmasına neden olmuştur (Sarıız ve Oruç, 1989) (Şekil 2.5).

Zamanla yeniden orojenik hareketlere uğramış eğim atımlı normal faylar gençleşmeye uğrarken, bu faylara paralel olarak kademeli biçimde yeni faylanmalar görülmüştür. Bu nedenle Eskişehir yöresinin güney ve kuzeyi yükselim biçimini alırken, orta kısım grabenleşerek genç serilerin oluşumunu sağlamıştır. Şekil 2.2’de gösterilen A-A’ jeolojik kesit hattı Şekil 2.5’deki haritada görülmektedir.



Şekil 2. 2: Eskişehir Ovası’nın Jeoloji Kesiti, (Sarıız ve Oruç, 1989)’dan alınmıştır.

Bu bilgilerden hareketle Eskişehir Ovası’nın, kuzey ve güneyde olmak üzere normal faylarla sınırlanan graben sistemleriyle kontrol edilen, tektonik rejim özelliği gösteren bir bölge olduğu söylenebilir. Bu bilgilerin doğruluğunun analizinde önemli bir veri kaynağı sağlayacak araştırmalardan birisi de havzanın taban geometrisinin jeofizik yöntemler kullanılarak çıkarılmasıdır. Bölgede anakaya taban geometrisinin çıkarılmasına yönelik detaylı bir jeofizik çalışmanın olmadığı bilinmektedir. Bunun yanında MTA ve DSİ tarafından yapılmış jeotermal çalışmalar ve gravite,

rezistivite etüdü yöntemleri kullanılarak yapılmış çalışmalar bulunmaktadır (Demirörer, 1978 ; Mumcu, 1975 ; Yıldırım ve Gürsoy, 1985). Bu tez çalışması kapsamında elde edilecek anakaya derinliği ve S-dalgası hızı-derinlik değişimi bulguları bu alanda yürütülecek çalışmalara altlık oluşturabilecektir.

Eskişehir Grabeni, içinde en derin 100 m kadarlık bir Kuvaterner çökeli (Alüvyon, Eski Alüvyon) bulunduğu bilinmektedir. Morfometrik çalışmalar grabenin kuzey kenar faylarının güney fayları kadar aktif olduğuna ve süren yamulmanın bölgenin flüvyal özelliklerini etkilediğine işaret etmektedir (Açıkalın ve Ocakoğlu, 2005).

Batıda İnönü, doğuda Alpu arasında Eskişehir Fay Zonu (EFZ)'nu oluşturan segmentlerin özellikleri, bölgedeki tektonik rejim hakkında bilgi verir (Ocakoğlu ve diğ., 2005). Ayrıca Eskişehir-Bozüyük jeotermal alanı, graben sistemlerine bağlı gelişen düşük entalpili jeotermal alanlarından (Sarıiz ve Oruç, 1989). Anadolu plakası içindeki ana aktif yapılardan biri olan EFZ'nun, Eskişehir civarında, Alpu ve Bozüyük arasındaki 100 km'lik bir alanda yapılan morfotektonik gözlemler ile EFZ'nun BKByönünde 15 km genişliğinde bir zon olarak uzandığını ve 5-25 km uzunluğundaki yaklaşık 21 fay segmentinden oluştuğu belirtilmiştir (Ocakoğlu ve diğ., 2005; Ocakoğlu, 2007).

Çalışma alanında, aletsel dönem (1900) sonrası meydana gelen en büyük deprem, 20 Şubat 1956'da yerel saat ile 22:32'de meydana gelen 6.4 büyüklüğündeki depremdir (Öcal, 1959). 1956 Çukurhisar depremi olarak da bilinen bu depremin odak mekanizması konusundaki tartışmalar halen devam etmektedir (Açıkalın ve Ocakoğlu, 2005 ; Ocakoğlu ve diğ., 2005, Ocakoğlu, 2007, Ocakoglu ve diğ., 2007, Tün ve diğ., 2010).

Çalışma alanının stratigrafik ve litolojik özellikleriyle ilgili çeşitli zamanlarda farklı araştırmacılar tarafından farklı amaçlarla yapılmış çalışmalar bulunmaktadır. Eskişehir yöresinin, özgün tektonik ortamları simgeleyen kuzey toplulukları ve güney toplulukları olarak adlandırılan iki ana yapısal birimden oluştuğu bilinmektedir (Sarıiz ve Oruç, 1989). Temel yerli kayacın tabanı bilinmemekle beraber mermerlerle devam etmekte olduğu tahmin edilmektedir.

Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti Şekil 2.4'de sunulmuştur. Buna göre, çalışma alanının temelini, yeşil, mavi, kirli sarı renkte glokofan şist, muskovit şist, serizit şist ve ince kumtaşı, silttaşı arakatkılı fillitler ile üste doğru masif mermerlerle sona eren Triyas yaşlı metamorfik kayalar oluşturur (Gözler ve diğ., 1985 ; Yücel, 1986).

Triyas yaşlı metamorfik kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen, kumtaşı ve kireçtaşı seviyelerinden oluşan birimin yaşı, Jura olarak belirlenmiştir (Gözler ve diğ., 1985). Bu birimin alt seviyelerinde sarı, kahve renkli, konglomera orta –kalın tabakalı kumtaşları yer almaktadır. Beyaz-gri renkli kireçtaşları ise ince dokulu, orta-kalın tabakalı kaya tipindedir (Yücel, 1986) (Şekil 2.4).

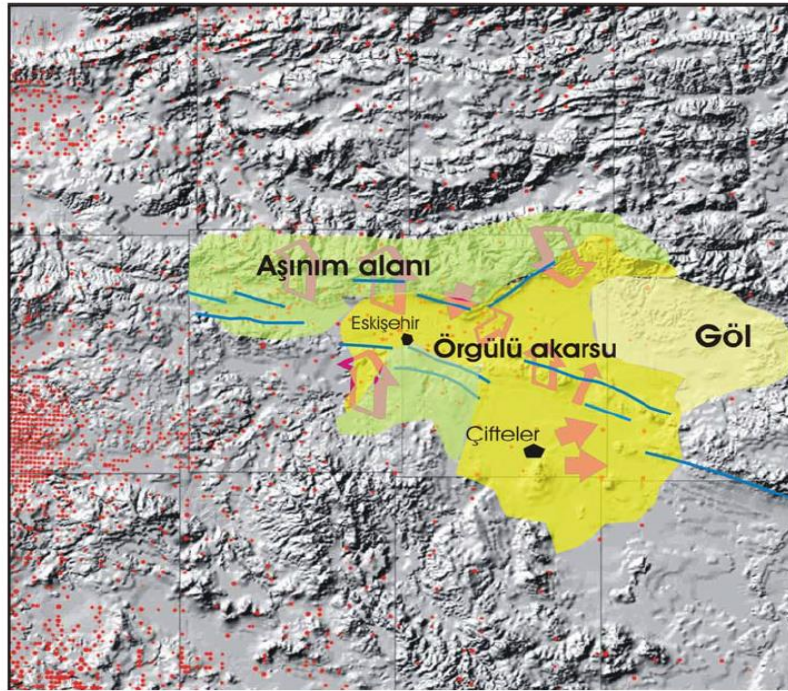
250-350 m kalınlığa sahip Eosen yaşlı birimin tabanında kırmızı, şarabi renkte konglomera ve kumtaşları yer alır. Üste doğru killi sarı, yeşil renkli kiltası ve killi kireçtaşları gelmektedir. Kalınlıkları 60m'ye varan kireçtaşlarında bol miktarda Nummulites fosilleri bulunmuş ve bu nedenle birime Eosen yaşı verilmiştir (Özbek, 1972) (Şekil 2.4).

Konglomera, kiltası, marn, tuf ve kireçtaşından oluşan Üst Miyosen yaşlı birimin tabanında, yer yer sıkı tutturulmuş şist, mermer, tuf, radyolarit ve granit çakılları içeren konglomera yer alır. Bu seviyenin üzerine gri, beyaz renkli kil taşı-marn-tuf ardışığı gelmektedir. En üstte silisifiye kireçtaşı yer alır. 100-300 m kalınlıktaki birime karşılaştırmalar sonucu Üst Miyosen yaşı verilmiştir (Gözler ve diğ., 1985). Birim Eosen çökelleri üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 2.4).

Konglomera, kumtaşı ve yer yer kireçtaşı tabakalarından oluşan Pleyistosen yaşlı birimin kalınlığı 100-300 m arasında değişmektedir. Konglomeralar kendisinden daha yaşlı birimlerin 1-30 cm lik çakıllarını içermektedir. Birim, Miyosen çakılları üzerine uyumsuz olarak yer alır (Şekil 2.4).

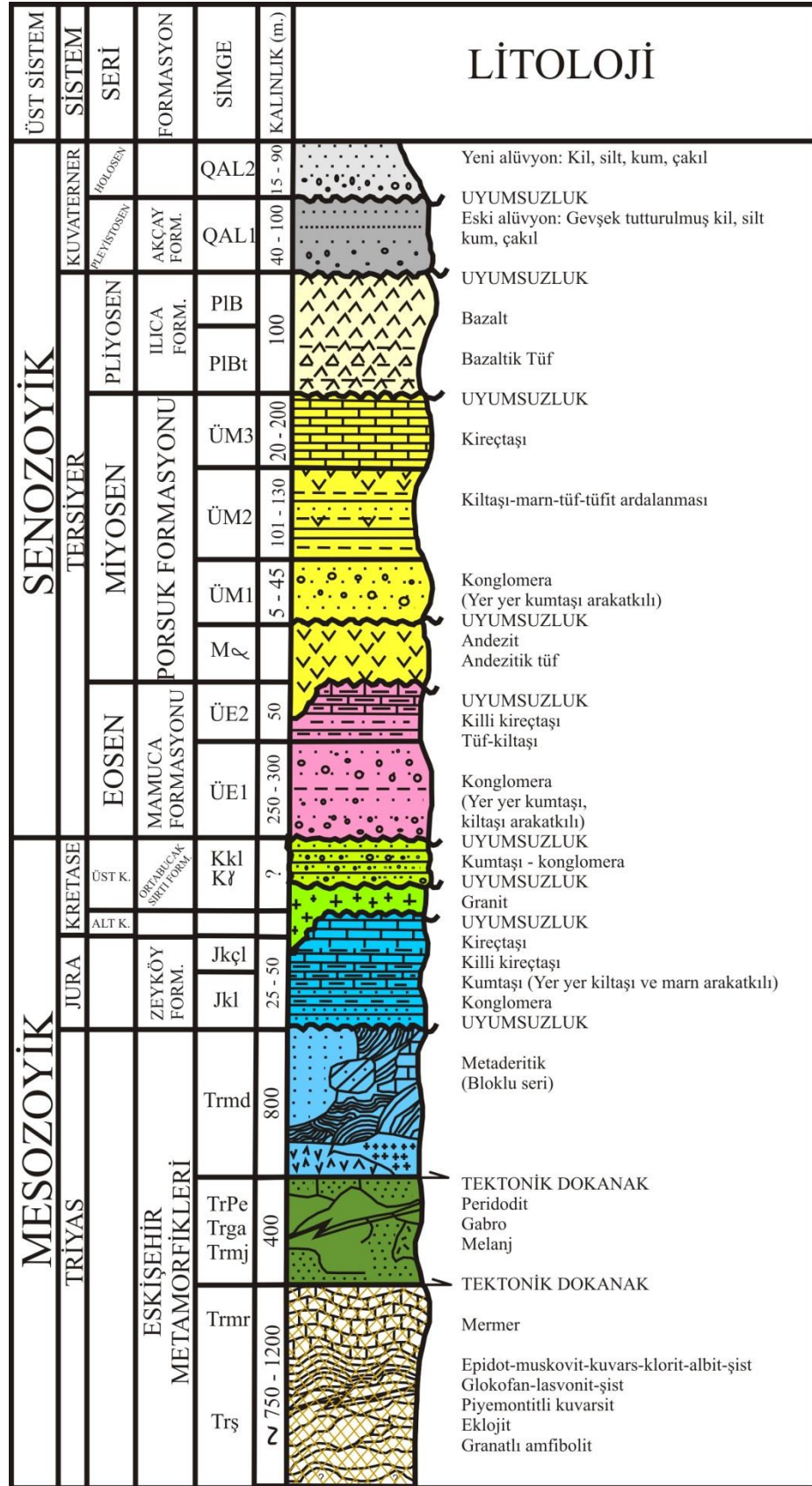
Gevşek tutturulmuş çakıl ve kum tanelerinden oluşan alüvyonal oluşumlar 10-50 m kalınlığına sahiptir (Azdiken ve Çatalyürekli, 2001 ; Ölmez ve diğ., 1986 ; Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001 ; Yücel, 1986) (Şekil 2.4).

Neojen çökellerinin sedimantolojisi (Ocakoğlu ve diğ., 2005) çalışması kapsamında detaylı olarak araştırılmıştır. Çalışma kapsamında özellikle Miyosen ve Pliyosen çökellerinin ortamsal özellikleri ve paleoakıntı verileri değerlendirilmiştir. Araştırmalar sonucunda bölge morfolojisinin EFZ'dan önceki durumu ve EFZ'nin bu morfoloji üzerinde neden olduğu değişiklikler çalışma kapsamında irdelenmiştir. Eskişehir ve Sultandere güneyinde Miyosen istifin oldukça ince olduğu görülmüştür. Eskişehir güneyinde Emek mahallesi civarında mermerler 900 m kodlarında bile gözüktüğü, Sultandere güneyinde ise Orta Miyosen istifinin en üst seviyelerini oluşturan kireçtaşları ince (20 m) bir örtü şeklinde ultramafik temelin üzerine geldiği belirtilmiştir. Pliyosen dönemi paleocoğrafyası, bu dönem sedimanları alanın pek çok yerinde hala yatay konumda bulunduklarından daha güvenilir sonuçlar elde edilebildiği ifade edilmiştir (Şekil 2.3). Şekildeki kırmızı noktalar meydana gelen deprem odaklarını, kırmızı oklar ise gerilme yönlerini göstermektedir.

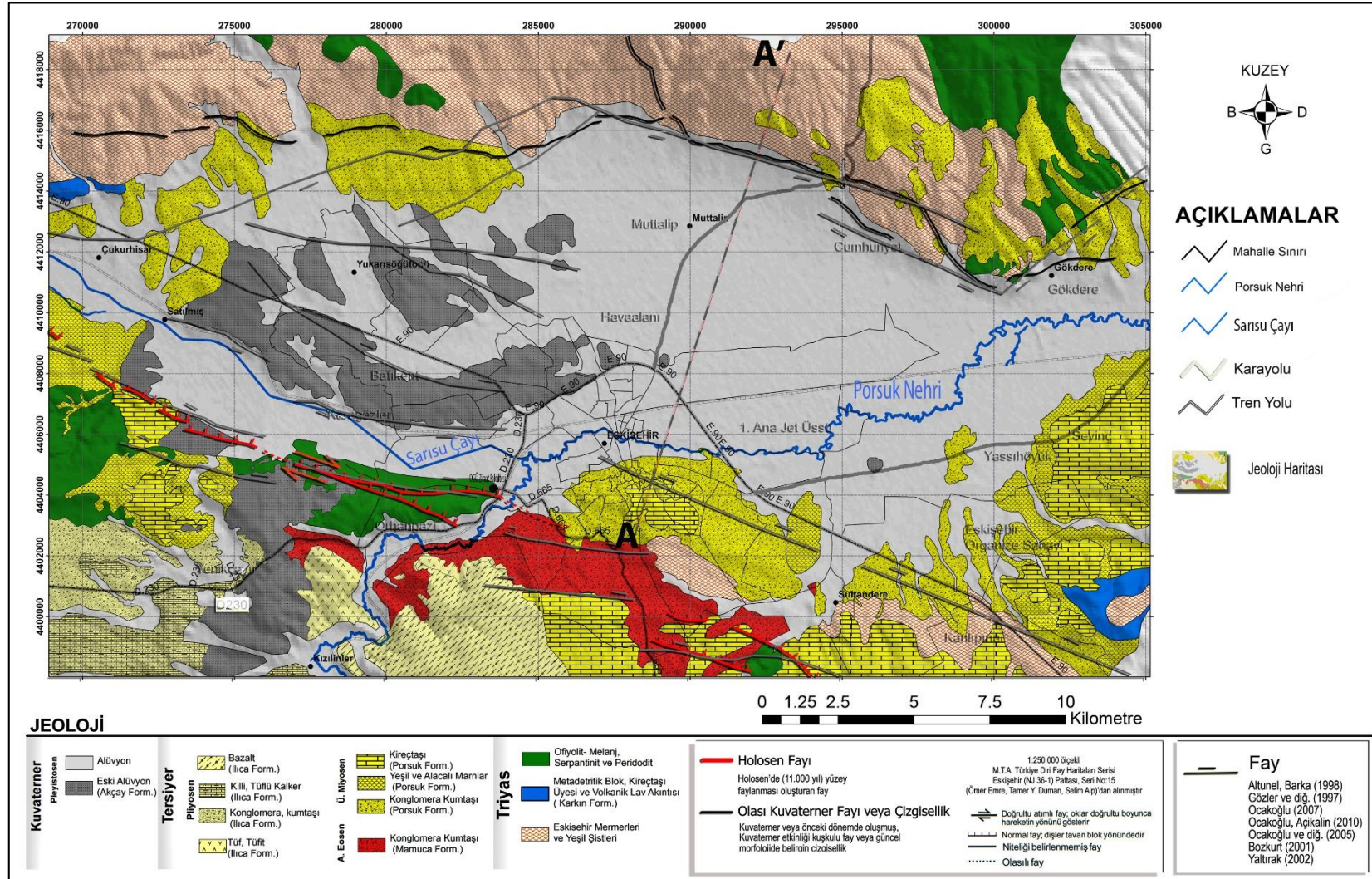


Şekil 2. 3: Pliyosen'de paleoakıntı deseni ve başlıca çökeltme ortamlarının konumu (Ocakoğlu ve diğ., 2005).

En iyi Pliyosen istifi yüzeylenmeleri ise Eskişehir GB'sında Porsuk nehrinin genel K-G gidişine paralel olarak uzanır. Eskişehir kent merkezinin 5 km kadar kuzey batısında yer alan, Aşağı ve Yukarı Söğütönü köyleri civarında, doğuya doğru Muttalıp ve Gökdere köyleri kuzeyinde yatay konumlu Pliyosen istifi geniş bir yayılım sunar (Ocakoğlu ve diğ., 2005).



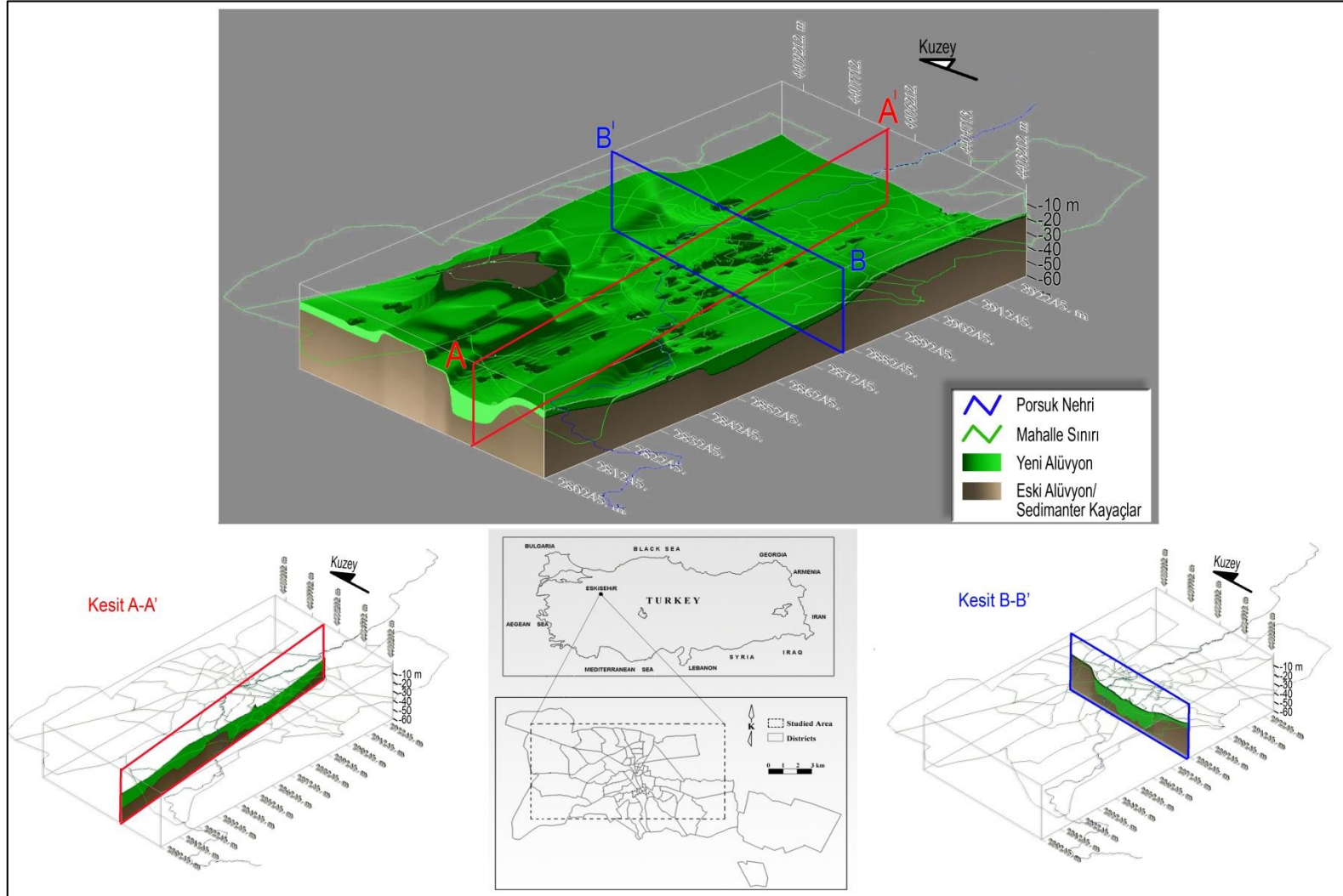
Şekil 2. 4: Eskişehir ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Gözler ve diğ., 1996 ; Gözler ve diğ., 1985).



Şekil 2. 5: Çalışma alanı jeoloji haritası (MTA Raporları, Esen ve diğ., 1976)'dan geliştirilmiştir).

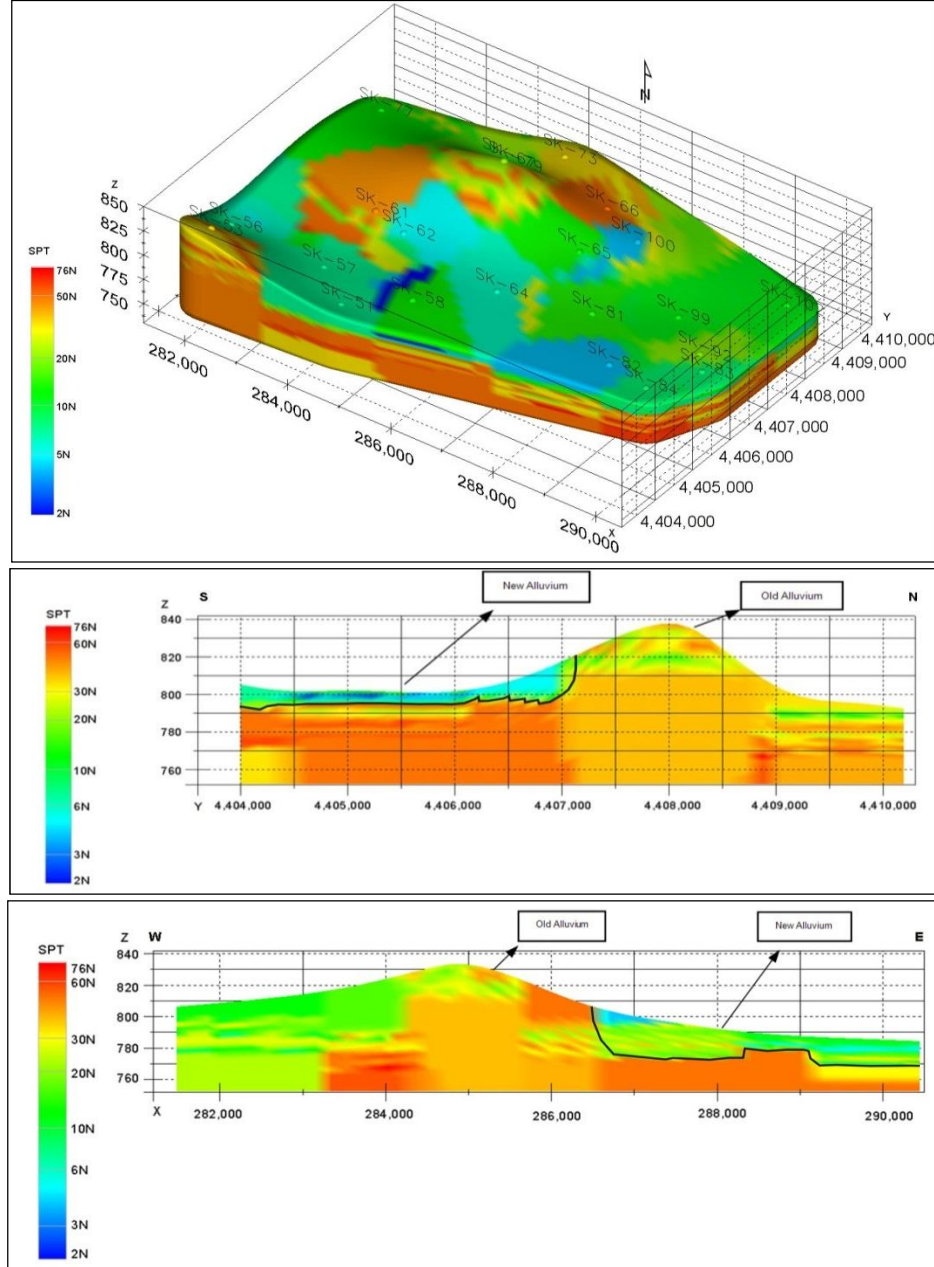
Eskişehir havzasının güncel çökelleri, Porsuk nehri ve Eskişehir kenti batısında Porsuk nehriyle birleşen Sarısu çayının biriktirdiği kırıntılardan oluşmaktadır. Güncel çökellerin yayılımının aktif tektonik yapıyla doğrudan ilişkili olmadığı düşünülmektedir. Eskişehir kent merkezi ve doğusunda güncel birikimin gerçekleştiği ovanın K-G genişliği 10 km'yi geçer. Ovanın kuzey ve güney kenarları ise aktif faylarla sınırlıdır. Kuzey kenarda, yüzlerce metre çaplı yanal alüvyal yelpazelerin havza içine doğru birkaç km ilerleyerek sarı çakıllı kumlara evrildiği gözlenmektedir. Güneyde ise alüvyal yelpazelerin yalnızca Osmangazi Üniversitesi Ziraat Fakültesi'nin batısında aktif bir segmentle ilişkili olarak geliştiği gözlenmektedir (Ocakoglu ve diğ., 2005). Ova merkezi kesimi Porsuk Nehri'nin kanal ve taşkın çökelleri ile kaplıdır. Sulama suyu amaçlı yapılan sondajlara göre, alüvyon kalınlığının yer yer 90 m'yi bulduğu bilinmektedir (DSİ, 1975 ; Esen ve diğ., 1976).

Devlet Su İşleri (DSİ) III. Bölge Müdürlüğü tarafından 2001 yılı içerisinde yapılan rezistivite çalışmaları ve sondaj kuyu verileri ile bu tez kapsamındaki çalışma alanının, özellikle kent merkezini içine alan kısmı için, yeni alüvyon kalınlığı modeli oluşturulmuştur (Şekil 2.6) (Azdiken ve Çatalyürekli, 2001 ; Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001). Bu ölçülerin neticesinde çıkartılan jeofizik kesitler, çalışılan bölgede kalan alüvyon kalınlığının 10-25 m arasında değiştiğini, kuzeydoğuya doğru gidildikçe Porsuk Çayı'nın fazla malzeme depolaması ile diğer yerlere göre 10-15 m kalınlığından 15-25 m kalınlığa kadar ulaştığı belirlenmiştir (Şekil 2.6) (Tün, 2003). Ayrıca Şekil 2.6'da verilen A-A' kesiti, doğu-batı yönlü alüvyon kalınlığı değişimini yaklaşık olarak göstermektedir. Buna göre ölçüm alanının batısında 10-15 m olan alüvyon kalınlığı doğuya doğru gidildikçe 15-25 m derinliğine kadar ulaştığı gözlenmektedir. B-B' kesiti, kuzey-güney yönlü olup kent merkezinde alüvyon kalınlığının 15-25m değerine ulaştığı gözlenmektedir. Kuzey ve Güney'deki topoğrafik yükselimlerle uyumlu biçimde alüvyon kalınlığının düştüğü görülmektedir.



Şekil 2. 6: Jeofizik rezistivite ve sondaj kuyu verilerinden elde edilen alüvyon kalınlığı modeli.

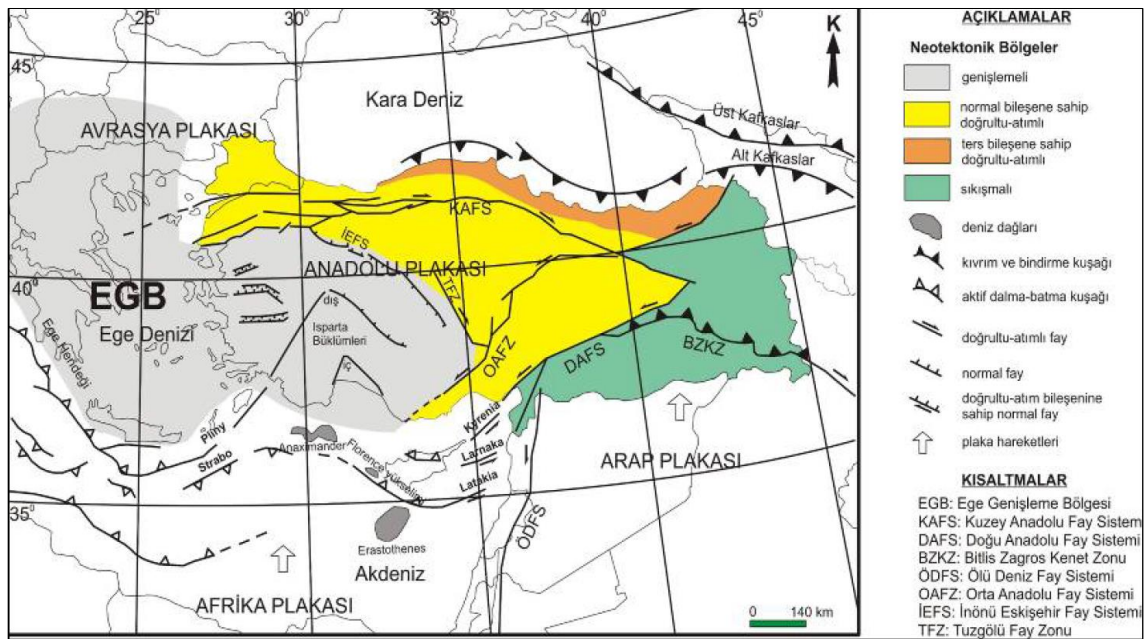
(Akdeniz ve diğ., 2011b) tarafından (Başbakanlık-PUB-MEER, 2006b) projesi kapsamında Eskişehir yerleşim alanı içinde üretilen 30 m derinlikli sondaj verileri kullanılarak Eski Alüvyon-Yeni Alüvyon birimi arasındaki muhtemel sınır SPT N değerlerindeki fark esas alınarak modellenmiştir. Elde edilen kesitlere göre Eskişehir Ovası ortalarında Tepebaşı mevkiinde yüzeyleyen Eski alüvyon birimi Yeni alüvyon biriminin altında devam etmekte olduğu görülmektedir.



Şekil 2. 7: SPT N değerleri değişimine bağlı Eski Alüvyon-Yeni Alüvyon muhtemel sınırı (Akdeniz ve diğ., 2011b).

2.1.2. Çalışma Alanının Yapısal Jeolojisi-Tektonik Özellikleri

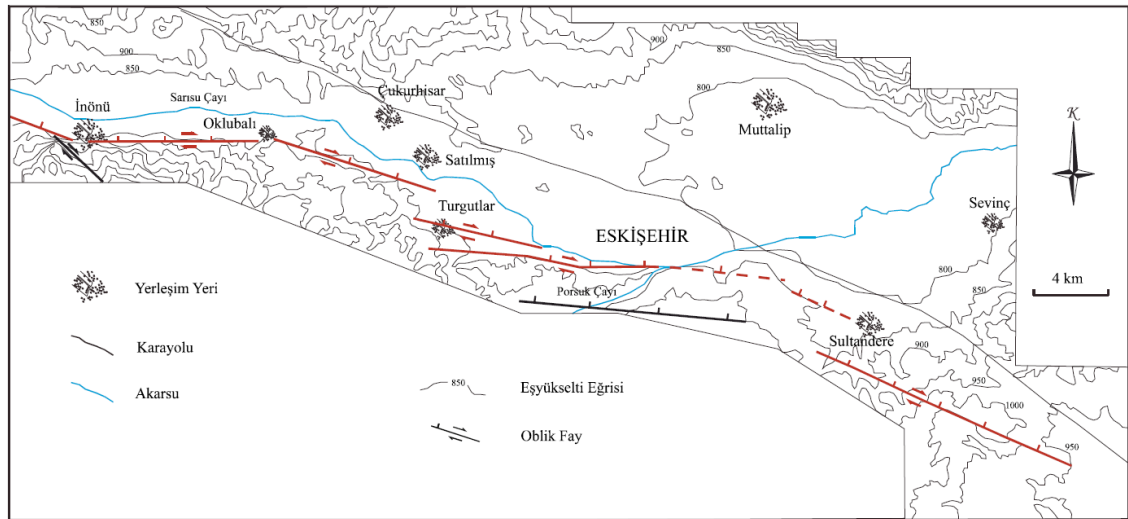
Eskişehir, Triyas sonunda kapanan Tetis okyanusunun meydana getirdiği tektonizma sonucu oluşan İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağında kalmaktadır. Bölgedeki Neotektonik devre, Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Anadolu-Arap Kıtası çarpışması ile başlamıştır. Türkiye ve çevresinin ana tektonik bölgelerini ve ilişkili yapıları gösteren harita Şekil 2.8’de verilmiştir (Koçyiğit ve Özacar, 2003 ; Woodside ve diğ., 2002 ; Zitter ve diğ., 2005'den düzenleyen Kahraman, 2010'dan alınmıştır).



Şekil 2. 8: Türkiye ve çevresinin neotektonik bölgelerini ve ilişkili yapıları gösteren harita. Renk kodları kendine ait deformasyon türünü ve buna bağlı olarak çıkan sedimanter havza tipini temsil eden ana tektonik bölgeleri göstermektedir (Koçyiğit ve Özacar, 2003 ; Woodside ve diğ., 2002 ; Zitter ve diğ., 2005'den düzenleyen Kahraman, 2010'dan alınmıştır).

Eskişehir bölgesi, jeomorfolojik açıdan oldukça belirgin, içinde güncel sedimantolojinin gerçekleştiği, birbiriyle bağlantılı bir dizi çöküntü alanıyla ve bunları sınırlandıran çizgiselliklerle tipik bir özellik gösterir. Öcal, (1959) tarafından sismik özellikleri ve yarattığı hasar incelenen 20 Şubat 1956 depremi bölgenin aktif yamulmaya maruz kaldığının sağlam bir kanıtıdır. Bölgede MTA ve DSİ tarafından yapılan genel amaçlı araştırmalarda bölgeyi etkileyen aktif tektonik yapılar haritalanmıştır (MTA, 2012) (Gözler ve diğ., 1996 ; Gözler ve diğ., 1985). Şengör ve diğ. (1985) tarafından ilk olarak bu çizgisellikler “Eskişehir Fayı” olarak adlandırılmıştır. Eskişehir Fayı Şaroğlu ve diğ.

(1987) tarafından kabaca B-KB doğrultulu, kısa, sistematik olmaktan uzak, çöküntüyü özellikle güneyden sınırlayan, kuzeyde ise saçılmış kısa fay segmentleri şeklinde haritalanmıştır. Araştırmacılar, görece uzun segment dizilimlerine batıda İnönü-Dodurga Fay Zonu, Eskişehir civarında Eskişehir Fay Zonu ve doğuda Kaymaz civarında Kaymaz Fay Zonu adlarını vermişlerdir. Barka ve diğ. (1995)'de, Eskişehir Fayı, batıda Bursa'dan başlatılıp doğuda Sivrihisar doğusuna kadar uzatılmış; büyük bir bölgesel önem yükleyerek, bu fayın, doğrultu atımlı faylarla karakteristik Orta Anadolu'yu, genişlemenin daha büyük ve normal faylarla gerçekleştiği Batı Anadolu ve Ege Bölgesi'nden ayıran bir ana jeolojik eleman olarak belirtmişlerdir. (Altunel ve Barka, 1998) Bursa'dan Kaymaz'a kadar uzanan bu hattı ilk olarak "Eskişehir Fay Zonu (EFZ)" olarak adlandırmışlardır (Şekil 2.9).

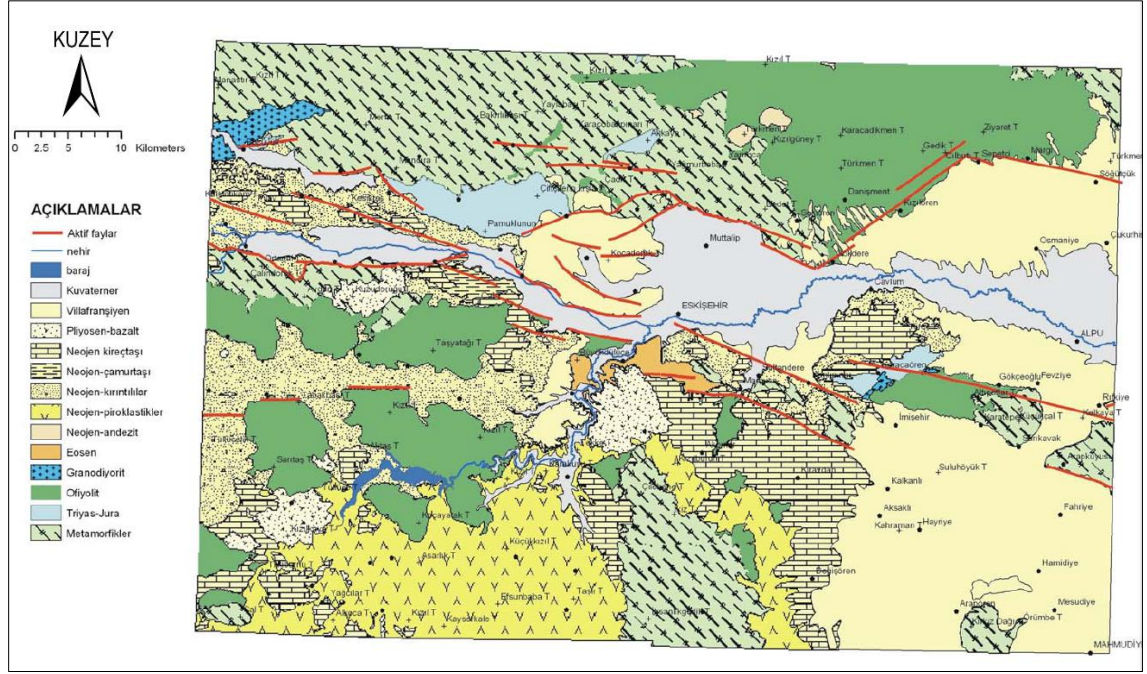


Şekil 2. 9: Eskişehir ve çevresinin tektonik haritası (Altunel ve Barka, 1998).

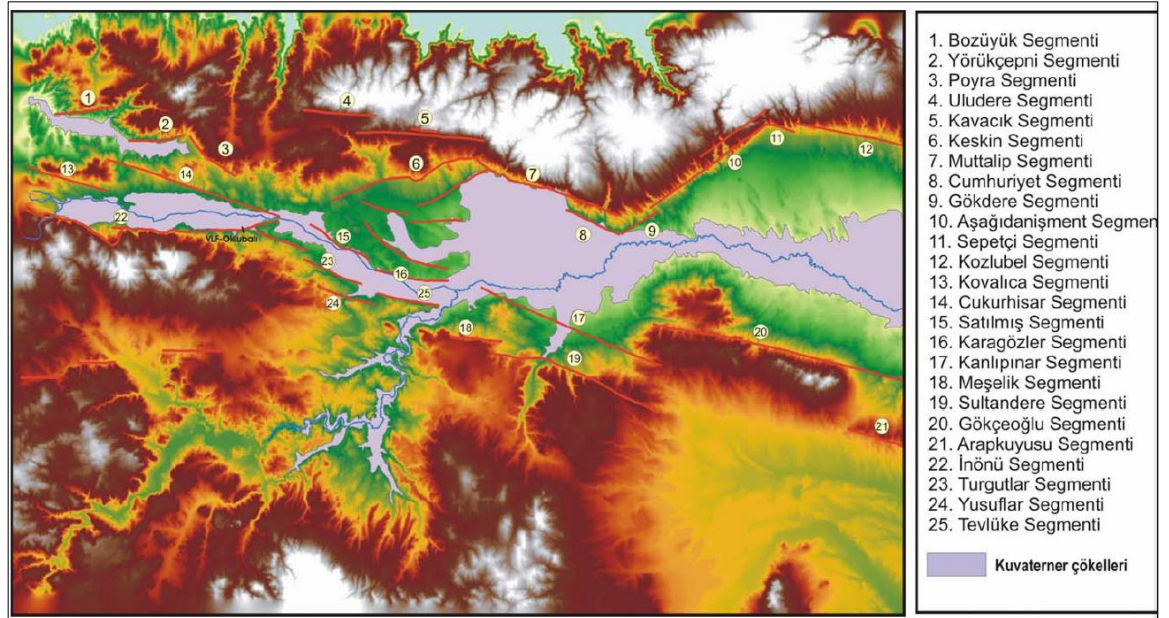
Yaltırak, (2002) Marmara Denizi'nin tektonik evrimini araştırdığı çalışmasında, Marmara Denizi'nin havza modelini tartışırken iki farklı yaştaki fay sistemlerini göstermiştir. Bunlar, erken Miyosen-erken Pliyosen Trakya-Eskişehir Fay Zonu (TEFZ) ve onun kolları ve geç Pliyosen yeni Kuzey Anadolu Fay Zonu'dur. TEFZ bölgenin ilk neotektonik evresini açıkladığı belirtilmiştir.

Son olarak bölgede (Ocakoğlu ve diğ., 2005) tarafından yapılan çalışmada EFZ, ortalama 15 km genişliğinde bir kuşak şeklinde BKB doğrultusunda alanı katettiği ifade edilmiştir (Şekil 2.10). EFZ'yi oluşturan fay segmentleri, 1/25.000 ölçekli oluşturulan

haritada 5-25 km uzunluğa, yer yer birkaç yüz metre genişliğe sahip olduğu görülmüştür. Her bir segment, yakınındaki yerleşim adıyla anılmıştır (Şekil 2.11).



Şekil 2. 10: Çalışma Alanının Jeoloji Haritası (Ocakoğlu ve diğ., 2005).



Şekil 2. 11: Proje alanındaki aktif faylar ve ilgili güncel sedimantasyon (Ocakoğlu ve diğ., 2005).

Bölgenin yapısını oluşturmada önemli rol oynayan doğrultu atımlı, ters ve düşey faylar, özellikle Triyas ve Jura yaşlı kayaçlarda önemli izler bırakmışlardır. Eskişehir'in kuzey ve güneyinden geçen, genellikle doğu-batı doğrultulu olan bu fay segmentleri bölgenin büyük ölçekli morfolojik özelliklerinden biri olan Eskişehir Graben yapısıyla doğrudan ilişkili olduğu, bölgede çeşitli araştırmacılar tarafından daha önceden yapılan jeolojik araştırmalardan elde edilen önemli bulgulardan biridir (Ocakoglu ve diğ., 2005).

2.1.3. Çalışma Alanının Geo-Mühendislik Özellikleri

Aktif tektonik yapıyla doğrudan ilişkili olmadığı ve Porsuk Nehri ile Sarısu Çayı'nın biriktirdiği malzemelerden oluştuğu bilinen Eskişehir havzası güncel çökellerinin geo-mühendislik özelliklerinin incelenmesi, yerel deprem tehlike analizi ve sismik mikrobölgeleme çalışmalarının önemli bir aşamasıdır. Bu nedenle çalışma alanında daha önceden yapılmış sondaj verileri (SPT), elek analizi deneyi, atterberg limitleri, kıvam indisi deney sonuçları, SCPT sonuçları, sismik yöntemler kullanılarak elde edilen sonuçlar çalışma kapsamında derlenmiştir. Çalışma alanında bulunan ve özellikle yeni alüvyon birimi üzerinde, geoteknik ve jeofizik yöntemler uygulanarak yapılan araştırmalarda, genel olarak zemin profilinin çok değişken olmayan bir yayılım gösterdiği ve yüzeyden itibaren ince taneli zeminden iri taneli zemine doğru bir istiflenme olduğu görülmüştür (Akdeniz, 2012 ; Orhan, 2005 ; Orhan ve Tosun, 2010 ; Tün, 2003). (Akdeniz ve diğ., 2011a ; Tün, 2003) çalışması kapsamında çalışma alanında yapılan ortalama 10 m derinliğine sahip 69 adet SCPT verileri değerlendirilmiştir. (Orhan, 2005) çalışma alanının güney ucunda yapılan 170 adet sondaj verisini değerlendirmiştir. (Akdeniz, 2012) çalışma alanında yapılan 30 metre derinlikli 96 adet sondaj verisini değerlendirmiştir. (Akdeniz ve diğ., 2011a) çalışması kapsamında Tepebaşı mevkiinde yapılmış olan 136 adet sondaj verisi değerlendirilmiştir. Elde edilen sonuçlar, Porsuk Nehri'nin ve Sarısu Çayı'nın getirdiği sedimanların yeni alüvyon birimini oluşturduğu yönünde birleşmektedir. Kuvaterner yaşlı bu alüvyon zemin içinde kil, silt, kum ve çakıl seviyeleri bulunmaktadır. Alüvyon zemin, genel olarak yüzeyden 5-6 m derinliğe kadar kil-silt seviyeleri, 5-6 m'den sonra ise kil-silt dereceli olarak azalarak yerini kum ve çakıldan oluşan malzemelere

geçilmektedir. Ayrıca inceleme alanının kuzeyinde yer alan alüvyon zeminin nehir çökeli olduğu belirtilirken güney doğuya doğru taşkın çökeli şeklinde oluştuğu ifade edilmektedir.

2.2. DOĞAL VE İNSAN KAYNAKLI GÜRÜLTÜLER

2.2.1. Mikrotremor

Yerkabuğunda sürekli olarak oluşan titreşimler, sismolojide yeni bir araştırma alanı olan ve son 10 yıl içinde bilim ve teknolojiadaki ilerlemeye paralel olarak kullanımı yaygınlaşan mikrotremor ölçümlerinin kaynağıdır. Doğal ve insan kaynaklı olabilen gürültüler kullanılarak global, mühendislik ve arama sismolojisi ölçeğinde araştırma yöntemleri geliştirilmiştir. Mikrotremor dalga alanı, geniş bir frekans bandında (0.01-50 Hz) enerji içermesi, her zaman ve her yerde ölçülebilmesi nedeniyle aktif sismolojik çalışmalara önemli bir tamamlayıcı veri ve bilgi kaynağı olarak literatürde yer almaktadır. Mikrotremor kaynağı, depremler veya yapay patlamalar olmayan, yerküre üzerinde kalıcı olarak gözlenen ve seyahat eden rastgele sismik titreşimler olarak tanımlanabilir. Bu titreşimlerin yer değiştirme miktarları 10^{-6} - 10^{-2} mm arasında değişmekte olup, bu tür titreşimler mikrotremor (microtremor) olarak da isimlendirilmektedir. Deprem Mühendisliği ve Sismoloji konularında çalışan araştırmacılar bu olgu için daha çok çevresel gürültü (ambient vibrations) kavramını kullanmaktadır. Bu tez çalışması kapsamında bu olgu “mikrotremor” olarak kullanılmıştır.

Enerji kaynağının kökeni belli olmadığı için kaynak her an var olabilir ve her an Rayleigh dalga yayılımı oluşturabilir. Bu çalışmada çok istasyonlu mikrotremor ölçüm tekniği olarak kullanılan SPAC yönteminde, dalga yayılım yönü belirlenemez ancak dairesel dizilimdeki istasyon sayısına ve ortamdaki enerji miktarına bağlı olarak yön bağımlılığını en aza indirmek mümkündür. SPAC yönteminde, ölçüm noktalarından elde edilen verilerin öz ilişki değerlendirmeleri yapılır. Diğer çok istasyonlu mikrotremor ölçüm tekniği olarak kullanılan f-k yönteminde ise kaynak yönünü yaklaşık olarak belirlemek mümkündür. Mikrotremor ölçümleri ile mühendislik ölçeğinde yapılan uygulamalarda insan kaynaklı çevresel gürültüler, rüzgar, atmosferik,

okyanus vb. olayların tamamı kullanılabilir. Ayrıca gelişmiş sismolojik ağlardan elde edilen sürekli kayıtlar, mikrotremorların yeryüzünde her zaman ve her yerde gözlenebilen devamlı bir olay olduğunu göstermektedir. Aktif kaynak kullanılmaması, düşük maliyetli olması, veri toplama ekipmanlarının kolay taşınabilir ve kurulabilir olması, yoğun yerleşim alanlarında uygulama kolaylığı sağlaması, hızlı veri değerlendirme imkanı gibi nedenlerden dolayı özellikle son 10 yıl içinde mikrotremorların kullanımı yaygınlaşmış ve sismik mikrobölgeleme çalışmaları kapsamında yürütülen araştırmalara önemli ölçüde katkı sağlamış bir yöntem olarak literatürdeki yerini almıştır.

Mikrotremorlar kullanılarak yerel zemin etkisinin ve S-dalgası hızının belirlenmesine yönelik çalışan ilk araştırmacılar; (Aki, 1957 ; Aki, 1965 ; Asten, 2001 ; Kanai ve Tanaka, 1961 ; Kanai ve diğ., 1954 ; Nakamura, 1989 ; Okada, 2003 ; Okada ve Sakajiri, 1983 ; Tokimatsu, 1997) olarak verilebilir.

Mikrotremorlar üzerine yapılan ilk çalışmaların sınırlı kalmasındaki nedenlerden birisi ölçüm aletlerinin hassasiyetinin yeterli olmaması diğer bir neden ise mikrotremorların kaynağının ne olduğu konusundaki tartışmalardır.

Bilim ve teknolojik gelişmelere paralel olarak, 1960’lardan günümüze kadar pek çok araştırmacı, farklı çalışma alanlarında, mikrotremorların spektral özellikleri ile zeminin dinamik davranışları arasındaki ilişkileri araştırmışlardır (Irikura ve Kawanaka, 1980, Okada ve diğ., 1987 ; Okada ve Sakajiri, 1983; Tokimatsu ve diğ., 1991; Lachet ve Bard, 1994; Bard, 1998 ; Birgoren ve diğ., 2009 ; Bour ve diğ., 1998 ; Claprod ve diğ., 2012 ; Field ve Jacob, 1993 ; Teves-Costa ve diğ., 1996; Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999; Nakamura, 2000; Parolai ve diğ., 2001; Asten, 2001; Kudo ve diğ., 2002; Ozel ve diğ., 2002; Okada, 2003 ;Atakan ve diğ., 2004a, Ozel ve diğ., 2004; Okada, 2006 ; Parolai ve diğ., 2005 ; Wathet, 2007; Picozzi ve diğ., 2009 ; Zor ve diğ., 2010, Özalaybey ve diğ., 2011; Sánchez-Sesma ve diğ., 2011).

Doğal ve insan kaynaklı gürültüler genel olarak iki ana başlık altında sınıflanmaktadır. Bunlar:

1. Mikrozeizm
2. Mikrotremor

olarak adlandırılır. Mikrozeizmler, genellikle yerküre üzerinde ve içinde oluşan büyük ölçekli ve doğal kaynaklı olayların yarattığı sismik titreşimler olarak tanımlanabilir. Bunlar büyük ölçekli meteorolojik olayların (tayfun, kasırga vb.) yarattığı atmosferik basınç değişikliklerinin yerküre üzerindeki topoğrafik yüzeylere etkileşimi ve okyanuslarda oluşturduğu dalgaların okyanus tabanı ve okyanus-kıta sınırına çarpması ve saçılması sonucu oluşan sismik yüzey dalgaları olarak bilinirler (Tanimoto, 2007) (Özalaybey, 2011b). Mikrozeizmler durağan ya da mevsimsel değişimler gösterebilen bir dalga alanı olup, genellikle temel mod yüzey dalgaları (çoğunlukla Rayleigh) şeklinde yayınırlar (Bonney-Claudet ve diğ., 2006 ; Tanimoto, 2007).

2.2.2. Mikrotremor'un Kaynakları

(Kanai ve Tanaka, 1961), mikrotremorların S dalgasının zemin tabakalarındaki tekrarlı yansımaları sonucunda ortaya çıktığını belirtmiştir. (Kanai, 1983), mikrotremorların düşey düzlemde polarize olmuş S dalgalarından oluştuğu kabulü ile yapmış oldukları araştırmaların sonuçları ile deprem kayıtları arasında benzerlikler olduğunu görmüşlerdir. Ancak bu yaklaşım, diğer araştırmacılar tarafından kabul görmemiştir (Chavez-Garcia ve Cuenca, 1998 ; Horike, 1985 ; Matsushima ve Okada, 1990 ; Tokimatsu, 1997 ; Tokimatsu ve diğ., 1991). Bu araştırmacılar mikrotremorların kaynağının büyük bölümünün yüzey dalgalarından oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Rodriguez ve diğ. (2000), deprem verileri ve mikrotremor kayıtlarından yer etkisini belirledikleri çalışmalarında, mikrotremorları f-k spektrası kullanarak incelemişler ve mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgası içerdiği sonucuna varmışlardır.

Genel olarak rüzgar, deniz dalgaları, insan hareketliliğinden kaynaklı yüzeysel kaynakların (trafik, endüstriyel makineler) yüzey dalgaları ürettikleri, buna karşın derin kaynaklı etkilerin (küçük yer sarsıntıları, volkanik hareketler vb.) neden olduğu titreşimlerin ise düşey doğrultulu cisim dalgaları olarak yayıldıkları kabul edilmektedir. Titreşim kaynakları genel olarak;

- i. Güneş patlamaları
- ii. Atmosferik kuvvetler

- iii. Gel-git hareketi
- iv. Jeotermal aktiviteler
- v. Yer altındaki sismik aktiviteler
- vi. Okyanus dalgaları
- vii. Meteorolojik fırtınalar
- viii. İnsan kaynaklı gürültüler (trafik, sanayi vb.)

verilebilir.

Küçük depremlerin ve tektonik/volkanik olayların açığa çıkardığı uzun periyotlu tremorlar ve telesismik koda dalgaları da mikroseizm sınıflaması altında değerlendirilmiştir (Özalaybey, 2011b). Mikrotremorlar ise kaynağı kültürel (anthropic) ya da doğal olan ve günlük, haftalık periyotlarda değişim gösteren sismik titreşimler olarak tanımlanabilir (Bonney-Claudet ve diğ., 2004 ; Cornou ve diğ., 2004). Kültürel kaynaklı olanlar endüstri, trafik ve inşaat gibi insanlar tarafından oluşturulan yerel etkinlikler sonucu meydana gelir. Bu etkinlikler genelde 2-50 Hz frekans bandında sismik enerji üretirler. Doğal kaynaklı olanlar ise yerel ölçekte rüzgar, fırtına, gibi olayların yeryüzü yapıları ile etkileşimi, deniz, akarsu, ve göllerde gerçekleşen dalga hareketleri sonucu oluşan sismik titreşimlerdir. Bu titreşimler 0.2-2 Hz frekans bandında gözlenir ve oluşturdukları sismik dalga alanı hem cisim hem de temel ve yüksek mod yüzey dalgalarını içermektedir (Özalaybey, 2011b). Mikrotremorların kaynağı ile ilgili olarak (Gutenberg, 1958) titreşim hareketinin frekansına bağlı olarak farklı tipte kaynakları tanımlayan bir tablo hazırlamışlardır. Daha sonra ise birçok araştırmacı benzer sonuçlara ulaşmış ve yayınlamıştır. (Asten ve Henstridge, 1984 ; Astin, 1978). Mikrotremor kaynaklarının frekans bağımlılığı hakkında özet bilgi Tablo 2.1’de verilmiştir.

Tablo 2. 1: Frekansa göre gürültü kaynakları (Asten ve Henstridge, 1984 ; Astin, 1978 ; Gutenberg, 1958).

	Gutenberg, 1958	Asten, 1978
Kıyılarda oluşan dalgalar	0.05-0.1 Hz	0.5-1.2 Hz
Ay tutulması/büyük ölçekli meteorolojik salınımlar	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Okyanoslarda oluşan siklonlar	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Yerel meteorolojik olgular	1.4-5 Hz	
Volkan kökenli titreşimler	2-10 Hz	
Kent içindeki günlük aktivite	1-100 Hz	1.4-30 Hz

Gutenberg (1958) ve Asten (1978) şunları önermişlerdir.

- 0.5 Hz'den küçük frekanslardaki kaynaklar doğaldır (okyanus, büyük ölçekli meteorolojik olaylar). Yani düşük frekanslardaki sismik gürültüler, genel olarak durağandır, yüksek uyumluluğa sahiptir ve genel olarak yüzey dalgalarından oluşur.
- 0.5-1 Hz frekans aralığında oluşan kaynaklar doğal (yerel meteorolojik olgular) ve kültürel (kent yaşamındaki günlük aktivite) olabilir. Bu durumda gürültünün durağanlığı azalır ve dalga paketi içinde yüzey dalgalarının oranı değişir.
- Sonuç olarak, 1 Hz'den büyük frekanslar için, kaynaklar genel olarak kültürel kökenlidir (SESAME, 2004). Yüksek frekanslardaki sismik gürültüler kültürel kaynakların günlük yaşamda hızlı bir şekilde değişmesinden dolayı, genlikleri ve cisim/yüzey dalgası arasındaki enerji oranı bakımından oldukça değişkendir.

Gürültülerin önem derecesi, artan frekansla azalsa da mühendislik çalışmalarında oldukça büyük öneme sahiptirler.

Kısa periyot ($T < 1s$) ve uzun periyot ($T > 1s$) olan gürültüler arasındaki genel ayrım, yerel ölçekli olan mikrotremorlar ile büyük ölçekli doğal olaylardan kaynaklı mikroseizmler arasındaki farka karşılık geldiği bilinmektedir (Bard, 1998 ; Okada, 2003). Arka Plan sismik gürültülerin içerik, kaynak ve özellikleri Şekil 2.12'de verilmiştir.

Arka_plan Sismik Gürültü (ASG)	
$T \geq 1s$	$T \leq 1s$
Mikroseizm	Mikrotremor
Uzak Alan	Yakın Alan
Durağan	Değişken
Yüzey Dalgaları (Rayleigh)	Cisim ve Yüzey Dalgaları
Temel Mod	Temel ve Yüksek Modlar
Gürültü Kaynağı	
Büyük Ölçekli Doğal Olaylar	Yerel Ölçekli Olaylar
Meteorolojik Olaylar&Okyanus Dalgaları	Kültürel : Endüstriyel, Trafik, İnşaat
Düşük Frekanslı Tremörler	$\geq 2 \text{ Hz}$
Uzak Alan Koda Dalgaları	Doğal : Deniz, Rüzgar, Akarsu
0.01-0.2 Hz	0.2-2 Hz

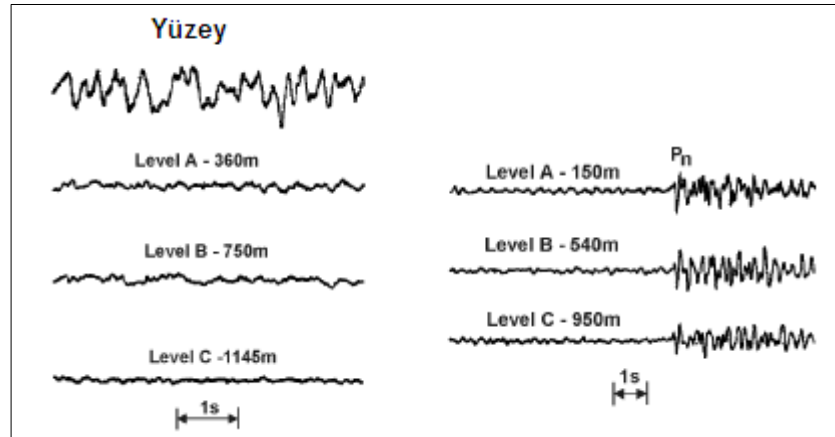
Şekil 2. 12: Arka Plan sismik gürültülerin içerik, kaynak ve özellikleri.

2.2.3. Mikrotremorların Doğası

Mikrotremorların kaynağı kadar onları oluşturan dalgaların yapısı da oldukça önemlidir. Mikrotremor kayıtlarını oluşturan dalgaların cisim dalgası mı yoksa yüzey dalgası mı içerdiği, yüzey dalgası içinde Rayleigh ve Love dalgalarının enerji miktarlarının ne kadar olduğu ve temel mod ile yüksek mod Rayleigh dalga enerji oranlarının ne olduğu gibi sorular cevap aranan bilinmeyenleri oluşturmuştur.

2.2.3.1. Cisim Dalgası/Yüzey Dalgası Enerjilerinin Oranı

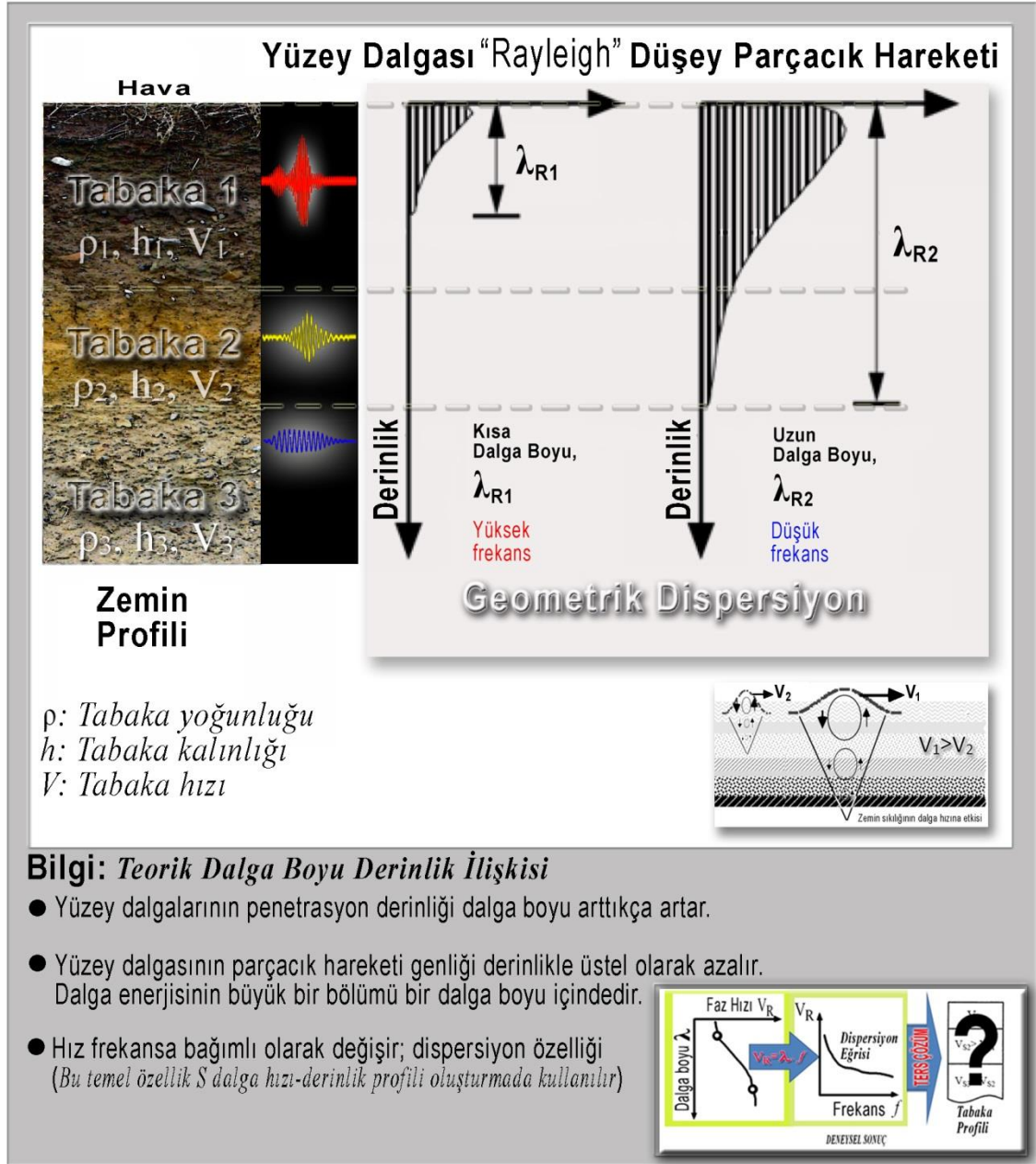
Mikrotremorları oluşturan dalgaların cisim dalgası mı yoksa yüzey dalgası mı olduğuna ilişkin yapılan çalışmada, bir gözlem istasyonunda, yüzey ve kuyu içine yerleştirilen sismometreler vasıtasıyla, derinlik arttıkça gürültünün genliğinde de eksponansiyel bir azalım meydana geldiği görülmüştür (Bard, 1998; Bormann, 2002, Bonnefoy Claudet, 2006) (Şekil 2.13). Bu gözlem, mikrotremorları oluşturan gürültülerin yüzey dalgası olduğunu göstermektedir. Çünkü, cisim dalgalarında derinlikle genlikler arasında böyle bir azalım ilişkisinin olmadığı bilinmektedir.



Şekil 2. 13: Kuyu içinde farklı derinlikler ve yüzeyde kurulmuş bir sismik ağ tarafından; kısa periyot sismik gürültü (solda) ve deprem kayıtlarına ait örnek (Bormann, 2002).

Yüzey dalgalarının penetrasyon derinliği dalga boyu ile arttığından dolayı (Şekil 2.14) yüksek frekanslı gürültüler artan derinlikle hızlı bir şekilde sönümlenir. Dolayısıyla düşük frekanslı dalgalar yer yüzeyinin içine daha fazla nüfuz edebilir. Böylece düşey

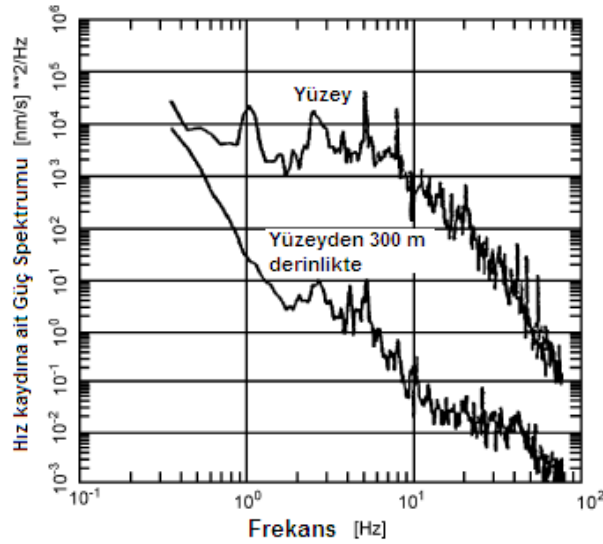
yönlü heterojen bir ortam, yüzey dalgalarının farklı tabakalardan etkilenecek farklı frekanslarda yayılımlarına neden olacaktır. Sonuç olarak faz hızının ortamın mekanik özellikleriyle ilişkili olacağı söylenebilir. Dolayısıyla yüzey dalga hızları frekansın fonksiyonu olarak ifade edilebilir.



Şekil 2. 14: Yüzey dalgası özelliklerinin derinlikle değişimi (geometric dispersiyon) (Foti, 2000 ; Rix ve diğ., 1998) (Brown ve diğ., 2000) (Okada, 2003 ; Strobba, 2005 ; Wightman ve diğ., 2003) kaynaklarından derlenmiştir.

Yüzey dalgası yöntemleri, heterojen ortam içinde Rayleigh dalgalarının geometrik dispersiyonunu analiz eder. Mikrotremor yönteminde de kullanılan bu yöntemin ilkesi,

farklı frekanslar sınırlı derinlikte dalga boyuna bağlı olarak önemsiz sayılmayacak parçacık hareketi ve deformasyon üretir. Düşeyde heterojen olan ortamın fiziksel özellikleri derinlikle değişir. Yüzeyin altındaki yer yapısına bağlı olarak farklı frekanslardaki titreşimler farklı derinliklerde yayılırlar. Frekans bağımlı yayılım özelliği dispersiyon eğrileri ile tanımlanır. Zeminin tabakalı yapısı ve yoğunluğundaki değişimlere bağlı olarak yüzey dalgalarının parçacık hareketlerinin genliği de derinlikle üstel olarak azalır. Bir başka deyişle tabakaların elastik özellikleri (mukavemetlerindeki değişim) farklı frekanslarda farklı hızlarla seyahat eden dalgalar oluşturur. Kuyu içinde yaklaşık 300 m derinlikte kaydedilen gürültünün gücü, yüzeydeki gürültü kaydı ile karşılaştırıldığında gücün azaldığı görülmektedir (Şekil 2.15).



Şekil 2. 15: Almanya-Gorleben'e yakın bir alanda kaydedilen hız yoğunluk güç spektrumu (Bormann, 2002'den alınarak değiştirilmiştir).

Bormann' a göre bu azalış miktarı; 0.5 Hz'de 10 dB, 1 Hz'de 20 dB ve 10 Hz'de 35 dB civarındadır. Ayrıca, derinlik arttıkça sinyalin içeriği kadar gürültünün azalması da yerel jeolojik koşullara ve mekanik bazı durumlara bağlıdır. Mikrotremorların doğası ile ilgili yapılan bu çalışmalar özellikle deprem kayıtları üzerine çalışan araştırmacıların ilgisini çekmiştir. Araştırmacılar, 1 Hz'den düşük frekanslarda oluşan dalgaların (yani mikroseism) Rayleigh dalgaları olduğu üzerine ortaklaşılırken, 1 Hz'in üzerindeki frekanslarda böyle bir uyum yakalanmamıştır (Bonnetfoy Claudet, 2006). Daha çok P

dalgaları ve Rayleigh (temel ve yüksek mod) dalgalarının birleşimi ile oluşmuş bir durumun varlığına değinmişlerdir (SESAME, 2003).

2.2.5. Mikrotremorlar ile İlgili Önceki Çalışmalar

(Kanai ve Tanaka, 1961) 1 s'den daha küçük periyotlu mikrotremorların ölçümelerini esas alarak mühendislik uygulamalarında kullanmışlardır. Bu çalışmadan sonra pek çok araştırmacı yer hareketi özelliklerinin açıklanmasında mikrotremorların uygulanabilirliği konusunda çalışmalar yürütmüştür.

(Ohta ve diğ., 1978) tortul havzalarda (sedimantery basin) uzun periyotlu mikrotremorları gözlemlemişler ve temel yapının derinliğindeki (basement depth) artışla ölçülen baskın frekans değerleri arasında bir ilişki olduğunu görmüşlerdir.

(Kagami ve diğ., 1982), oldukça kalın tabakalardaki uzun periyotlu mikrotremorları incelemişler ve ana kaya derinliği ile mikrotremorların fourier spektrumları arasında sistematik bir ilişki olduğunu belirlemişlerdir.

(Kagami ve diğ., 1986), San Fernando Vadisi'nde yaptığı çalışmalarda, gerçek bir deprem kaydı verisi kullanarak, yer büyütme etkisini (site amplification effect), standart spektral oran yöntemi "referans istasyon yöntemi (Borcherdt, 1970; Nohoshi ve Igarashi, 1971)" ile hesaplamışlar, belirlenen sonuçların bölgenin jeolojisi ile uyumlu olduğunu görmüşlerdir.

(Nakamura, 1989) tarafından tek tabakalı yarı sonsuz bir ortam için, mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgasından oluştuğu ve düşey bileşenlerinin yer etkisinden (site effect) etkilenmediği varsayımı altında; yatay bileşen (Y) ve düşey bileşen (D) spektrumlarının oranına bağlı olarak zemin özelliklerinin belirlenmesi ile ilgili alternatif bir yöntem önerilmiştir. Bu yöntemi kullanarak birçok araştırmacı teorik ve uygulamalı çalışmalarda bulunmuşlardır (Atakan ve diğ., 2004b; Birgoren ve diğ., 2009; Bonnefoy-Claudet ve diğ., 2004; Bour ve diğ., 1998; Fâh ve diğ., 2001; Karabulut, 2012; Okada, 2003; Özalaybey ve diğ., 2011; Parolai ve diğ.,

2002 ; Parolai ve diğ., 2005 ; Picozzi ve diğ., 2005a ; Rosenblad ve Goetz, 2010 ; Wathelet, 2007 ; Woolery ve Street, 2002). Farklı bölgelerde yapılan bu çalışmaların çalışma bölgesinin jeolojik yapısıyla oldukça uyumlu sonuçlar elde edildiği belirtilmiştir. (Lermo ve Chávez-García, 1994) mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi verilerinden bulunan sonuçları kıyaslamışlar ve aralarında bir uyum olduğunu saptamışlardır.

(Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999), Batı Rhine Embayment, Almanya’da yaptıkları mikrotremor çalışmasında Nakamura yöntemini kullanmışlardır. Bölgede yapılan sondajlardan elde edilen veriler yardımıyla bölgesel bir bağıntı oluşturmuşlar ve böylece gevşek zemin tabakasının baskın frekansının yanısıra; kalınlığını da belirlemişlerdir. Onlarca metreden binlerce metre derinliğe kadar değişebilen gevşek zemin kalınlığı diğer bir deyişle ana kaya derinliğinin bulunmasında Nakamura yönteminin kullanılabilirliğini ortaya koymuşlardır.

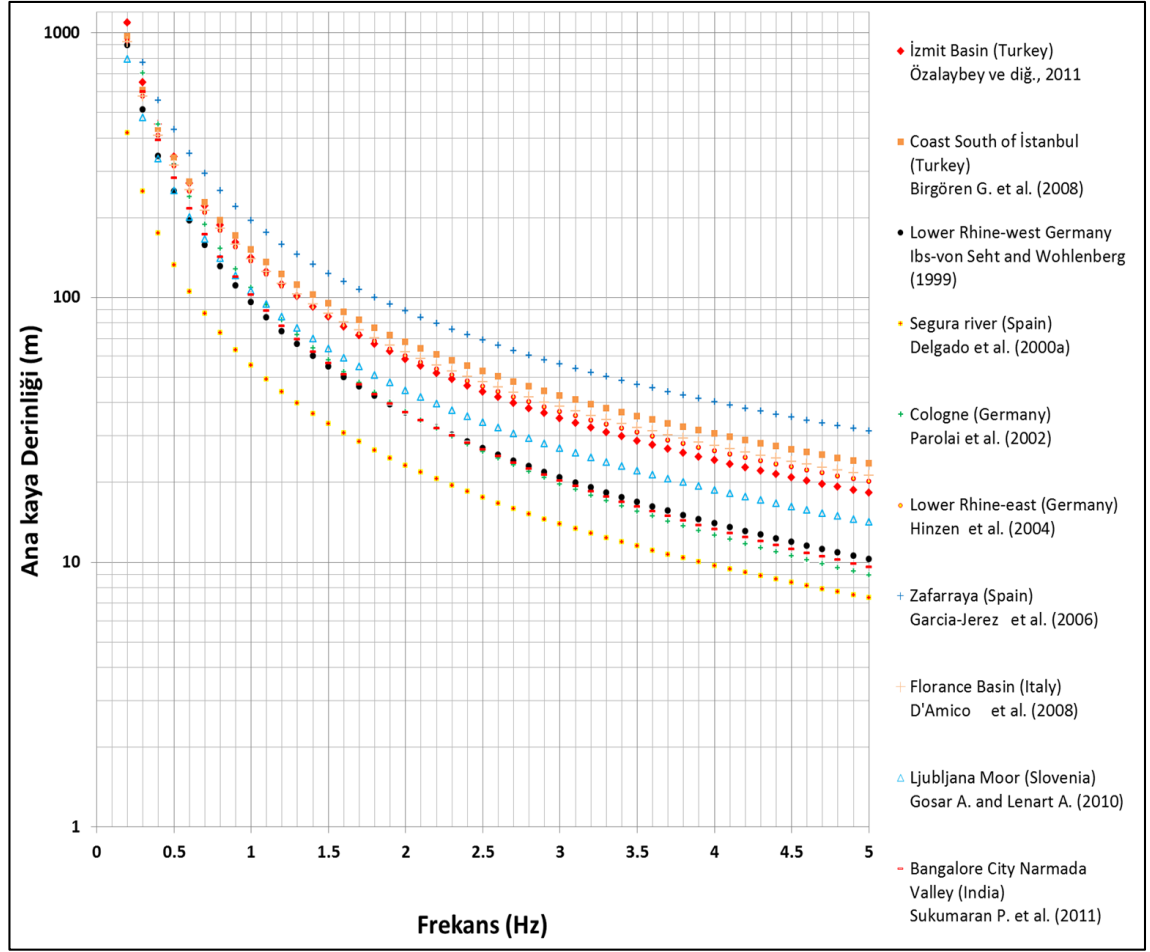
(Delgado ve diğ., 2000a) Segura vadisinde aldıkları 33 adet mikrotremor kaydından Nakamura yöntemiyle baskın frekansları ve 23 kuyu verisinden belirlenen değerleri kullanarak oluşturdukları bölgesel bağıntı ile ana kaya derinliğini hesaplamışlardır.

(Gosar ve Lenart, 2010), Ljubljana Moor baseninde yapmış oldukları 64 adet mikrotremor ölçümü için sediman kalınlığı- hakim frekans arasındaki ilişkiyi araştırmışlar ve anakaya derinliğine kadar ulaşan 65 sondaj verisinden yararlanmışlardır. Elde ettikleri sonuçların sismik kırılma verileriyle uyumuna bakmışlar ve sonuç olarak mikrotremor yönteminin kullanılabilirliğini göstermişlerdir. Bunun gibi (García-Jerez ve diğ., 2006 ; Hinzen ve diğ., 2004 ; Motamed ve diğ., 2007 ; Parolai ve diğ., 2002) (Birgoren ve diğ., 2009 ; Dinesh ve diğ., 2010 ; Karabulut, 2012 ; Özalaybey ve diğ., 2011 ; Sukumaran ve diğ., 2011) çalışma alanları için sediman kalınlığı-frekans ilişki bağıntısı geliştirmişlerdir. $H=af^b$ bağıntısındaki b parametresindeki değişim, bölgenin karakteristik özellikleriyle ilişkilendirilebilecek nispeten küçük bir değişim gösterirken, a parametresindeki değişim her bir bölgenin karakteristik özelliğini daha büyük ölçüde yansıtmakta olduğu görülmüştür. Farklı çalışma alanları için geliştirilen sediman kalınlığı-frekans bağıntısı Tablo 2.2’de verilmiştir.

Tablo 2. 2: 12 farklı sediman havzaları için hakim frekans ve tabaka kalınlığı ilişki bağıntısı ($h=a.f^b$) parametreleri.

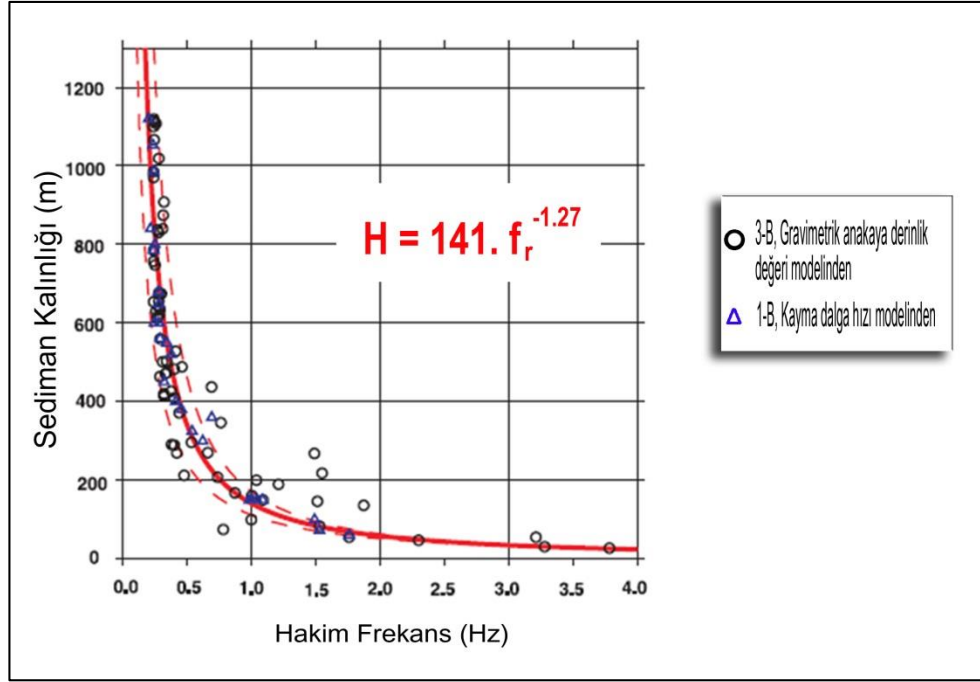
Çalışma Alanı	Referans	a	Δa	b	Δb
Lower Rhine-west (Germany)	Ibs-von Seht and Wohlenberg (1999)	96.0	4.0	-1.388	0.025
Segura river (Spain)	Delgado et al. (2000a)	55.1		-1.256	0.048
Cologne (Germany)	Parolai et al.(2002)	108.0	7.0	-1.551	0.108
Lower Rhine-east (Germany)	Hinzen et al. (2004)	137.0		-1.190	
Zafarraya (Spain)	Garcia-Jerez et al. (2006)	194.6		-1.140	
Bam (Iran)	Motamed et al. (2007)	135.2		-1.979	
Florence basin (Italy)	D'Amico et al. (2008)	140.0		-1.172	
Ljubljana Moor (Slovenia)	Gosar A. and Lenart A. (2010)	105.5	18.7	-1.250	0.150
Bangalore city	Dinesh B.V. et al. (2010)	58	± 8.8	-0.95	± 0.1
Narmada Valley (India)	Sukumaran P. At al. (2011)	102.1		-1.47	
Coast South of İstanbul (Turkey)	Birgören G. et al. (2008)	150.99		-1.153	
İzmit Bay (Turkey)	Özalaybey S. Et al. (2011)	141		-1.27	

Şekil 2.16'da Tablo 2.2'de verilen bağıntıların frekans (Hz)-sediman kalınlığı (m) eksenlerinde grafik gösterimi verilmiştir. Doğal olarak, çalışma alanına bağlı farklılık gösteren bu ilişkiler arasındaki değişim oranları grafik gösterimde daha açık bir şekilde görülmektedir. Özellikle hakim frekans değerinin 0.5 Hz'in üzerine çıktığı değerlerde, farklı bağıntılar için karşılık gelen sediman kalınlığı miktarları arasındaki sapma miktarları dikkat çekmektedir. Frekans arttıkça bu sapma miktarı da artmaktadır. Bu sonuçları genel gerçeklerden hareketle, her bölgedeki zemin tabakaları için farklılık gösterebilecek tabaka yoğunluk değeri, tabakadaki V_p , V_s hız değerleri ve sedimanter yapıyla ilişkilendirmek mümkündür. Mikrotremor ölçümleri kullanılarak elde edilen bu ana kaya derinlik modelleri günümüzde yaygın olarak kullanılmaktadır.



Şekil 2. 16: Farklı araştırmacıların farklı çalışma alanları için geliştirdikleri hakim frekans-ana kaya derinliği değişim grafikleri.

Anakaya derinliği-hakim frekans bağıntısını geliştirirken derin sondaj, gravimetri ölçümleri, sismik deneyler gibi farklı veri kaynaklarından yararlanılmıştır. 3 boyutlu göreceli bir basen derinlik yapısı oluşturabilmek ve çalışma alanı için basen- ana kaya geometrisini 3 boyutlu model üzerinden analiz etmek amacıyla, (Özalaybey ve diğ., 2011) tarafından, İzmit baseni için geliştirilen sediman kalınlığı ile hakim frekans arasındaki ilişki bağıntı (Şekil 2.17)'de görülmektedir. Şekildeki siyah daireler, İzmit baseninin 3-B gravimetrik anakaya derinlik haritasından ölçülen değerleri göstermektedir. Mavi üçgenler ise 1-B kayma dalga hızı modelinden elde edilen tabaka kalınlığı değerlerini göstermektedir. Kırmızı çizgi, $H=141.f_r^{-1.27}$ bağıntısına göre hesaplanan eğriyi kesikli çizgiler ise regresyon analizi %95 doğrulukta sınırları göstermektedir (Özalaybey vd., 2011).



Şekil 2. 17: İzmit baseni bölgesi için, Hakim frekans-Sediman kalınlığı ilişkisi (Özalaybey vd., 2011).

Dairesel bir dizilim geometrisine sahip mikrotremor ölçüm uygulaması olan SPAC yöntemi ise, (Aki, 1957 ; Aki, 1965) tarafından geliştirilen stokastik süreçleri temel alır. (Okada, 2003)'de ayrıntılı olarak anlatıldığı üzere yöntem, mikrotremor kayıtları içinden yüzey dalgalarının ayırt edilmesinde oldukça başarılı sonuçlar vermektedir. Yöntem 1950'li yıllarda istenilen hassasiyette ölçüm alabilecek ekipmanlar geliştirilemediğinden dolayı çok fazla uygulanma imkanı bulamamış daha sonraki yıllarda bilimsel ve teknolojik gelişmeler sonucunda ilk uygulamaları Hidaka (1985), Horike, 1985, Henstridge, 1979 ve Matsuoka ve diğ., (1996) tarafından yapılmıştır.

SPAC yöntemini kullanarak S-dalga hız yapısının belenmesine yönelik günümüze kadar birçok araştırma yapılmıştır. (Arai ve Tokimatsu, 2005 ; Asten, 2001 ; Asten ve diğ., 2005 ; Claprood ve Asten, 2007 ; Claprood ve Asten, 2009 ; Claprood ve Asten, 2010 ; Ekincioğlu, 2007 ; Karabulut, 2012 ; Matsuoka ve diğ., 1996 ; Okada, 2003 ; Okada ve Sakajiri, 1983 ; Ozel ve diğ., 2004 ; Parolai ve diğ., 2005 ; SESAME, 2004 ; Stephenson ve diğ., 2009 ; Tokimatsu ve diğ., 1991 ; Wathelet, 2007 ; Yamamoto, 2000).

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1 MİKROTREMOR KAYITLARI VE ANALİZ YÖNTEMLERİ

Mikrotremor yöntemleri ana kaya üzerindeki sedimanter tabakaların temel titreşim frekanslarının, ana kaya derinliğinin ve Kayma Dalga Hız (V_s) yapısının belirlenmesinde yaygın olarak kullanılır. Mikrotremor kayıtları; ölçüm alınan zaman ve ortam koşullarına, kullanılan cihaz hassasiyetine bağlı olması nedeniyle, arazide ölçüm yapılırken dikkat edilmesi gereken bazı ön koşullar vardır. Bunlardan başlıcaları;

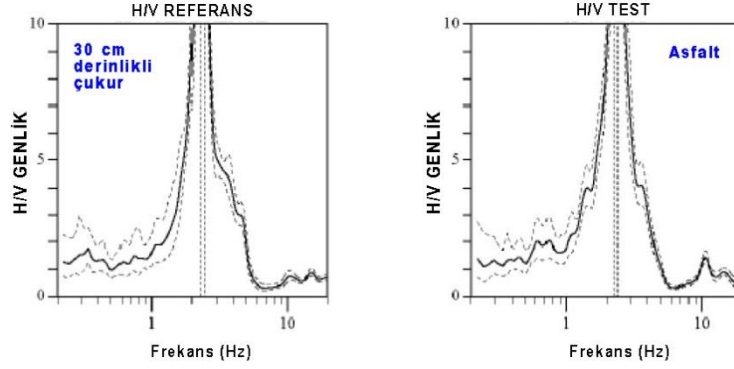
- Kullanılan ekipmanın özellikleri
- Cihaz ile zemin arasında yapay ve çakıl, kireçtaşı gibi ara elemanların kalınlığı
- Uygulama yerindeki zemin yüzeyi koşulları (asfalt, çim, tarla, zemin döşemesi vb.) (Şekil 3.1)
- İklimsel koşullar (yağmur ve rüzgarlı havanın olumsuz etkileri) (Şekil 3.1)
- İstenmeyen çevresel gürültüler

olarak verilebilir.

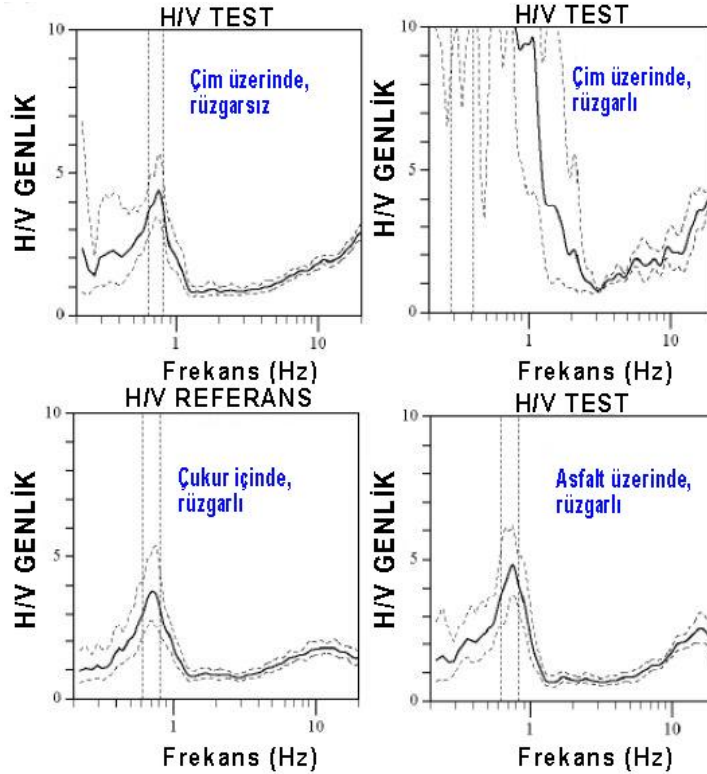


Şekil 3. 1: Farklı zemin koşulları ve hava şartlarında mikrotremor ölçümlerinden fotoğraflar.

Bu ayrıntılara ilişkin SESAME projesi kapsamında çalışmalar yapılmış ve araştırmacıların bilgisine sunulmuştur. Şekil 3.2; 3.3’de aynı yerde, farklı zemin ve hava koşullarında alınan kayıtların H/V spektral oranı grafik verileri ve karşılaştırmalı yorumları verilmiştir (Chatelain ve diğ., 2008).



Şekil 3. 2: Aynı yerde, asfalt zemin ve asfalt olmayan zeminde, asfalt tabakanın büyük bir etkisinin olmadığını gösteren H/V eğrilerinin karşılaştırılması (Chatelain ve diğ., 2008).



Şekil 3. 3: Aynı yerde ölçülen H/V eğrilerinin karşılaştırılması; rüzgarsız ve çimli zemin üzerinde, çukur içinde, asfalt üzerinde ve rüzgar ile çim üzerinde. Bu karşılaştırma çim ile rüzgarın etkisinin çok fazla olduğunu, çukur içinde veya asfalt üzerinde ise rüzgarın büyük bir etkisinin olmadığını (herhangi bir yapıdan oldukça uzaktaysa) göstermiştir (Chatelain ve diğ., 2008).

SESAME projesi kapsamında yapılan detaylı çalışmalar sonucunda deney koşulları ile ilişkili olarak tavsiyelerde bulunulmuştur (Tablo 3.1).

Tablo 3. 1 : Mikrotremor ölçümlerinde uyulması gereken bazı hususlar (Atakan ve diğ., 2004a ; Atakan ve diğ., 2004b ; SESAME, 2004; Tekebaş ve Yalçınkaya, 2011).

Parametre		Tavsiyeler			
f_0 [Hz]	Lw [sn] için minimum değer	Minimum toplam döngü sayısı (n_c)	Minimum pencere sayısı	Kullanışlı minimum sinyal süresi [sn]	Önerilen minimum kayıt uzunluğu [dk]
0.2 (5 sn)	50	200	10	1000	30 (1800 sn)
0.5 (2 sn)	20	200	10	400	20 (1200 sn)
1 (1 sn)	10	200	10	200	10 (600 sn)
2 (0.5 sn)	5	200	10	100	5 (300 sn)
5 (0.2 sn)	5	200	10	40	3 (180 sn)
10 (0.1 sn)	5	200	10	20	2 (120 sn)
Ölçüm aralığı	▪ Mikrobölgeleme: Geniş bir aralık ile başlangıç (örn.: 500 m'lik grid) ve yanal değişimin artması durumunda 250 m aralığa düşülebilir. ▪ Tek yer tepkisi: Bir f_0 değeri üretmek için kesinlikle tek ölçüm noktası kullanma, en az 3 ölçüm noktasında testi yap				
Kayıt parametreleri	▪ Üreticiler tarafından önerilen sensör seviyesi ▪ Mümkün olan maksimum kazanç seviyesini sapta				
Zemin ile sensör arası kuplaj	▪ Mümkün olduğunda sensörü doğrudan asıl zemin üzerine kur ▪ Sensörü çok yumuşak zemin (çamur, sürülmüş toprak, uzun boylu ot, vb.) veya yağmurdan sonra suya doymuş zemin üzerine kurmaktan kaçın				
Yapay Zemin ile Sensör arası kuplaj	▪ Sünger, karton gibi yumuşak malzemeli yüzeylerden kaçın ▪ Sensörün kurulumunu ve düzeçlenmesini engelleyecek dik yamaçlarda, kum ile dolu bir kap veya kum yığını üzerine sensörü kur. ▪ Kar veya buz üzerinde meydana gelebilecek lokal bir erimeden dolayı sensörün devrilmesinden sakınmak için, metal veya ağaç bir plaka veya kum ile dolu bir kap üzerine sensörü kur.				
Çevredeki yapılar	▪ Rüzgar esintisinden dolayı (yaklaşık ≥ 5 m/s), binalar, ağaçlar gibi yapıların yanında kayıt almaktan kaçın. Bu durum eğriler içinde bazı düşük frekanslar olarak görülür ve H/V sonuçlarını etkiler. ▪ Kanalizasyon kapakları, boru hatları, araç park yerleri gibi yeraltı yapıları üzerinde ölçüm almaktan kaçının.				

Hava koşulları	▪ Rüzgar: 5 m/s'den daha hızlı rüzgarlardan sensörü koruyun. Bu önlem yapıların yakınında değilseniz yardımcı olacaktır. ▪ Yağmur: Yoğun yağmur altında ölçüm almaktan sakının. Hafif yağmur fark edilir ölçüde etkiye sahip değildir. Sıcaklık: üreticinin talimatlarına uygun olarak sensörü ve kayıtcıyı kontrol et.
Bozulmalar	▪ Tekil kaynaklar: İnşaat makinaları, endüstriyel makinalar, pompalar, jeneratörler gibi gürültü kaynaklarının yakınında ölçüm almaktan sakının. ▪ Geçiciler: yürüme, arabalar gibi geçici gürültüler durumunda, etki ortadan kalktıktan sonra veri analizi için yeterli olacak pencere uzunluğu sağlayacak kayıt süresini sağla.

Mikrotremorları oluşturan titreşimler, elastik dalga özelliği taşıdıklarından elastik dalga kuramı için geçerli olan tüm yaklaşımlar mikrotremor veri analizinde de kullanılmaktadır. Sismik kırılma ve sismik yansıma yöntemlerinde kontrol edilebilir aktif kaynaklar kullanılırken, mikrotremor yöntemleri kontrol edilemeyen gürültüleri ve kaydedilen titreşimleri inceler. Dalga alanında yüzey dalgaları baskındır (Okada, 2003).

Mikrotremor kayıtları esas alınarak uygulanan yöntemler:

1. H/V spektral oran (Nakamura) yöntemi
2. Mikrotremor dizilim yöntemi

3.1.1. Kullanılan Malzemeler

Mikrotremör verileri Guralp CMG-6TD serisi kayıtcı sistemleri kullanılarak kaydedilmiştir. Mikrotremör kaydı alınırken cihaz mümkün olduğunca cihaz yüksekliği seviyesinde toprağa gömülmüş ve üzeri kutu ile kapatılmıştır (Şekil 3.4). Bu cihaz hem short periyot hem de broadband modda kayıt alabildiğinden, bu çalışma kapsamında her bir ölçüm noktasında her iki modda da kayıt alınmış ve sonuçlar karşılaştırılmıştır.



Şekil 3. 4: Guralp CMG-6TD kayıtçı sisteminin arazide yerleştirilmesi ve veri kaydı alınmasından bir görüntü.

Guralp CMG-6TD kayıtçılar, yüksek çözünürlüklü sayısallaştırıcıya sahip olup 3-bileşen kayıt yapabilme (KG, DB, Z bileşeni) özelliğine sahip, GPS bağlantısı ile uydu kontrollü zaman ayarlama ve yüksek hacimli saha verileri toplama yeteneğine sahip günümüz bilim ve teknolojisinde geliştirilmiş sistemlerden biridir (<http://www.guralp.com/documents/DAS-T60-0002.pdf>). Şekil 3.5’de bu çalışmada kullanılan Guralp CMG-6TD ölçüm cihazları ve ekipmanları; (1.cihaz bağlantı kablosu 2.veri aktarma kablosu, 3.GPS ve kablosu, 4.güç bağlantı kablosu) gösterilmiştir. Cihaza ait teknik bilgiler ve cihazın kullanımı ile ilgili bilgiler Ek-2’de verilmiştir. Bu çalışma kapsamında saniyede 100 örnek alacak şekilde kayıtçı, sismometre tarafından 3 bileşende alınan sinyaller Scream arayüz yazılımı kullanılarak grafik veriye dönüştürülmüş ve *.gcf uzantılı dosyalar şeklinde kaydedilmiştir. Scream programı, sismometre yapılandırılması, gerçek zamanlı veri alımı ve izlenmesi için yazılmış bir Windows (9x/NT/2000/XP,Vista,7) ve Linux (*.rpm veya *.tgz) uygulamasıdır. Scream, her hangi bir Guralp Sistemi sayısal aletinden elde edilen GCF verilerini sıkıştırma, görüntüleme, yazdırma, kaydetme ve yeniden görüntüleme işlemlerini gerçekleştirmek için kullanılabilir (<http://www.guralp.com/support/software/scream>).



Şekil 3. 5: Çalışmada kullanılan Guralp CMG-6TD ölçüm cihazları ve ekipmanları.

Mikrotremör dizilim ölçümlerinde, ölçüm yerleri koordinatları gerçek zamanlı kinematik GPS kullanılarak 1-3 mm hata payıyla belirlenmiş ve koordinat okumaları yapılmıştır (Şekil 3.6). SPAC ölçüm hatları ve noktaları Total Station kullanılarak belirlenmiştir (Şekil 3.7).



Şekil 3. 6: Çalışmada kullanılan gerçek zamanlı kinematik GPS ve uygulamadan bir fotoğraf.



Şekil 3. 7: Çalışmada kullanılan Total station ve uygulamadan bir fotoğraf.

3.1.2. H/V Spektral Oran (Nakamura) Yöntemi

Yatay bileşenin düşey bileşene spektral oranı alınır. Mikrotremor kayıtlarını esas alarak yapılan ilk tek istasyon (single station) çalışması (Nogoshi ve Igarashi, 1971) tarafından uygulanmıştır. Daha sonra ise Yatay/Düşey (Horizontal/Vertical, bundan sonra H/V olarak belirtilecektir) spektral oran yöntemi olarak mühendislik amaçlı çalışmalarda yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. H/V yöntemi yatay bileşenlerde kayıt edilen spektral genliklerin, düşey bileşende kayıt edilen genliklere göre normalize edilme işlemi olarak tanımlanabilir. Yöntem 1985 Meksiko City depreminden sonra yaygın olarak kullanılıyor olmasının yanında basit, kolay, hızlı ölçü alınabilir olması ve maliyetinin diğer yöntemlere göre az olmasından dolayı tercih edilmeye başlanmıştır. Mikrotremor ölçümlerinden elde edilen spektral oranlar ile kuvvetli hareket kayıtlarından elde edilen oranlar arasındaki uyumun belirlenmesi, yöntemin güvenilirliğini arttırmıştır (Bard, 1998).

Anakaya (bedrock) ile üzerinde uzanan sediman tabakaları (soft sedimentary) arasındaki empedans farkı, bir yapı yerinde (site) mikrotremor ölçümler ile zeminin temel rezonans frekansını belirlemede ana etkeni oluşturmaktadır. Bu etken kullanılarak, birbirinden

farklı fiziksel yapıya sahip ortamlar arasındaki empedans kontrastı (impedance contrasts) ve olası yerel zemin etkisi tanımlanabilir. Dolayısıyla H/V spektral oran yöntemiyle basen-anakaya sınırı geometrisi çıkarılabilir, H/V spektral oranından elde edilen pik (hakim frekans) değeri, ardışık iki tabaka arasındaki hız kontrastıyla ilişkilendirmek mümkündür. Mikrotremor ölçümleri ve H/V spektral oranlarından elde edilen pik değerleri ile ilgili yapılan teorik (Bard, 1999 ; Dravinski ve diğ., 1996 ; Lachetl ve Bard, 1994) ve deneysel (Lermo ve Chávez-García, 1994 ; Malagnini ve diğ., 1996 ; Seekins ve diğ., 1996 ; Teves-Costa ve diğ., 1996) çalışmalar, yöntemin yerel baskın frekansı belirlemede yeterli olduğunu, ancak, jeolojik yapıdan kaynaklı yüzey yer hareketi büyütme oranlarının güvenli olarak belirlenemeyeceğini ortaya koymaktadır. Büyütme değerlendirmesi yapılabilmesi için ana kaya ve yumuşak zeminde yer alan istasyonlardan kaydedilen gerçek deprem verileri kullanılır, ayrıca kaynaktan yayılan deprem dalgalarının her iki istasyona da aynı ortam içinden geçerek ulaştığı kabul edilir. Dolayısıyla bu iki istasyonun birbirine yakın olması beklenir, depremin merkezi ile istasyon arası uzaklık baz alındığında, iki istasyon arası uzaklık en fazla bu mesafenin 1/10'u kadar olması istenir. Referans oran yöntemi olarak adlandırılan bu teknik ile farklı zemin yapıları üzerinde bulunan bu iki istasyon tarafından ölçülen deprem kayıtlarının spektral oranı kullanılarak büyütme analizi yapmak mümkündür. H/V spektral oranı ve referans oran yönteminden elde edilen pikler karşılaştırılarak, H/V oranındaki pik değerleri için büyütme değerlendirmesi yapmak mümkün olabilir.

3.1.2.1. H/V Spektral Oran Yöntemi'nin Teorisi

Yöntemin kullanımı (Omori, 1908) tarafından yapılan çalışmalarla başlamış, Kanai'nin (Kanai ve diğ., 1954; Kanai, 1961 ; Kanai ve Tanaka, 1961) ve (Nogoshi ve Igarashi, 1970; Nogoshi ve Igarashi, 1971) çalışmalarıyla kullanılmaya devam edilmiştir. Yöntemi popüler yapan ise (Nakamura, 1989) çalışmasıdır. Nakamura bu çalışmayla, H/V oranının mühendislik çalışmalarında zemin hakim frekansını belirlemede kullanılabileceğini göstermiştir. Ancak yöntemin kullanımı ile ilgili hem teorik bazda hem de uygulamaya yönelik birçok soru/sorun mevcuttur. Bu noktada yöntem üzerine yapılmış geçmiş çalışmaları irdelemek gerekmektedir.

(Kanai ve Tanaka, 1961)'nın yaptıkları çalışmalarda, iki varsayımda bulunmuşlardır. Bunlar; 1 Hz'in üzerindeki yatay hareket mikrotremorların düşey olarak gelen kayma dalgalarından (Vs) oluştuğu ve birçok farklı frekansta dalga içerdiğini söylemişlerdir. Bu koşullar altında, yatay harekete ait spektrumun bir yapı yerine ait transfer fonksiyonu olduğunu ifade etmişlerdir. Ancak bu varsayımda kabul görmeyen durumlar mevcuttur. Bunlardan biri, mikrotremorların çalışılan ortamın transfer fonksiyonlarından çok ortamdan etkilenme süreçlerini içeren bilgiler taşıdığı (Udwadia ve Trifunac, 1973) diğeri ise, mikrotremorların direkt gelen kayma dalgalarıyla beraber yüzey dalgaları içerdiğidir (Aki, 1957).

(Nogoshi ve Igarashi, 1971) yaptıkları çalışmada, olası kaynak etkisini minimize etmek için, düşey spektral genliklere göre yatay spektral genliklerin normalize edilmesi gerektiğini önermiştir. Uygulamada H/V eğrilerinin değerlendirilmesi için ilk olarak hareketin iki yatay bileşeni (X_c ve Y_c) birleştirilerek tek bir yatay bileşen (H_c) elde edilir. Daha sonra yatay bileşen ile düşey bileşenler arasındaki oran hesaplanır. Yatay bileşenleri birleştirme işlemi geometrik ortalama ile

$$H_{c(f)} = \sqrt{X_{c(f)} Y_{c(f)}} \quad (3.1)$$

veya karekök ortalama (RMS)

$$H_{c(f)} = \sqrt{[X_{c(f)}^2 + Y_{c(f)}^2]/2} \quad (3.2)$$

ile yapılabilir.

Yapılan çalışmalar sonucunda, S dalga hızı kullanılarak hesaplanan temel rezonans frekansı ile H/V ölçümlerinden elde edilen pik arasındaki uyum, yer tepkisi çalışmalarında yöntemin kullanılabilirliğini göstermiştir. (Nakamura, 1989), Nakamura (1989), yaptığı teorik çalışma ve bazı temel varsayımlarla, H/V oranının S dalgaları için ortamın transfer fonksiyonunu verebileceği fikrini ortaya atmış ve bu görüş kabul görmeye başlamıştır.

H/V oranı özellikle 1990'lı yıllarda zemin depozitlerinin yerel zemin tepkisini belirlemede oldukça hızlı, basit ve ucuz olmasından dolayı tercih edilmiş ve birçok çalışmada kullanılmıştır (D'amico ve diğ., 2004 ; Delgado ve diğ., 2000b ; Gallipoli ve diğ., 2003 ; Parolai ve diğ., 2001 ; Picozzi ve diğ., 2005b ; Rosenblad ve Goetz, 2010 ; Sukumaran ve diğ., 2011). Mikrotremorlar üzerine yapılan birçok çalışmada yöntemin teorik ve uygulamaya dönük kısımları hakkında sorunlar tartışılmıştır. (Bard, 1998 ; Field ve Jacob, 1993 ; Nakamura, 1996 ; Nakamura, 2000). (Bard, 1998) yaptığı bir çalışmada yöntemin teorik temellerini yeniden açıklamış ve yapılan çalışmalar dahilinde, yöntemin üstün ve zayıf yönleri irdelemiştir.

(Nakamura, 1989) tarafından geliştirilen bu yöntem ile üç bileşen titreşim kayıtlarının spektral oranlama yöntemi, yüksek hız kontrastı içeren tabakalı jeolojik yapıların temel rezonans frekansı ve/veya sediman-ana kaya derinliğinin belirlenmesi için günümüzde yaygın ve kolay uygulanabilir jeofizik yöntem olarak kullanılmaktadır (Bard, 1998 ; Konno ve Ohmachi, 1998 ; Lachelt ve Bard, 1994 ; Lermo ve Chávez-García, 1993).

(Bour ve diğ., 1998) çalışmasında Nogoshi-Nakamura tekniğinin aşağıdaki varsayımlara dayandığı belirtilmiştir.

- i. Mikrotremorlar birkaç farklı dalganın bir araya gelmesinden oluşur, fakat esasen daha derin ve sert bir alt tabakanın üzerindeki yumuşak yüzey tabakalarında yayılan Rayleigh dalgalarından oluşur.
- ii. Rayleigh dalgalarının gürültü (titreşimler) hareketi üzerindeki etkisi (E_{RW}), yüzeydeki düşey spektrum (V_s) içinde yer alırken, tabaka tabanında yoktur(V_B).

$$E_{RW} = \frac{V_s}{V_B} = \frac{\text{yüzey}}{\text{taban}} \quad (3.3)$$

- iii. Mikrotremor hareketlerinin düşey bileşeni, yumuşak zemin tabakaları tarafından büyütme etkisine maruz kalmaz.
- iv. Rayleigh dalgalarının mikrotremor hareketleri üzerindeki etkisi, düşey ve yatay bileşenler için eşdeğerdir.

- v. 0.2-20 Hz frekans aralığı için hareketin yatay ve düşey bileşenlerinin spektral oranı, tabakanın tabanında 1'e yaklaşır.

$$\frac{H_B}{V_B} = 1 \quad (3.4)$$

Yüzey jeolojisinden kaynaklı yerel etkiler genellikle yumuşak zemin tabakasının yüzeyindeki deprem kaydının yatay bileşeni (H_s) ile mostra veren anakayadaki yatay bileşen) arasındaki oran (S_1) ile açıklanabilir.

$$\frac{H_s}{H_B} = S_1 (\text{Yerel Zemin Etkisi}) \quad (3.5)$$

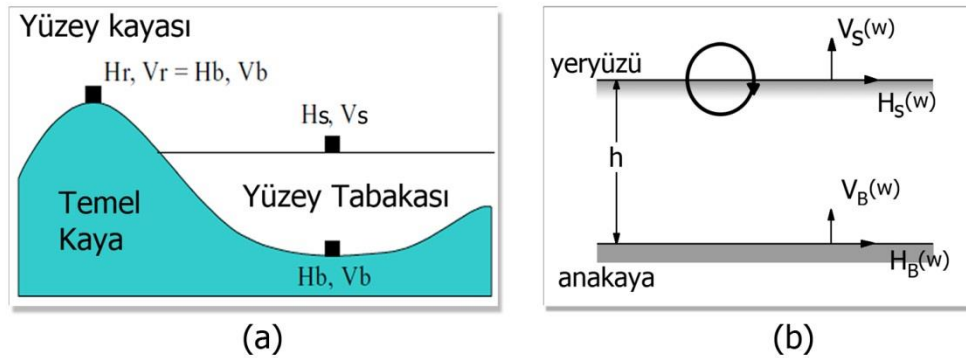
H_B , V_B ; temel kayadaki düşey ve yatay spektrumlarıdır. (Şekil 3.8)

H_s , V_s ; Rayleigh dalgalarının yüzeydeki düşey ve yatay doğrultudaki spektrumlarıdır. (Şekil 3.8)

Eğer Rayleigh dalgasının etkisi yoksa, $V_s = V_B$ olacaktır. Eğer $V_s > V_B$ ise bu sonuç yüzey dalgalarının etkisi olarak düşünülür. Rayleigh dalga etkisi

$$E_{RW} = \frac{V_s}{V_B} = \frac{\text{yüzey}}{\text{taban}} \quad (\text{Rayleigh Dalga Etkisi}) \quad (3.6)$$

olarak tahmin edilir.



Şekil 3. 8: (a)Sedimanter basen yapısı (Nakamura, 2000) (b)Nakamura (1989) tarafından önerilen mikrotremorların yayılımı ile ilgili basit model.

Bu koşullar altında, yumuşak yüzey tabakasının üzerinde kaydedilen gürültülerin, yatay ve düşey bileşenleri arasındaki spektral oran, Rayleigh dalgalarının etkisini (E_{RW}), jeolojik yapıdan kaynaklanan etkiyi koruyarak yok eder (Bour ve diğ., 1998).

$$S_2 = \frac{S_1}{E_{RW}} = \frac{H_S}{V_S} \quad (3.7)$$

Bu oran H/V spektral oranı olarak adlandırılır.

Frekans ortamında, zemin tabakasının tabanında ve yüzeyinde hareketin etkisiyle yatay ve düşey spektrumlarından oluşmak üzere dört adet spektrum elde edilir (Şekil 3.8). Bu tür jeolojik yapılarda, tek istasyon spektral oranlama yöntemi, mikrotremor dalga alanının özellikle Rayleigh tipi yüzey dalgalarından oluşması nedeniyle, Rayleigh dalgalarının frekansın fonksiyonu olarak hesaplanan eliptisitesinde gözlenen (yatay, H ve düşey V parçacık hareketlerinin spektral oranı, H/V) piklerin zeminin temel rezonans frekansına karşılık gelmesi esasına dayalı olarak geliştirilmiş bir yöntemdir. Tek istasyon spektral oranlama yöntemi özellikle derin çökel yerleşim alanlarında ve mikrobölgeleme amaçlı mühendislik sismolojisi çalışmalarında kullanılmaktadır (Delgado ve diğ., 2000b ; Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999 ; Özalaybey ve diğ., 2011 ; Parolai ve diğ., 2002). Yöntemin temelinde bazı varsayımlar yapılmıştır. Birincisi; mikrotremorların yarı sonsuz ortam üzerinde bulunan tek tabakalı gevşek bir zemin içinde ağırlıklı olarak Rayleigh dalgası biçiminde yayıldıklarıdır. İkincisi mikrotremorların, trafik, endüstriyel gürültü gibi sismometreye çok yakın gürültü kaynaklarından etkilendiği, derinden gelen kaynakların ise ihmal edildiği varsayılır. Ayrıca, zemin tabakalarının düşey bileşen hareketini büyütmediği varsayılmaktadır (Campillo ve diğ., 1988). Diğer bir varsayımda, çok yakın kaynakların zemin tabakaları tabanındaki mikrotremor hareketini etkileyemediğinden, mikrotremor hareketine neden olan kaynağın spektral şekli ($A_S(w)$) açısal frekansa bağlı olarak aşağıda verilen formülle kestirilebilir.

$$A_S(w) = \frac{V_S(w)}{V_B(w)} \quad 3.8$$

Bu bağıntıda; $V_S(w)$, yüzeydeki hareketin düşey bileşen spektrumu, $V_B(w)$ ise sedimanter tabakanın tabanındaki hareketin düşey bileşen spektrumudur.

Sığ yer etkisinin (site effect) elde edilmesi için, aşağıdaki bağıntı kullanılmaktadır (Lermo ve Chávez-García, 1994).

$$S_E(w) = \frac{H_S(w)}{H_B(w)} \quad 3.9$$

Bu bağıntıda; $H_S(w)$, yüzeydeki hareketin yatay bileşen spektrumu, $H_B(w)$ ise sedimanter tabakanın tabanındaki hareketin yatay bileşen spektrumudur. Sonuç olarak hareketin gerçek yerel etkisini hesaplayabilmek için, yatay ve düşey bileşenlerde kayıt edilen spektrumlar oranlandığında,

$$S_M(w) = \frac{S_E(w)}{A_S(w)} = \frac{\left(\frac{H_S(w)}{H_B(w)}\right)}{\left(\frac{V_S(w)}{V_B(w)}\right)} = \frac{\left(\frac{H_S(w)}{V_S(w)}\right)}{\left(\frac{H_B(w)}{V_B(w)}\right)} \quad (3.10)$$

Son olarak ilgilenilen tüm frekanslarda;

$$\frac{H_B(w)}{V_B(w)} = 1 \quad (3.11)$$

olduğu kabulüyle, yüzeydeki hareketin yatay bileşenin düşey bileşen spektrumuna oranıyla yerel zemin etkisinin kestirilebileceği kabul edilmiştir.

Nakamura 1989'da yaptığı çalışmada, üç temel varsayımı temel almaktadır. Bazı araştırmacılar, (Bard, 1998 ; Kudo, 1995) bu varsayımların gerçekçi olmadığını ileri sürmüştür. Bundan dolayı (Nakamura, 1996) önerdiği teoriyi revize etmiştir. Özetle, gürültünün cisim (B) ve yüzey dalgalarının (S) birleşiminden oluştuğunu ve buradaki gürültü formlarının yatay ve düşey bileşenlerden oluştuğudur. Buna göre revize edilen bağıntıdaki etkiler de eklendikten sonra aşağıdaki bağıntı elde edilmiştir.

$$A^{NHV} = [H_t.A_r^{NHV} + \beta.A_s] / [V_t + \beta], \quad (3.12)$$

A_r^{NHV} referans kaya istasyonundaki gürültünün H/V oranını, β düşey bileşenlerde ölçülen gürültüdeki yüzey dalgalarının göreceli oranını- $[S_s^V(f)/B^V(f)]$ ve A_s ise yalnızca yüzey dalgalarından dolayı oluşan oranı $-[S_s^H(f)/S_s^V(f)]$ göstermektedir.

Bu verilen yaklaşımlara ek olarak zemin hakim frekansının (f_0) belirlenebilmesi için $A^{NHV}(f_0)$, ölçüm alınan istasyondaki $H_t(f_0)$, transfer fonksiyonuna uygunluğu aşağıdaki dört yaklaşımla belirlenebilir (Bard, 1998):

1. Düşey bileşenin f_0 frekansında sismik dalgaları büyütmeceği,
2. Kayalardaki H/V oranının f_0 frekansında 1'e eşit olduğu, (yer altı yapısının yatay, farklı hız, yoğunluk ve kalınlıklara sahip tabakaların olduğu durumlarda bu değerin uygun olmadığı görülmüştür).
3. β 'nin f_0 frekansında 1'den daha küçük olduğu,
4. $\beta \cdot A_s(f_0)$ 'ın değeri $H_t(f_0)$ 'ın değerinden daha küçüktür.

İlk iki varsayım kabul görürken, 3 ve 4.ncü varsayımlar ile ilgili eleştiriler yapılmıştır. 3.ncü varsayımda (f_0) frekansı, empedans farkının çok yüksek olduğu durumlarda geçerlidir. Bu durumda S_s^V , f_0 frekansında hemen hemen sıfır değerini alır. 4.ncü varsayım, $A_s(f_0)$ 'nın $([S_s^H(f_0)/S_s^V(f_0)])$ değeri çok büyük olduğunda kabul edilemez. Ayrıca, $S_s^H(f_0)/S_s^V(f_0)$, $S_s^H(f_0)/B^V(f_0)$ oranına eşittir. Kayalarda, özellikle S dalgalarının gerçek büyütme değerleriyle karşılaştırıldıklarında, yüzey dalgalarının yatay bileşen genlikleri cisim dalgalarının düşey bileşen genliklerinden daha küçüktür (Bard, 1998).

(Bard, 1998), mikrotremor ile ilgili olarak pek çok yayın ve kendi yaptığı uygulamalar doğrultusunda Nakamura Yöntemi için veri işlem aşaması ile ilgili önerilerde bulunmuştur. Buna göre;

- Güvenilir sonuçlar elde edebilmek için kullanılacak toplam pencere sayısını en az 10 olarak önermiştir
- Kısa süreli hafif trafik hareketlerinin kayıtların kalitesini düşürmediğini, hesaplanacak H/V oranını etkilemediğini belirtmiştir. Güçlü trafik hareketlerinin ise, bozucu etkisi olduğu bilinmektedir. Ayrıca kayıtcının çok yakınında yürünmemeli ve yüksek titreşimli makinelerin yanında ölçüm almaktan kaçınılmalıdır

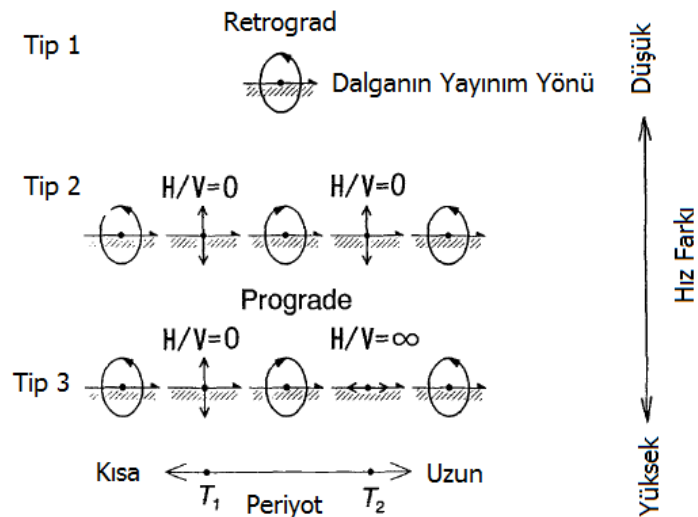
- H/V spektral oranı hesaplanırken iki yatay bileşenin birleştirilerek tek yatay bileşen oluşturulması konusunda iki yaklaşım getirilmiştir. Birincisi, bileşenlerden birisini gerçel diğerini sanal bileşen olarak kabul ederek karmaşık fourier dönüşümü almaktır. Diğer yöntem ise her bir bileşenin spektrumlarının geometrik ortalamasını $\sqrt{|X(f).Y(f)|}$ almaktır. Geometrik ortalama yerine karakök ortalaması alındığında da $(\sqrt{|X^2(f).Y^2(f)|})/2$ benzer sonuçlar verecektir.
- Spektrumların düzgünleştirilmesi (smoothing) işleminde kullanılacak pencerelerin düşük ve yüksek frekanslar arasındaki genlikleri bozmaması gerekmektedir. Örneğin 0.5 Hz’lik bir üçgen pencere kullanıldığında 1Hz altındaki piklerin belirlenmesi engellenecektir. Düzgünleme penceresinin genişliği incelenecek, bölümdeki frekansların özelliğini bozmayacak şekilde ayarlanmalıdır.
- Her bir pencerenin H/V oranının, sonra oranların ortalamasının alınmasının daha iyi sonuç verdiğini belirlemiştir. Ortalamaların hesaplanmasında, aritmetik veya geometrik ortalama alınması arasında belirgin bir fark olmadığını gözlemiştir.

Verinin toplanması aşamasındaki dikkat edilecek hususların yanında yukarıdaki maddelerde özetlendiği gibi, toplanan verinin analizinde de dikkat edilmesi gereken hususlar bulunmaktadır. (SESAME, 2004) projesi kapsamında yürütülen çalışmalar H/V eğrilerinin hesaplanması aşamasındaki “güvenirlilik koşulları”nı maddeler halinde detaylandırmıştır. Ayrıca H/V eğrilerinde görülen pik değerlerin, zemin rezonans frekansına işaret edecek derecede belirgin olup olmadığını, kullanılıp kullanılamayacağını da “belirgin pik koşulları” olarak maddeler halinde incelemiştir. Tablo 3.2’de SESAME Projesi kapsamında ortaya koyulan, H/V spektral oranı hesaplaması için güvenilirlik koşulları ve H/V eğrilerinde görülen piklerin belirginlik koşulları maddeler halinde verilmiştir.

3.1.3.1 Rayleigh Dalgalarının Eliptiklik Özellikleri ile H/V Oranının Yorumlanması

Mikrotremor sinyalinin yüzey dalgalarından oluştuğuna ilişkin görüşlere önceki bölümlerde ayrıntılı olarak yer verilmişti. Ayrıca, ampirik kanıtlar yardımıyla, yüzey dalgalarının mikrotremor kayıtları içerisinde daha uyumlu (coherent) sismik fazları içerdiği belirtilmiştir. Yüzey dalgaları, H/V oranından elde edilen sonuçların açıklanmasında önemli bir role sahiptir. Bu konu üzerine yapılan birçok çalışmada Rayleigh dalgası eliptik özelliği ile H/V arasında uyum olduğu vurgulanmıştır (Fäh ve diğ., 2001 ; Tokimatsu, 1997).

(Konno ve Ohmachi, 1998) yaptıkları çalışmada, (Harkrider, 1964)'ün eliptisite eğrisinin teorik olarak hesaplanması için önerdiği ilişkiyi kullanarak, temel mod Rayleigh dalgasının yayılımı sırasında partikül hareketinin nasıl şekillendiğini göstermişlerdir. Farklı empedans oranlarına sahip iki tabakalı basit bir yer modeli (V_{SB} : Anakayanın Kayma dalga hızı, V_{SS} : Sedimanter tabakanın kayma dalga hızı) için hareketin yatay ve düşey bileşenlerine ait etkinin ihmal edilebileceğini göstermişlerdir. Şekil 3.9'da Rayleigh dalgası temel modunun yayılımı sırasında geçtikleri ortamdaki tabakaların hızlarına bağlı olarak partikül yörüngelerinin (particle orbit) nasıl değiştiği gösterilmiştir.



Şekil 3. 9: İki tabakalı yer altı modeli için, temel mod Rayleigh dalgasının üç farklı tip partikül yörüngesinin değişimi (Konno ve Ohmachi, 1998).

Tip 1: İki tabaka arasındaki hız farklılığının az olduğu ($V_{SB}/V_{SS} \leq 2.5$)

Tip 2: İki tabaka arasındaki hız farkı yüksek ($V_{SB}/V_{SS} = 2.5$)

Tip 3: İki tabaka arasındaki hız farkı çok yüksek ($V_{SB}/V_{SS} \geq 2.5$)

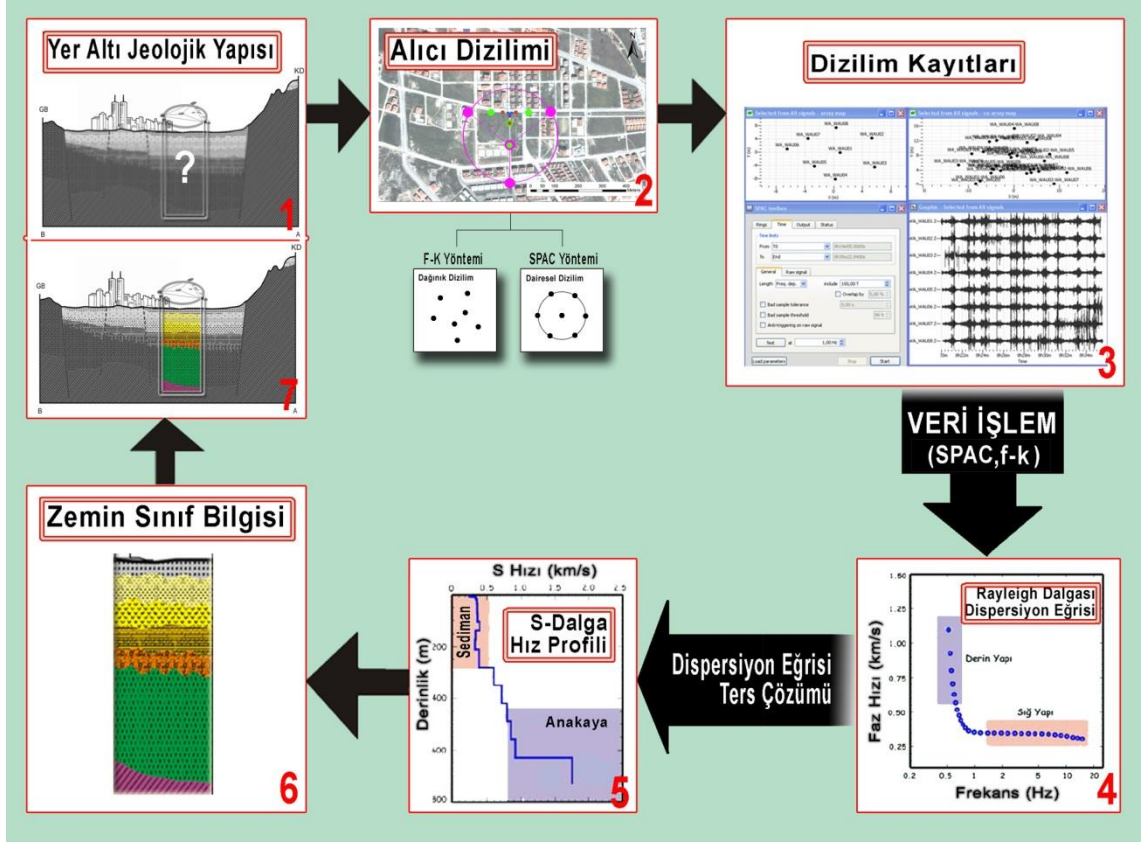
Ortamların hız kontrastları düşük ise (Tip 1), partikül hareketi her frekansta retrograd hareket (dalga'nın yayınım yönünü tersine, geriye doğru) sergiler. Hız farkının yüksek olduğu (Tip 2) ortamlarda, partikül hareketi frekansa bağlı olarak değişir ve retrograd-yalnızca düşey- prograde-tekrar düşey-tekrar retrograd şeklinde hareket ederek yayılır. Hız kontrastının çok yüksek olduğu durumlarda (Tip 3), H/V oranına ait tek bir pik olduğu gösterilmiştir. Bu durumda partikül hareketi artan periyotla sırasıyla; retrograd, yalnızca düşey, prograde, yalnızca yatay- tekrar retrograd hareket olmak üzere değişir .

H/V oranındaki pik ve çukurluklar bile, partikül hareketinin frekans bağımlılığı olduğu gösteren en temel göstergelerdir.

3.1.3. Mikrotremor Dizilim Yöntemleri

Çok istasyonlu yöntemler, arka-plan sismik gürültü dalga alanının birden çok alıcı tarafından kaydedilerek, dalga alanındaki dispersif yüzey dalgalarının ve ilgili S-dalga hız profilinin belirlenmesini sağlar. Bu yöntemler günümüzde mühendislik sismolojisi ölçeğinde yaygın olarak uygulama alanı bulmakta ve özellikle Japonya, ABD'de deprem zararlarının azaltılmasına yönelik sakınım planlamaları kapsamında yürütülen mikrobölgeleme çalışmalarında öncelikli olarak kullanılmaktadır. Bu yöntemde, hedef derinlik ve çevresel mikrotremorların gücüne bağlı olarak dizilim yarıçapı planlaması yapılır. Dizilimdeki birbirinden uzak istasyonlar tarafından ölçülen mikrotremor kayıtları arasındaki öz ilişkinin yüksek olması beklenir. Mikrotremor Dizilim (MD) Yöntemi uygulamasını özetleyen şematik bir diyagram Şekil 3.10'da verilmiştir.

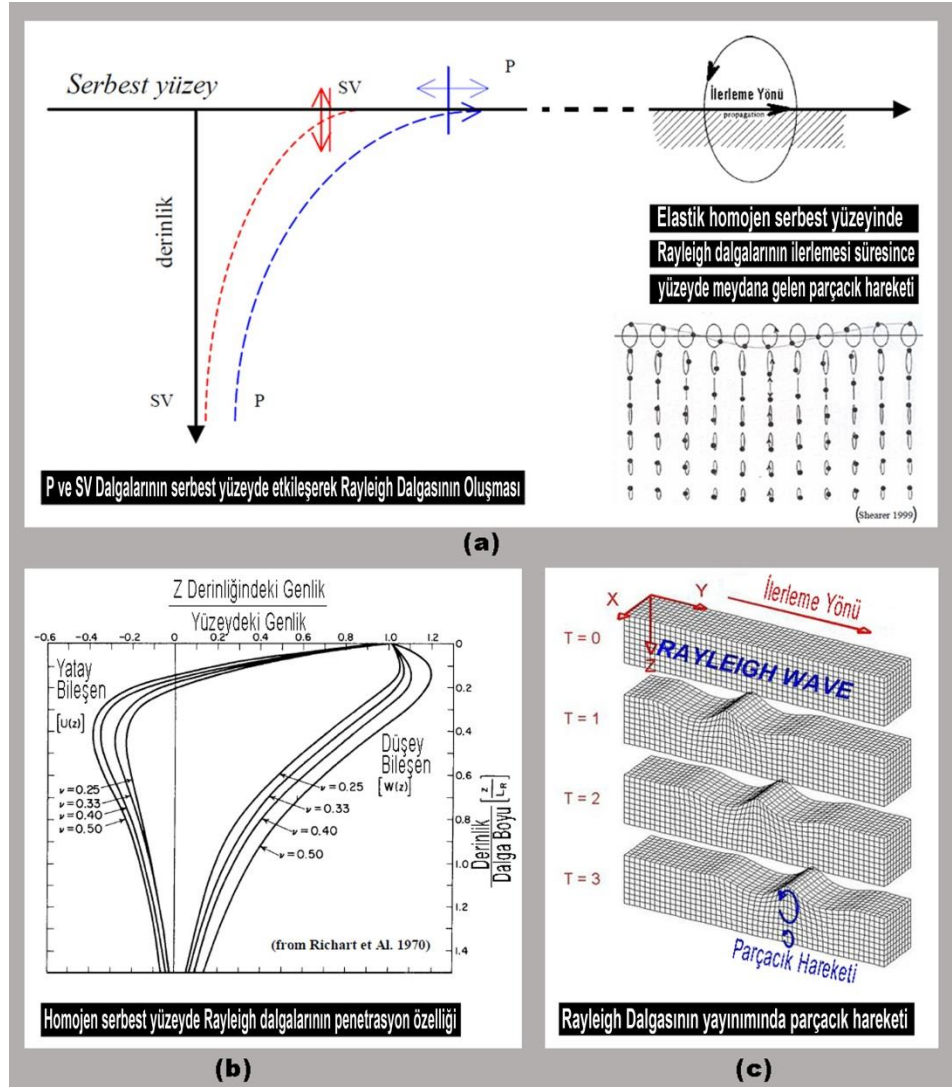
Mikrotremor kayıtlarının yorumlanmasında kullanılan yöntemin teorisi ve uygulama aşamaları konularında (Karabulut, 2012) çalışmasındaki metin kullanılmıştır.



Şekil 3. 10: Mikrotremör Dizilim Yöntemi uygulama aşamaları şematik gösterimi (Zor, 2007'den değiştirilmiştir)

Mikrotremör dizilim yöntemlerinde amaç mikrotremör dalga alanının bir alıcı dizilimi ile eş zamanlı (en az 60 dk) kaydının alınması, çeşitli dizilim veri işleme teknikleri uygulanarak çalışma alanını temsil eden yüzey dalgası dispersiyon eğrisinin belirlenmesi ve sonuç olarak da dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile 1-boyutlu S-dalga hız profilinin elde edilmesidir (Şekil 3.11). Bu yöntemde, yüzey dalgalarının Rayleigh tipi olanları değerlendirilir. Ancak yatay bileşenler kullanılarak Love dalgası uygulamaları da yapılabilmektedir (Okada, 2003 ; Tada ve diğ., 2009).

MD verilerinin işlenmesi için birden fazla yöntem kullanılabilir. Bu yöntemler aktif kaynaklı ve pasif kaynaklı olarak iki sınıfa ayrılabilir. Aktif kaynaklı olarak REMİ, pasif kaynaklı olarak SPAC, f-k yöntemleri uygulanır. Bu çalışmanın amacına bağlı olarak pasif kaynaklı SPAC yöntemi uygulanmıştır. Günümüzde, sadece paralel, izotrop ve homojen tabakalar için yüzey dalgalarının dispersiyonunun karakteristiği çözülebilir.



Şekil 3. 12: Elastik, homojen, serbest yüzeyde Rayleigh dalgasının oluşum ve yayılım özellikleri (Foti, 2000; Okada, 2003; Kuo, 2009).

Şekil 3.12.a’da görüldüğü gibi, Rayleigh dalgalarının, P ve SV cisim dalgalarının serbest yüzeyde etkileşmesi ve yüzeye paralel yayılması sonucunda oluştuğu bilinmektedir. Rayleigh dalgalarının hızı homjen ortamda S dalga hızından küçüktür. Derinlikle birlikte zemin tabakalarının elastik özelliklerindeki değişimler dispersiyona neden olur. Parçacık hareketi, dalga yayılım doğrultusunun tersi yönde ve eliptik bir yörünge üzerindedir (Şekil 3.12.c)

Yüzey dalgası yöntemleri, heterojen ortam içerisinde Rayleigh dalgalarının geometrik dispersiyonunu analiz eder. Mikrotremor yönteminde de kullanılan bu özellik, farklı frekanslar sınırlı derinlikteki dalga boyuna bağlı olarak önemsiz sayılmayacak parçacık hareketi ve deformasyon üretir. Böylece yüzeyin altındaki farklı derinliklerde farklı

frekanslar yayılır. Düşeyde heterojen olan ortamın fiziksel özellikleri derinlikle değişir. Sonuç olarak farklı özelliklerdeki tabakalarda farklı dalga boylarında ve hızlarda dalgalar yayılır. Bu olay **geometrik dispersiyon** olarak bilinir. Faz hızıyla frekans arasındaki ilişki **dispersiyon eğrileri** olarak tanımlanır.

Mikrotremorlar zaman ve mekanda farklı jeolojik ortamlardan geçerek oluşan dalgalar olduğundan, doğal olarak mikrotremorların yalnızca yüzey dalgalarını değil aynı zamanda cisim dalgalarını da içeren saçılmış ve kırılmış elastik dalga formlarının bütününi temsil ettiği düşünülmüştür. Bu karmaşık bir dalga formuna karşılık gelmektedir. Bu özelliğe sahip bir dalga formundan yüzey dalgalarının ayırt edilmesi işlemi, birçok farklı yöntem kullanılarak yapılabilmektedir. Mikrotremorların analog sistemlerle kayıt aşamasından sayısal kayıt aşamasına geçişi, beraberinde birçok gelişme ve hesaplama kolaylığı getirmiştir. Dijital kayıt sisteminin gelişmesine paralel olarak, stokastik veri işleme süreci olarak tanımlanan mikrotremorların analiz yöntemlerinde de ilerlemeler kaydedilmiştir. Pasif kaynaklı bu yöntemler (Okada, 2003);

- Frekans-dalga sayısı yöntemi (frequency-wavenumber (f-k), (Capon, 1969) ve
- Uzaysal Otokorelasyon yöntemi (Spatial Autocorrelation (SPAC), (Aki, 1957 ; Aki, 1965)

Frekans-Dalgasayısı (f-k) yöntemi uygulamalarına 1960'lı yıllarda Amerika Birleşik Devletleri'nde, Nükleer patlatmaların izlenmesi amacıyla, 200 km çaplı sismik ağlar kurularak başlanmıştır (Capon, 1969 ; Lacoss ve diğ., 1969). F-k yönteminde sözü edilen analizlerde frekans-dalgasayısı spektrumunu kullanılarak sonuca ulaşılmaya çalışılır. Yöntemin temel ilkesi, mikrotremorlar içindeki kompleks dalga formundan göreceli olarak daha büyük enerjiye sahip dalgaların belirlenmesi işlemini içerir. F-k yöntemi kullanıldığında sinyali oluşturan dalgaların ne tür dalgalardan oluştuğu (dispersif olup olmadığı gibi) sorusuna cevap aranmamaktadır. Yani eğer kayıta yüksek modlu yüzey dalgaları baskınsa, yüksek modlu dalgalar, cisim dalgaları baskınsa, cisim dalgaları belirlenmektedir. Bu noktada yüzey dalgası dispersiyonunu adlandırma veya yüzey dalgalarını tanımlamada, f-k spektral analizinin temel teorisinde sadece

kabullenmeler yapılır. Yani eğer f-k analizi kullanılıyorsa, dalgaların yüzey dalgalarından oluştuğu kabulü yapılarak işlem yapılır (Okada, 2003, s26).

SPAC “SPatial AutoCorrelation) yöntemi türkçeleştirilirken farklı kavramlar kullanılmıştır. Bunlar “Uzaysal Otokorelasyon” ve “Uzamsal Öz-ilişki” tanımlarıdır (Karabulut, 2012 ; Özalaybey, 2011b). Bu çalışmada, Uzaysal Otokorelasyon olarak ifade edilecek tanımın karşılığı olarak SPAC gösterim biçimi kullanılacaktır.

SPAC yöntemi, deprem hareketi tarafından üretilen dalgaların iletim özelliklerini anlamak için kullanılan veri analiz yöntemleriyle birlikte, dairesel bir dizilime sahip uygulamaları içerir ve Aki (1957;1965) tarafından geliştirilen stokastik süreçleri temel alır (Okada, 2003). Yöntemin esası, Arka-Plan Sismik Gürültü dalga alanının izotropik ve tekdüze dağılımlı bir yüzey dalgası alanından oluştuğu varsayımına dayanır. SPAC yöntemi böyle bir dalga alanının dairesel dizilimli alıcılar ile merkezdeki alıcının uzaysal otokorelasyon katsayılarının (SPAC fonksiyonları) belirlenmesi üzerine kuruludur. Bu yöntemde ana tema, merkezdeki ve dairesel dizilim üzerindeki alıcılarda gözlenen dalga alanının uzamsal olarak aynı dalga alanı olmasıdır (sismik soğurulma, Q ve geometrik açılım dizilim içinde ihmal edilebilir). Bu aynı dalga alanı, merkezdeki alıcıya olan uzaklık, azimut ve ortamın faz hızı, $c(w)$ 'nin değişkeni olarak dairesel dizilimli alıcılarda gecikerek gözlenir. Aynı dalga alanının uzamsal konuma göre eş zamanlı kayıtlarının *ilişki fonksiyonlarının* belirlenmesi (yani dalga alanının zamanda değil uzamsal konumda kaydırarak hesaplanan ilişki fonksiyonu) nedeniyle bu yöntem Aki (1957) tarafından SPAC yöntemi olarak adlandırılmıştır. SPAC yönteminde f-k yönteminin aksine alıcılarda gözlenen dalgaların geliş yönü ve hızı frekansın fonksiyonu olarak belirlenmez, merkez alıcı ile diğer alıcılar arasında hesaplanan SPAC *ilişki fonksiyonlarının* açısız ortalaması alınarak, **SPAC katsayıları** frekansın ve uzaklığın fonksiyonu olarak belirlenir. SPAC katsayılarından $c(w)$ 'ya geçiş ise sıfırıncı mertebeden, birinci tür **Bessel Fonksiyonu** kullanılarak yapılır. Dairesel bir dizilim geometrisi ve az sayıda (en az 4) alıcı ile arazide kolay uygulanabilirliği ve f-k yöntemine göre özellikle alçak frekanslarda faz hızı belirlenmesinde yüksek çözünürlük sağlaması SPAC yönteminin en önemli avantajı olarak kabul edilmektedir (Claproud ve Asten, 2009 ; Kocaoğlu ve Fırtana, 2011 ; Okada, 2003 ; Özalaybey, 2011b ; Özel ve diğ., 2004 ; Tada ve diğ., 2009 ; Zor ve diğ., 2010) Mikrotremor dizilim yöntemlerinin

Türkiye’deki bazı uygulamalar çalışma kapsamında incelenmiştir (Karabulut, 2012 ; Kocaoğlu ve Fırtana, 2011 ; Kudo ve diğ., 2002 ; Özalaybey ve diğ., 2011 ; Ozel ve diğ., 2004 ; Picozzi ve diğ., 2009)

Aki tarafından geliştirilen yöntemde, farklı yönlerden gelen izotropik dalgaların mikrotremorları oluşturduğu ve mikrotremor kayıtlarından ortamın hız yapısının belirlenebileceği söylenmiştir. Yönteme ait temel ilkeler şunlardır:

- Mikrotremorların kompleks dalga hareketinin zaman ve mekan ortamında stokastik bir işlem olduğu varsayımı,
- Mikrotremor kaydını oluşturan dalgaların yüzey dalgaları gibi dispersif özelliğe sahip olduklarında, mikrotremor verileri için bir uzaysal otokorelasyon katsayısı (dairesele dizilimle yapılan ölçümler için) tanımlanabileceğini,
- Uzaysal otokorelasyon katsayısının ise faz hızı ve frekansın bir fonksiyonu olduğu kabul edilir.

Yöntem, mikrotremor kayıtları içinden yüzey dalgalarının ayırt edilmesinde oldukça başarılı sonuçlar vermekte ve teorisinde buna ayrıntılı bir şekilde değinilmektedir (Okada, 2003). Yöntem 1950’li yıllarda çok fazla uygulanma imkanı bulmamış, ilk uygulamaları (Henstridge, 1979 ; Hidaka, 1985 ; Horike, 1985 ; Matsuoka ve diğ., 1996) tarafından yapılmıştır.

Kayıt edilen bir mikrotremor dalga paketinde, yüzey dalgalarının daha baskın olarak yer aldığı ve mikrotremorlar içinde diğer dalga türlerine göre daha uyumlu (coherence) bileşenleri barındırdığı söylenebilir. Bundan dolayı mikrotremor kayıtlarını toplamak için bir ağ kurulduğunda, ortamdaki yüzey dalgalarına (Rayleigh ve Love dalgaları) ait bilgiler kolaylıkla açığa çıkarılabilir. Yüzey dalgalarının hızlarının yerel zemin yapısını (S dalga hızı, P dalga hızı, yoğunluk vb.) belirlemedeki kolaylığı, mühendislik sismoloji çalışan araştırmacıların yüzey dalgalarını (özellikle Rayleigh dalgalarını) kullanmaları yolunu açmıştır. Teorik altyapısı Aki (1957) tarafından geliştirilen Uzaysal Otokorelasyon Yöntemi (Spatial Autocorrelation Method: SPAC), sismik dalgaların zamansal ve mekansal spektrumları arasındaki ilişkinin belirlenmesinde kullanılır. (Aki, 1957), yaptığı çalışmada, kısa periyotlu ($> 1\text{Hz}$) mikrotremor kayıtlarını kullanarak

yerel zemin yapısına ait bilgileri kestirmeye çalışmıştır. Yaptığı örnek uygulamada, o yıllarda dijital kayıt sisteminin gelişmemesinden dolayı istediği sonucu tam olarak alamamasına rağmen, sismoloji çalışmalarında uzun yıllardır gürültü olarak değerlendirilen kayıtları bir sinyal gibi kullanma fikrini bu konu üzerine çalışan araştırmacıların ilgisine sunmuştur.

Aki'nin geliştirdiği yönteme göre, gözlem sistemi, dairesel bir dizilimde çok fazla sayıda (sonsuz olarak varsayılır) istasyondan oluşmaktadır. Ancak Hidaka (1985), yaptıkları çalışmalarda dairesel bir dizilim formunda eşkenar bir üçgenin de yeterli olacağını göstermişlerdir. Böylece yöntemin uygulanmasına yönelik daha pratik bir yol çizilmiştir. Yöntem bu basit dizilim kolaylığından dolayı, uzaysal otokorelasyon yöntemi olarak adlandırılır. Bu yıllarda, uzaysal otokorelasyon yönteminin uygulanmasına dair çok fazla örnek olmamasına rağmen f-k yöntemine göre iki avantajının bulunduğu bilinmektedir:

1. Uzaysal otokorelasyon yönteminde, f-k yöntemine göre daha az sayıda sismometre ve daha küçük yarıçaplı dizilimler kullanılarak aynı nitelikte sonuçlar elde edilebilir. Mikrotremor dizilim çalışmalarında kurulacak olan ağın boyutu oldukça önemlidir. Bunun nedenleri ise;
 - Daha büyük çaplı ağlar (dizilimler) kullanıldığında çalışma sahasında daha çok performans harcamak gerekirken, çalışılan alan geniş ölçekte daha iyi tanımlanmış olacaktır.
 - Büyük dizilimli ağlar kullanıldığında, mikrotremor dizilim ölçümleri için varsayılan temel bazı kurallardan olan “dizilim yapılan alanın altında yer alan tabakaların birbirine paralel olduğu” varsayımından uzaklaşmaya başlanır.
2. Saha çalışmalarında üç bileşen mikrotremor kayıtları alındığında yani hem düşey hem de yatay bileşenler kullanıldığında, Rayleigh ve Love dalgaları için analiz yapılabilir (Okada, 2003).

Aki (1957; 1965) yaptığı çalışmalarda Love dalgası enerjisinin belirlenebilmesi üzerine bir takım sınırlamalar sunmuş ve geliştirdiği yöntem kullanıldığında, Rayleigh dalgalarından Love dalgaları ayırt edilememiştir. (Ferrazzini ve diğ., 1991) Hawai yakınlarındaki Pu'u O'o volkanı yakınlarında yaptıkları çalışmada, volkanik kaynaklı

titreşimleri üç bileşen mikrotremor kayıtçılarıyla kayıt etmiş, Rayleigh ve Love dalgalarından ortamın yapısını kestirebilmiştir. Daha sonrasında, Okada, (2003) yöntemi genişletmiş ve yeni bir boyut katmıştır. Daha sonraları Okada, (2003) ve (Yamamoto, 2000) geliştirdikleri bu yöntemi, mikrotremor verilerine uygulamış ve Love dalga enerjisini ayırt edebilmiştir. Araştırmacıların elde ettikleri bulgulara göre, Love dalga yayınından kestirilen S dalga hız yapısı ile Rayleigh dalgasından elde edilen sonuçlar oldukça iyi bir uyuma sahiptir. Böylelikle Love dalgası gibi sadece S dalga enerjisini içeren dalgalar, yöntemin gelişimi için oldukça başarılı sonuçlara sahip olduğu gösterilmiştir. Yöntemin geliştirildiği zaman diliminde daha çok mikrotremorların düşey bileşen gözlemleri ile Rayleigh dalgası kullanılarak uygulamalar sınırlandırılmıştır. Ancak yöntem daha geniş uygulama alanlarına sahip olup, veri toplama, veri işlem ve analizi diğer yöntemlere göre daha basittir. Bundan dolayı SPAC yöntemi f-k yöntemine göre açık bir üstünlüğe sahiptir. Aki (1957) tarafından geliştirilen yöntemde teorik olarak dairesel dizilimde sonsuz sayıda sismometrenin olduğu kabulü yapılmıştır ve böylelikle yön ve enerji bilgisi ihmal edilmiştir. Dairesel dizilim gözlemleriyle elde edilen mikrotremor verilerinde dispersif dalgalar için uzaysal otokorelasyon katsayısının tanımlanmasında, dizilimin çapını temel alan ve faz hızı ile frekansın bir fonksiyonu olan işlem temel alınmıştır. Yönteme ait temel teorik esaslar şu şekilde verilebilir.

3.1.3.2. SPAC Yönteminde Veri Toplama

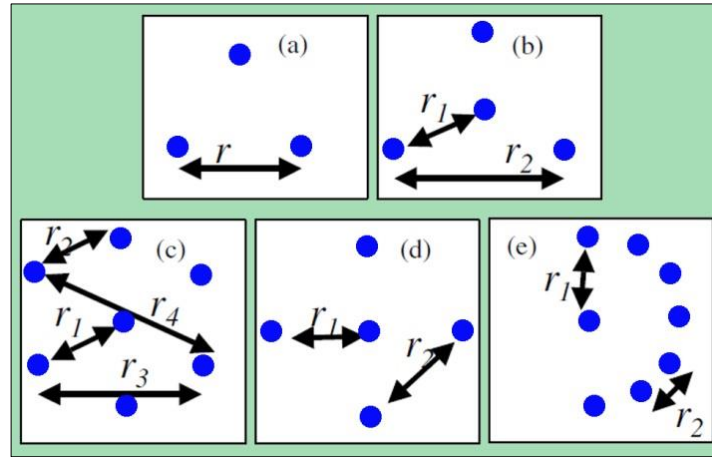
SPAC yönteminde 3 bileşenli sismometrelerin dairesel dizilimi yoluyla veri toplanır. Alınan kayıt üç bileşenli olduğundan Love ya da Rayleigh dalgaları incelenebilir. Bu çalışma kapsamında Rayleigh dalgaları kullanılacağından, üç bileşenli veri toplanmasına rağmen SPAC çözümlerinde sadece düşey bileşenler kullanılmıştır.

İki tür veri toplama sistemi vardır. İstasyonların birbirine bağımlı (yani aynı ağ içinde) ve istasyonların birbirinden bağımsız kayıt alma şeklindedir. İstasyonların birbirine bağımlı olarak veri toplanması, istasyonlar arası zaman doğrulaması gerektirmediği için diğer yöntemlere göre avantajlıdır. SPAC yönteminde tüm istasyonlarda aynı zamanda kayıt alınır. Bu sistem küçük yarıçaplı dizilimler için daha uygun olduğundan, daha sıkı yer yapısı hakkında bilgi edinebilmek mümkün olmaktadır. MD yönteminde, istasyonlar

arası uzaklığın artmasıyla birlikte, doğal olarak birbirinden uzak istasyonlarda kaydedilen gürültüler arası uyumun azalması beklenir. Bundan dolayı, büyük yarıçaplı dizilimler ölçüm sayısını arttırmasına ve daha derin yapının bilgisine ulaşmaya olanak vermesine karşın istasyonlar arasındaki ölçülen değerler arasındaki öz ilişkinin azalması muhtemeldir. Ayrıca büyük yarıçaplı dizilimler, dizilim altındaki teoride paralel kabul edilen tabakalar için titreşim yönteminin sonucunu etkileyebilir. İstasyonlar arasında zaman kalibrasyonu gerektiren diğer durumda GPS saati kullanılır. Her iki sistemin avantajları ve dezavantajları değerlendirildiğinde, birbirinden bağımsız olan sistemin daha uygun olacağı belirtilmektedir (Okada, 2003).

Durağan olmayan çevresel, kültürel gürültülerin az olmasından dolayı gece veri toplanması tercih sebebidir. Veri uzunluğu, uzun periyodlu titreşimler için 45 dk'dan 1 saate kadardır. 1 sn'den daha kısa periyodlu titreşimler için 30 dk'lık kayıt yeterlidir (Okada, 2003).

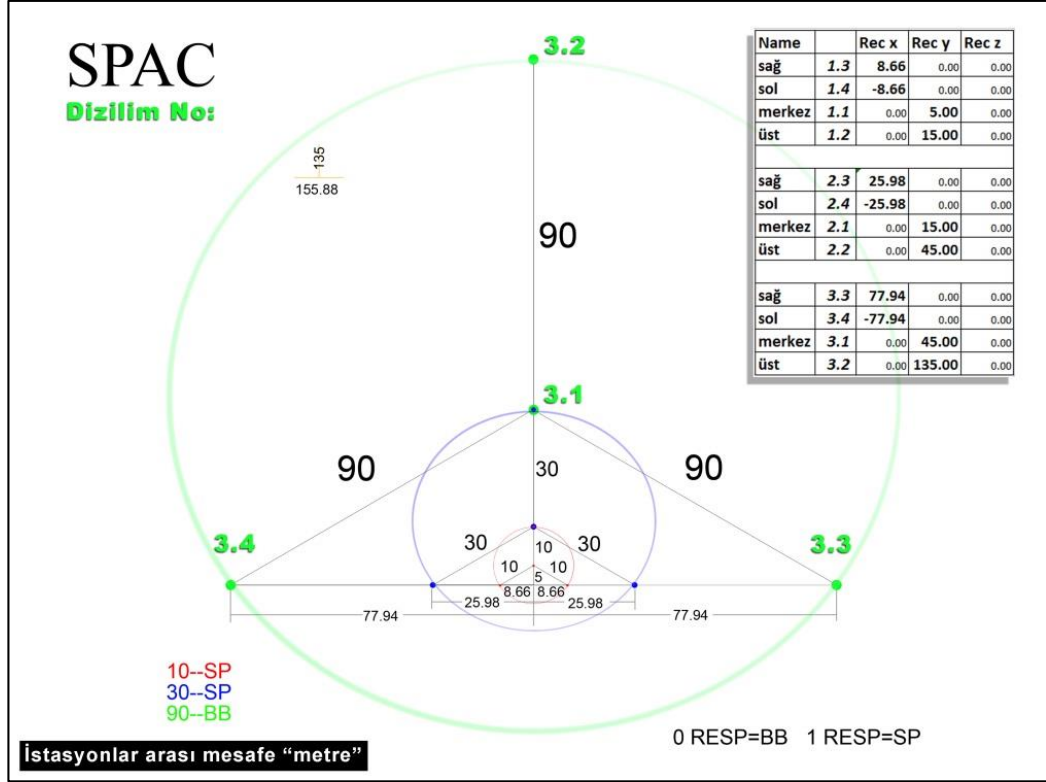
SPAC yönteminde veri toplamanın en önemli aşamalarından birisi kayıt cihazlarının konumlarının belirlenmesidir. Arazide alıcılar aynı daire üzerinde farklı dağılım şekillerinde konumlandırılabilir. Bu aşamada dikkat edilecek parametre, istasyonlar arası uzaklık birbirine eşit olmasıdır (Şekil 3.13). En çok uygulanan arazi düzeneği, en az dört noktada kayıt alınan dizilim türüdür.



Şekil 3. 13: SPAC yönteminde kullanılan farklı dizilim türleri (Asten ve diğ., 2004).

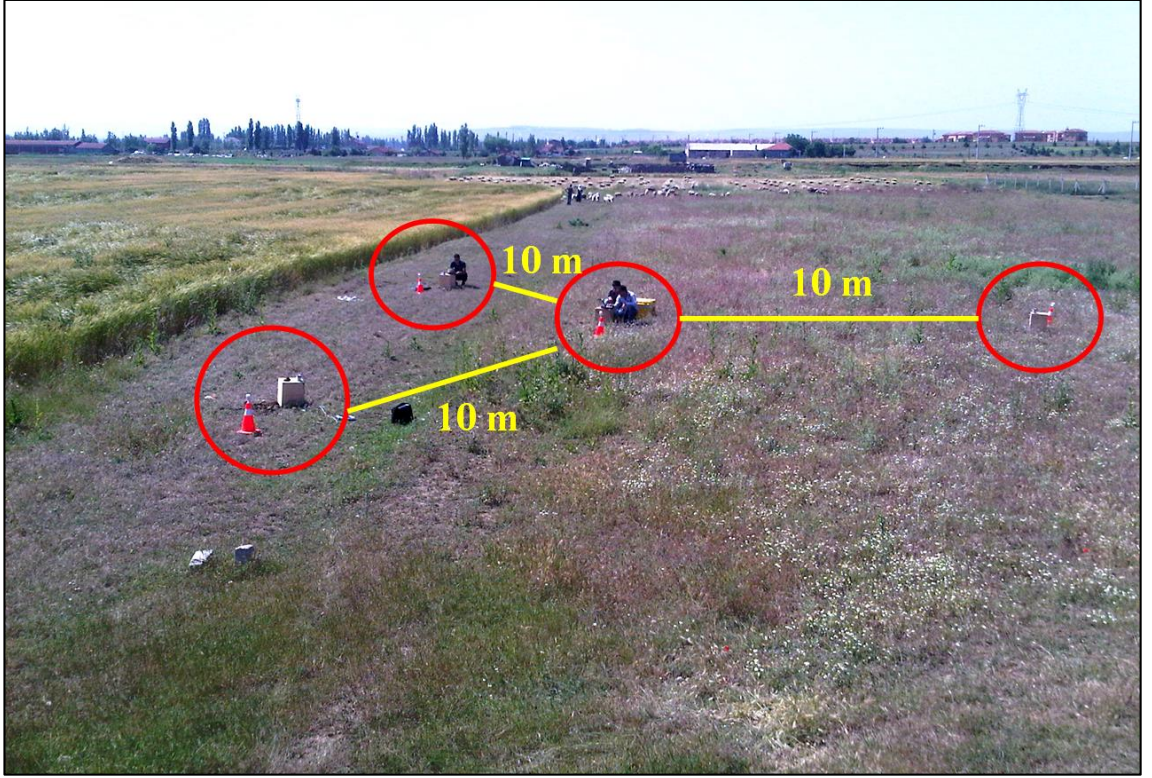
Tez çalışması kapsamında yapılan SPAC uygulamasında, 4 adet sismometre kullanılmıştır. Sismometrelerden birisi merkeze, diğer üç sismometre ise belirli bir

yarıçaptaki uzaklıktaki belirlenen noktalara konulmuştur. Bu noktalar eşkenar üçkenin köşe noktaları olarak kabul edilebilir. Bu tez çalışması kapsamında yapılan SPAC uygulaması sismometre dizilim geometrisi ve mesafeleri gösteren geometri (Şekil 3.14)'de verilmiştir.



Şekil 3. 14: Bu çalışmadaki SPAC yöntemi arazi uygulaması dizilim geometrisi.

SPAC ölçümlerinde 10m ve 30m lik yarıçaplı ölçümler 1sn-100 Hz frekans aralığında kısa periyot, 90m yarıçaplı dizilim ölçümleri ise 30sn- 100 Hz frekans aralığında geniş bant olarak yapılmıştır. Herbir dairesel dizilim aynı gün içinde farklı zamanlarda yapılmıştır. Ölçüm aşamasından bir fotoğraf (Şekil 3.15)'de verilmiştir.



Şekil 3. 15: Çalışma kapsamında 5 nolu ölçüm yerinde 10 m yarıçaplı ölçüm alınırken.

3.1.3.3. Polar Koordinat Sisteminde Mikrotremorlerin Spektral Gösterimi

Dairesel dizilim kullanılarak toplanan verilerin SPAC yöntemi ile analizinin yapılmasında, mikrotremor spektrumu için polar koordinat sisteminin kullanılması daha uygundur. Buna göre;

$$\xi = r(\cos\theta, \sin\theta) \text{ ve } \mathbf{k} = k(\cos\theta, \sin\theta)$$

$$X(t, \xi) = \iiint_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t + ik\xi) dZ'(\omega, \mathbf{k}) \quad (3.6)$$

bağıntısı tekrar yazılırsa,

$$X(t, r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk(\cos\theta - \phi)\} d\zeta(\omega, k, \phi) \quad (3.7)$$

Bu bağıntıda,

$$\begin{aligned} d\zeta(\omega, \mathbf{k}, \phi) &= kd\zeta'(\omega, k, \phi) \\ &= dZ'(\omega, \mathbf{k}) \end{aligned} \quad (3.8)$$

(3.7) bağıntısından, durağan rastgele süreç olarak tanımlan mikrotremorlar, çeşitli yönlerden “ ϕ ” gelen birbirinden bağımsız dalga sayısı “ k ” (herhangi bir düzeltme yapılmaksızın) ve çeşitli açısal frekans “ ω ”daki dalgaların sürekli toplamı olarak ifade edilebilir.

(3.7) bağıntısındaki $d\zeta(\omega, k, \phi)$ aşağıdaki ilişkiler ile tanımlanmaktadır.

$$i) E[d\zeta(\omega, k, \phi)] = 0 \text{ (tüm } \omega, k, \phi \text{ için)} \quad (3.9)$$

$$ii) E[|d\zeta(\omega, k, \phi)|^2] = dH(\omega, k, \phi), \text{ (tüm } \omega, k, \phi \text{ için)} \quad (3.10)$$

$$iii) E[d\zeta^*(\omega, k, \phi)d\zeta(\omega', k', \phi')] = 0 \quad (3.11)$$

Burada * karmaşık eşleniği gösterir.

Bu aşamada, iki varsayım yapılabilir:

Birinci varsayımda: mikrotremorler başlıca yüzey dalgaları ve onların modlarından (genellikle temel mod) oluşmaktadır. İkinci varsayımda, ω ve k birbirlerinin fonksiyonu olarak ilişkilendirilebilir ve Z veya ζ yalnızca eğri üzerinde öneme sahiptir $[\omega, k(\omega)]$.

Mikrotremorların düşey bileşenleri ele alındığında, yüzey dalgası olarak sadece Rayleigh dalgası düşünülmektedir. Bu durumda (3.7) bağıntısının spektral gösterimi şu hale gelir;

$$X(t, r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk(\omega)(\cos\theta - \phi)\} d\zeta(\omega, \phi) \quad (3.12)$$

Genel olarak, mikrotremorların spektrumlarının yöne ve frekansa göre farklılaşabilen ve sürekliliği olan süreç olarak düşünülebilir. Bu durumda stokastik süreç $\zeta(\omega, \phi)$ şu şekilde tanımlanabilir

$$\begin{aligned} E[|d\zeta(\omega, \phi)|^2] &= dH(\omega, \phi) \\ &= h(\omega, \phi) d\omega d\phi \end{aligned} \quad (3.13)$$

Bu bağıntıda $h(\omega, \phi)$ “frekans yönlü spektral yoğunluk” olarak adlandırılabilir. $h(\omega, \phi) (2\pi d\omega) (2\pi d\phi)$ ω ve $\omega+d\omega$ arasındaki açısal frekanslarla ve ϕ ve $\phi+d\phi$ arasındaki yönlerden gelen dalga bileşenlerinden toplam güce ortalama katkıyı temsil etmektedir. Bu ortalama katkı, tüm yönlerle göre toplamı ifade ettiğinde, bir istasyonda mikrotremorların frekans yönlü güç spektral yoğunluğu (ya da basitçe “güç spektrumu”) $h_0(\omega)$ şu şekilde elde edilebilir (Okada, 2003):

$$h_0(\omega) = \int_0^{2\pi} h(\omega, \phi) d\phi \quad (3.14)$$

3.1.3.4. SPAC Fonksiyonu ve Uzaysal Kovaryans Fonksiyonu

İfadenin sadeliği amacıyla, yeryüzündeki koordinatları (x, y) , uzaydaki polar koordinatları da (r, Θ) olarak kabul edilmektedir. Aralarında r kadar uzaklık bulunan A ve B gibi iki mikrotremor gözlem istasyonunu olduğunu kabul edilerek, A istasyonunun koordinat sisteminin merkezinde $(0, 0)$, B’nin ise (r, θ) koordinatlarında olduğu varsayılır.

(3.12) denkleminde, A istasyonundaki mikrotremor kaydı şu şekilde temsil edilir;

$$X(t, 0, 0) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp(i\omega t) d\zeta(\omega, \phi) \quad (3.15)$$

ve B istasyonundaki kayıt için;

$$X(t, r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \{\exp(i\omega t + irk\cos(\theta - \phi))\} d\zeta(\omega, \phi) \quad (3.16)$$

A ve B arasındaki uzaysal otokorelasyon fonksiyonu

$$\begin{aligned}
 S(r, \theta) &= E[X^*(t, 0, 0)X(t, r, \theta)] \\
 &= \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T X^*(t, 0, 0)X(t, r, \theta) dt \\
 &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i(\omega' - \omega)t + irk' \cos(\theta - \phi)\} \times E[d\zeta^*(\omega, \phi)d\zeta(\omega', \phi')]
 \end{aligned} \tag{3.17}$$

Bu denklem (3.10), (3.11), (3.12) ve (3.13) denklemleri yardımıyla aşağıdaki hale gelir.

$$S(r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \left[\int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi \right] d\omega \tag{3.18}$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} g(\omega, r, \theta) d\omega \tag{3.19}$$

Burada,

$$g(\omega, r, \theta) = \int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi \tag{3.20}$$

ω açısal frekansında mikrotremorların uzaysal kovaryans fonksiyonu olarak adlandırılır (Henstridge, 1979).

Bu denklem koordinat sisteminin merkezinde (0,0) şu şekilde değerlendirilir.

$$\begin{aligned}
 g(\omega, 0, 0) &= \int_0^{2\pi} h(\omega, \phi) d\phi \\
 &= h_0(\omega)
 \end{aligned} \tag{3.21}$$

ve (3.14) eşitliğinin güç spektrumunu verir. Benzer şekilde, merkezdeki uzaysal otokorelasyon fonksiyonu;

$$\begin{aligned}
 S_0 \equiv S(0, 0) &= E\{|X(t, 0, 0)|^2\} \\
 &= \int_{-\infty}^{\infty} h_0(\omega) d\omega
 \end{aligned} \tag{3.22}$$

şeklini alır. Burada $h_0(\omega)d\omega$ dizilim uzayı içinde bir istasyon (A veya B)'da gözlemlenen ω ve $\omega+d\omega$ arasındaki açısal frekansında mikrotremor bileşenlerinden $X(t,r,\theta)$ toplam güce ortalama katkısı belirtir. Bundan dolayı, 3.22 denkleminin sol tarafındaki S_0 , dizilim uzayı içinde bir istasyonda (mikrotremor kaydı için) stokastik işlemin toplam gücünü verir.

3.1.3.5. Dairesel Bir Dizilimin Uzaysal Otokorelasyon Katsayısı ve Faz Hızıyla İlişkisi

Merkezde bulunan bir A istasyonu ve çevresinde r yarıçaplı bir çember üzerinde birden çok istasyonun içeren bir dizilimin var olduğunu düşünülür. Bu durumda dairesel dizilim ile kayıt edilen mikrotremorlar için mekansal otokorelasyon katsayısı ve ortalama mekansal otokorelasyon fonksiyonu tanımlanabilir. İşlemi basitleştirebilmek için belirli bir ω açısal frekansına sahip bir istasyon ile işlem tanımlanabilir.

Şimdi, ω frekansında dairesel bir dizilimin merkezi ve daire üzerindeki istasyonlar için mekansal kovaryans fonksiyonu $g(\omega, r, \theta)$ şeklinde verildiğinde, mekansal kovaryans fonksiyonunun tüm yönler üzerindeki ortalaması $g(\omega, r, \theta)$ yardımıyla, mekansal kovaryans fonksiyonunun yöne bağlı ortalaması tanımlanabilir.

$$\bar{g}(\omega, r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(\omega, r, \theta) d\theta \quad (3.23)$$

(3.20) denklemi düşünüldüğünde, elde edilecek bağıntı ;

$$\bar{g}(\omega, r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp\{irk\cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi d\theta \quad (3.24)$$

olur. (3.24) bağıntısında, θ değişkeni ile integral alınırsa,

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp\{irk\cos(\theta - \phi)\} d\theta = J_0(r, k) \quad (3.25)$$

halini alır. Burada r, k değişkeni ile sıfırıncı dereceden birinci tür Bessel fonksiyonu tanımlanmış olur. Bundan dolayı (3.24) bağıntısı basitleştirildiğinde,

$$\begin{aligned}\bar{g}(\omega, r) &= \int_0^{2\pi} J_0(rk)h(\omega, \phi)d\phi \\ &= J_0(rk) \int_0^{2\pi} h(\omega, \phi)d\phi\end{aligned}\quad (3.26)$$

elde edilir.

(3.14) veya (3.21) bağıntıları kullanılarak, (3.26) bağıntısı daha da basitleştirilebilir

$$\bar{g}(\omega, r) = h_0(\omega)J_0(rk) \quad (3.27)$$

veya

$$\bar{g}(\omega, r) = g(\omega, 0,0)J_0(rk) \quad (3.28)$$

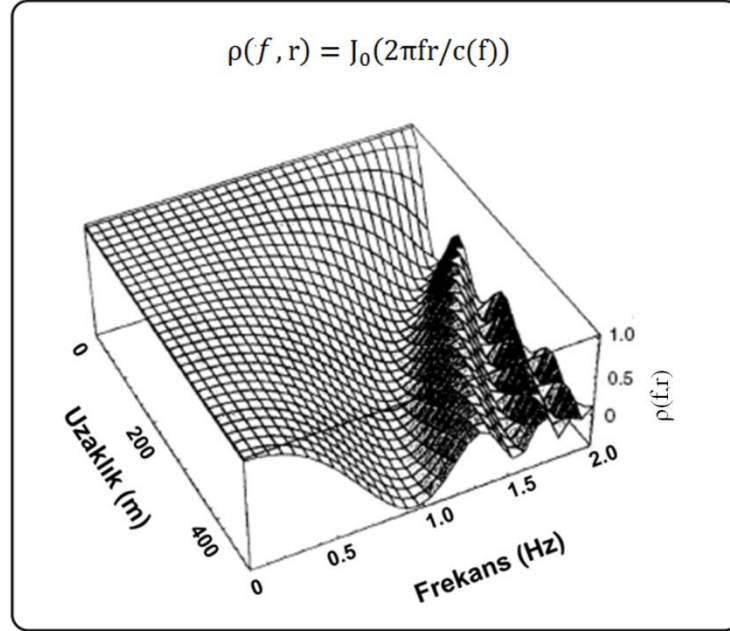
Benzer şekilde, (3.17) bağıntısı ile tanımlanan uzaysal otokorelasyon fonksiyonunun yöne bağlı ortalamasına indirgenilmiş olunur.

$$\bar{S}(r) = \int_{-\infty}^{\infty} h_0(\omega)J_0(rk) d\omega \quad (3.29)$$

(3.27) veya (3.29) bağıntılarının integralinin alınmasıyla elde edilen terimler, dizilim uzayı içinde mikrotremorların toplam gücü için, ω ve $\omega+d\omega$ arasındaki dalgaların bileşenlerinin ortalama katkısının, yeraltı yapısı ile ilişkili olan $J_0(rk)$ katsayısı ile ağırlıklandırılmıştır. Bu nedenle, dairesel olarak kurulan ve r yarıçapına sahip bir dizilimin altında bulunan zemin yapısının etkisi altında yayınan mikrotremorların toplam gücü (3.29) bağıntısının sol tarafında bulunan $S(r)$ ile verilebilir.

Şimdi, “ ω açısal frekansındaki mekansal (uzaysal) otokorelasyon katsayısı”, $\rho(\omega, r)$, ya da basitçe “mekansal otokorelasyon katsayısı”, $\rho(f, r)$, dizilim uzayı içinde yer alan bir istasyonda (örneğin dizilimin merkezindeki) mikrotremorların güç spektrumu olarak $h_0(\omega)$ ’a göre normalize edildiğinde,

$$\rho(\omega, r) \equiv \frac{\bar{g}(\omega, r)}{h_0(\omega)} \quad (3.30)$$



Şekil 3. 16: Uzaysal otokorelasyon katsayısının şematik bir gösterimi (Okada, 2003).

(3.27) bağıntısını kullanarak,

$$\rho(\omega, r) = J_0(rk) \quad (3.31)$$

veya $k=\omega/c(\omega)$ eşitliğinden (buradaki $c(\omega)$ faz hızıdır),

$$\rho(\omega, r) = J_0(r\omega/c(\omega)) \quad (3.32)$$

ve $\omega=2\pi f$ eşitliğinden,

$$\rho(\omega, r) = J_0(2\pi fr/c(f)) \quad (3.33)$$

Bu bağıntıda f frekanstaki uzaysal otokorelasyon katsayısı, sıfırdan birinci tür Bessel fonksiyonuna göre faz hızı ($c(f)$) ile ilişkilidir. Şekil 3.16’da gösterilen uzaysal otokorelasyon katsayısı f ve r değişkenleri ile kontrol edilmektedir.

Yukarıda verilen teorik saptamalar ışığında, r yarıçaplı dairesel bir dizilim ile kayıt edilen mikrotremorlardan f frekansındaki dalga bileşenlerinin uzaysal otokorelasyon katsayısı ile belirli bir frekanstaki faz hızı hesaplanabilir. Pratik veri işlem sürecinde bu işlemde gözlemsel veriler birçok segmente bölünür ve her bir segment için blok

ortalama ve sonlu Fourier transformu hesaplanarak bu işlem uygulanır. Yukarıda tanımlanan uzaysal otokorelasyon katsayısı dizilim yapılan yere özgün tekil bir nitelik olup, direkt olarak dizilim çalışması yapılan yerin yapısını verir.

3.1.3.6. Faz Hızının Belirlenmesi

Mikrotremor dizilim yöntemlerinin temel prensibi faz hızı ve frekans (periyot) arasındaki ilişkiyi belirleyen mikrotremorlardaki yüzey dalgalarının dispersif özelliklerinin ortaya çıkarılmasına dayanır. Burada frekans bandı araştırılması hedeflenen derinlik ile ilişkilendirilmiştir. Daha uzun periyotlar kullanıldığında araştırma derinliği de beraberinde artar. Ancak bu ilişki dizilim çalışması yapmadan önce belirlenemez. Ortamın yapısını (frekans ve faz hızı ile tanımlanırlar) belirlemede kullanılan temel değişkenler şu şekildedir.

$$F(c, f; v_{p1}, v_{s1}, \rho_1, h_1; v_{p2}, v_{s2}, \rho_2, h_2; \dots \dots \dots; v_{pn}, v_{sn}, \rho_n) = 0 \quad (3.34)$$

Bu fonksiyonda N tabakalı bir ortam içinde j.nci tabakaya ait verilen değişkenler $V_{pj}, V_{sj}, \rho_j, h_j$ sırasıyla, P dalga hızını, S dalga hızını, yoğunluğu ve tabaka kalınlığını ifade etmektedir. Bu denklem için, bağımsız değişken olan frekansın bir fonksiyonu olarak “c” faz hızı için net bir çözüm sunmayabilir. Ancak bir formülasyon olarak, denklem çözüme sahiptir ve aşağıdaki şekle sahiptir.

$$c = c(f; v_{p1}, v_{s1}, \rho_1, h_1; v_{p2}, v_{s2}, \rho_2, h_2; \dots \dots \dots; v_{pn}, v_{sn}, \rho_n) \quad (3.35)$$

Bundan sonraki işlemi basitleştirmek için tabaka parametleri sadeleştirilecek ve

$$c = c(f) \quad (3.36)$$

şeklinde yazılacaktır.

Frekanslar belirli bir değerden büyük olduğunda ise, (3.34) bağıntısı yeniden çözülür ve elde edilen faz hızının tekil bir değere sahip olmadığı görülür. Buradan, yüzey dalgalarının birçok mod içerdiği sonucuna varılır. Ayrıca çözüm sayısı da frekansla doğru orantılı olacak şekilde artar. Ancak çoğu durumlarda yüzey dalgalarında temel

mod baskındır. Temel modun baskın olmadığı durumlar için Poisson oranının arttığı durumlar yani V_s/V_p oranının küçülmesi durumu hariç tutulmalıdır. Bu durumlar dışında yüzey dalgalarının her bir frekans bileşeni için, tekil bir faz hızı değeri elde edilebilir. (3.36) denklemi de frekans ve temel mod faz hızı arasındaki ilişkiyi verir ve faz hızı frekansın tekil-değer fonksiyonu olarak kabul edilebilir.

Özetle mikrotremor kayıtları içinde varolan yüzey dalgalarının belirlenmesi işlemi (3.36) denklemi ile belirlenebilir ve (3.34) ve (3.35) denklemleri yardımıyla ortamdaki tabakalara ait parametreler kestirilebilir.

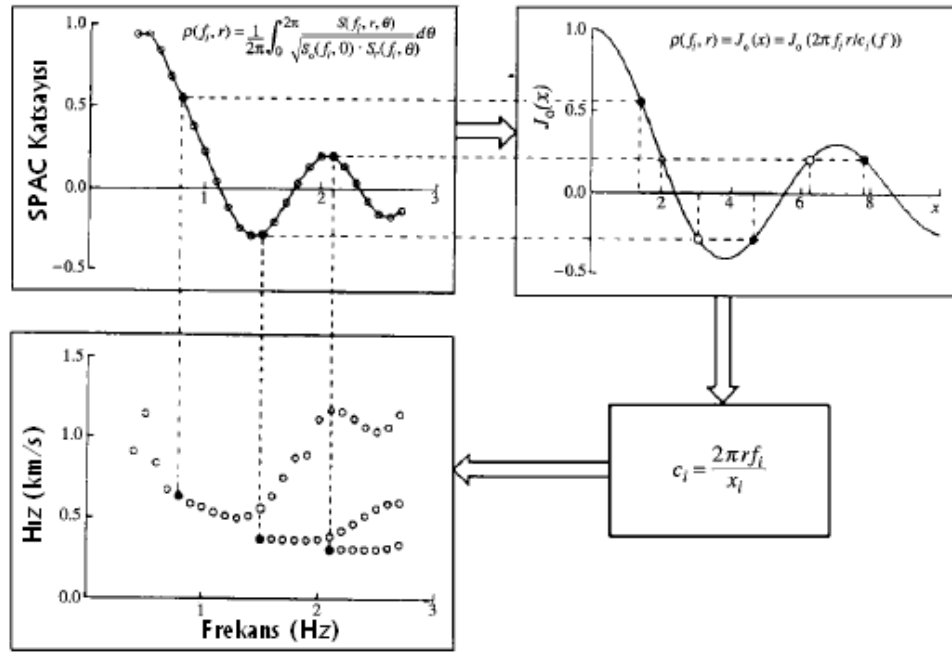
Yüzey dalgaları iki yöntem kullanılarak belirlenebilir. Bunlar f-k ve SPAC yöntemleridir. Günümüze kadar f-k yöntemi daha çok oldukça dar bir frekans aralığının kullanılması ve ikincisi f-k spektrumunun bozunması durumunda faz hızının kestirilmesinin oldukça zor olduğudur (Okada, 2003). Tüm bu kısıtlamaları ihmal etmek için, dizilim yarıçapını arttırmak ve daha çok sayıda sismometre kullanmak gerekmektedir. Büyük boyutlu dizilimler ise, yanal çözünürlüklere duyarlı değildir. Bu amaçla SPAC yöntemi, daha kullanışlı ve uygulaması daha kolay bir yöntem olarak karşımızda durmaktadır.

SPAC yöntemi kullanılarak faz hızını belirlerken, (3.33) bağıntısı yöntemin temel ilkesini oluşturmaktadır. Bu bağıntıya göre, temel parametreler frekans “f” ve dizilim yarıçapı “r” dir. Aki (1957), yaptığı çalışmada temel mod Rayleigh dalgasının baskın olduğu durumlarda (3.33) bağıntısında tanımlanan faz hızının, mikrotremor düşey bileşen gözlemlerine uygun olacağını ve yüzey dalgalarının genel olarak temel modu içerdiği kısıtlamasını koymuştur. r yarıçaplı dairesel bir dizilimde mikrotremorlardaki Rayleigh dalgasının faz hızının kestirilmesi durumu düşünüldüğünde, $r=r_0$ varsayımı yapılır. Yani; $A=2\pi r_0$ (=sabit)’dir (3.33) denklemi yeniden yazıldığında aşağıdaki hali alır.

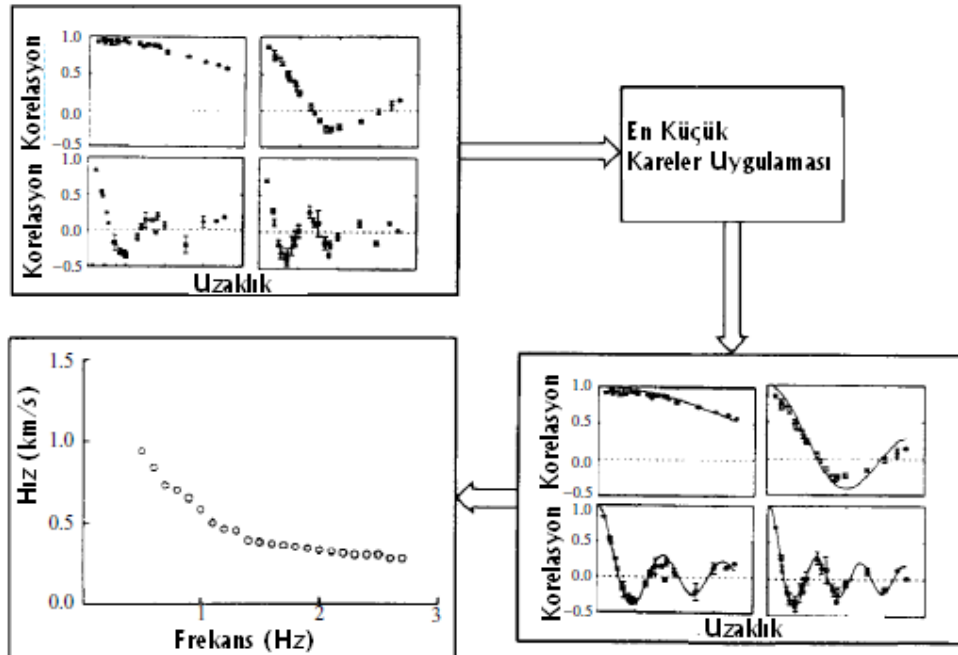
$$\begin{aligned}\rho_{ro}(f) &= J_0(Af/c) \\ &= J_0(x)\end{aligned}\tag{3.37}$$

Diğer bir ifadeyle, Aki (1957), r için tek bir değer kullanmış ve en küçük kareler uygunluk yöntemini uygulamıştır. Eğer r sabit ise frekansın bir fonksiyonu olarak uygunluk aranabilir. Ancak Okada (2003), bu yaklaşımın bir kısıtlama getirdiğini vurgulamış ve r 'nin sabit olmadığı durumlarda (3.37) bağıntısının geçerli olduğunu söylemiştir. Bu bağıntıda, $x=Af/c$ ve c frekansın bir fonksiyonudur. Verilen bir frekansta (3.37) denklemini sağlayan birçok “ x ” değeri olabileceğine göre, (3.37) bağıntısında tanımlanan “ c ” faz hızı değeri her zaman aynı değere sahip olmayabilir. Bu kısıtlamayı ortadan kaldırmak için, Ling ve Okada (1993) tarafından SPAC yönteminin revize edilmiş hali olan “Genişletilmiş Uzaysal Otokorelasyon Yöntemi” (Extended Autocorrelation:ESPAC) geliştirilmiştir.

Bu yöntem kullanılarak aynı gözlem yerinde farklı yarıçaplı dizilimler tekrarlanır veya belirli bir ekipmanla eş zamanlı farklı yarıçaplı dizilime sahip ölçümler alınır. Daha sonra farklı yarıçaplı dizilimlerden elde edilen sonuçlar kullanılarak bir çözüm elde edilir. SPAC yöntemi kullanıldığında, dairesel bir dizilim gerekmekte olup, daire üzerinde çok sayıda sismometre yerleştirilerek ölçü almak pratik olarak birtakım zorluklar yaratabilmektedir. Ancak daire üzerinde kurulan istasyonların sayısını azaltmakla bu zorlukların üzerinden gelinebilir. Örneğin, eşkenar bir üçgenin merkezi ve köşe noktalarına gelecek şekilde yerleştirilen dört sismometre kullanarak yapılacak dizilim işlemi daha kolaydır. Bu kadar az sayıda sismometre kullanarak SPAC katsayısı elde edilebilmektedir. Daha sonra dizilimin boyutları değiştirilerek yani farklı yarıçaplı dizilimler kurularak aynı nokta için birkaç veri seti elde edilebilir. Böyle bir süreçte farklı yarıçaplı dizilimlere ait veri setinin farklı zaman aralıklarında toplanması işlemi problem olarak görülebilir. (Okada, 2003). Dairesel bir dizilim kullanılarak yapılan bu birlikte değerlendirme işlemi SPAC yönteminden farklı olarak, ESPAC yöntemi olarak isimlendirilmiştir (Ling ve Okada, 1993). ESPAC yöntemi aynı anda eş zamanlı alınan farklı yarıçaplı dairesel dizilimler için de geçerli olup, toplanan veriler f - k yöntemine göre de analiz edilebilir (Ohori ve diğ., 2002) Şekil 3.17 ve 3.18’de sırasıyla SPAC ve ESPAC yöntemleri kullanılarak faz hızlarının kestirilmesine dair akış şemaları verilmiştir.



Şekil 3. 17: SPAC yönteminde faz hızının kestirilmesinde kullanılan akış şeması (Okada, 2003).



Şekil 3. 18: ESPAC yönteminde faz hızının kestirilmesinde kullanılan akış şeması (Okada, 2003).

ESPAC yönteminde kullanılan genişletilmiş (extended) sözcüğü, gözlem zamanına göre genişletilmiş dizilim boyutunu belirtmektedir. Otokorelasyon yönteminin temel prensiblerinin genişletildiği anlamını taşımaz. ESPAC yönteminin teorisi (3.31) veya

(3.33) bağıntılarıyla verilen uzaysal otokorelasyon katsayısının tanımlanmasıyla aynıdır. Daha kesin hesaplama ile aşağıdaki şekilde verilebilir.

(3.33) bağıntısında verilen frekans “f” değerinin sabit olduğu kabul edilir.

$$f = f_0, c_0 = c(f_0) \text{ ve } B = 2\pi f_0 / c_0 (= \text{sabit})$$

ve

$$\rho_{f_0}(r) = J_0(B_r) \quad (3.38)$$

bağıntısı elde edilir. Bu denklemin solundaki “r” değişkeninin tekil değer bir fonksiyonu olacağını belirtir. Farklı “r” değerlerine göre $\rho_{f_0}(r)$ en küçük kareler yöntemi kullanılarak Optimum Bessel fonksiyonu (J_0) bulunabilir (Şekil 3.17). ESPAC yönteminin temel ilkesi bu değişimin sonucuna dayanır. Geniş alanlarda çalışıldığında dairesel dizilimdeki istasyon sayısına bağlı olarak dalga yayılım yönü bağımlılığı en aza indirilir, bu nedenle fazla sayıda dizilim $[r, \rho_{f_0}(r)]$ yapılması çözümü netleştirecektir.

Bunu başarabilmek için iki yöntem uygulanabilir:

1. Dairesel dizilim boyutu değiştirilirken gözlemler tekrarlanır
2. Eş merkezli dairesel bir dizilim kullanarak, farklı dairesel dizilimlerden eş zamanlı toplanan veriler elde edilebilir.

Birinci yöntemde az sayıda sismometre kullanılır ancak gözlem zamanı uzar. İkinci yöntemde ise daha az zaman gerekmekte olup çok fazla sayıda sismometreye ihtiyaç duyulur. Ancak her iki yöntemde de veri boyutu göreceli olarak büyür. İkinci yöntemin avantajları ise,

1. Farklı gözlemlerden elde edilen verilerin birlikte analiz edilebilecekleri
2. Eğer çalışılan alanın yapısı yöne bağlı olarak değişmiyorsa, dizilimde dairesel dizilim zorunluluğu aranmayacağıdır.

3.1.3.7. Faz Hızlarından Yakın Yüzey Yer Yapısının Elde Edilmesi

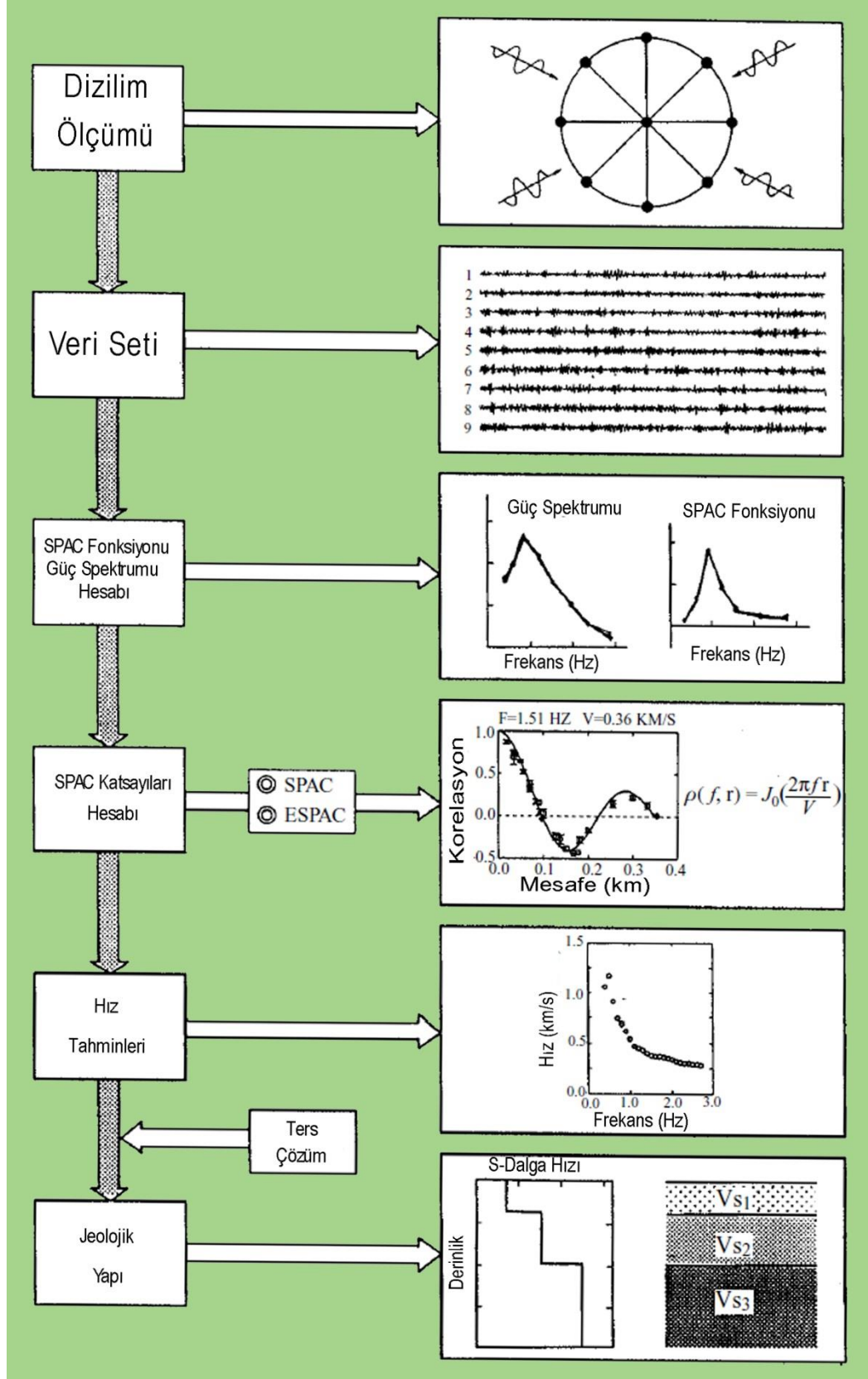
Rayleigh dalga titreşimleri, genellikle temel mod tarafından baskın halledirler. Yüksek mod bileşenleri daha az baskındır. Rayleigh dalgalarının dispersiyonu kuramı, sadece yerin paralel tabakalı durumu için çözülebilir. Bu sınırlamalar düşünüldüğünde, takip eden varsayımlarla, tabakalı yer modeli için yakın yüzey yer yapısının belirlenmesi mümkündür. Titreşimlerin incelenmesinden elde edilen faz hızının Rayleigh dalgalarının temel modu olduğu ilk varsayımdır. İnceleme alanındaki yer yapısının yatay katmanlı olduğu ise ikinci varsayımdır.

Faz hızı hesabı, arazide kaydedilen verilerin ait olduğu birçok tabakadan oluşan yerin S dalga hız yapısını belirlemek için yapılır ve hesaplanan faz hızlarına karşılık gelen model parametreleri ters çözüm işlemi ile geliştirilir. Şekil 3.19'da tüm aşamalar sırasıyla gösterilmiştir.

Ters çözüm işlemi, ilk başta giriş olarak verilen ve tabaka tabaka geliştirilen son modeli kullanır. Ters çözüm işleminde izlenen yol sırasıyla aşağıdaki gibidir,

1. Farklı frekans değerleri için ölçülen ve hesaplanan faz hızları arasındaki fark bulunur.
2. Çakışmazlığı azaltan parametre kümesi hesaplanır.
3. Bu parametreler bir sonraki yineleme için kullanılır.

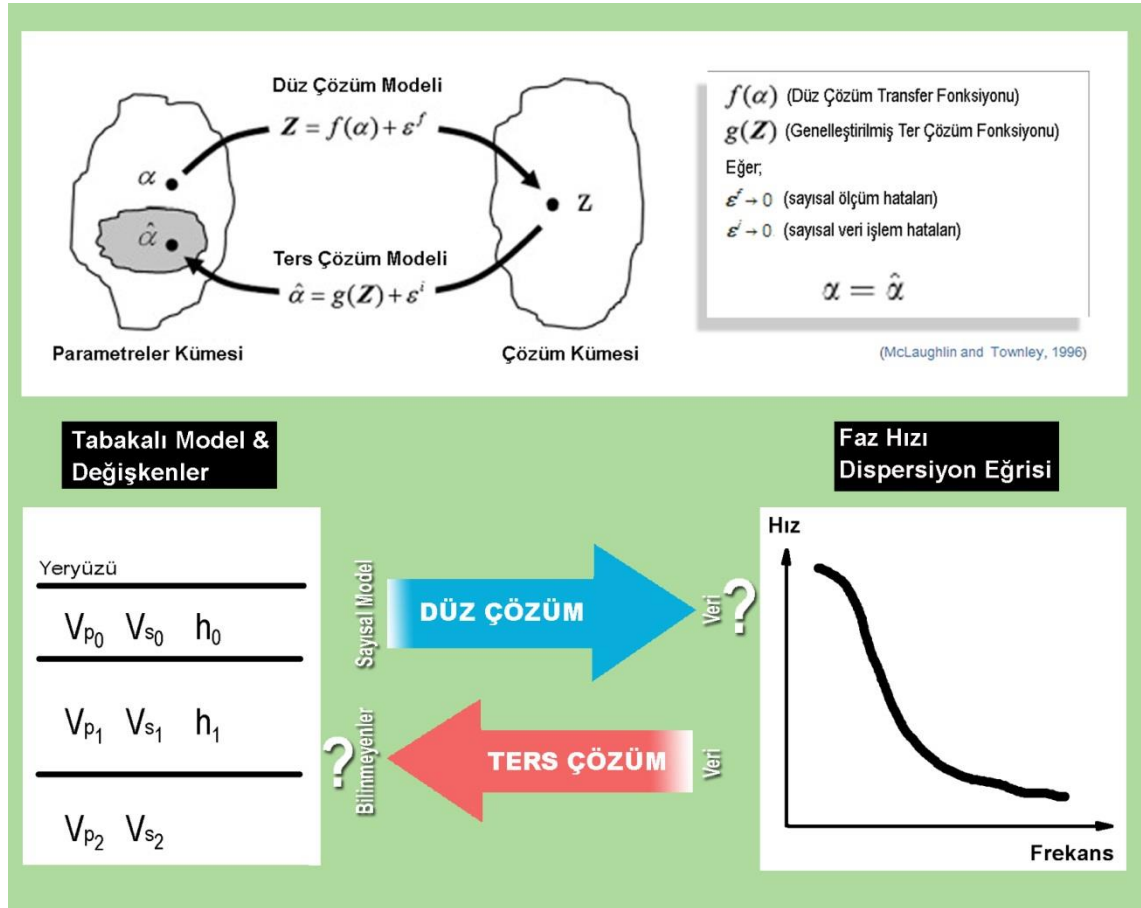
Hesaplanan ve ölçülen faz hızı değerleri arasındaki fark, belli bir değerden daha küçük olana kadar yukarıdaki işlem sıralaması tekrarlanır (Okada, 2003). Son olarak bulunan yer modeli, seçilen ters-çözüm yöntemine ve bu yöntemlerle birlikte kullanılan kuramsal faz hızlarını hesaplama yöntemlerine bağlıdır.



Şekil 3. 19: SPAC yöntemi uygulanarak veri analizi aşamaları (Okada, 2003).

3.1.4. Ters Çözüm İşlemi

Genel olarak herhangi bir sayısal modelden fiziksel parametreler kestirilebilir. Bu sayısal modeller yardımıyla deneysel verilere uygun teorik değerlerde hesaplanabilir. Bu işlem *düz çözüm* olarak isimlendirilir. Jeofizikçiler ise daha çok ters çözüm işlemiyle ilgilenirler. Buradaki amaç, gözlemsel verilerden yararlanarak modelin fiziksel özellik ve parametre değerlerini kestirilebilmektir. Şekil 3.20’de bu işlemler şematik olarak gösterilmiştir. Jeofizik problemler düşünüldüğünde, *ters çözüm* işlemi kısaca “jeofizik gözlemlerden yerin model parametrelerinin elde edilmesi” işlemi olarak özetlenebilir.



Şekil 3. 20: Düz ve Ters-Çözüm işleminin şematik tanımı (McLaughlin ve Townley, 1996)’dan değiştirilmiştir.

Genel olarak gözlemsel verilerin sayısını “ d_i ”, model parametrelerini “ m_i ” olarak verilirse, farklı model parametreleri denenerek aynı gözlem değerine ulaşma işlemi aşağıdaki şekilde tanımlanabilir.

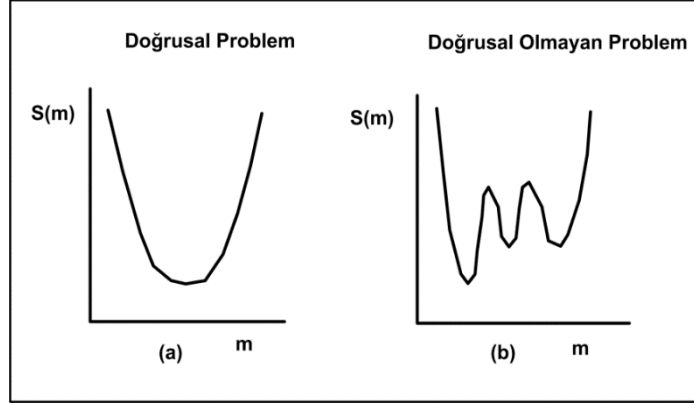
$$d_i = I_i(m_i) \quad (3.39)$$

Burada matris notasyonunda $I_i(m)$ veya “ I ”, veriler üzerine modellerin haritalanmasını içeren bir fonksiyonu verir (Snieder, 1998). Ters çözüm işleminin en önemli yönlerinden biri de lineerlik derecesinin $I_i(m)$ ne olduğudur. Normalde model parametreleri “ m ” ve gözlemsel veriler “ d ” arasındaki ilişki, doğrusal veya doğrusal olmayan fonksiyonlarla ifade edilebilir. Fonksiyon tipine bağlı olarak ise optimizasyon işleminin kompleksliği belirlenir. Ters çözüm işlemi çözümünde kullanılan en basit yaklaşım, gözlemsel (d_i) ve kestirilen ($I_i(m)$) değerler arasındaki farkın minimum $S(\widehat{m})$ (misfit) olduğu durumu içeren yöntemdir. Ağırlıklaştırılmamış en küçük kareler ile değerler arasındaki farkın minimum olduğu durum şu şekilde verilebilir.

$$\begin{aligned} S(\widehat{m}) \\ = \sum (d_i - I_i(m))^2 \end{aligned} \quad (3.40)$$

Genel olarak bir modelden kestirilen gözlemsel ve teorik değerler arasındaki farkın tespitinde kullanılan bu denklem “misfit”, “cost” vb. olarak isimlendirilir. En basit durumda, düz çözümün doğrusal olduğu ve (3.40) bağıntısında verilen cost fonksiyonunun kullanıldığı ve misfit fonksiyonunun, model parametreleri ile parabolik bir ilişki içinde olduğu durumdur (Şekil 3.21a). Modelde tek bir minimum (unimodal) değeri vardır. Bu tip azalım yöntemlerinde minimum değerler bulanabilir ve model için çözüm tüm olası değerlere göre daha iyi kestirilir. Ancak sismoloji ile ilgili problemlerin çoğu doğrusal olmayan fonksiyonlarla tanımlanır. Bu durumda $S(m)$ fonksiyonu çok daha fazla sayıda minimum değerler içerir (multimodal) (Şekil 3.21b). Bu değerler arasında da gerçek minimum (global minimum) değeri vardır. Bu değer en iyi modeli temsil (best model) eden değeri verir. Bununla birlikte göreceli olarak birçok minimum değerleri vardır. Bu değerler lokal minimum (local minima) değerini temsil eder ve en iyi model ile az/çok benzerlikler gösterir. Açıkça, ters çözüm işleminde jeofizik bir problemde karşılaşılabilecek en kötü senaryo global minimum için

belirlenecek tanımlanamayan lokal minimum değerleridir. Bu durumda kestirilen model en iyi modeli temsil edemeyebilir. (Picozzi ve diğ., 2005a ; Snieder, 1998).



Şekil 3. 21. (a) Doğrusal bir problem için en küçük kareler misfit fonksiyonu, (b) doğrusal olmayan ters çözüm problemi için misfit fonksiyonu (Snieder 1998’den değiştirilmiştir).

Ters çözüm işleminde karşılaşılan sorunlardan biri de “fiziksel” yetersizlikle çözümlenen sonuçlardır. Yani belirlenen sonuç modeli gözlemsel veriler ile güvenilir bir şekilde uyumludur. Ancak onun özellikleri fiziksel olarak kabul edilemez. Parametre değerleri gerçekçi aralığın dışındadır. Bu durumlarda çözüme yaklaşmak için ek değişkenler kullanılmasına ihtiyaç duyulur (Menke, 1989).

Ters çözüm işleminde bu sorunların üzerinden gelebilmek için matematiksel birçok yaklaşımlar önerilmektedir (Backus ve Gilbert, 1967 ; Backus ve Gilbert, 1968 ; Backus ve Gilbert, 1970). (Sambridge ve Mosegaard, 2002), yaptığı çalışmada “öğrenme kriterini” temel alan ve almayan yöntemleri yorumlamıştır. Öğrenme kriterinde çözüm esnasında bir önceki çözümü temel alarak yapılan işleme göre modeli iyileştirme/geliştirme yöntemi tercih edilmektedir. Bu yöntemlere örnek olarak; uniform değeri arama (uniform search), genetik algoritma (genetic algorithms), komşuluk ilişkisi (neighbourhood algorithm) vb. yöntemleri verilebilir. Bu yöntemler ile çözüm uzayında lokal minimum değerine daha az yakınsanır. Ancak Newton-Raphson, Amoeba Arama vb. yöntemler kullanıldığında çözüm uzayında genel olarak lokal minimuma daha çok yakınsanır. Bundan dolayı sonuç modeli başlangıç modeline bağlıdır.

Sonuç olarak ters çözüm işleminde, fonksiyonun doğrusal olup olmadığı, veri-model ilişkisinin karmaşık olması, ilksel bilgiler, hesaplama türü gibi bilgiler ile uygun ters

özüm tekniği belirlenmeli ve işlem buna göre yapılmalıdır. Yüzey dalgalarının dispersiyon eğrileri gibi nesnellik fonksiyonunda çok fazla sayıda minimum/maksimum bulunan doğrusal olmayan problemlerde, farklı modeller yardımıyla veri setleri açıklanabilir.

3.2. SİSMİK YANSIMA YÖNTEMİ

Bu bölümde Sismik Yansımaya Yöntemi'nin teorisi genel anlamıyla (Kurtulus, 2002) kaynağından yararlanılarak özetlenmiştir.

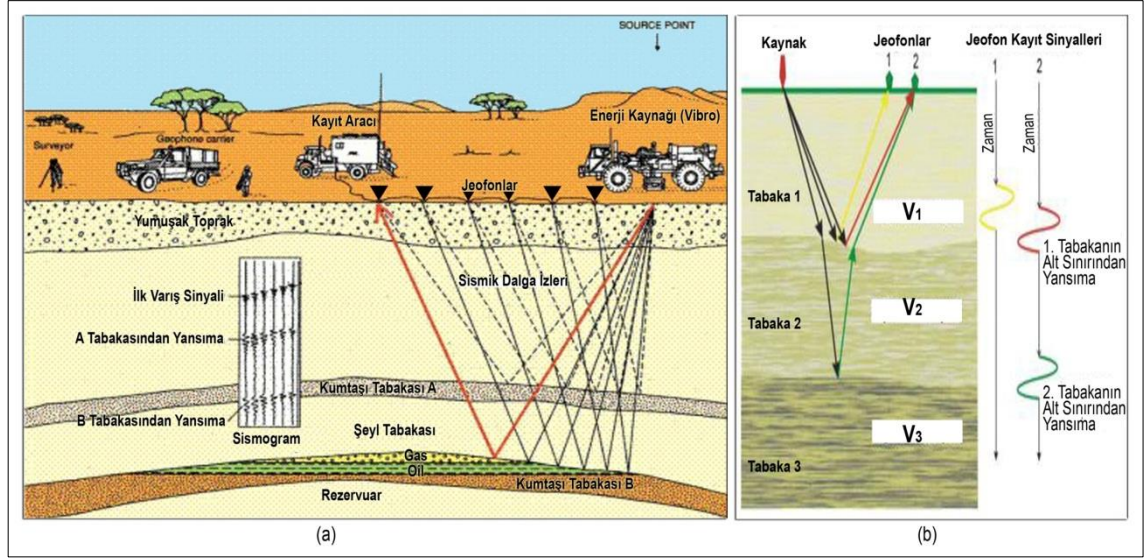
Sismik en basit tanımıyla, kontrollü olarak üretilen yer sarsıntılarının (titreşimlerin), kaynaktan belirli uzaklıklara yerleştirilmiş olan sismometre (veya sismometreler) ve kayıt edicilerle kaydedilerek, sismogramlardan (sinyal izleri) yeraltının jeolojik yapısının ortaya konulması işlemidir. Sismik prospeksiyon çalışmalarında farklı enerji kaynakları kullanılarak (Ağırlık dışürme, balyoz, dinamit, fişek, vibro vb.) yeryüzeyinde titreşim oluşturulur. Sonuç olarak üretilen sismik sinyallerin, sismik yorumcu tarafından yorumlanması ile yeraltı jeolojik yapısı araştırılır. Yer in içyapısını ve özelliklerini ortaya koyma amacı güden bu çalışmalarda, birbirinden farklı yöntemler geliştirilmiştir. En fazla kullanılan iki yöntem:

Kırılma (Refraksiyon) : İki kayaç tabakası arasındaki ara yüzey boyunca olan kırılma yolu.

Yansımaya (Refleksiyon) : İki tabakayı birleştiren sınırdan yansıyıp yeryüzüne dönen yansımaya yolu.

Sismik prospeksiyon uygulamaları jeofon gruplarının arazi üzerine yerleştirilerek sismik kaydın alınması ve laboratuvar da bu verilerin yorumlanması şeklinde iki aşamada sürdürölür. Arazide bir yansımaya sismiğinin uygulanışı görsel bir biçimde ifade edilmiş şematik gösterimi, şekil 3.22'de verilmiştir.

Sismik enerji kaynağı olarak patlayıcı enerji kaynakları ve yüzey enerji kaynakları olmak üzere iki tür enerji kaynağı kullanılmaktadır. Patlayıcı enerji kaynağı olarak dinamit ve fişek kullanılır. Yüzey enerji kaynağı olarak da ağırlıklar kullanılır.



Şekil 3. 22: (a) Sismik Yansımaya Uygulaması şematik gösterimi (b) Yansımaya İzi Geometrisi (<http://mines.industry.qld.gov.au>, <http://www.cflhd.gov>).

Yukarıda belirtilen her iki yöntem için, gidiş zamanları kayaçların fiziksel özelliklerine ve tabakaların geometrik yapısına bağlıdır. Enerji kaynaklarından yayılan ve diğer dış ortam gürültüleri, veri işlemede istenmeyen kirliliklerdir. Bu nedenle, arazide alınan kayıtlarda gerçek sinyalleri kullanmak amacıyla veri üzerinde filtreleme yapılır.

Kaynaktan küresel olarak yayılan dalga cephesi, yerin içerilerine doğru ilerler. Bu ilerleme doğrultusu boyunca farklı litolojik ve akustik özelliklere sahip ortamlardan geçer. Bu geçiş sırasında, süreksizlik yüzeylerinde bir kısım dalga kırılarak yoluna devam ederken, bir kısım dalga da aynı zamanda yansiyarak yüzeye geri döner. Sismik dalganın yansımaya ve kırılma oranları süreksizliklerdeki enerji bölümü ile yakından ilişkili olup süreksizliğin iki yanındaki litolojik yapının hızlarıyla ilişkilidir.

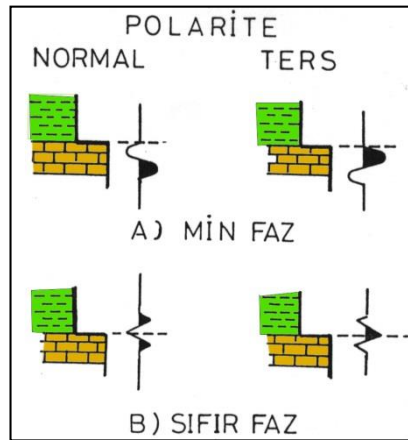
Yansımaya sismiği; çalışılacak bölgede jeofon gruplarının amaca uygun dizildikten sonra kaynaktan yayılan sismik dalgaların kayıtlarının tutulması ve bu kayıtların yorumlanması olmak üzere iki aşamada gerçekleştirilir.

- i. Sismik veri işlem,
- ii. Sismik yorumlama

Sismik veri işlemin amacı, verilerin niteliğini arttırmak ve onları yerbilimsel yoruma açık hale getirmektir. Yorumlamada ise, sismik verilerin yapısı ve nitelik ölçütleri (sismik stratigrafi) kullanılarak sismik kesit yorumlanmaya çalışılır. Sismik yansıma çalışmasında ilk patlama atış olarak adlandırılır. Atışın yapıldığı yüzey noktasına “atış noktası”, bunun sonucu oluşan ses dalgacığına “kaynak dalgacığı” denir.

Tabakalar arasındaki sismik özellik farkına “akustik empedans farkı” denir ve tabakaların hız ve yoğunluk farklılıklarından elde edilir. Tabaka sınırlarından yansıyan dalgalara “yansıma” ya da “reflection” adı verilir. Yansımaların yüzeyde bulunan alıcılar tarafından belli bir zaman sürecinde kaydedilmiş şekline “sismik iz” denir. Yansımanın meydana geldiği yüzeyin altındaki tabakaya “yansıtıcı” ya da “reflektör” adı verilir.

Sismik kaynaktan yayılan enerjinin yeraltındaki süreksizlik sınırları veya yansıtıcı yüzeylerden yansıması sonucu, sismik kayıt cihazına gelen sismik sinyallerin her biri sismik kesitlerde görülmeyebilir. Bunun nedeni, çok zayıf sinyal olmaları veya diğer kuvvetli refleksiyonların üst üste binmesi ile birbirlerini nötrlemeleridir. Eğer üstteki tabaka altında bulunan tabakadan daha düşük hıza sahip ise, yansıma “pozitif”, bunun tersi ise negatif değer alır. Aynı yansıtıcı yüzeyden sismik algılayıcıya ulaşan pozitif ve negatif yansıma sinyalleri, aynı sinyal özelliklerini taşımasına rağmen biri diğerinin tersidir. Bunların sismik kesitlerde görünüm biçimi “polarite” olarak bilinir (Şekil 3.23).

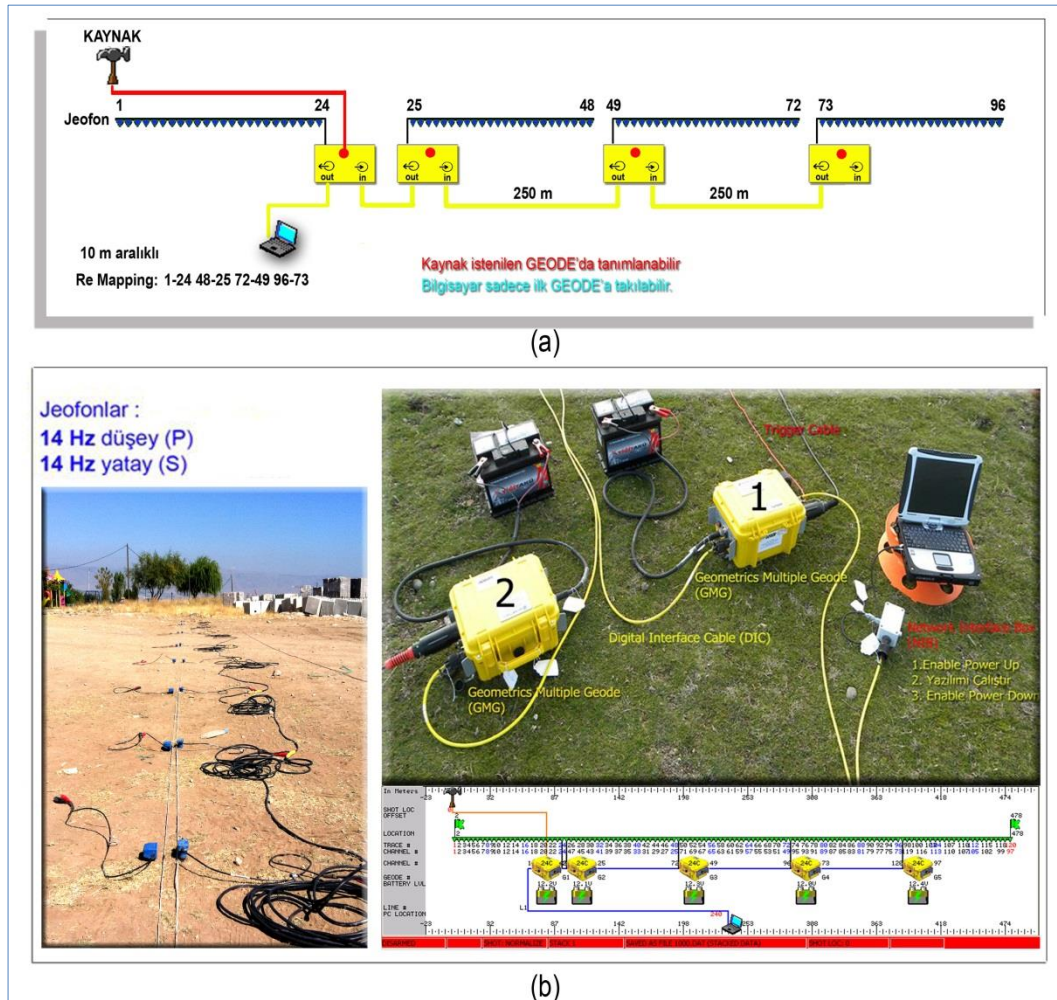


Şekil 3. 23: Pozitif yansıma katsayılı bir sınırdan minimum ve sıfır fazlı dalgacıkların normal ve ters polariteli yansımaları.

Yansıma sismolojisi çalışmalarında, kaynaktan yayılan enerjinin sismik algılayıcılar tarafından algılanması ile elde edilen sismik verilerin işlenmesi sonucu, sismik kesit olarak tanımlanan sismik sinyal grupları elde edilir. Bu sismik kesit, yerbilimsel kesitin yapısal özelliklerini taşır. Yansıma tabakaları, sismik kesitlerde gözlenebilir ve yorumcu yerin yerbilimsel yapısını haritalamada bu kesitleri kullanır.

3.2.1. Kullanılan Malzemeler

Bu tez çalışması kapsamında yapılan sismik yansıma uygulamalarında, 96 kanallı sismik kayıtçı ekipmanı, 14 Hz'lik P jeofonlar ve P türü boyuna dalga üreten sismik kaynak (P Gun; buffalo-gun) (Canyaran ve Ecevitoglu, 2002) kullanılmıştır. Sistem kurulumu şematik gösterimi ve kullanılan ekipmanlar Şekil 3.24'de verilmiştir.



Şekil 3. 24: (a) 96 kannallı sismik kayıtçı sisteminin kurulum şematik (b) kullanılan sismik katıtçı ekipmanları (Geode 1, Geode 2, Jeofonlar, Serim Kablosu ve diğ.).

P Gun (Multi-Head-Buffalo-Gun) güçlü bir sismik enerji kaynağı olmasına karşın (36 fişekli Multi-Head-Buffalo-Gun'ın darbe kuvveti 121 tondur) yerleşim alanlarında güvenli olarak kullanılacak biçimde tasarlanmıştır. Ateşleme elektronik olarak doğrudan sismik kayıtçı üzerinden gerçekleştirilmektedir. Atışlar doğrudan yeryüzünde yapıldığından, herhangi bir delme işlemi gerekmemektedir. Multi-Head-Buffalo-Gun asfalt, beton, kaldırım, v.b. üzerinde rahatlıkla kullanılabilir (Canyaran ve Ecevitoglu, 2002 ; Mutlu, 2012).

Multi-Head-Buffalo-Gun yeryüzünde atıldığı halde, yüzeyde atılan diğer impulsif sismik kaynaklarda istenmeyerek ortaya çıkan 'paging' olayına (ilk darbeyi takiben, kaynağın kontrolsüz bir şekilde birçok kez yere vurmasıyla veri kalitesinin bozulması) maruz değildir. Dinamit kullanımında istenmeyerek ortaya çıkan 'kuyu-fişkırması' (blow-out) olayı, Multi-Head-Buffalo-Gun'da oluşmamaktadır (Canyaran ve Ecevitoglu, 2002 ; Mutlu, 2012).

Multi-Head-Buffalo-Gun'da bilinen av fişekleri kullanılmaktadır. Av fişegi satın almak, bulundurmak, taşımak ve kullanmak yasalarımıza göre sakıncalı değildir. Yalnızca av tüfeği bulundurmak ruhsata tabidir. Öte yandan Multi-Head-Buffalo-Gun bir av tüfeği veya silah olmadığından, kullanıcıyı dinamitin getirdiği kanuni yükümlülüklerden (zorunlu bildirim, gözetim, kısıtlama, kontrol ve benzeri resmi-işlemler) muaf tutmaktadır (Canyaran ve Ecevitoglu, 2002 ; Mutlu, 2012).



Şekil 3. 25: Çalışmada kullanılan P-Gun'ın yere montajı ve patlatma anı fotoğrafları.

Multi-Head-Buffalo-Gun atışları, üzerinde patlatma yapılan zeminde çok az plastik deformasyona (parçalanmaya) neden olmaktadır. Bu önemli özellik, kaynağın ürettiği sinyalin yüksek frekans içeriği bakımından zengin olmasını (çözünürlük) ve birbirini takip eden atışlara ait sinyallerin tekrarlanabilir (benzer) olmasını sağlamaktadır. Multi-Head-Buffalo-Gun üzerinde değişik sayıda fişek kullanarak kaynak gücü ve frekans içeriği değiştirilebilir. Multi-Head-Buffalo-Gun'da enerji, istenilen doğrultuya yönlendirilebilmektedir. Son derece önemli olan bu özellik, Multi-Head-Buffalo-Gun'ı aynı zamanda etken bir S-dalgası kaynağı olarak da kullanılmasını sağlamaktadır (Canyaran ve Ecevitoglu, 2002 ; Mutlu, 2012).

6 nolu mikrotremor dizilim ölçüm noktasında, Anadolu Üniversitesi Yer ve Uzay Bilimleri Enstitüsü bünyesinde geliştirilen ve patenti alınmış olan S-Gun (Ecevitoglu ve Aldaş, 2011) kullanılmıştır (Şekil 3.26). S-Gun güçlü bir enine dalga enerji kaynağıdır.



Şekil 3. 26: S Gun sismik enerji kaynağı.

S-dalgası üretilmesi, P-dalgası üretilmesinden daha zordur. S-dalgası kaynağı olarak balyoz kullanılması, sismik enerjinin yeraltına yeterince nüfuz etmesini sağlayamamaktadır. Bu nedenle, balyoz yardımıyla yüzey tabakasına ait S-hızı ölçülebildiği halde, çoğu kez daha derinlerdeki tabakaların S-hızları ölçülememektedir.

S-Gun'la ideale yakın yönlü sismik enerji üretilebildiğinden, çok az miktarda P-fazı ve diğer dönüşmüş fazlara ait enerji sızmaları oluşmaktadır. Özellikle 'polarite atışı' olarak bilinen zıt yönlü atışlara ait sismik izler, cebrik olarak toplandığında (vertical stack), söz konusu enerji sızmaları hemen hemen tümüyle yok edilmekte, böylece zamanda önleri

boşalan S-varışları, çok az hatayla okunabilmektedir. Önerilen S-Gun tasarımı, zemine gömüldüğünde, zıt yönlü iki atışa olanak tanımaktadır Ecevitoğlu, (Mutlu, 2012).

3.2.2. Sismik Arazi Düzeni ve Kayıt Parametreleri

Tez çalışması kapsamında atılan sismik yansıma hatlarının arazi düzeni “Walk-Away” olarak adlandırılan, alıcıların sabit, atışın hareketli olduğu bir serim tekniğidir. Bazı hatlarda alıcıların arası 10’ar metre olup, her 25 metrede bir atış yapılmıştır. Bazı hatlarda ise alıcıların arası 5’ar metre olup, her 15 metrede bir atış yapılmıştır.

Sismik Kaynak: Sismik enerji kaynağı olarak Anadolu Üniversitesi atölyelerinde üretilmiş P-Gun kullanılmıştır. P-Gun, 36 adet Magnum tipi av fişeginin eş-zamanlı patlatılmasıyla ortaya çıkan enerjiyi kullanmaktadır.

Sismik Kayıt Sistemi: ABD yapımı Geometrics marka sismik sistem 120 adet jeofon, 5 adet Geode modülü ve veri kablolarından oluşmaktadır. Sistem ayarları ve veri aktarımı bir Laptop PC tarafında sağlanmaktadır. Jeofonlar P tipi olup 14 Hz’lik doğal frekansa sahiptirler.

Sismik veri kaydı kısa ofsetli veriler için 0.5 milisaniye örnekleme aralığı ve 2 saniye dinleme süresine göre, uzun ofsetli veriler için 1 milisaniye örnekleme aralığı ve 4 saniye dinleme süresine göre yapılmıştır. Kayıt sırasında herhangi bir süzgeç kullanılmamıştır.

3.2.3. Sismik Veri-İşlem

Sismik Yığma Kesitlerinin elde edilmesi amacıyla, aşağıdaki veri işlem sırası uygulanmıştır:

1. Geometri tanımı
2. Aralık geçişli trapez süzgeç: 1-5-90-100 Hz

3. Otomatik kazanç kontrolü (AGC), zaman penceresi: 500 milisaniye
4. Statik düzeltme: Sismik hat boyunca var olan yükseklik farklarının giderilmesi
5. İlk varışların sağlaştırılması
6. Yüzey dalgalarının sağlaştırılması
7. Atış düzeninden CDP düzenine geçiş (Birinci anahtar CDP, ikinci anahtar Offset)
8. Hız analizi (6 CDP noktasında, 500 ile 4000 m/s hızlar arasında) ve Yığma
9. Yanal yumuşatma, ağırlık faktörleri: 0.25-0.5-1-0.5,0.25
10. Zamansal derinlikten metrik derinliğe dönüşüm
11. Sismik kesit resim dosyalarının oluşturması

Sismik verilerin orjinalliğini mümkün olduğunca korumak amacıyla, Ters Evrişim ve Göç işlemleri uygulanmamıştır.

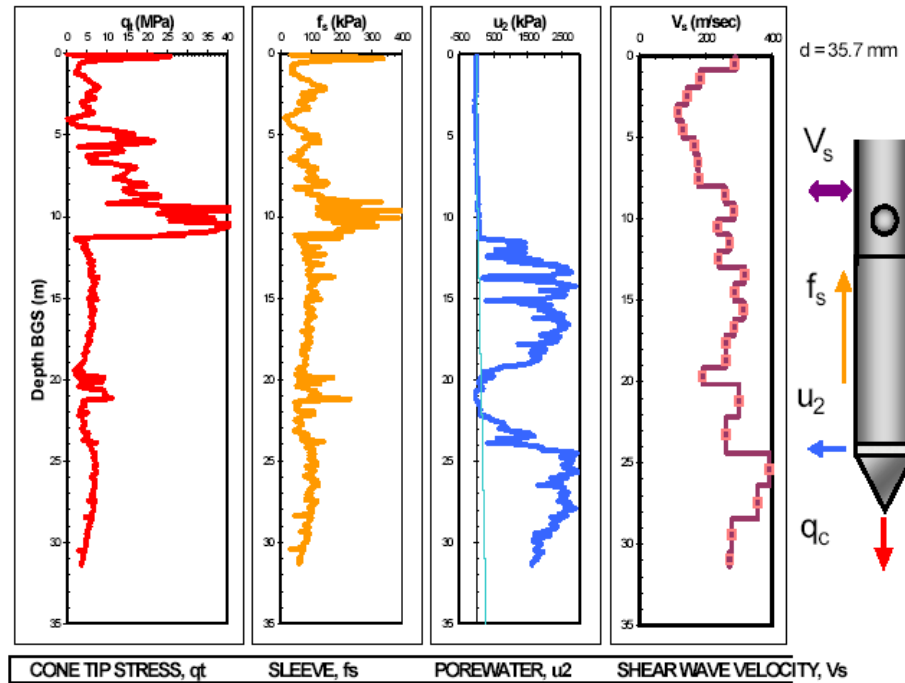
P-Gun ve S-Gun sismik enerji kaynakları için, istenilen nüfuz derinliğinin sağlanması için Magnum tipi fişeklerin kullanılmasında fayda vardır. Bu fişekler güçlü olup (1050 bar = 1071 kg/cm²) avcılar tarafından genellikle kış aylarında kullanılırlar. Bu tür fişekler ancak Magnum tipi tüfekler tarafından atılabilirler. İçlerindeki kurşun saçma miktarı'nın 50 gr'dan fazla olması tercih edilir.

3.3. SİSMİK KONİK PENETRASYON TESTİ (SCPT)

Çalışma kapsamında yeni alüvyon türü zemin özelliklerinin (uç direnç, yanal sürtünme oranı, zemin sınıfı, N₆₀) belirlenmesi ve Vs hız değerlerinin ölçülmesi, yerel zemin koşulları hakkında fikir sahibi olunması açısından önemlidir. Bu kapsamda çalışma alanında, 30 m derinliğinde yapılan sondaj verilerinin yanında, 2001-2002 yılları arasında yapılan Sismik Konik Penetrasyon Testi (SCPT) verilerinden yararlanılmıştır.

SCPT tek bir sondajda iki veya daha fazla tekniğin birleştirilmesiyle optimize edilmiş veri toplamayı sağlayan geoteknik testlerden biridir. Alüvyal zemin özelliklerinin belirlenmesi ve S-dalga hızının ölçülmesi amacıyla uygulanır. Bu tez çalışması kapsamında çalışma alanı olarak seçilen Eskişehir ovasında daha önce uygulanan SCPT sonuçları (Tün, 2003) bu çalışmada kullanılmıştır. Daha önceki çalışmalarda, sismik konik penetrometrenin yüksek kalitede düşey sismik profil (VSP) verisi elde etmek için sonuç verici bir yöntem olduğu belirtilmiştir.

SCPT ile derinlik ile dört bağımsız ölçümün düşey profillerini, ekonomik ve hızlı bir şekilde sağladığından dolayı çok yönlü bir yaklaşım imkanı sağlar. Şekil 3.29’da Memphis, Tennessee’de yapılmış ve 4m silt, 7m kum tabakası geçilen bir SCPT kayıt profili verilmiştir (Mayne, 2000 ; Schneider ve diğ., 2001).



Şekil 3. 27: Memphis, Tennessee’de alınmış örnek SCPT kayıt profili.

Çalışma alanında yapılan SCPT sonuçları EK-3’de verilmiştir.

3.4. MİKROBÖLGELEME VE COĞRAFI BİLGİ SİSTEMİ

Deprem tehlike analizleri ve sismik tehlike haritalarının hazırlanması çalışmalarında, mikrobölgeleme haritaları önemli bir altlık oluşturur. Mikrobölgeleme çalışmaları kapsamında türetilen verilerin çoğu, mekânsal veri niteliğindedir. Bir başka deyişle, coğrafi bilgi özelliği taşırlar. Coğrafi Bilgi, yeryüzündeki herhangi bir nesnenin nerede olduğunu (konumunu) veya yeryüzünde herhangi bir konumda neler bulunduğunu belirten bir kavramdır. Günümüz teknolojisinde artık hemen hemen her bilgiyi bilgisayar ortamında işlenebilmektedir. Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS), coğrafi verileri belirli amaç ve proje için organize eden bir sistemdir. CBS, afet risklerinin azaltılması veya önlenmesi amacıyla, yerleşime uygunluk haritalarının hazırlanması diğer bir deyişle kentsel **mikrobölgeleme** haritalarının hazırlanmasında da etkin bir şekilde kullanılır. CBS tekniklerinin yardımcı yöntemler ile birlikte mekânsal problemlerin çözümünde büyük kolaylıklar sağladığı bilinmektedir (Malczewski, 1999).

3.4.1. Mikrobölgeleme Esasları

Mikrobölgeleme, mekansal planlama çalışmaları yapılırken; yerleşime açılması düşünülen boş alanlardaki tüm afet tehlikelerini, yapılaşmış alanlarda ise tüm afet risklerini, büyük ölçekli haritalar üzerinde belirleyerek, güvenli arazi kullanımı ve bölgeleme kararlarının alınmasına, kentsel dönüşüm ve zarar azaltma planlaması çalışmaları için ise; stratejik amaçlar, hedefler ve öncelikler belirlenmesine girdi sağlayan çok disiplinli çalışmalardır. Ülkemizde sismik mikrobölgeleme esaslarına dayalı, zemin sınıflaması, deprem riski ve sismik tehlike boyutlarının belirlenmesi çalışmalarında, arazide toplanan jeolojik, jeofizik ve yapısal verilerin bütünleşik olarak değerlendirilmesi çalışmaları belirlenen esaslara göre yapılmaktadır. Bu amaçla T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü tarafından 2004 yılı Ocak ayında hazırlanan “Belediyeler İçin Sismik Mikrobölgeleme El Kitabı”, zemin araştırmaları ve mikrobölgeleme haritası hazırlama yöntemlerini açıklamaktadır. Ülkemizde, mikrobölgeleme çalışmalarının yasal çerçevede tanımlanması, ülke gerçekleri ile uyumlu standartların getirilmesi konularındaki çalışmalar, T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) tarafından sürdürülmektedir.

AFAD tarafından yayınlanan Ulusal Deprem Stratejisi ve Eylem Planı (UDSEP 2023)“Eylem A.2.1.6; Mikrobölgeleme haritalarından, mekan planlaması çalışmalarında nasıl yararlanılabileceği konusunda ilke, yöntem ve uygulama esasları belirlenecek ve yerel yönetimler için yol gösterici kılavuz niteliğindeki yayınlarla birlikte örnek mikrobölgeleme haritaları hazırlanıp, mekânsal planlamaya temel girdi sağlanacaktır” maddesi tanımlanmıştır. Burada esas alınan mikrobölgeleme çalışmalarının amacı; deprem ve diğer doğal tehlikelerin büyük ölçekli (1/25000 ve daha büyük) haritalar üzerine belirlenip bu tehlikeleri önleyecek veya etkilerini azaltacak fiziksel plan kararlarının çevre düzeni, imar planları ve il gelişme planları aşamalarında alınmasına girdi sağlamaktır. Bu çalışmalar, yeni yerleşimler için arazi kullanım kararlarına, yerleşik alanlar için ise sakınım (risk azaltma) planlarına temel girdi sağlayan çalışmalardır. Mikrobölgeleme çalışmaları, deprem risklerinin azaltılabilmesi için, mutlaka geliştirilmeleri ve etkin olarak uygulanmaları gerektiği şeklinde UDSEP 2023’de yer almaktadır (AFAD, 2011).

Mikrobölgeleme 30000 ve üstü nüfusa sahip belediyeler tarafından uygulanmalıdır. Mikrobölgeleme, deprem tehlikesi gözönüne alınarak belirlenen arazi kullanım ilkeleri ile deprem riskini azaltmak için etkin bir yaklaşımdır (Ansal ve diğ., 2004a). Mikrobölgeleme çalışmalarında aşağıda verilen proje aşamalarının izlenmesi tavsiye edilmektedir.

I.AŞAMA Başlangıç Aşaması

İmar ve arazi kullanım planlarında mikrobölgeleme ihtiyaç analizi

II.AŞAMA Detaylı Planlama Aşaması

Proje planlaması

III.AŞAMA Ham Verinin Toplanması ve Veri Tabanının Oluşturulması

Coğrafi Bilgi Sistemi uygulamaları

IV.AŞAMA Verilerin Tamamlanması ve Değerlendirilmesi,

İlave Araştırmalar, ham verinin haritalanması

V.AŞAMA Mikrobölgeleme Haritalarının Oluşturulması ve Haritalama

VI.AŞAMA Uygulamadan Elde Edilen Sonuçların Değerlendirilmesi

Bilimsel yöntemlerdeki yenilikler ve teknolojik gelişmelere paralel olarak, mikrobölgeleme yöntemleri belirli zaman aralıklarında uzman görüşü alınarak güncellenmelidir.

Mikrobölgeleme aşamalarının en önemlilerinden birisi, “Ham Verinin Toplanması ve Veri Tabanı Oluşturulması / CBS”dir. CBS’de veri sistemin en önemli bileşenidir ve sistem içinde oldukça büyük bir paya sahiptir. Verinin cinsinin, verinin kalitesinin ve işlevselliğinin, konumsal veri tasarısının iyi tanımlanması, hedef çıktılara hızlı ve doğru bir biçimde ulaşılmasını sağlar. Konumsal bir veriyi, veri kaynağının öznitelik bilgileriyle (bilgi tabloları) ilişkilendirmek için, veritabanı ile konumsal gösterimin bağlantılı olduğu bir ara yüze ihtiyaç vardır. (Başbakanlık-PUB-MEER, 2006a ; Başbakanlık-PUB-MEER, 2006b)

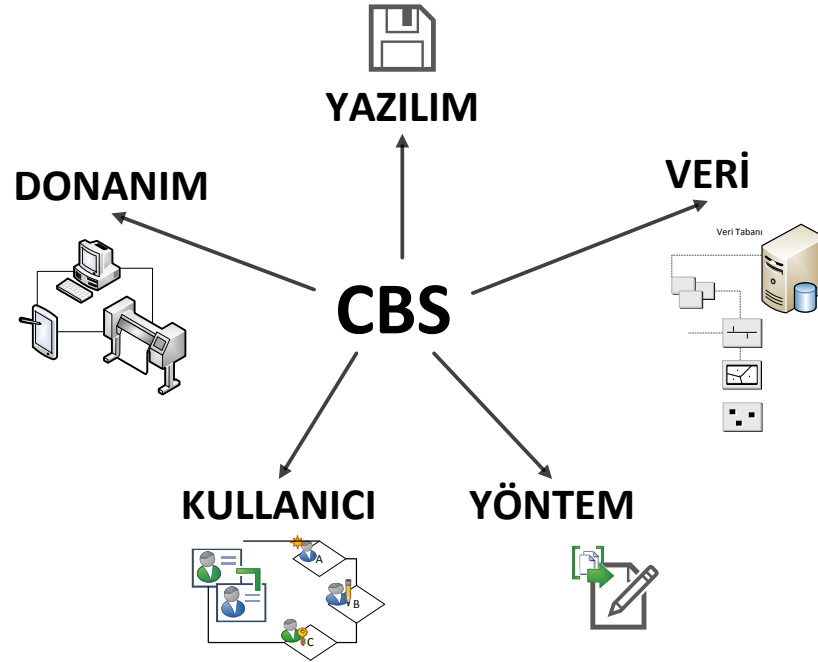
CBS teknolojileri gibi etkin bir konumsal karar destek sistemi, veri kümelerinin analiz edilerek, sonuçlarının hızlı ve doğru bir şekilde alınabilmesine imkan tanır. Ayrıca yerbilimsel ve üstyapı gibi birçok verinin bir arada depolandığı, konumsal bir veri tabanı modeli (bilgi sistemi) kullanılarak Analitik Hiyerarşi Yöntemiyle (AHP) göreceli risk durumu analizleri yapmak mümkündür. Bütünleşik veri tabanına dayalı çok kriterli analiz yöntemleri kullanılarak yapılacak afet riski belirleme çalışmalarında CBS’leri etkin bir araç olarak kullanılır (Avdan, 2011).

3.4.2. Veri Modeli Tasarımı ve Coğrafi Veri Girişi

Coğrafi bilgiyi diğer adıyla konumsal bilgiyi toplamaya, saklamaya, güncellemeye, işlemeye, gerektiğinde yaratmaya, analiz etmeye ve göstermeye yarayan; içerisinde donanım, yazılım ve kullanıcı bulunduran bilgi sistemlerinin genel adına Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) denir. CBS bileşenleri beş ana başlık altında toplanabilir. CBS bileşenleri şematik olarak Şekil 3.28’de gösterilmiştir.

Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) doğal veya insan kaynaklı afetler için tehlikeli bölgelerin haritalanması, veritabanı oluşturma, bütünleşik afet bilgi sisteminin oluşturulması, afet bilgi envanterinin hazırlanması, görülebilirlik, eğitim, bakı, etki alanları belirleme, yüzey analizleri gibi birçok konuda kullanılan etkin bir araçtır.

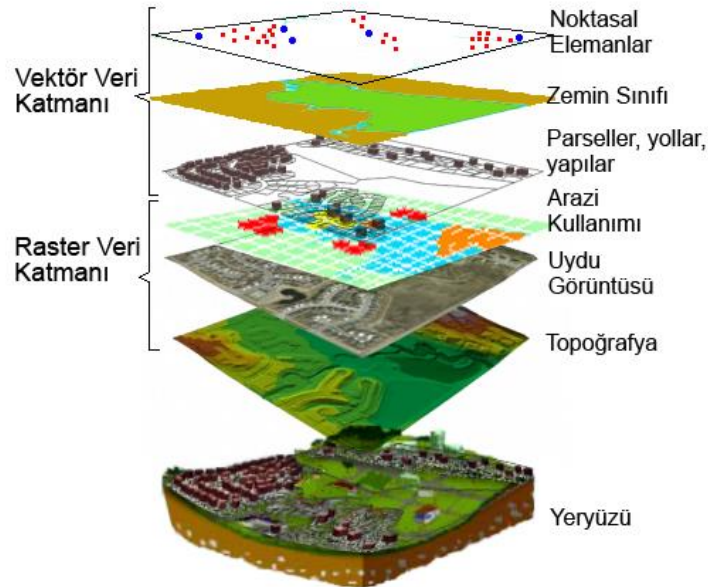
CBS, yeryüzünde mevcut olan her türlü bilgiyi toplamaya, depolamaya ve analiz yapmaya yarayan bilgisayar tabanlı bir sistemdir (Altan ve diğ., 2001 ; Türkyılmaz, 2001). Gelişen teknolojik imkanlar ve bilimsel yöntemlere paralel olarak veri toplama, analiz etme ve yorumlama çalışmaları kolaylaşmıştır. Ancak bu gelişim süreci, toplanan verilerin depolama ve yorumlama sorunlarını da beraberinde getirmiştir. Özellikle sismik mikrobölgeleme çalışmalarında arazide toplanan verilerin, coğrafi konumları ve öznitelik bilgileriyle ilişkilendirilmesi, ölçüm noktalarının birbirleri arasındaki ilişkilerinin analizinde kolaylık sağlamaktadır.



Şekil 3. 28: CBS'nin bileşenleri.

Mikrobölgeleme çalışmaları ve diğer envanter bilgisi oluşturma (yapı, yol, elektrik hattı, telefon hattı, doğalgaz boru hattı, yeraltı su şebekesi boru hattı gibi) çalışmaları kapsamında toplanan veriler, konumsal veri yani coğrafi konumlarıyla ilişkilendirilmesi gereken veri özelliği taşırlar. Konumsal veriler, farklı temalar ve veri tipleri (nokta, çizgi, poligon) altında CBS kullanılarak gruplandırılabilir. Bu grupları ortak koordinat sistemi içerisinde veri tipi, modeli ve veri elemanının özelliklerine bağlı, veri tabanı ile ilişkili olarak farklı katmanlarda göstermek mümkündür. Katman yapısı özelliği CBS'nin en önemli özelliklerinden biridir.

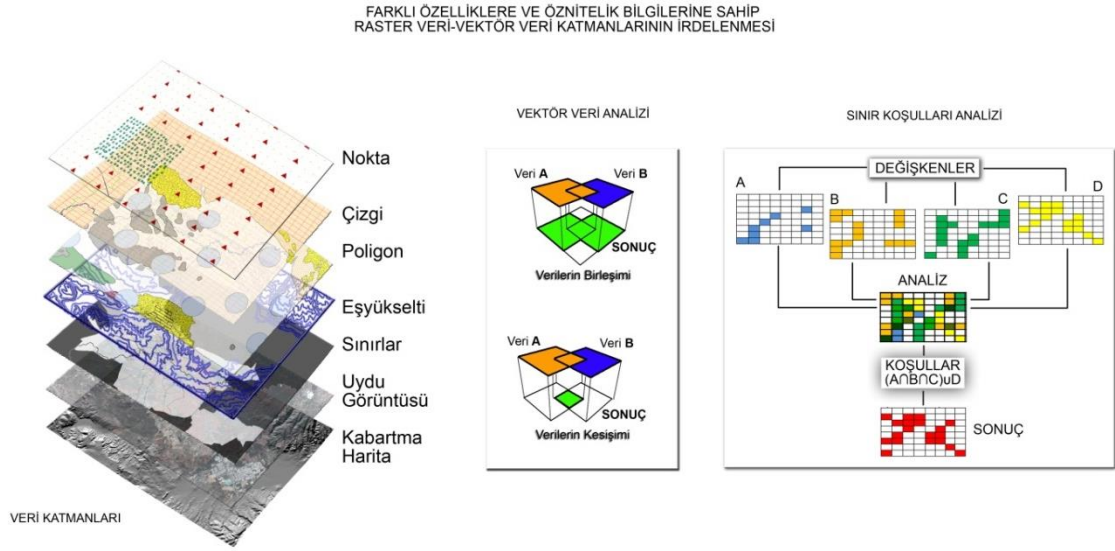
CBS’de katman yapısını ifade eden şematik gösterim, Şekil 3.29’da verilmiştir. Sürekli olarak güncellenebilen bir kent bilgi sistemi altlığının, mikrobölgeleme çalışmalarından elde edilen haritalar ile bütünleşik olarak kullanılmasına imkan sağlayan CBS, afet riski belirleme çalışmalarında da etkin bir şekilde kullanılabilecek araçlardan biridir. CBS tekniklerine dayalı jeolojik, jeofizik, geoteknik ve yapı bilgilerini kullanarak yapılmış birçok mikrobölgeleme çalışması vardır (Ansal, 2004 ; Ansal ve diğ., 2004a ; Ansal ve diğ., 2010 ; Ansal ve diğ., 2004b ; Antoniou ve diğ., 2008 ; Büyüksaraç ve diğ., 2012 ; Ince ve diğ., 2008 ; Kılıç ve diğ., 2006 ; Kircher ve diğ., 2006 ; Noguchi ve diğ., 2004 ; Orhan ve Tosun, 2010 ; Papadimitriou ve diğ., 2008 ; Studer ve diğ., 2004 ; Tarı ve diğ., 2008 ; Turk ve diğ., 2011). Bu çalışmalardaki temel esas, çalışma alanını etkileyebilecek olası doğal tehlikelerden kaynaklı riskleri belirlemektir. Bu amaçla veri kaynağı olarak uydu görüntüleri, hava fotoğrafları, bölgenin jeolojisi, zemin sınıfı bilgileri, jeofizik ölçümler, üst yapı envanter bilgileri kullanılır. Toplanan verilerin birlikte değerlendirilebilmesi için CBS etkin bir araç olarak kullanılmış ve çeşitli sorgulama, analiz ve haritalama yöntemleri geliştirilmiştir.



Şekil 3. 29: CBS’nde raster (tarama) grafik veri, vektör yapıda grafik veri ve katman yapısı (Tün, 2011)’den alınmıştır.

CBS’de katman mantığıyla hazırlanan farklı özellikteki ve öznitelik bilgilerine sahip değişkenlerin alansal değişimlerini ve birbirleriyle olan ilişkilerini çeşitli sorgulama ve

analiz tekniklerinden yararlanarak belirlemek mümkündür (Şekil 3. 30). CBS özellikle yer bilimleri alanında yapılan doğal tehlike analizleri, genel jeoloji amaçlı çalışmalar ve geoteknik araştırmalarda son derece yararlı bir veri değerlendirme aracı olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Dai ve diğ., 2001 ; Rackwitz, 2000 ; Wikle, 1991).

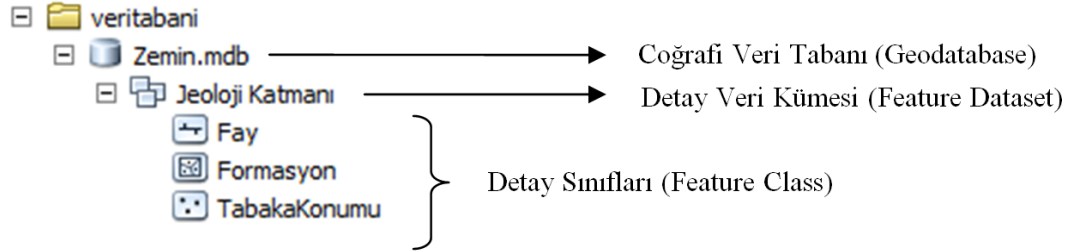


Şekil 3. 30: CBS’nde katman yapısı ve veri analizi şematik gösterimi (Tün, 2011)’den alınmıştır.

Veri tabanı, verilerin düzenli şekilde depolandığı bir nesnedir. Ancak, veri tabanının temel amacı verileri depolamak değildir. Veri tabanlarını, veri depolama sistemlerinden ayıran en temel özellik, veriler üzerinde çeşitli kriterlere göre sorgulama yapılabilmesi ve bu şekilde yeni bilgilerin türetilmesidir (Şenel, 2010). CBS yazılımları artık tüm veri tiplerini, geometrik nesnelerin topolojik ilişkilerini, veri tabanı ortamında saklamakta ve öznitelik verileriyle doğrudan nesnelere bağlı olarak arşivleyebilmektedir.

Coğrafi veri tabanı (Geodatabase); coğrafi veri kümelerini kullanan bir katmandır. Coğrafi veri tabanı, detay sınıf (feature class), öznitelik tabloları (attribute tables), görüntü veri kümesi (raster dataset), ağ veri kümesi (network dataset), topolojiler (topologies) gibi birçok tipte coğrafi veriyi depolayabilir. Detay veri kümesi (feature dataset); nokta, çizgi, poligon gibi detay sınıflarından (feature classes) oluşan, aynı koordinat sistemine sahip katmanlardır (Arctur ve Zeiler, 2004 ; Zald ve diğ.,

2006 ; Zieler ve Zeiler, 2000). Detay sınıfları detay veri kümesini, detay veri kümeleri coğrafi veri tabanını oluşturur (Avdan, 2011 ; Avdan ve Alkış, 2011) (Şekil 3.31).



Şekil 3. 31: Örnek coğrafi veri tabanı (Avdan ve Alkış, 2011).

Detay veri kümeleri; bilgisayar işletim sistemindeki dosyaları organize etmeye yardımcı olan klasörler gibi detay sınıflarını organize etmek için kullanılan bir yoldur. Detay veri kümeleri aynı zamanda, detayların mekânsal olarak ilişkili kümeleri için birer taşıyıcı durumundadırlar. Her detay veri kümesi, tüm detay sınıfları için, ortak olan mekânsal referans olarak tanımlanmıştır (Arctur ve Zeiler, 2004)

Günümüzde veri tabanlarının tasarımında nesneye yönelik yaklaşımlar tercih edilmekte ve model odaklı sistemler standart olarak kabul edilmektedir. Unified Modeling Language (UML- Birleşik Modelleme Dili) UML, ISO tarafından kavramsal modelleme dili standardı olarak kabul edilmiştir. UML, bir diyagram çizme ve ilişkisel modelleme dili olmasının yanı sıra gerçek dünya nesnelerinin bilgisayar ortamında kolay ve anlaşılır bir şekilde modellenmesine olanak tanır. Mekansal veri tabanı tasarımında da etkin bir şekilde kullanılan UML ile coğrafi ve sözel veriler arasındaki ilişkiler net bir şekilde vurgulanır. Böylece; etkin, denetlenebilir ve verimli çalışan bir mekansal veri tabanı tasarlanabilir

Sistemi yazılım açısından değerlendirdiğimizde, bir coğrafi bilgi sisteminin oluşturulması ve işletilmesi için gerekli olan yazılımın ana bileşenlerini,

1. Coğrafi Bilgi Sistemi yazılımı
2. Veri tabanı yazılımı
3. İşletim sistemi yazılımı

oluşturmaktadır. Yazılımlar, temelde benzer fonksiyonları taşımalarına rağmen, programlama teknikleri, analiz fonksiyonları, maliyetleri, çalışabildikleri platformlar, üretim ve eğitim destekleri gibi alanlarda farklılıklar gösterirler. CBS yazılımları, mekânsal verinin depolanması, analizi, sonuç ürünlerin hazırlanması ve görüntülenmesi için gerekli fonksiyon ve araçları sağlar. CBS konusunda geliştirilmiş birçok program vardır. Çalışmanın amacına ve kullanılmak istenen veri türüne bağlı olarak, yazılıma karar verilmelidir (Sahin ve diğ., 2002 ; Şahin ve diğ., 2002).

Doğada her oluşum birbiri ile ilişkilidir. Ancak birbirine yakın oluşumlar, birbirine uzak oluşumlardan daha ilişkilidir (Waldo Tolber, 1970). Konumsal verilerin alansal değişimlerini analiz etmemizi ve buna bağlı olarak yorumlama imkanı tanıyan jeoistatistik yöntem, coğrafi bilgi sisteminde oldukça sık kullanılan bir analiz yöntemidir. Jeostatistik yöntemler kullanılarak, değeri bilinen noktalardan değeri bilinmeyen noktaları matematiksel bir modele göre tahmin ederek ana kütleyi temsil edebilecek doğrulukta veri dağılım modeli elde edilmeye çalışılır. Bu raporun bir sonraki bölümünde mikrotremor ölçümlerinden elde edilen hakim frekans değerlerinin alansal değişimleri, jeostatistik yöntem kullanılarak modelleneyecektir. Bu kapsamda konumsal tahmin (interpolasyon) çalışmalarında Uzaklığın Tersine Ağırlıklandırma Yöntemi “Inverse Distance Weighted (IDW)” kullanılmıştır.

Bu tez çalışması kapsamında, jeofizik yöntemler kullanılarak arazide toplanan veriler, daha önceki çalışmalardan derlenen jeolojik, jeofizik ve geoteknik veriler gruplanarak CBS ortamına aktarılmıştır. Oluşturulan veri tabanının temel özellikleri ve elde edilen ürünler aşağıdaki gibidir;

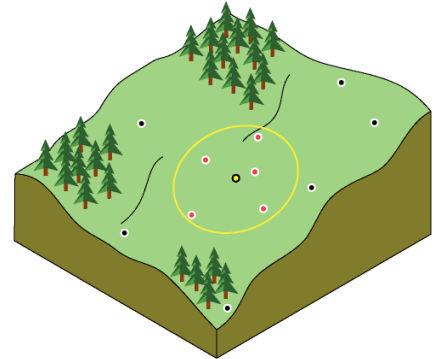
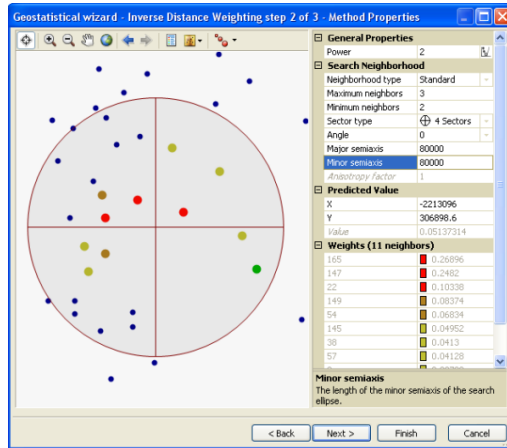
1. Verilerin oluşturulmasında UML diyagramları kullanılmıştır
2. UML diyagramları ve veri tabanının mantıksal tasarımı için Visio 2003 yazılımı kullanılmıştır
3. Veri tabanını, varolan jeolojik ve geoteknik veriler ve arazide ölçülen jeofizik verilerin depolanmasına yönelik tasarlanmıştır
4. Veri tabanındaki veriler kullanılarak, elde edilen verilerin yorumlanmasına yönelik harita çıktıları oluşturulmuştur

3.4.3. Konumsal Tahmin (İnterpolasyon)

Bu tez çalışması kapsamında, veri dağılım modelleme çalışmaları kapsamında uzaklığa bağlı tahmin yöntemlerinden yararlanılmıştır. Konumsal örneklemeler sonrasında, örnek noktaları değerleri yardımıyla örnek alınmamış noktalar veya alanlar için tahminler yapmaya çalışılır. Bu yöntemler içinde uzaklığın tersiyle ağırlıklandırmada örnek nokta değerlerinin ağırlıkları, uzaklığa bağlı olarak değişmektedir. Elde edilen sonuçların mekânsal dağılımlarına bakılarak jeoistatistik modelleme tekniklerinden yararlanılarak alansal değişim analizlerine bakılır. Bu kapsamda konumsal tahmin (interpolasyon) çalışmalarında Uzaklığın Tersisi İle Ağırlıklandırma Yöntemi “Inverse Distance Weighted (IDW)” kullanılmıştır.

Uzaklığın Tersisi İle Ağırlıklandırma Yöntemi

Uzaklığın tersisi ile ağırlıklandırma, yakın noktalara uzak noktalara göre daha yüksek ağırlık değeri atayan ve tüm mümkün örnek noktalarını dikkate alan bir tahmin (interpolasyon) yöntemidir (Konuk, 2011). Şekil 3.35’de görüldüğü gibi, değeri bilinmeyen bir noktaya en yakın üç nokta için atanan ağırlık puanı 0,26896 iken (kırmızı noktalar), daha uzaktaki noktalar (açık yeşil) için atanan ağırlık puanı 0,04128’e kadar düşmüştür. Her örnek noktası, değeri tahmin edilecek noktaya olan uzaklığına göre ters oranda ağırlık değeri alır. X0 noktasındaki tahmini değer aşağıdaki şekilde hesaplanır.



Şekil 3. 32: Uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma yöntemi ile veri noktaları için atanan ağırlık değerleri.

$$Z^*(x_0) = \sum W_i Z(x_i) \quad (3.41)$$

$$W_i = \frac{\frac{1}{d_i^p(x_i)}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p(x_i)}}$$

Burada; $Z^*(x_0)$: x_0 noktasındaki tahminin değerini,

$Z(x_i)$: x_i noktasındaki örnek noktasının değerini,

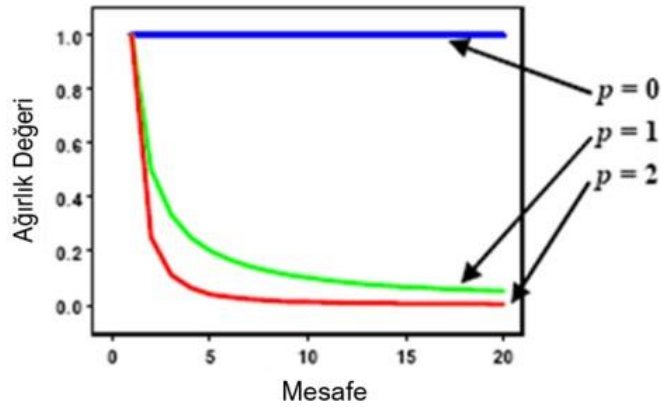
W_i : x_i noktasındaki örneğin x_0 noktasına göre ters uzaklık ağırlığını,

d : örnek noktası ile tahmini yapılacak nokta arasındaki uzaklığı,

p : üssel değeri,

n : örnek nokta sayısını ifade etmektedir.

Eşitlikteki p değeri azaldıkça, örnek noktalarına atanan ağırlık değerleri birbirine yaklaşır, arttıkça değerler farklılaşır (Şekil 3.36). En yüksek ağırlık değeri en yakın örnek noktası için atanır. Genellikle p değeri 1 veya 2 olarak kullanılmaktadır.



Şekil 3. 33: Örnek noktalarına atanan ağırlık değerleri ile p değeri arasındaki ilişkinin grafik gösterimi.

4. UYGULAMA VE BULGULAR

4.1. TEZ ÇALIŞMASINDA KULLANILAN VERİ SETİNİN ÖZELLİKLERİ

Tez kapsamında, CBS kullanılarak üretilecek sismik mikrobölgeleme veri modelinde kullanılmak üzere, çalışma alanı içerisinde daha önceden yapılmış 41 adet Sismik Konik Penetrasyon Testi verilerine ait sonuçlar (Avdan ve diğ., 2006b ; Tün, 2003 ; Tün ve diğ., 2005), 84 adet 30 m derinlikli sondaj verileri ve diğer jeofizik yöntemler kullanılarak yapılan ölçüm verilerine ait sonuçlar (Başbakanlık-PUB-MEER, 2006a) ve bölgenin jeolojik özellikleri ile ilgili yapılmış birçok çalışmadan elde edilen sonuçlar (Akdeniz, 2012 ; Altunel ve Barka, 1998 ; Azdiken ve Çatalyürekli, 2001 ; Bildirici, 2009 ; Gözler ve diğ., 1996 ; Mutlu, 2012 ; Ocakoğlu, 2007 ; Ocakoğlu ve diğ., 2005 ; Ölmez ve diğ., 1986 ; Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001) kullanılmıştır.

CBS kullanılarak, elde edilen verilerden oluşturulan haritalar hazırlanmıştır. Coğrafi konumlarıyla ilişkilendirilen tüm veri seti için, Sismik Veri Tabanı Modeli (SVTM) oluşturulmuş ve detay veri kümeleri tanımlanmıştır. SVTM, jeofizik, jeolojik ve geoteknik verileri içeren, kullanım amacına yönelik haritaların istenilen ölçekte ve içerikte oluşturulmasına imkan tanıyan sayısal bir veri tabanıdır. SVTM, mikrotremor ölçüm planlamalarının yapılması ve ölçümlerden elde edilen sonuçların yorumlanmasında, çalışma kapsamında yardımcı araç olarak kullanılmıştır.

Eskişehir kent merkezi ve yakın çevresini içine alan Eskişehir Ovası'nın kayma dalga hız (Vs) ve derinlik yapısının mikrotremor ölçüm yöntemleri kullanılarak belirlenmesi amacıyla, mikrotremor dizilim ve tek istasyon mikrotremor ölçümleri yapılmıştır. Bu kapsamda 9 noktada 3-bileşen mikrotremor dizilim ölçümünde; bir istasyon merkezde üç istasyon 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dairesel, eşit aralıklı dizilim olacak şekilde kayıtlar alınmıştır. Ayrıca 318 farklı noktada tek istasyon mikrotremor ölçümü yapılmıştır. Bu ölçüm noktalarının 211'inde, aynı nokta için iki adet Güralp CMG-6TD cihazı kullanılarak eş zamanlı hem short-periyot hem de broadband modlarında kayıt

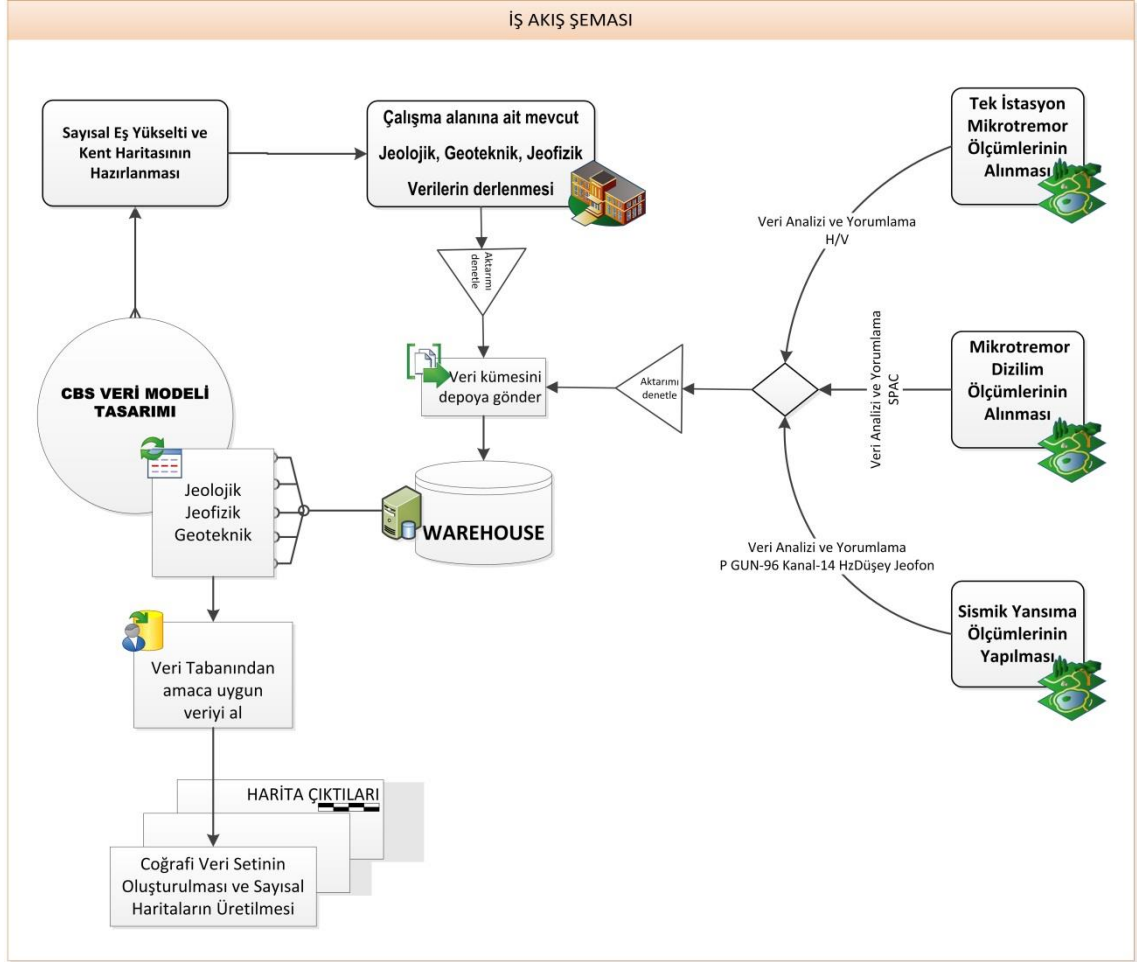
yapılmıştır. 318 nokta için mikrotremor ölçüm noktalarına ait bilgiler EK-1’de verilmiştir.

Mikrotremor dizilim ve tek istasyon mikrotremör ölçüm verilerine katkı sağlamak amacıyla, mikrotremor dizilim yönteminin uygulandığı 4 farklı alanda, patlatmalı enerji kaynağı kullanılarak, 10 m jeofon aralıklı 72 kanallı ve 5m jeofon aralıklı, 96 kanallı sismik yansıma yöntemi uygulanmıştır. Ayrıca 7 farklı noktada Anadolu Üniversitesi Yer ve Uzay Bilimleri Enstitüsü’nün (Tün ve diğ., 2010) yaptığı sismik çalışmalardan elde edilen sismik yansıma verilerine ait sonuçlar da kullanılmıştır. Tablo 4.1’de tez çalışmasında kullanılan veri setleri ve özellikleri verilmiştir.

Tablo 4. 1: Tez Çalışmasında kullanılan veri setleri ve özellikleri.

Jeofizik Yöntem	Adet	Açıklama
SPAC; Mikrotremor Dizilim	9	4 istasyonlu dizilim
H/V; Tek İstasyon Mikrotremor	318	
Sismik Yansıma	2	P GUN, 96 kanallı, Jeofon aralığı: 5 m, 25 atış
	2	P GUN, 72 kanallı, Jeofon aralığı: 10 m, 25 atış
	2	P GUN, 48 kanallı, Jeofon aralığı: 10 m, 20 atış
	5	BALYOZ, 48 Kanallı, Jeofon aralığı 2m, 25 vuruş
Sismik Kırılma	1	S GUN, 48 Kanallı, Jeofon Aralığı 10 m, 3 Atış

Tez çalışması kapsamında, bulguların elde edilmesinde uygulanan iş akış şeması Şekil 4.1’de verilmiştir. Çalışmanın en önemli bileşenlerinden birisi CBS veri modeli tasarımıdır. Bu aşamada çeşitli kurum ve kuruluşlar tarafından geliştirilen (Ansal ve diğ., 2004a ; Başbakanlık-PUB-MEER, 2006a ; Başbakanlık-PUB-MEER, 2006b ; EU, 2010 ; JICA, 2002 ; Studer ve diğ., 2004 ; Tarı ve diğ., 2008) sismik mikrobölgeleme esas ve yöntemlerini içeren el kitabı katalogları incelenmiştir.



Şekil 4. 1: Tez çalışması kapsamında yürütülen iş akış şeması.

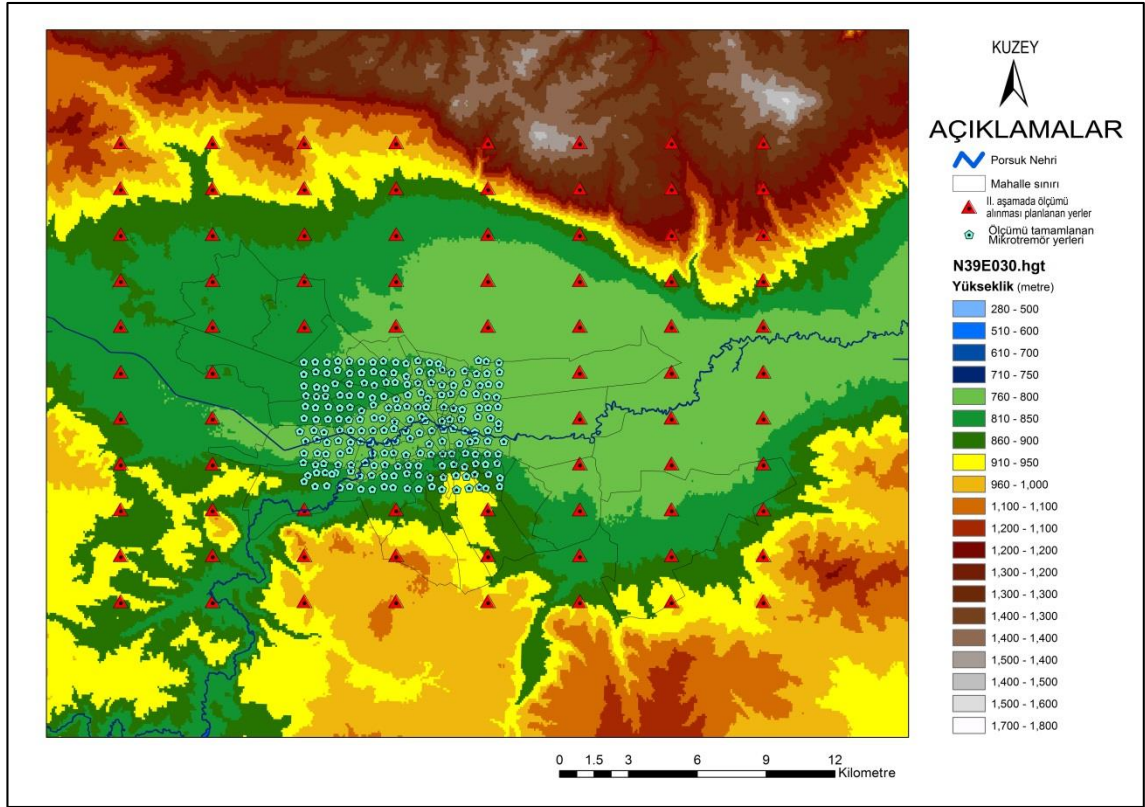
4.2. CBS VERİ SETLERİNİN OLUŞTURULMASI

Bu tez çalışmasında, Mikrobölgeleme çalışmaları kapsamında yer tepkisi ve kayma dalga hız (Vs) yapısının belirlenmesinde kullanılacak CBS veri modeli, Eskişehir örneği üzerinde uygulanmıştır.

4.2.1. Çalışma Alanının Sayısal Yükseklik Modelinin Oluşturulması

Çalışma alanı için ölçüm noktalarının konumu ve hakim frekans değerlerinin arazi topoğrafyasına bağlı değişimini haritalamak amacıyla 3" çözünürlüklü Türkiye Sayısal Yükseklik Modeli (TSYM3) kullanılmıştır (Bildirici, 2009). TSYM3, Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümünde yürütülen 106Y130 nolu "Yerel Yükseklik Bilgileriyle Desteklenmiş SRTM Verileri Kullanılarak Türkiye için 3"x3" Çözünürlüklü Sayısal Yükseklik

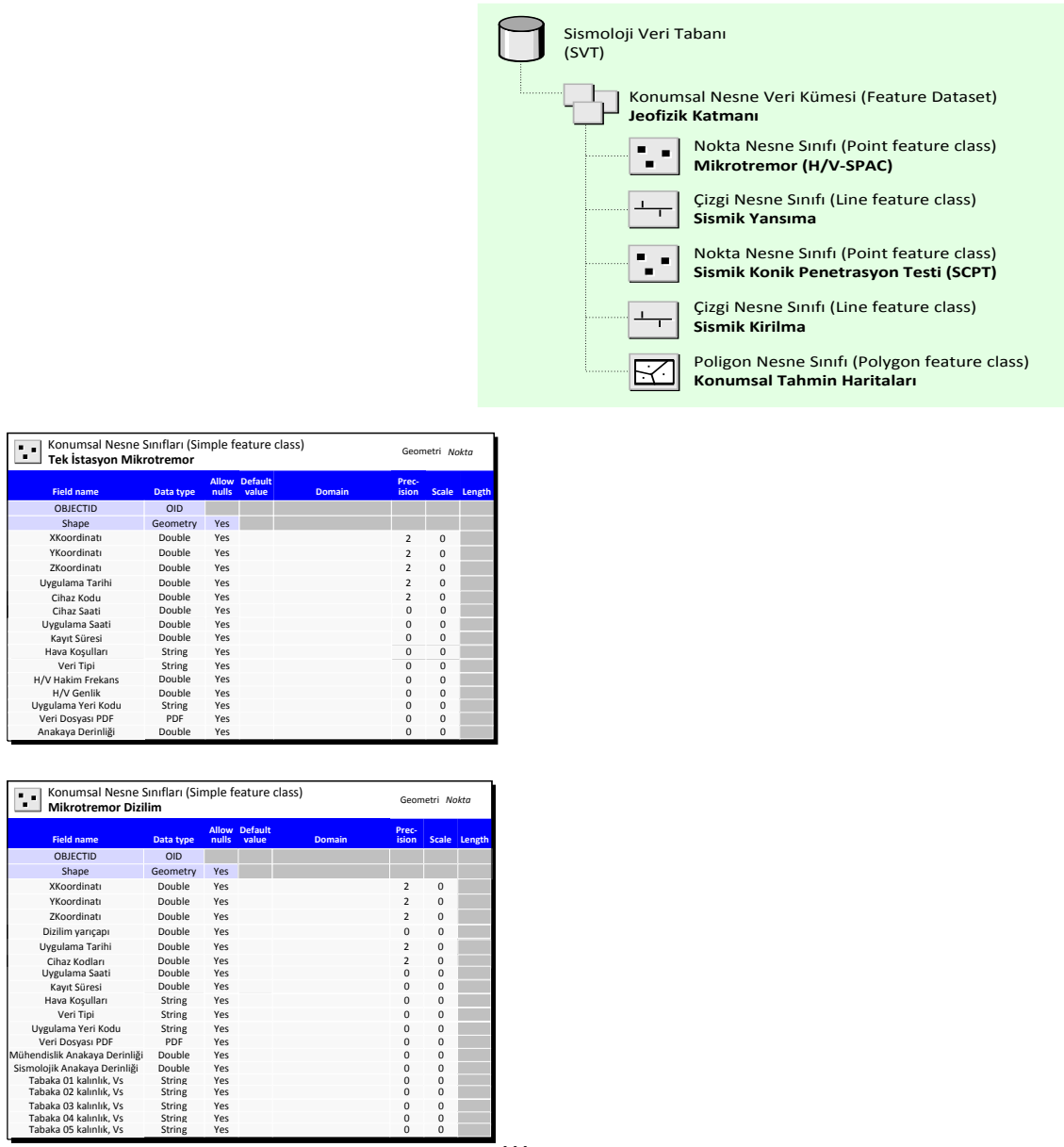
Modelinin Oluşturulması” başlıklı TÜBİTAK projesi kapsamında oluşturulmuştur (<http://www.tsym3.selcuk.edu.tr>). TSYM3 başta coğrafi bilgi sistemi uygulamaları olmak üzere farklı disiplinlerdeki kullanıcıların yararlanabileceği ulusal bir altlıktır. Proje için hazırlanan web sayfası üzerinden ilgilenen kullanıcılara ücretsiz olarak sunulmaktadır. Çalışma alanının yükseklik modeli için N39E030 nolu pafta kullanılmıştır. Çalışma alanı için haritalanan yükseklik modeli ve mikrotremör ölçüm noktaları, Şekil 4.2’de verilmiştir. Şekil 4.2’de mavi noktalar ölçüm alınan noktaları, kırmızı üçgenler 2. aşamada ölçümü alınan noktaları, göstermektedir. Yüksekliğin de 750-1800 m aralığında değiştiği görülmektedir.



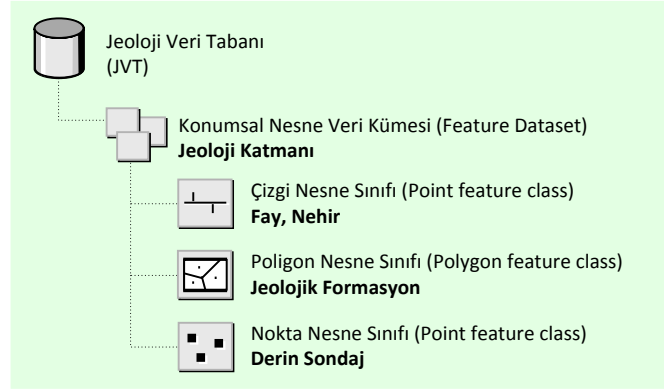
Şekil 4. 2: Çalışma alanı için kullanılan TSYM3 haritası ve mikrotremör ölçüm noktalarını gösteren harita. Şekil üzerinde kırmızı üçgenler 2. aşamada ölçümü alınan noktaları, mavi noktalar ölçümü tamamlanan noktaları göstermektedir.

4.2.3. Çalışma Alanının Jeolojik, Jeofizik ve Geoteknik Veri Setlerinin Tanımlanması ve Oluşturulması

Çalışma kapsamında üretilecek olan ve CBS veri modeli kapsamında oluşturulacak veri tabanının en önemli bileşenlerinden olan Sismoloji Veri Tabanı (SVT) sismik risk belirleme çalışmalarına altlık oluşturabilecek veri katmanlarını içermektedir. SVT için tasarlanan Jeofizik Katman verileri ve mikrotremor ölçümlerine ait veri kümesi, Şekil 4.3’de verilmiştir. Jeoloji verileri için tasarlanan veri tabanı ve tasarlanan veri kümesi, Şekil 4.4’da verilmiştir. Geoteknik verileri için tasarlanan veri tabanı ve tasarlanan veri kümesi, Şekil 4.5’de verilmiştir.



Şekil 4. 3: Jeofizik verileri için tasarlanan veri tabanı ve mikrotremor ölçümleri veri kümesi.

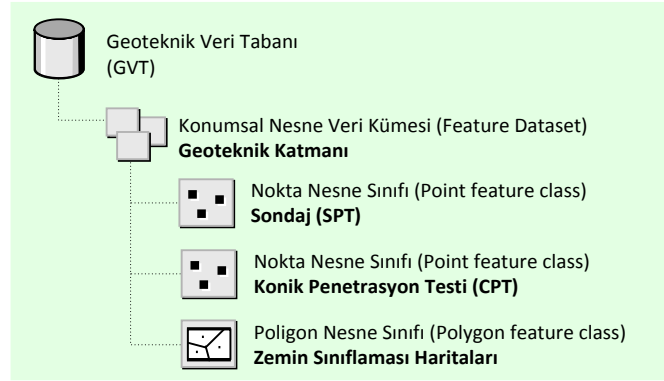


Konumsal Nesne Sınıfları (Simple feature class)					Geometri Çizgi		
Field name	Data type	Allow nulls	Default value	Domain	Precision	Scale	Length
OBJECTID	OID						
Shape	Geometry	Yes					
Tipi	String	Yes					3
Doğrultusu	String	Yes					20
SegmentUzunluğu	Double	Yes			2	0	
SegmentAktivitesi	String	Yes					20

Konumsal Nesne Sınıfları (Simple feature class)					Geometri Poligon		
Field name	Data type	Allow nulls	Default value	Domain	Precision	Scale	Length
OBJECTID	OID						
Shape	Geometry	Yes					
Simge	String	Yes					3
Litoloji	String	Yes					10
JeolojikBirimYaşı	String	Yes					15
JeolojikBirimTürü	String	Yes					10

Konumsal Nesne Sınıfları (Simple feature class)					Geometri Nokta		
Field name	Data type	Allow nulls	Default value	Domain	Precision	Scale	Length
OBJECTID	OID						
Shape	Geometry	Yes					
XKoordinatı	Double	Yes			2	0	
YKoordinatı	Double	Yes			2	0	
ZKoordinatı	Double	Yes			2	0	
KuyuNo	String	Yes					5
KuyuDerinliği	Double	Yes			2	0	
Kurum	Double	Yes			2	0	
Tarih	String	Yes					2

Şekil 4. 4: Jeoloji verileri için tasarlanan veri tabanı ve tasarlanan veri kümesi.



Konumsal Nesne Sınıfları (Simple feature class)							Geometri	Nokta
Sondaj								
Field name	Data type	Allow nulls	Default value	Domain	Precision	Scale	Length	
OBJECTID	OID							
Shape	Geometry	Yes						
XKoordinatı	Double	Yes			2	0		
YKoordinatı	Double	Yes			2	0		
ZKoordinatı	Double	Yes			2	0		
KuyuNo	String	Yes					5	
KuyuDerinliği	Double	Yes			2	0		
YASS	Double	Yes			2	0		
ZeminSınıfı	String	Yes					2	
ZeminGrubu	String	Yes					2	
SPTDerinliği	Double	Yes			2	0		
SPTSayısı	Double	Yes			2	0		
YapımYılı	Date	Yes			0	0	8	
AdaID	String	Yes					10	
PaftaID	String	Yes					10	
ParselID	String	Yes					10	

Deneyin derinliği
Yeraltı Su Seviyesi
Zemini tanımlayan USCS sistemine göre ismi
Deprem yönetmeliğine göre tanımlanan isim (Z1, Z2, Z3, Z4)
Sondaj çukurunun derinliği
Arazide uygulanan SPT deney sonucu
Deneyin yapıldığı tarih

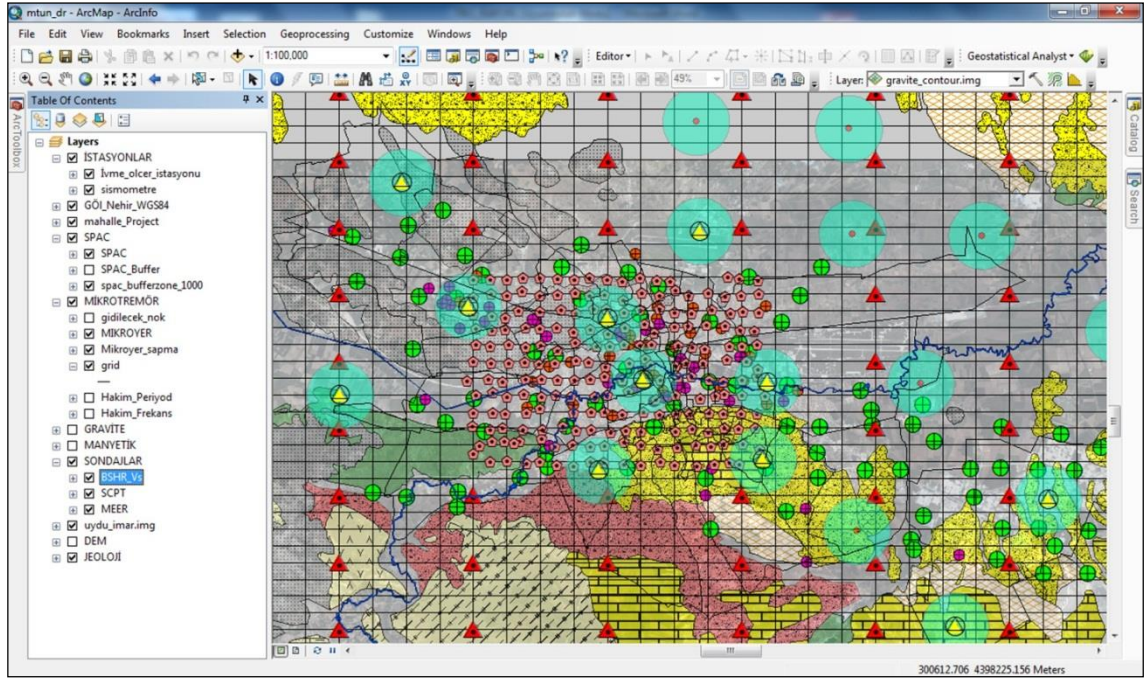
Konumsal Nesne Sınıfları (Simple feature class)							Geometri	Nokta
CPT								
Field name	Data type	Allow nulls	Default value	Domain	Precision	Scale	Length	
OBJECTID	OID							
Shape	Geometry	Yes						
XKoordinatı	Double	Yes			2	0		
YKoordinatı	Double	Yes			2	0		
ZKoordinatı	Double	Yes			2	0		
KuyuNo	String	Yes					5	
KuyuDerinliği	Double	Yes			2	0		
YASS	Double	Yes			2	0		
q _c	Double	Yes			2	0		
f _s	Double	Yes			2	0		
AdaID	String	Yes					10	
PaftaID	String	Yes					10	
ParselID	String	Yes					10	

Deneyin derinliği
Yeraltı Su Seviyesi
Zemin uç direnci
Yanal sürtünme basıncı

Şekil 4. 5: Geoteknik verileri için tasarlanan veri tabanı ve tasarlanan veri kümesi.

Çalışma alanında jeolojik özellikler ve zemin özelliklerini belirlemek amacıyla önceden yapılmış çalışmalardan elde edilen *jeofizik, jeolojik ve geoteknik veriler* derlenmiş ve ArcMap 10.0 yazılımı kullanılarak coğrafi konumlarıyla ilişkilendirilmiştir (EK-5:Harita). Sonuç olarak sorgulanabilir bir veri tabanı oluşturularak farklı değişkenlerin alansal değişimleri, birbirleri ile olan ilişkileri, arazi ölçüm planlaması gibi çalışmalar aynı veri tabanı üzerinden yapılmıştır. Veri tabanı oluşturulurken her bir fiziksel

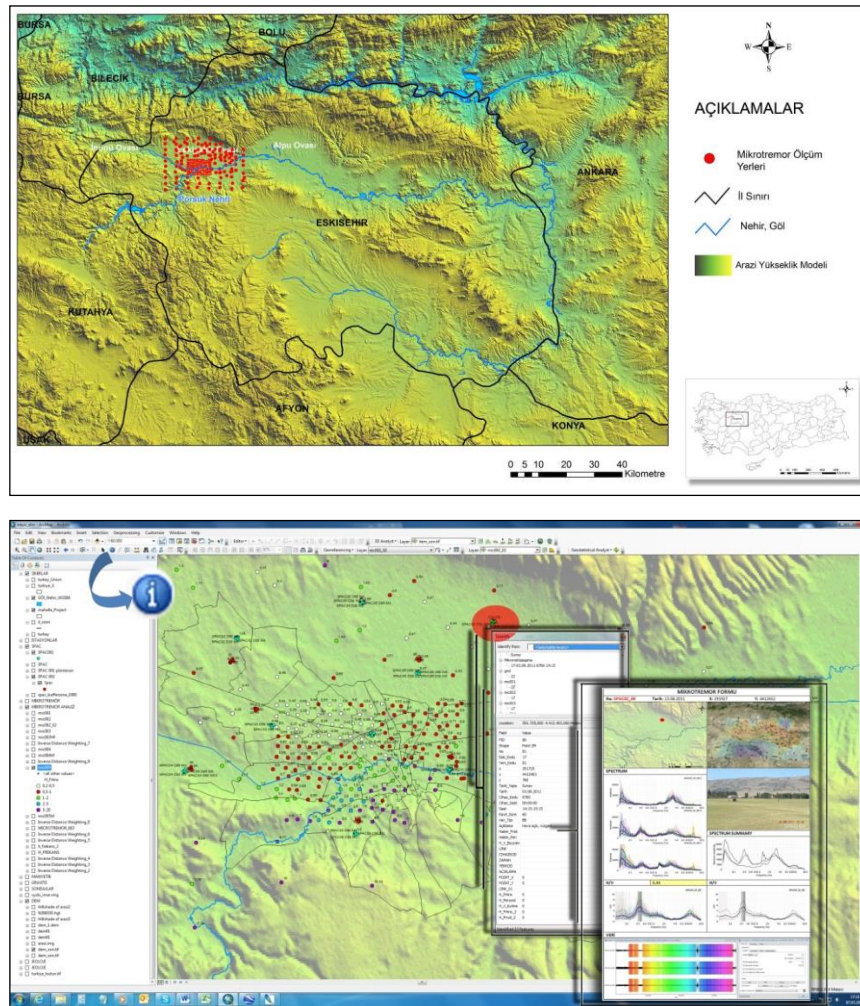
değişkene ait öznitelik tabloları oluşturularak veri tabanına işlenmiştir. Şekil 4.6’da, çalışma kapsamındaki saha çalışmalarından ve çalışma alanında yapılmış daha önceki çalışmalardan elde edilen jeolojik, jeofizik ve geoteknik verilerin bazılarını içeren ArcMap yazılımı ekranı görülmektedir. Bu ölçeklendirilmiş gösterim, tasarlanan veritabanı ile verilerin coğrafi konumlarıyla ilişkilendirilmiş grafik gösterimler arasında ilişkilendirilmiş arayüz özelliğindedir. CBS teknikleri kullanılarak hazırlanan bu veri değerlendirme yöntemi, çalışma alanında ölçülen değişkenlerin alansal değişim analiz sonuçlarının birbirleriyle karşılaştırılmasına imkan sağlar. Karşılaştırma sonucunda, bir ilişki olduğu görülürse, tutarlılık ölçütleri belirlenebilmiştir. Aynı tip verilerin veya birbiriyle dolaylı olarak ilişkilendirilebilecek verilerin, karşılaştırmalı değerlendirmelerinde, hatalı/yanlış veya aykırı ölçüm değerleri tespit edilebilmiş ve yapılan analizlerden çıkarılmıştır.



Şekil 4. 6: Çalışma kapsamında toplanan mikrotremör ölçümleri ve derlenen diğer arazi verilerinin ArcMap yazılımında değerlendirilmesi çalışmalarında örnek bir ekran görüntüsü.

Şekil 4.6’da verilen örnek ekrandaki sayısal harita üzerinde, grafik olarak gösterilmiş her bir özelliğin, neyi ifade ettiği ve kayıtlı olduğu dosya, ekranın solunda görülen “layers” başlığı altında, listeli bir şekilde görülmektedir. Şekil 4.6’da harita ekranında haritalanmak istenen her bir değişken; nokta, çizgi ve poligon özelliklerinde,

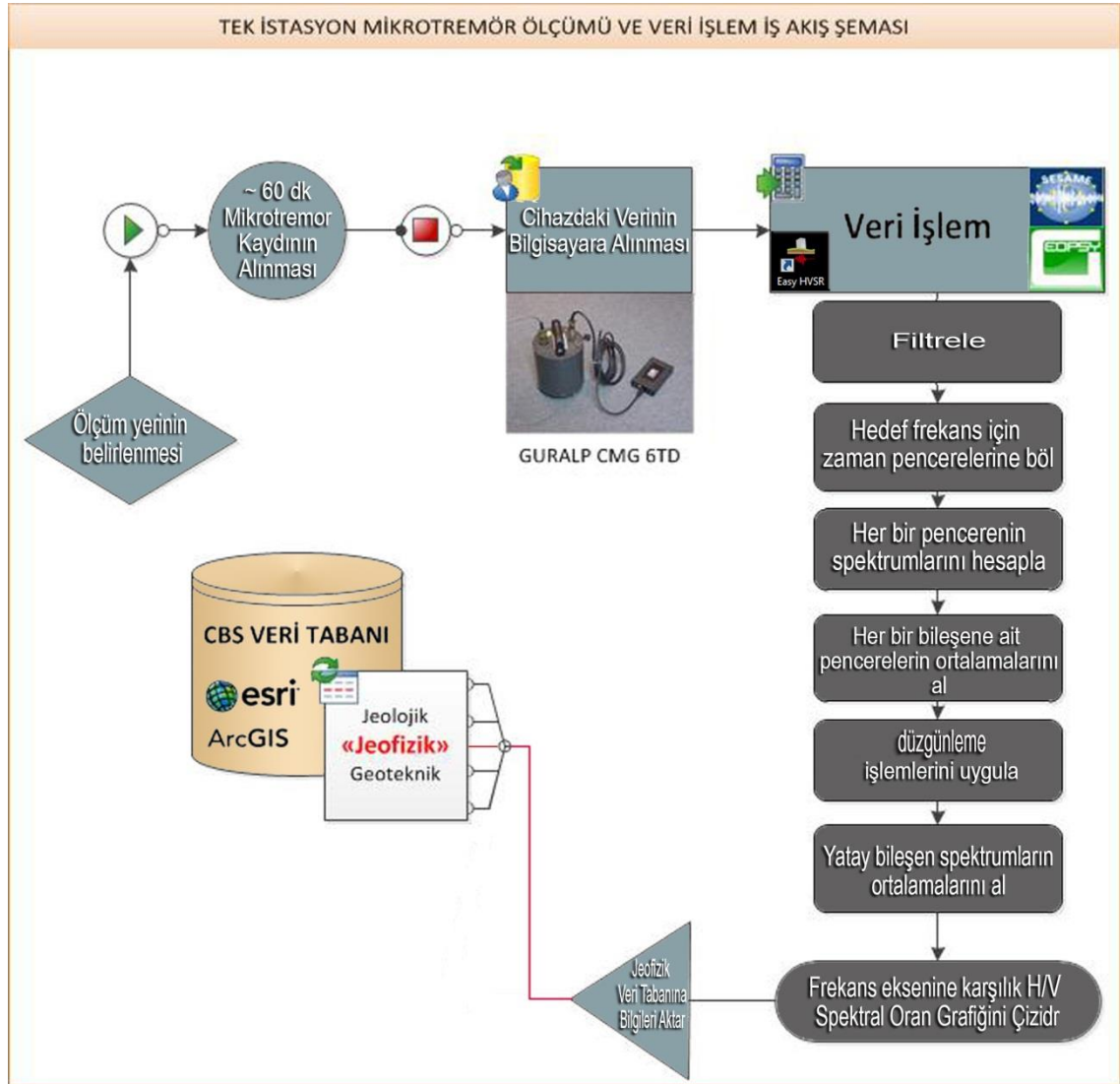
birbirinden farklı grafik ve renklerde gösterilmiştir. Kırmızı üçgenler mikrotremör ölçüm noktalarını, Mavi daireler planlanan SPAC ölçümü alanlarını, yeşil noktalar MEER projesi kapsamında yapılan jeofizik ve geoteknik çalışmalar için ölçüm noktalarını, mavi sürekli çizgi porsuk nehrini ve diğer farklı renk ve biçimdeki şekiller jeolojik ve diğer özellikleri ifade etmektedir. Bu şekilde bir ekran üzerinde istenilen veriye ulaşmak, farklı yöntemlerle elde edilen verilerin varsa birbirleri ile olan ilişkilerini değerlendirmek, verilerin alansal değişimlerini haritalayarak yorumlayabilme gibi çalışmaları yapmak daha kolay olabilmektedir. Şekil 4.17’de tek istasyon mikrotremör ölçüm noktaları ve tek istasyon mikrotremör ölçüm noktaları için oluşturulan veri kümesi sorgulama ekranı görülmektedir. Ayrıca farklı nitelikteki haritaların hızlı ve kolay bir şekilde hazırlanabilmesi ve elde edilen harita çıktılarının anlaşılabilir olması amacıyla CBS çözüm tekniklerinden yararlanılmıştır.



Şekil 4. 7: (a) Çalışma alanı mikrotremör ölçüm yerlerini gösteren harita (b) Arazide toplanan mikrotremör ölçüm öznelilik bilgileri sorgulama ekranı ve örnek bir sorgu.

4.3. TEK İSTASYON MİKROTREMOR ÖLÇÜMLERİNİN ALINMASI VE DEĞERLENDİRİLMESİ

Çalışma kapsamında tek istasyon mikrotermor ölçümleri, kent merkezi (yoğun yerleşim alanı) ve Eskişehir Ovası'nın tamamını içine alan bölge için iki aşamalı olarak planlanmıştır. Kent merkezindeki ölçümler 500 m aralıklı, diğer alandaki ölçümler ise yaklaşık 2 km aralıklı olarak alınmıştır. Sonuç olarak toplam 318 farklı noktada tek istasyon mikrotremor ölçümü yapılmıştır. Tek istasyon mikrotremor verilerinin değerlendirilmesinde kullanılan işlem akışı Şekil 4.8'de verilmiştir.



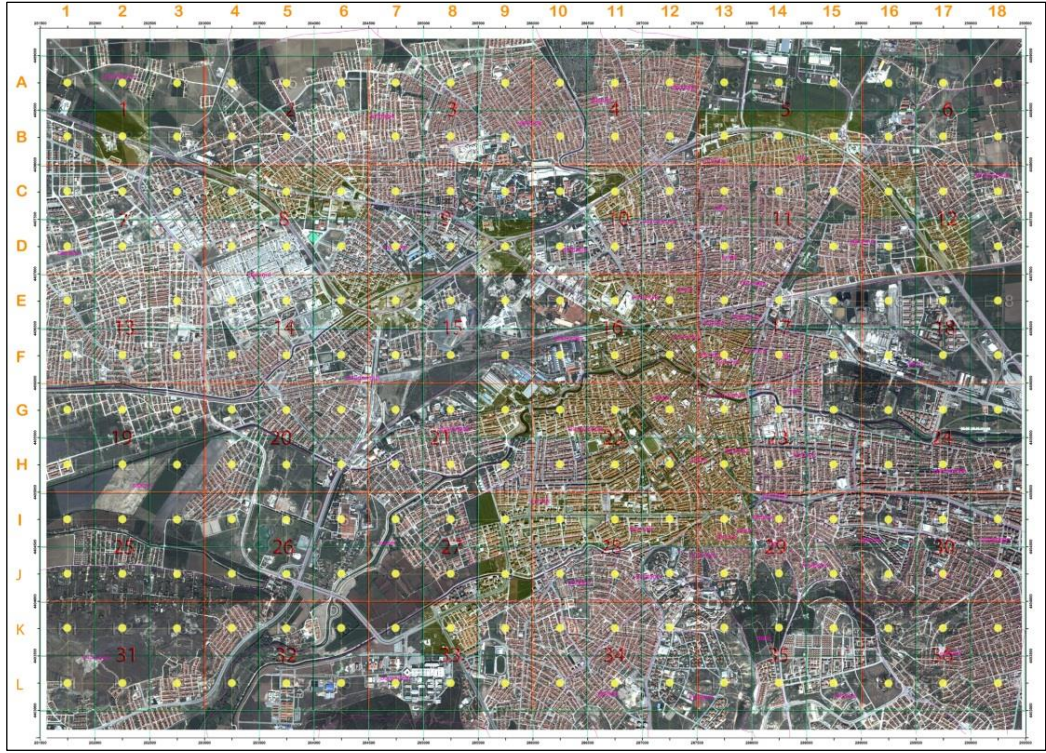
Şekil 4. 8: Bu çalışmada uygulanan tek istasyon mikrotremor ölçümü ve veri işlem iş akışı diyagramı.

Kent merkezinde 500 m'lik mekansal tanım kümeleri ve her bir ölçüm alınacak nokta için bir kod değeri tanımlanmıştır (Şekil 4.9). Şekildeki kırmızı renkli kümeler, askeri alan veya özel kuruluş alanı gibi nedenlerden dolayı ölçüm alınamayan yerleri göstermektedir. Bu tanımlamanın yapılmasındaki amaç, farklı gün ve saatlerde alınmış olan tek istasyon mikrotremör kayıt veri dosyalarının tanımlı bu kod değerleri ile saklanmasıdır. Bu şekilde veriyi saklama ve ulaşma kolaylığı sağlanmasının yanında coğrafi bilgi teknolojilerine dayalı olarak veriyi mekansal veriye dönüştürme aşamasında işlem kolaylığı sağlamıştır.

A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14	A15	A16	A17	A18
B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12	B13	B14	B15	B16	B17	B18
C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17	C18
D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	D12	D13	D14	D15	D16	D17	D18
E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15	E16	E17	E18
F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	F13	F14	F15	F16	F17	F18
G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15	G16	G17	G18
H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12	H13	H14	H15	H16	H17	H18
I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	I10	I11	I12	I13	I14	I15	I16	I17	I18
J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9	J10	J11	J12	J13	J14	J15	J16	J17	J18
K1	K2	K3	K4	K5	K6	K7	K8	K9	K10	K11	K12	K13	K14	K15	K16	K17	K18
L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13	L14	L15	L16	L17	L18

Şekil 4. 9: 500 m aralıklı tek istasyon mikrotremör ölçümü alınan nokta kodları. Kırmızı hücreler, ölçüm alınamayan (askeri bölge, özel tesis,...) yerlerdir.

Bu kodlamaya göre çalışma alanında 216 farklı noktada tek istasyon mikrotremör ölçümünün yapılması planlanmış (Şekil 4.10). Ölçüm noktalarına ulaşım kolaylığı sağlamak amacıyla çalışma alanının yüksek çözünürlüklü Mayıs 2009 tarihine ait Quickbird uydu görüntüsü rektifiye edilerek GPS cihazına yüklenmiştir.



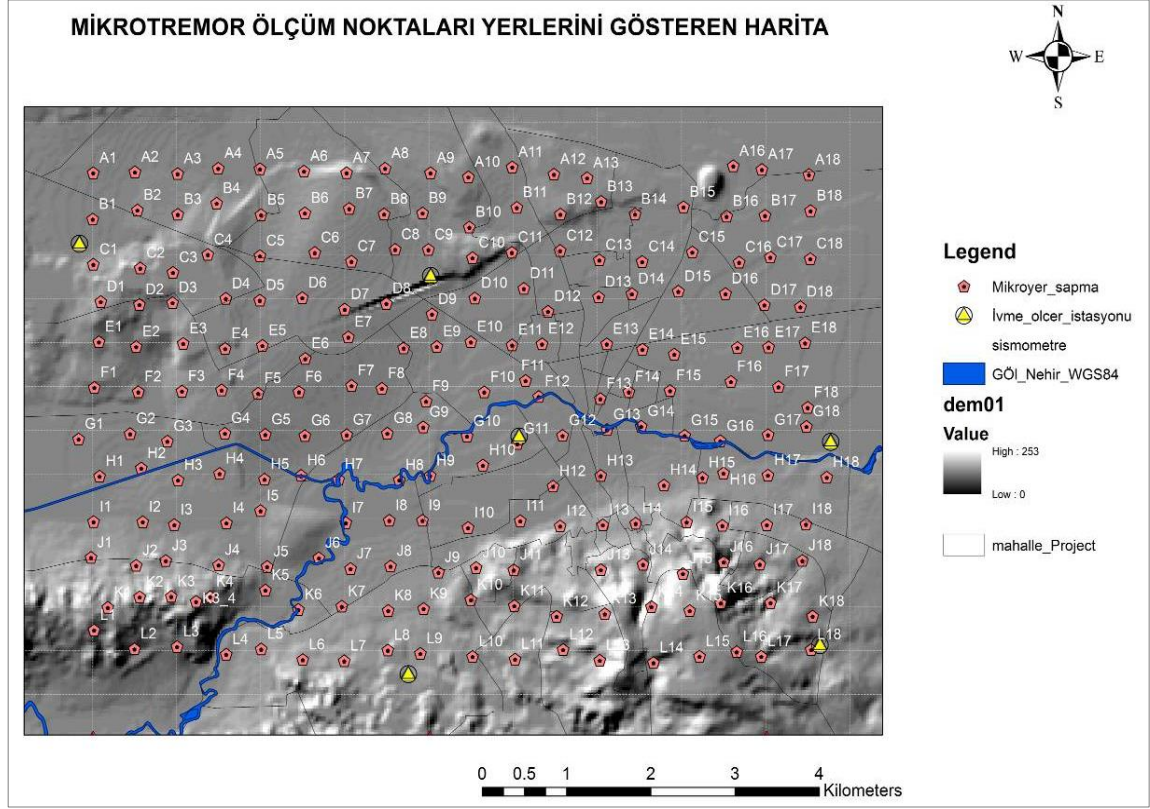
Şekil 4. 10: 500 m aralıklı gridlere bölünmüş çalışma alanı tek istasyon mikrotremör ölçüm noktaları ve Mayıs 2009 tarihli Quickbird uydu görüntüsü.

Tek istasyon mikrotremör ölçüm noktaları için veri kayıt formu oluşturulmuş ve her bir kayıt noktası için ayrı bir formun düzenlenmesi sağlanmıştır (Şekil 4.11).

TEK İSTASYON MİKROTREMÖR VERİ BİLGİ FORMU				Mikrotremör Ölçümü Bilgi Formu		
Koordinat	X	287724 E	Uygulama Yeri Kodu / İsmi	K13	Kayıt Dosya İsmi	K13
	Y	4403742 N				
	Z	904				
Uygulayan Adı Soyadı	Muammer TUN		Fotograf			
Cihaz Kodu	6762-BB-12:08 6753-SP-12:10					
Cihaz Türü	CMG 6TD					
Uygulama Tarihi	24/10/2010					
Kayıt Süresi	Başlangıç Saati: 15.05 Bitiş Saati: 16.05 Kayıt süresi: 60 dakikadır					
Hava Koşulları	Hava Sıcaklığı (°C)	Rüzgar Var / Yok	Hava Açık / Kapalı			
	19	Yok	Açık			
AÇIKLAMALAR Bölgedeki ağırlıklı kaynakların ve seviyesi : Kayalık Zemin Dere vatoğu ? Kayalık ? Zemin özellikleri ? : Diğer : Not: Kaydedilen dosya ismi uygulama yeri kodu ile aynı olacaktır.						

Şekil 4. 11: Mikrotremör kayıt formu ve çalışmada kullanılan GPS.

Şekil 4.4’de verilen ve 216 farklı noktada planlanan 500 metre aralıklı tek istasyon mikrotremör ölçümleri 5 nokta (A14, A15, H11, I6, J12) haricinde tamamlanmış ve kent merkezinde toplam 211 noktada ölçüm alınmıştır (Şekil 4.12).



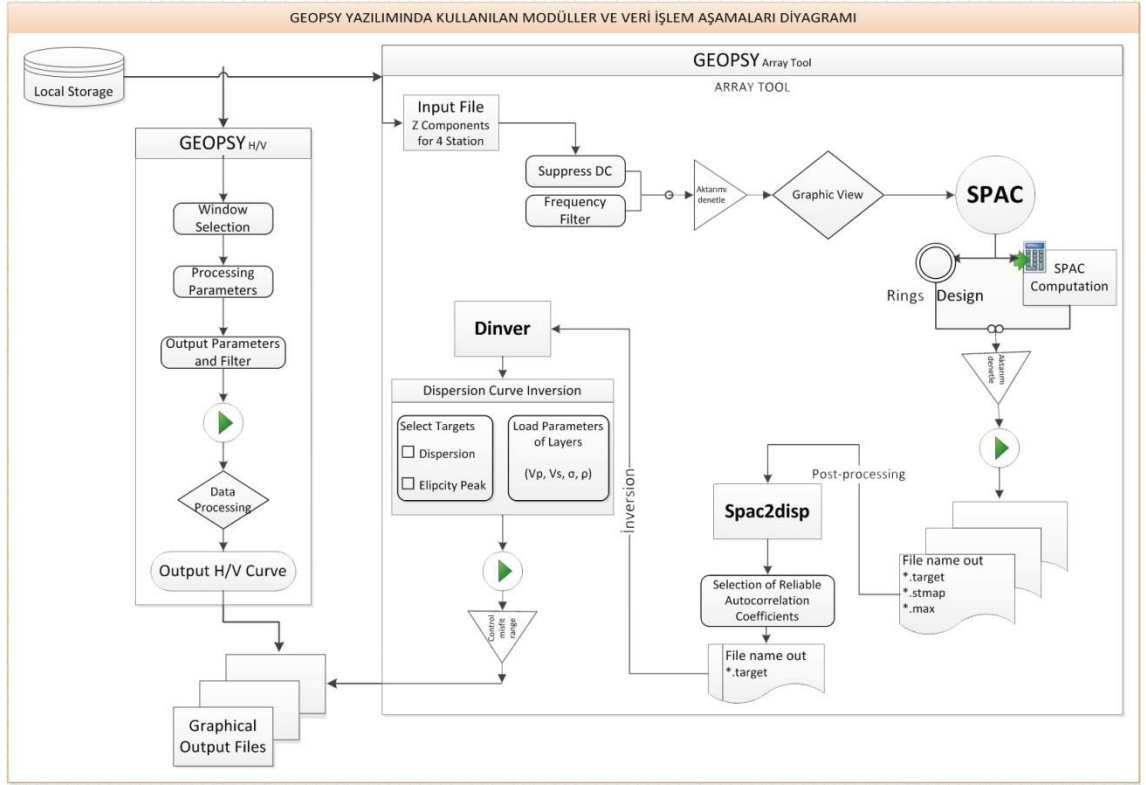
Şekil 4. 12: Mikrotremör ölçümlerinin alındığı noktaları gösteren harita.

Ölçümler yağışsız, rüzgarsız havalarda ve mümkün oldukça sürekli titreşim üreten yüzey gürültü kaynaklarından uzak noktalarda alınmaya çalışılmıştır. Mikrotremör kaydı alınırken cihaz mümkün olduğunca cihaz yüksekliği seviyesinde toprağa gömülmüş ve üzeri kutu ile kapatılmıştır (Şekil 4.13).



Şekil 4. 13: Guralp CMG-6TD kayıtçı sisteminin arazide yerleştirilmesi ve veri kaydı alınmasından bir görüntü.

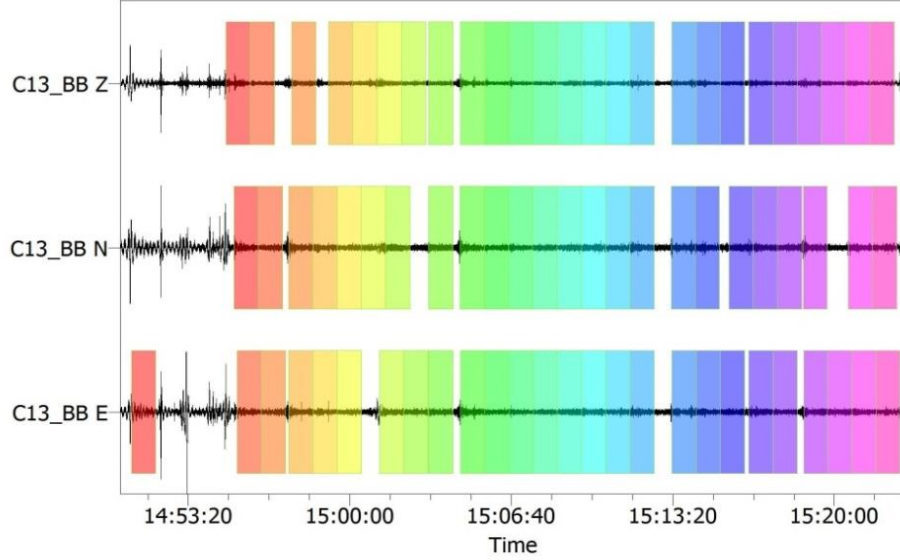
Veri toplama esnasında ortamdaki geçici gürültüler ortamın doğal gürültüsünden baskın olduğu aralıktaki zaman pencereleri kullanılabilir bir sonuç almaya engel teşkil edebilmektedir. Bu nedenle yatay-düşey spektral oranın güvenilir bir şekilde elde edilebilmesi için sahada toplanan veri kayıt uzunluğunun mümkün olduğunca uzun olmasında fayda vardır. Ayrıca verinin dış etkenlerden (rüzgar, trafik, sıcaklık değişimleri, vb.) etkilenmesini en aza indirmek için sessiz ve açık alanlar bulunmaya çalışılmış ve sismometre zemine tamamen gömülmüştür. Ayrıca dış etken gürültülerinden etkilenmemek için B2, B13, B14, B15, C4, C5, C6, C11, C16, D9, D17, E6, E7, E11, E12, F11, F12, F13, G9, G10, G11, G12, G13, H11, H12, H13, I9, I10, I11, I12, I13, J9, K8 isimli noktalarda akşam veya gece saatlerinde ölçüm alınmıştır. Elde edilen verilerin işlenmesinde, SESAME (Site EffectS assesment using AMbient Excitation) adlı proje kapsamında, Avrupa'daki yerbilimciler tarafından, (Bard, 2004 ; Wathelet, 2007) (Atakan ve diğ., 2004a ; Di Giulio ve diğ., 2006 ; Köhler ve diğ., 2006 ; SESAME, 2004 ; Wathelet, 2005) geliştirilmiş ve literatürde yaygın olarak kullanılan, GEOPSY (<http://www.geopsy.org>) adlı yazılım kullanılmıştır. Çalışma kapsamında Geopsy yazılımında kullanılan modüller ve işlem aşamaları diyagramı Şekil 4.14'de verilmiştir.



Şekil 4. 14: Çalışma kapsamında GEOPSY yazılımında kullanılan modüller ve veri işlem aşamaları diyagramı.

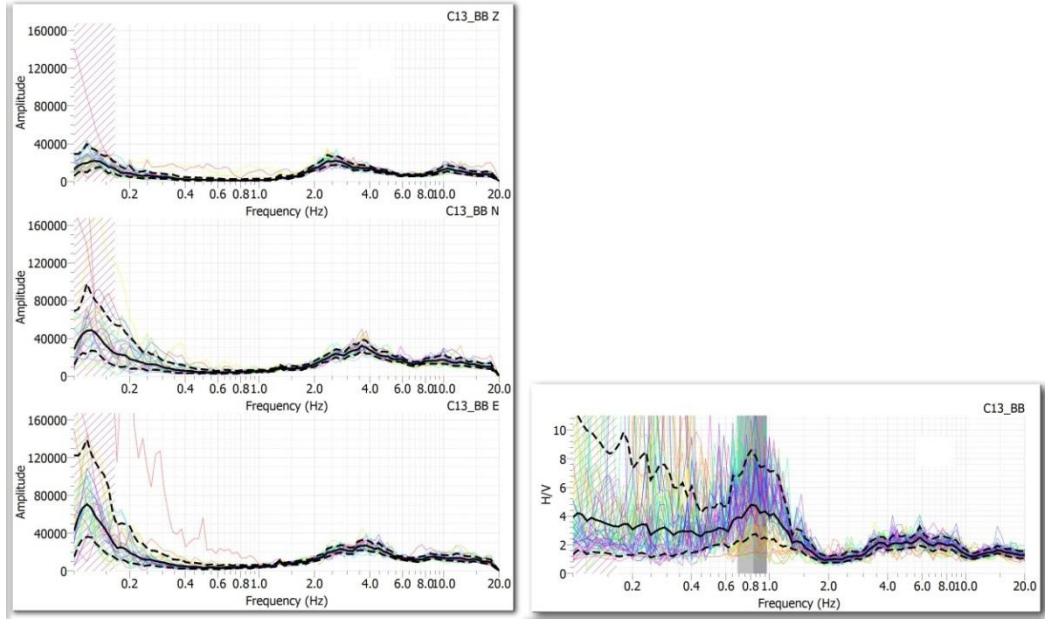
Yatay-düşey spektral oran eğrilerinin hesaplanması için, ham veriye 0.1-20 Hz aralığında band-pass filtre uygulanmıştır. Çalışma alanı için mevcut jeolojik bilgilerden hareketle derin bir üst sediman kalınlığının olabileceği öngörüsüyle 0.2 Hz gibi düşük değerlerde hakim frekans değerlerinin ölçülme ihtimalinin yüksek olacağı düşünülmektedir. Bundan dolayı düşük frekanslara inebilmek için, filtrelenmiş veri bandında her bir bileşenden elde edilen veri, 60 s uzunluğunda pencerelemiş, her bir pencereye ait verinin spektrumları hesaplanmıştır. Yatay-düşey spektral oran eğrileri her bir pencere için hesaplanmış, hesaplanan eğrilerin ortalaması alınarak ölçüm noktasını temsil eden spektral oran eğrisi ve standart sapması (üst değer-alt değer) belirlenmiştir. Geçici gürültülerin baskın olduğu zaman pencerelerinden hesaplanan spektral oran eğrileri, ortalama spektral eğri ve standart sapma hesaplama işleminin dışında bırakılmıştır. Bu analizde örnek olarak, C13 no'lu noktada alınan mikrotremör kayıtları Şekil 4.15'de gösterilmektedir. Veri penceresinde, üç bileşenli (yukarıdan aşağıya Düşey, Kuzey-Güney ve Doğu-Batı) kayıtlar, 60 s uzunlukta pencerelemiş,

geçici gürültülerin olduğu kısımlar pencerelememiştir. Her bir bileşen için 32 zaman penceresi seçilebilmiştir (Şekil 4.15).



Şekil 4. 15: C13 noktasında alınan mikrotremör kaydı.

Şekil 4.16'daki farklı renklerle gösterilen her bir pencerenin 0.1-20 Hz frekans aralığında spektrumları, ortalamaları ve standart sapmaları Şekil 4.16.a'da gösterilmiştir. Şekil 4.16.a, yukarıdan aşağıya, Düşey, Kuzey-Güney (KG) ve Doğu-Batı (DB) bileşenlerinin spektrumlarını göstermektedir. Renkli olan eğriler Şekil 4.15'deki aynı renkdeki zaman pencerelerinden elde edilen spektrumları, siyah eğri ortalamalarını, kesikli eğriler ise ortalama eğrinin standart sapmasını ifade etmektedir. Benzer şekilde yatay-düşey spektral oran eğrileri, ortalama yatayların düşey bileşene spektral oranları şeklinde (H/V), aynı frekans aralığında Şekil 4.16.b'de verilmiştir. Eğrilerin üzerindeki gri renkli bant, yatay-düşey genlik oranının, en büyük değerine karşılık gelen zemin hakim titreşim frekansını göstermektedir



Şekil 4. 16: a) C13 kodlu ölçüm yerindeki 3 bileşenin spektrumları b) Ortalama yatay-düşey spektral oran eğrilerini göstermektedir.

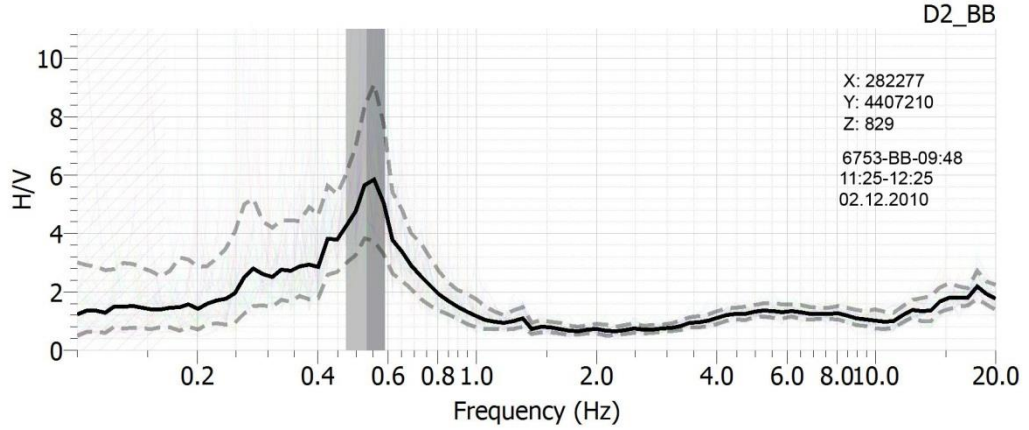
Spektral oran eğrilerinden elde edilen parametreler:

- i. Zemin hakim titreşim frekansı,
- ii. Hakim frekansa karşılık gelen yatay-düşey genlik büyütme oranı,

değerleridir. H/V spektral oran eğrilerinden, hakim frekansa karşılık gelen genlik değeri, büyütme miktarı olarak yorumlanmasına karşın, bu konuda daha önceden yapılmış teorik (Bard, 1999 ; Dravinski ve diğ., 1996 ; Lachetl ve Bard, 1994) ve deneysel (Lermo ve Chávez-García, 1994 ; Malagnini ve diğ., 1996 ; Seekins ve diğ., 1996 ; Teves-Costa ve diğ., 1996) çalışmalarda, yüzey yer hareketi büyütmesinin belirlenmesinde güvenilir olmadığı savunulmuştur. Bu çalışma kapsamında yapılan MD ölçüm yerlerinde ölçülen H/V spektral oran eğrilerinde hakim frekans değerine karşılık gelen genlik değerleri büyütme ile doğrudan ilişkilendirilmemiştir. Ancak ölçülen bu genlik değerlerinin, anakaya ile üzerindeki tabaka arasındaki empedansın miktarı konusunda fikir vermesi açısından, bu genlik değerleri kullanılmıştır.

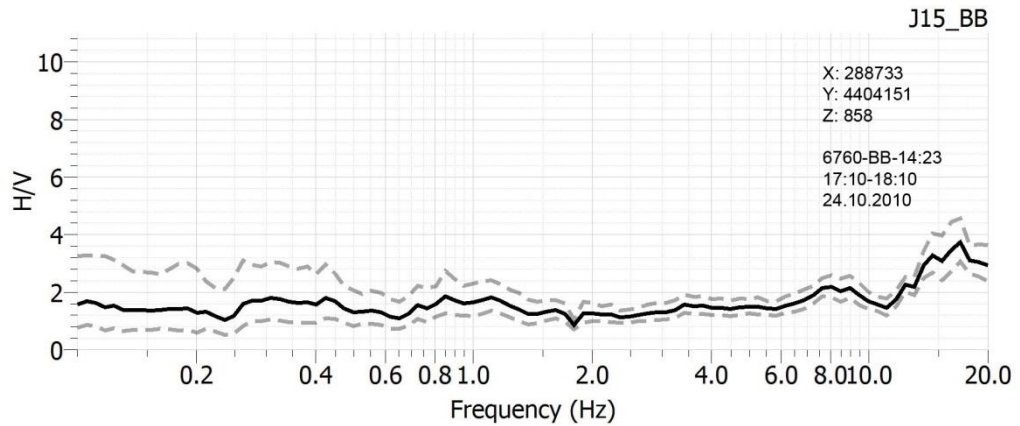
Bu çalışma kapsamında D2 (Tepebaşı mevki) kodlu yerde yapılan kayıt örneğinde görülen spektral oran eğrisi bu parametrelerin belirlenmesinde kullanılan kayıtlardan birisidir (Şekil 4.17). Bu eğrinin hesaplanmasında 60 dakikalık kayıt üzerinde 96 zaman

penceresi kullanılmıştır. Bu eğriden en büyük genlik oranı değerine karşılık gelen frekans değeri 0.54 Hz, zemin hakim titreşim frekansı ve yatay-düşey genlik büyütme oranı 5.8 olarak belirlenmiştir.



Şekil 4. 17: D2 noktası için elde edilen yatay-düşey genlik büyütme eğrisi (siyah) ve standart sapması (kesik gri çizgiler).

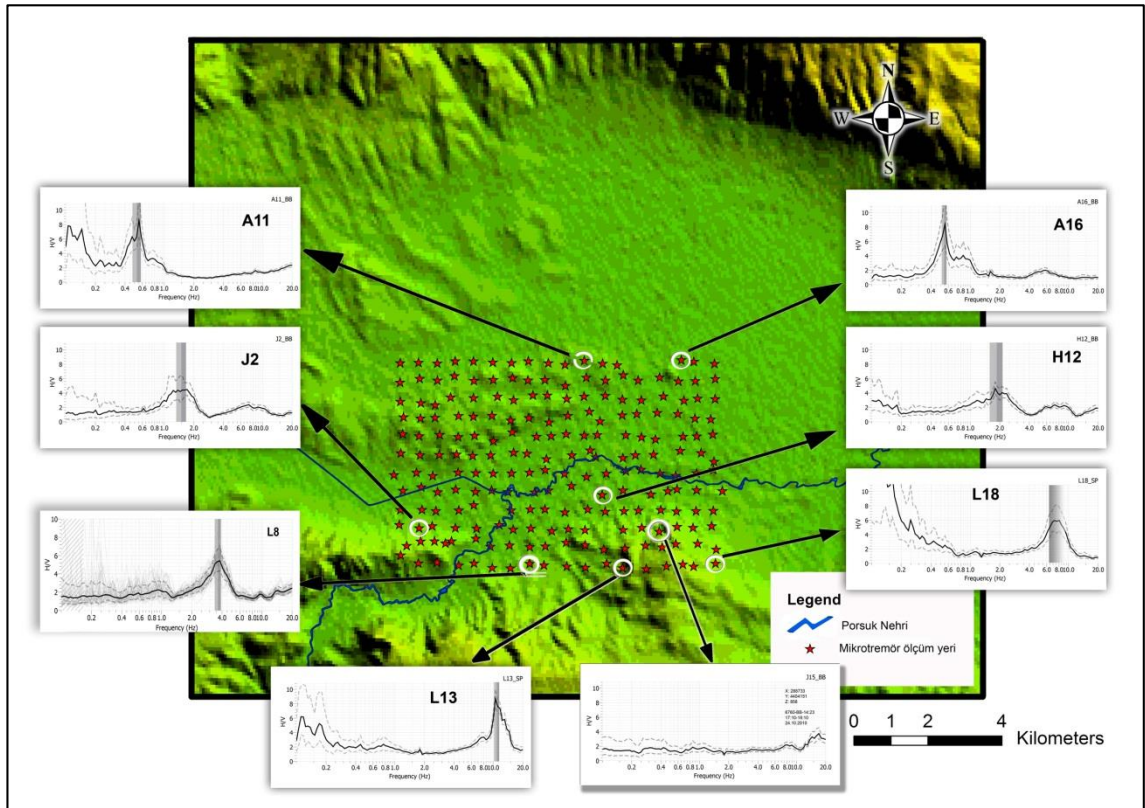
Spektral oran eğrilerinin belirlenmesine diğer bir örnek ise, Şekil 4.18’de J15 noktası için verilmiştir. 87 zaman penceresinden hesaplanan bu noktadaki spektral oran eğrisinde, tüm frekans bandında belirgin bir pik görülmemektedir. Bu sonuç, ölçüm alınan yerin doğrudan anakaya üzerinde olduğunu ifade etmektedir. Nitekim J15 nolu ölçüm yeri Miyosen yaşlı Kireçtaşı (Porsuk Formasyonu) birimi üzerindedir.



Şekil 4. 18: J15 noktasında elde edilen yatay-düşey genlik oranı eğrisi.

Çalışma alanında 211 farklı noktada toplanan mikrotremör ölçümlerinin 174 noktasında zemin hakim titreşim frekansı ve yatay-düşey genlik büyütme oranı belirlenebilmiştir. Sonuçta elde edilen spektral oran eğrileri, EK 4’de verilmiştir. EK 4’de verilen her bir eğri üzerinden en büyük genlik değerlerinin karşı geldiği frekanslar, zemin hakim titreşim frekans değeri ve bu frekans değerine karşılık gelen yatay-düşey genlik büyütme oranı belirlenmiştir. Bu değerler EK 1’de listelenmiştir.

İlk aşamada 211 ölçüm noktasında alınan noktadaki zemin özellikleri ile spektral oran eğrisinin ilişkisini görebilmek için 8 farklı noktada elde edilen eğriler, topoğrafya haritası üzerindeki konumları ile birlikte Şekil 4.19’da verilmiştir. Şekil 4.19’dan da görüldüğü gibi, Eskişehir Baseni’nin ortasına yakın bir bölgede yer alan A11 ve A16 noktalarındaki ölçümlerde hakim frekans değerleri 0.5-0.54 Hz iken, basenin sınırında yer alan J2 ve H12 noktalarında 1.4-1.9 Hz değerlerini almakta, yüksek topoğrafyaya sahip L13 ve L18 noktalarında ise 11-7.5 Hz gibi büyük değerlere doğru kaymaktadır.

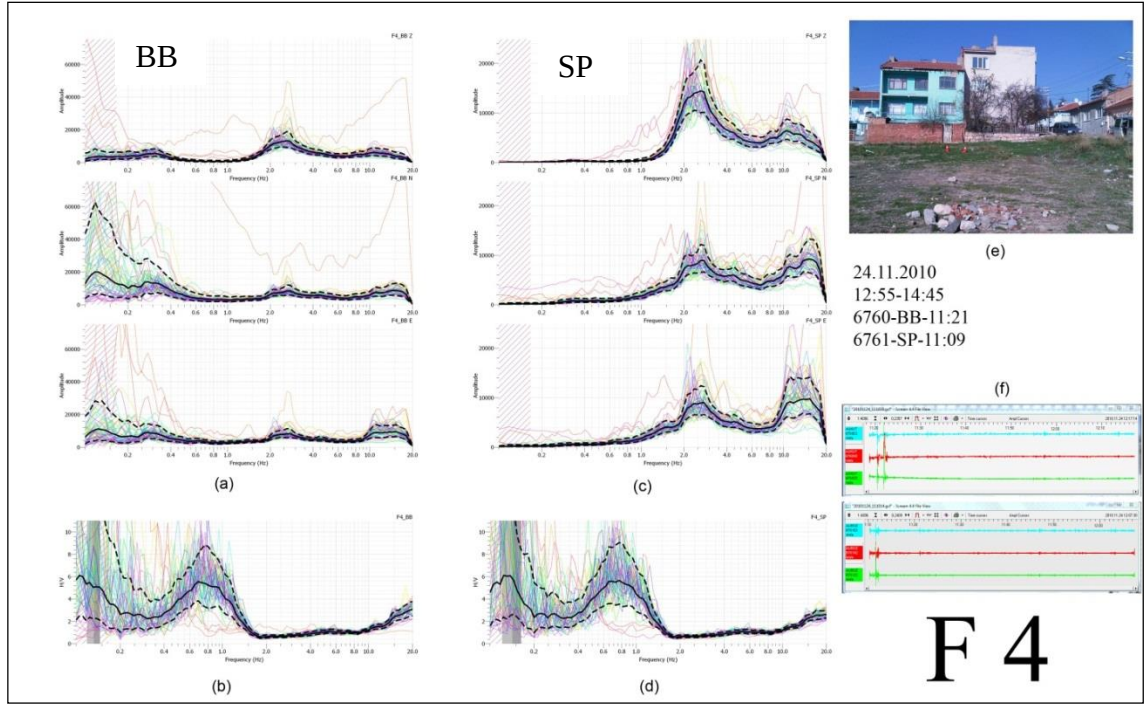


Şekil 4. 19: Farklı zemin koşullarında yapılan ölçümlerden elde edilen spektral oran eğrileri ve topoğrafya haritası üzerindeki konumları.

Elde edilen spektral oran eğrilerinin zemin koşullarına bağlı bu değişimi beklenen bir sonuçtur. Şekil 4.19'da da görüldüğü gibi Eskişehir Ovası'nın orta bölgesinde yapılan A11 ve A16 ölçümleri, bölgede daha önceden yapılmış jeolojik araştırmalara göre oldukça derinde bir anakayanın varlığını doğrulayacak özellikteki düşük frekans değerlerinde pik vermiştir. Bununla birlikte ovanın yamacında yapılan J2-H12 ölçümlerinden elde edilen hakim frekans değerleri, beklendiği gibi yüzeye daha yakın bir anakaya derinliği yapısıyla uyumlu sonuçlardır. Bu elde edilen sonuçların daha geniş değerlendirmesi sonuç bölümünde yapılmıştır.

Mikrotremör ölçümleri Guralp CMG-6TD cihazı kullanılarak, aynı nokta için hem short-periyot hemde broadband modlarında kayıt yapılmıştır (Şekil 4.20). Şekil 4.20.a, Broadband (BB) kayıt; yukarıdan aşağıya, Düşey, Kuzey-Güney (KG) ve Doğu-Batı (DB) bileşenlerinin spektrumlarını göstermektedir. Şekil 4.20.b, Short periyot (SP) kayıt; yukarıdan aşağıya, Düşey, Kuzey-Güney (KG) ve Doğu-Batı (DB) bileşenlerinin spektrumlarını göstermektedir.

Her noktada hem BB hemde SP kayıt alınmasına rağmen ortalama yatay-düşey spektral oran eğrileri üzerinden hakim frekansı belirlerken, hakim frekansın belirginliğine göre bazı noktalarda BB kayıt, bazı noktalarda da SP kayıtdan elde edilen spektral oran eğrisi kullanılmıştır (Şekil 4.21). Şekilde, broadband kayıt kullanılan hücreler mavi, short periyot kayıt kullanılan hücreler sarı, kırmızı renkli hücreler kayıt alınamayan noktaları (askeri bölge, özel mülk,..) göstermektedir



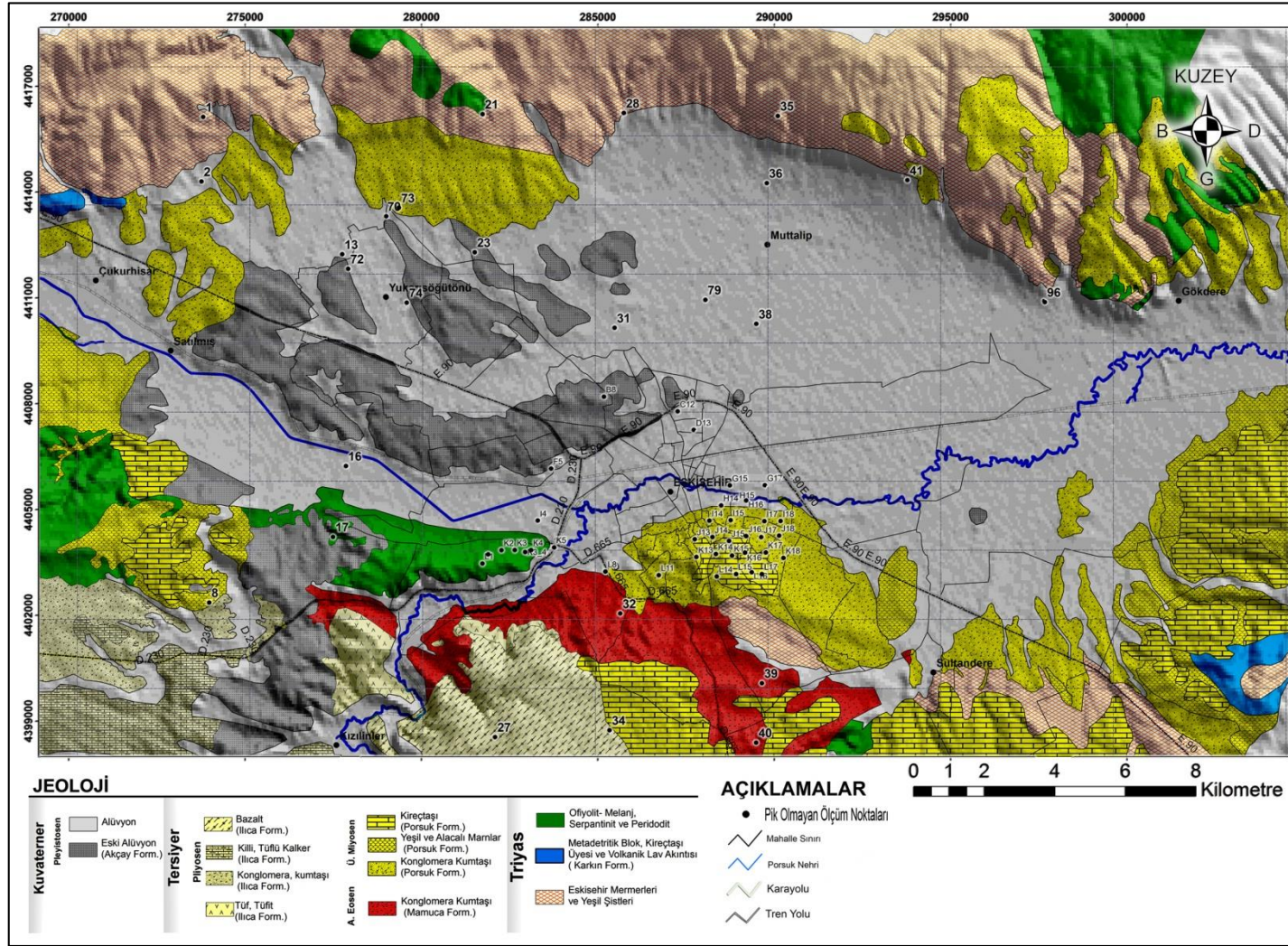
Şekil 4. 20: a) Broadband (BB) kayıt için bileşenlerin spektrumları. b) BB kayıt için H/V eğrisi c) Short periyot (SP) kayıt için bileşenlerin spektrumları d) SP kayıt için H/V eğrisi e) Uygulama yeri fotoğrafı. f) Yukarıdaki BB aşağıdaki SP ham veri kaydı grafiği.

A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14	A15	A16	A17	A18
B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12	B13	B14	B15	B16	B17	B18
C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17	C18
D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	D12	D13	D14	D15	D16	D17	D18
E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15	E16	E17	E18
F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	F13	F14	F15	F16	F17	F18
G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15	G16	G17	G18
H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12	H13	H14	H15	H16	H17	H18
I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	I10	I11	I12	I13	I14	I15	I16	I17	I18
J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9	J10	J11	J12	J13	J14	J15	J16	J17	J18
K1	K2	K3	K4	K5	K6	K7	K8	K9	K10	K11	K12	K13	K14	K15	K16	K17	K18
L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13	L14	L15	L16	L17	L18

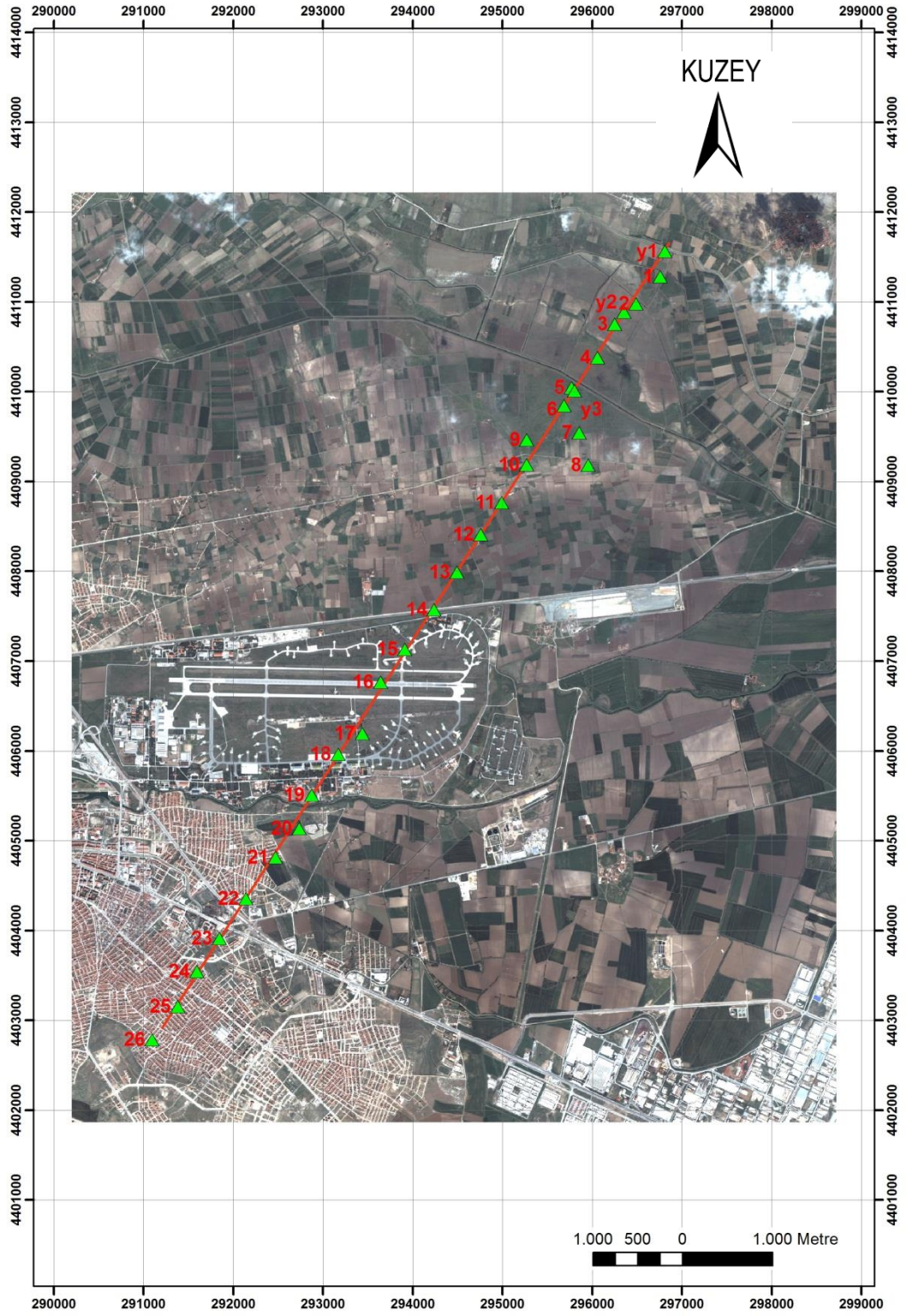
Şekil 4. 21: 500 m aralıklı tek istasyon mikrotremör ölçümü alınan nokta kodları.

Kent merkezinde 211 noktada alınan tek istasyon mikrotremör ölçümleri tamamlandıktan sonra, Kuzey-Güney yönlü 2 km, Doğu-Batı yönlü 4 km aralıklı planlanan tek istasyon mikrotremör ölçüm yerlerine ek olarak ara noktalarda da ölçümler alınmış ve ölçüm yeri konumsal dağılımının tüm çalışma alanını temsil edebilecek bir veri kaynağı sağlaması hedeflenmiştir. Bu kapsamda 116 farklı noktada tek istasyon ölçümü yapılmıştır. Ölçüm yeri ile ilgili bilgiler EK 1’de verilmiştir.

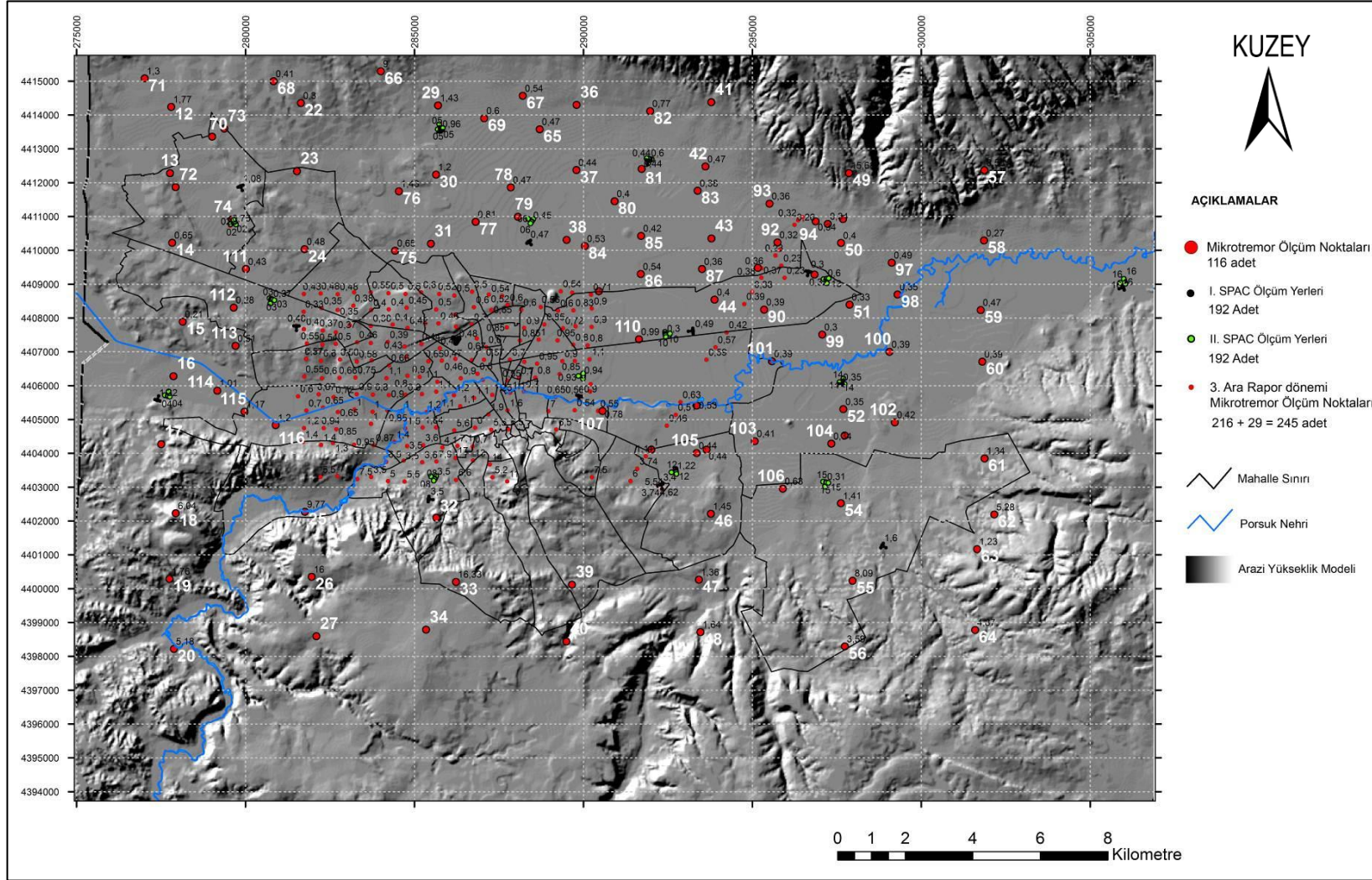
Eskişehir ovasını KD-GB doğrultusu boyunca kesen hat boyunca 29 farklı noktada mikrotremör ölçümleri daha önceden yapılmıştı (Şekil 4.23). Bu çalışma kapsamında toplanan mikrotremör ölçüm verilerinin H/V oranı hakim pik değerlerine bakılmış ve çalışma alanı için oluşturulan veri dağılım modeline dahil edilmiştir. İlk aşamada 500m aralıklı alınan 211 mikrotremör ölçüm noktasına ilave olarak, mekânsal dağılımı Eskişehir ovasına yayılmış 116 ölçüm noktası KD-GB doğrultulu hat boyunca alınan 29 mikrotremör ölçüm noktasının tamamı kullanılarak, jeostatistik yöntem ile veri dağılım modeli oluşturulmuştur. Tüm ölçüm noktalarını ve H/V oranı grafiğinde hakim pik veren frekans değerleri Şekil 4.24’de verilmiştir. Çalışma alanı veri dağılım modellerinin oluşturulmasında, **318** noktada ölçülen mikrotremör verisi kullanılarak H/V oranı hakim frekans değeri belirlenmiştir (Şekil 4.25) EK.1. Bunun dışındaki noktalarda hakim pik görülmemiştir (Şekil 4.22) . Bu ölçüm noktalarının hemen hemen tamamı anakaya üzerinde, anakaya’ya oldukça yakın basen sınırı veya çok ince bir alüvyon tabaka üzerinde olduğu görülmüştür.



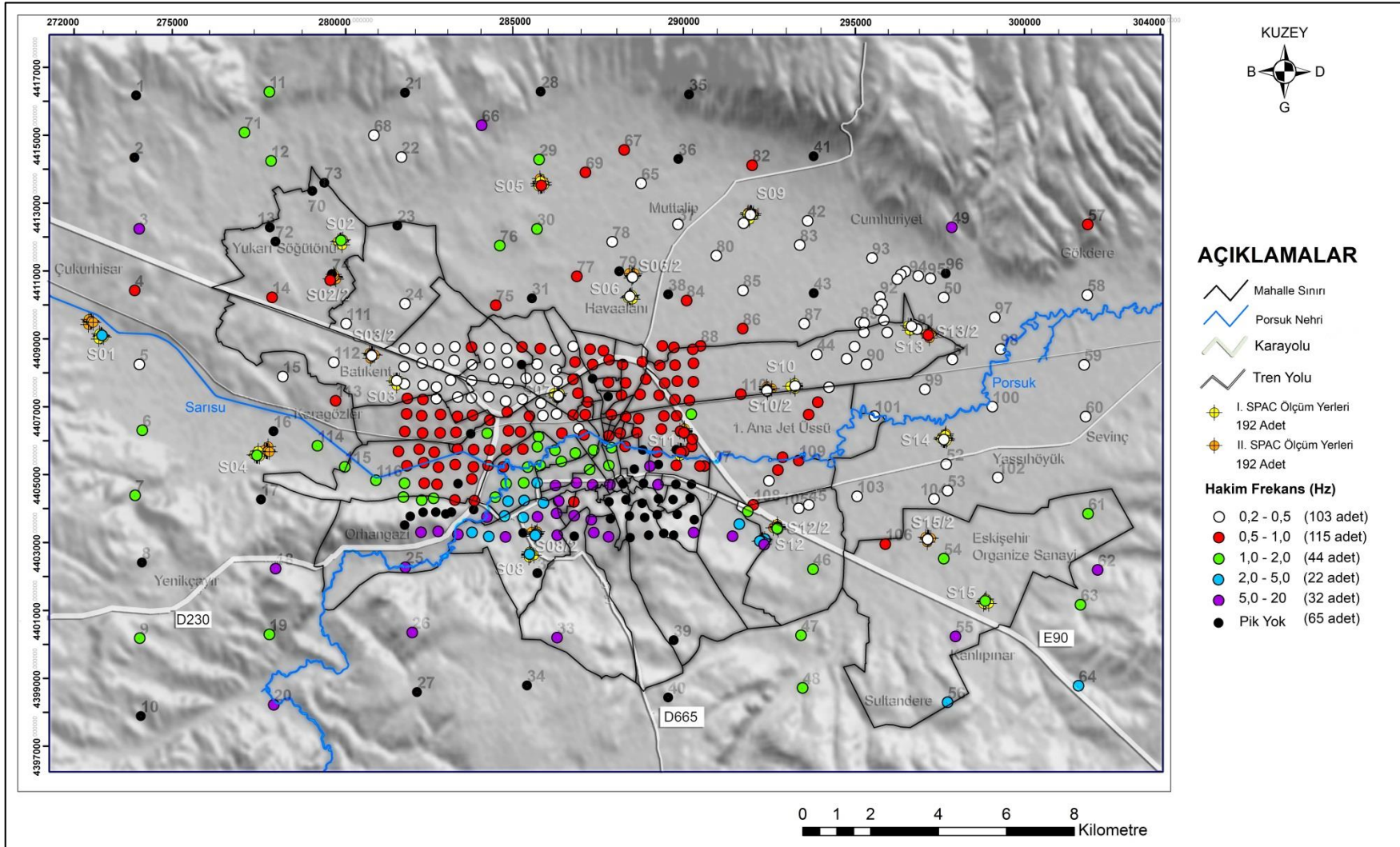
Şekil 4. 22. Çalışma alanı yükseklik modeli ve jeoloji haritası üzerinde pik olmayan ölçüm noktalarını gösteren harita (Jeoloji, Gözler 1997'den değiştirilmiştir, SYM hillshade etkisi kullanılmıştır).



Şekil 4. 23: Çalışma alanı içinde yer alan KD-GB doğrultulu hat boyu mikrotremor ölçüm yerlerini gösteren harita.



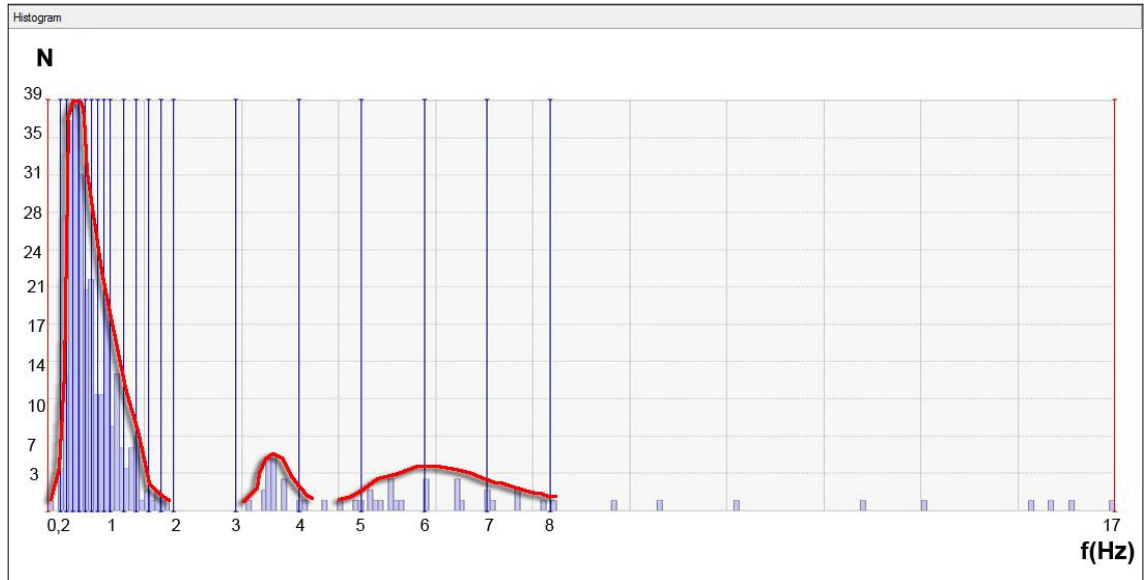
Şekil 4. 24: Çalışma alanı yükseklik modeli üzerinde mikrotremor ölçüm yerleri mekânsal dağılım haritası ve H/V hakim frekans değerleri.



Şekil 4. 25: Çalışma alanında 318 noktada toplanan mikrotremor ölçümlerinden hesaplanan hakim frekans değerleri değişim haritası.

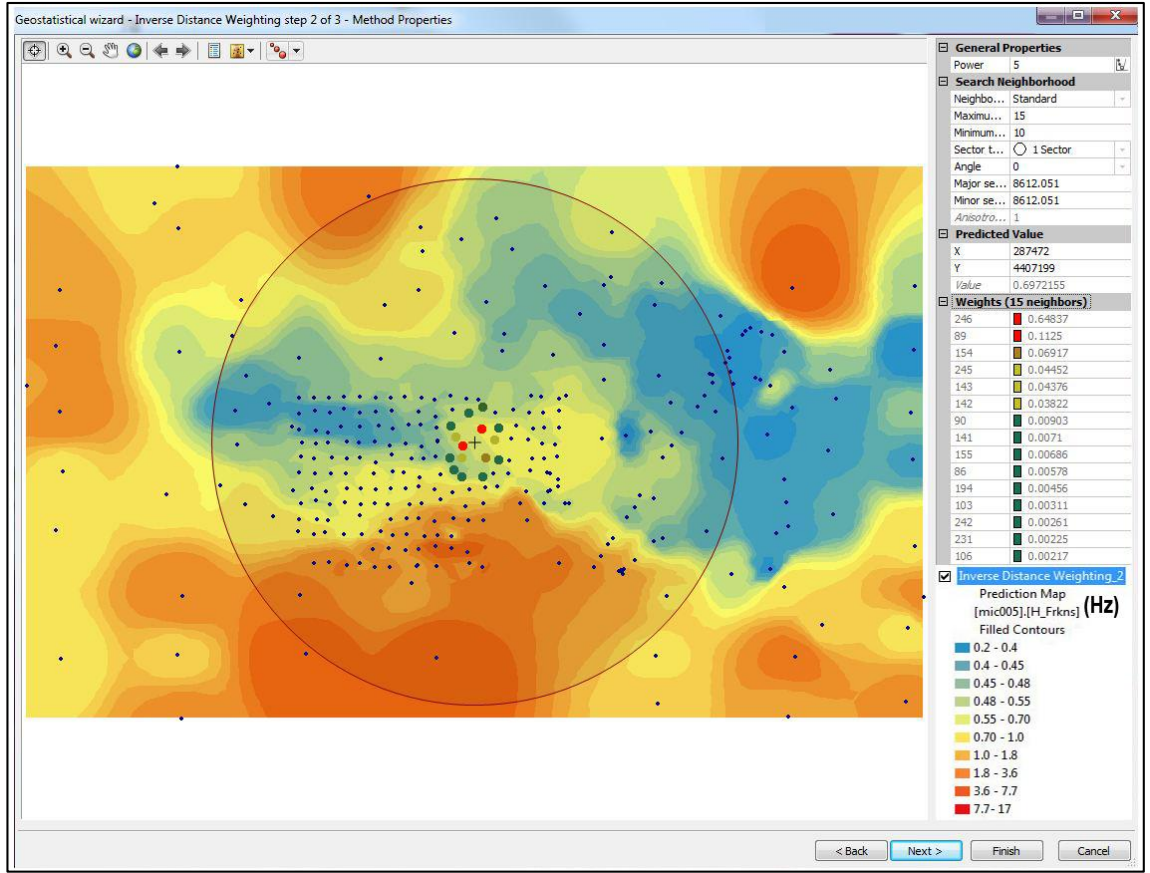
Bilindiği gibi zemin hakim frekansının düşük olduğu bölgeler çökel kalınlığının fazla olduğu yumuşak zeminleri, frekansın yüksek olduğu bölgeler ise çökel kalınlığının az veya hiç olmadığı sert kaya zeminleri temsil eder.

Eskişehir yerleşim yeri ovanın Güney Batı (GB) bölümünde yoğunlaşmıştır. Yerleşimin yoğunlaştığı, alüvyon ve eski alüvyon üzerinde yer alan Batıkent bölgesi ve tamamen alüvyon olan ovanın doğu bölümü boyunca oldukça düşük $f_0=0,2-0,5$ Hz arası (beyaz daireler) değerlerde olduğu ve bu değerlerin ovanın Kuzey-Güney yönde dışına doğru çıkıldıkça önce $f_0=0,5-1,0$ Hz bandına (kırmızı daireler) ve sonra $f_0=1,0-2,0$ Hz bandına kaydığı (yeşil daireler) gözlenmiştir. Basenin güneyine doğru topoğrafyanın yükseldiği kesimde $f_0=2,0-5,0$ Hz ve $f_0=5,0-20$ Hz aralığında hakim frekans değerleri gözlenmektedir. 318 noktada yapılan mikrotremor ölçümlerinden elde edilen hakim frekans değerleri için veri dağılım histogramı incelendiğinde, hakim frekans değerlerinin $0,2-2$ Hz aralığında yoğunlaştığı (262 ölçüm noktası) ve bu sonucun çalışma alanındaki basenin oldukça derin bir yapıda ve geniş bir alanda yayıldığı sonucuna varılmıştır (Şekil 4.26).



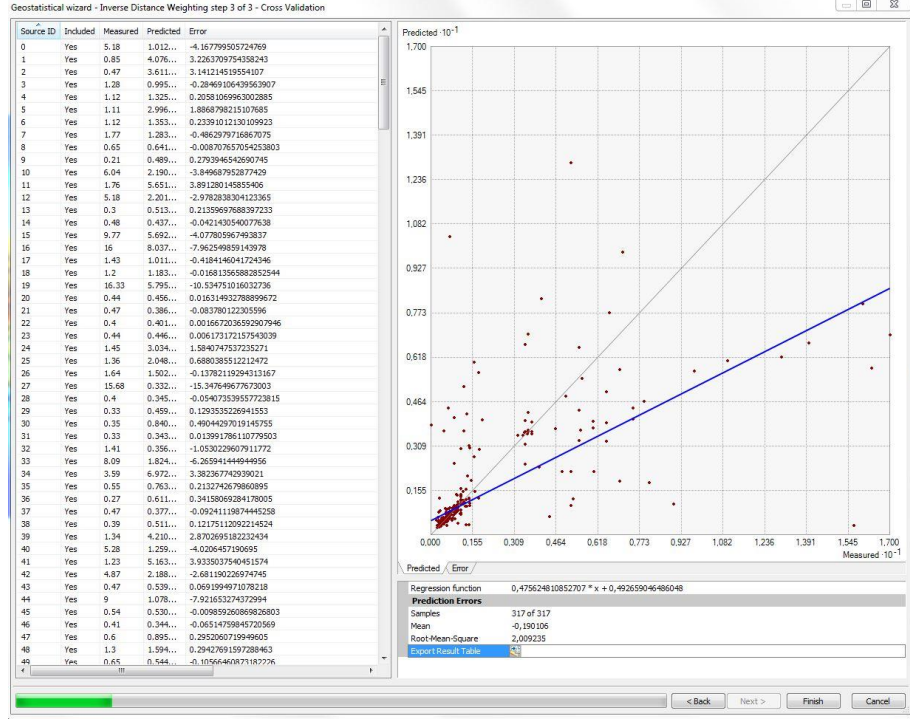
Şekil 4. 26: 318 tek istasyon mikrotremor ölçüm noktası için H/V oranı hakim frekans veri dağılım histogramı.

Uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma yöntemi kullanılarak yapılan interpolasyonda $p=5$ alınmıştır (Şekil 4.27).

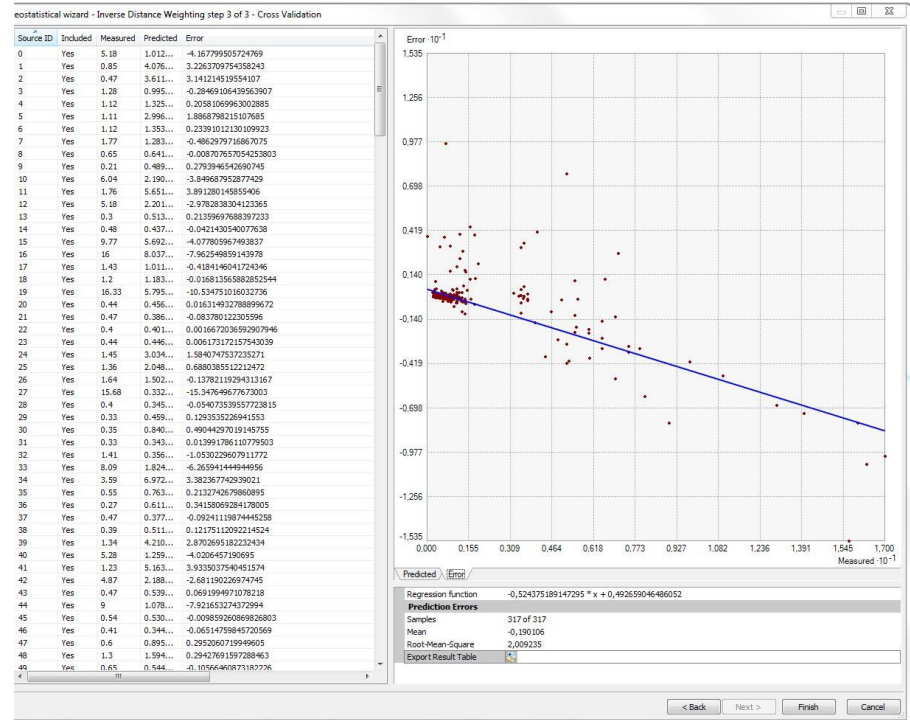


Şekil 4. 27: Çalışma alanı için ARCMAP-Geostatistical Analyst, uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma ekranı.

318 bilinen değer kullanılarak 316 nokta için tahmin değeri ve hata analizi grafikleri oluşturulmuş ve 0,2-2 Hz değer aralığında tahmin değerinin ölçülen değerden sapma miktarı oldukça düşük olmasına karşın, 2-20 Hz veri aralığındaki tahmin değerleri ile gerçek değerler arasındaki sapma miktarının arttığı görülmüştür (Şekil 4.28). 2-20 Hz hakim frekans değerlerine karşılık gelen ölçüm noktaları anakayanın hemen yanında olan yerlerdir ve bu basen-anakaya geçiş yerlerinde fazla sayıda ölçüm bulunmamaktadır (Şekil 4.26). Dolayısıyla “uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma” yöntemi kullanılarak yapılan, frekans değeri bilinmeyen nokta için frekans değerini, bilinen en yakın komşu ölçüm noktalardan frekans değerlerini hesaplama ile tahmin ederken (Şekil 3.35), bu noktalardaki mevcut veri sıklığı az olduğundan hata oranı yükselmesi (Şekil 4.28) beklenen bir sonuçtur.



(a)

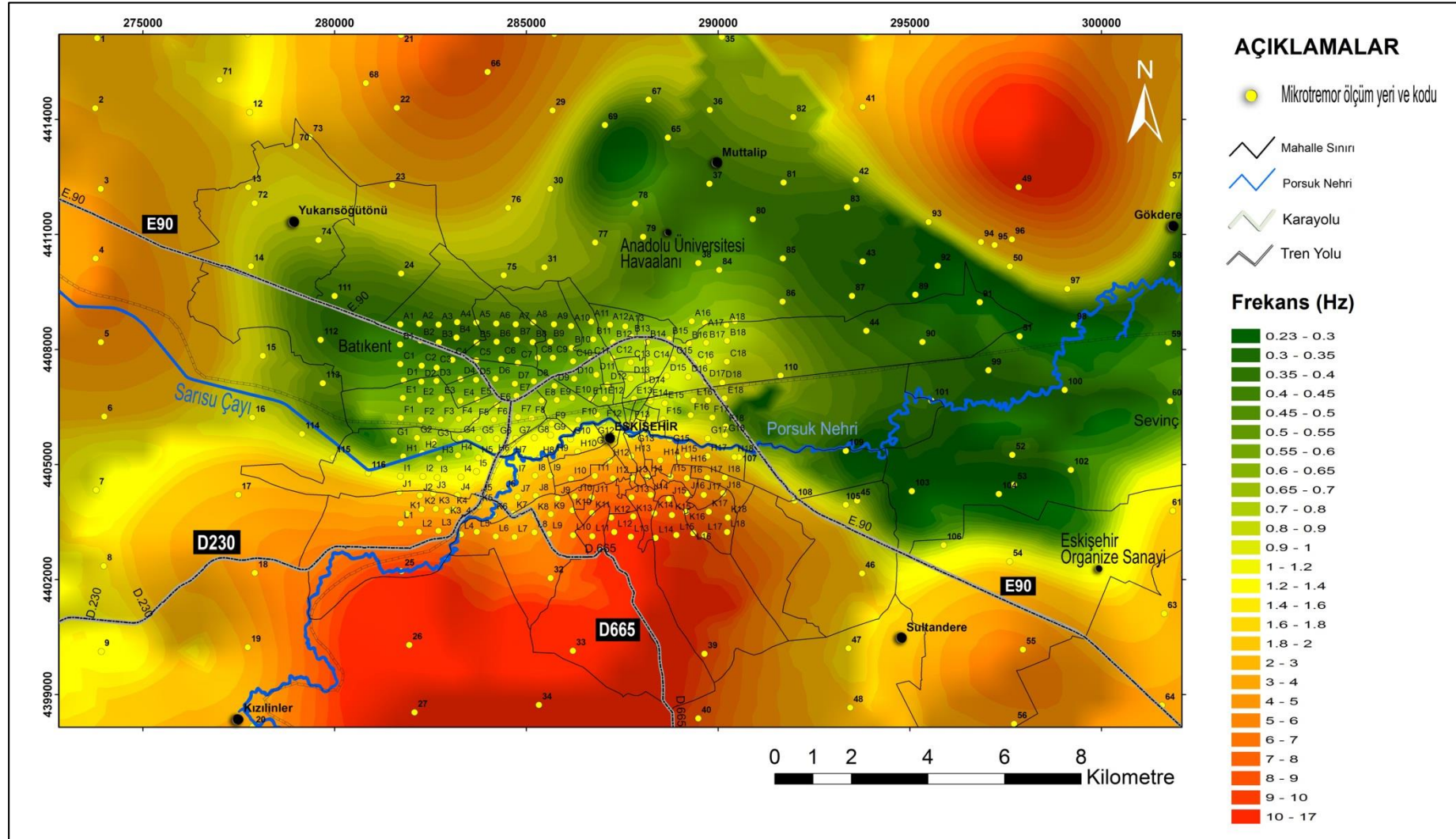


(b)

Şekil 4. 28: 318 bilinen değer kullanılarak 316 nokta için tahmin değeri ve hata analizi grafikleri (a) ölçülen-hesaplanan değer grafiği (b) ölçülen değer-hata miktarı grafiği.

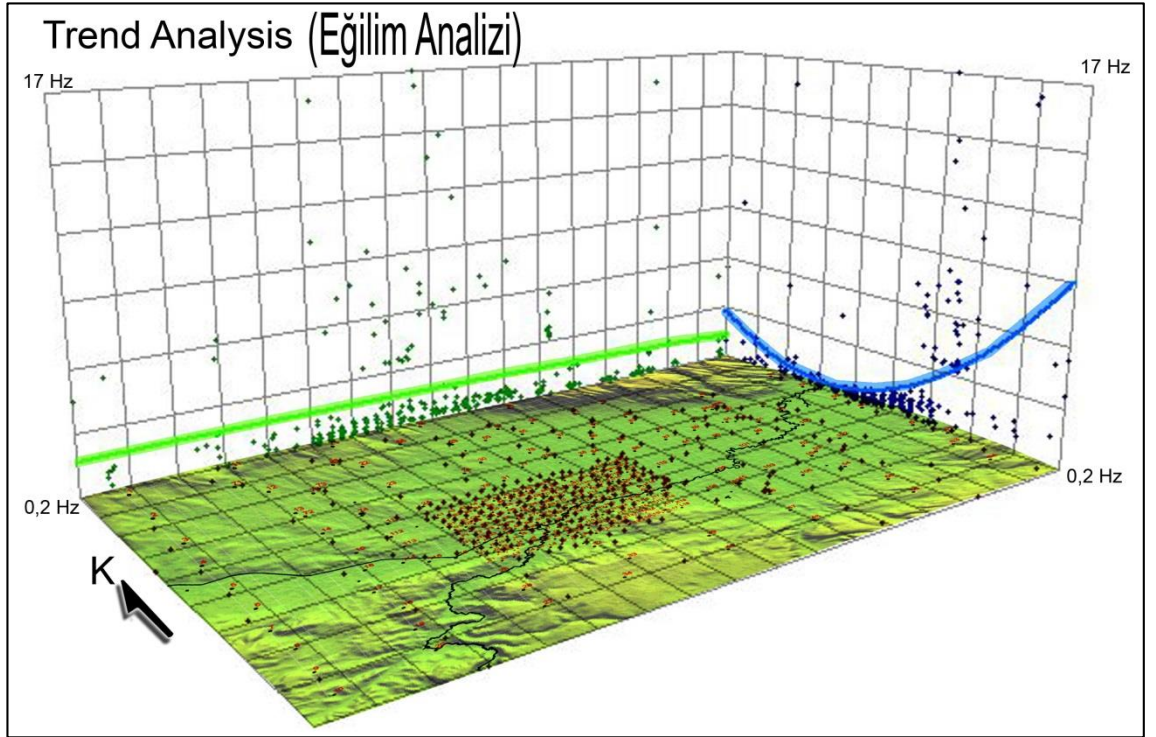
Konumsal veri analizlerinde örneklerin diğer bir deyişle ölçüm noktalarının, ana kütleli temsil edebilecek dağılımda ve sayıda olması beklenir. Elimizdeki veri setinin dağılımı, normal veya lognormal gibi herhangi bir dağılım modeline uygun değilse jeostatistik yöntemler kullanılarak modellemek mümkün olmayacaktır. Bu çalışmada mikrotremor ölçüm değerleri için, uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma yöntemi kullanılarak çalışma alanı için elde edilen hakim frekans değeri değişim modeli Şekil 4.29'da verilmiştir.

Haritada koyu yeşil alanlar ($f_0=0,2-0,5$ Hz) Eskişehir havzasında anakaya derinliği en fazla olan zeminler, açık yeşil alanlar ($f_0=0,5-0,8$ Hz) anakaya derinliği fazla olan zeminler, sarı renkli alanlar ($f_0=0,8-2,0$ Hz) gevşek kaya, yamaç molozu ve yelpazesi zemin tipinde, kırmızı renkli alanlar ($f_0=2,0-17$ Hz) sert kaya zemin tipinde ve yüksek topoğrafyaya sahip bölgelerdir. Sert kaya zemin üzerinde alınan mikrotremor ölçümlerinin çoğunda hakim frekans değerleri gözlenmemiştir. Bu sonuçların bölgesel jeoloji ve topoğrafya ile olan ilişkisi incelendiğinde uyumlu olduğu görülmektedir. Eskişehir yöresinin bugünkü şeklini almasında önemli rol oynayan orojenik hareketler ve faylanmalar bölgenin kuzeyinde ve güneyinde eğim atımlı normal faylanmaların meydana gelmesine neden olduğu bilinmektedir (Sarıöz ve Oruç, 1989). Bu yapı özellikle çalışma alanının kuzey doğusundaki düşük frekans değerinden yüksek frekans değerine ani geçiş ile açık bir şekilde görülmektedir. Aynı şekilde, beklendiği gibi çalışma alanının güneyinde de bu geçiş sınırını kuzeydeki kadar ani olmasa da görmekteyiz. Dolayısıyla hakim frekans değerleriyle ilişkilendirilebilecek anakaya derinliğinin, Eskişehir ovasının graben yapısı hakkında oldukça detaylı bilgi verebileceği düşünülmektedir. Bu değerlendirmeler ve elde edilen sonuçlar detaylı olarak tezin ileri bölümlerinde ortaya konulacaktır.



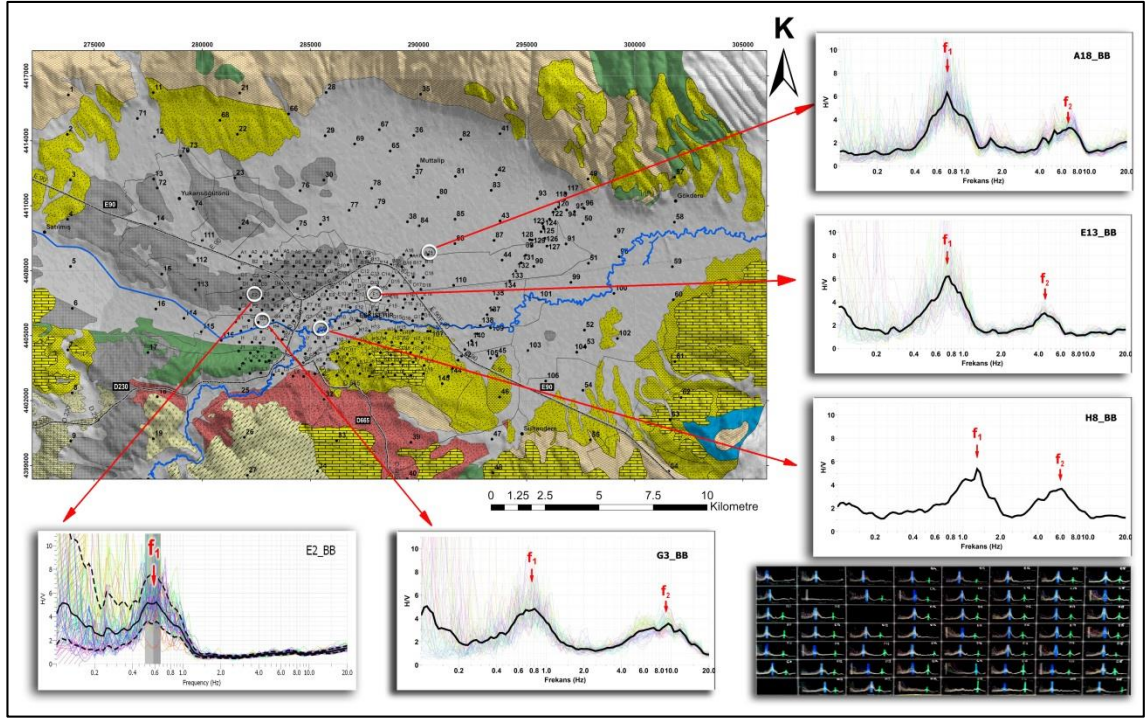
Şekil 4. 29: Çalışma alanı hakim frekans değişim haritası.

Mikrotremor ölçüm noktaları için ölçülen hakim frekans değerlerinin kuzey-güney yönlü değişim trendi ve doğu-batı yönlü değişim trendlerini incelemek amacıyla hakim frekans değerleri bir düzleme izdüşürülmüştür (Şekil 4.30). Genel bir değerlendirme yapma imkanı sağlayacak bu grafik gösterim incelendiğinde; Kuzey-Güney doğrultu için orta kesimden kuzey uç ve güney uç kısımlara doğru çıkıldıkça hakim frekans değerinin artış eğiliminde olduğu (düzlem üzerindeki mavi çizgi) görülmektedir. Doğu-Batı doğrultuda ise orta kesimde azda olsa yüksek frekans değerleri görülmesine karşın bunlar kuzey ve güney yükseltilere yakın ölçüm yerleridir. Doğu-Batı yönlü genel duruma bakıldığında, batı uç ve doğu uç kısımlara doğru çıkıldıkça hakim frekans değerinde yüksek bir artış veya düşüş eğilimi olmadığı görülmüştür (düzlem üzerindeki yeşil çizgi). (Şekil 4.30).



Şekil 4. 30: Çalışma alanı için 318 tek istasyon mikrotremor ölçüm noktası için H/V oranı hakim frekans değeri eğilim (yönelim) analizi grafik gösterimi.

Yukarıdaki sonuçlar mikrotremor ölçümlerinden elde edilen H/V spektral oranlarındaki birinci pik değerleri kullanılarak yorumlanmıştır. Mikrotremor ölçümlerinin birçoğunda ikinci pik değerleri de gözlenmektedir. Şekil 4.31’de 3 farklı lokasyon için ölçülen H/V spektral oran eğrileri örnek olarak verilmiştir.

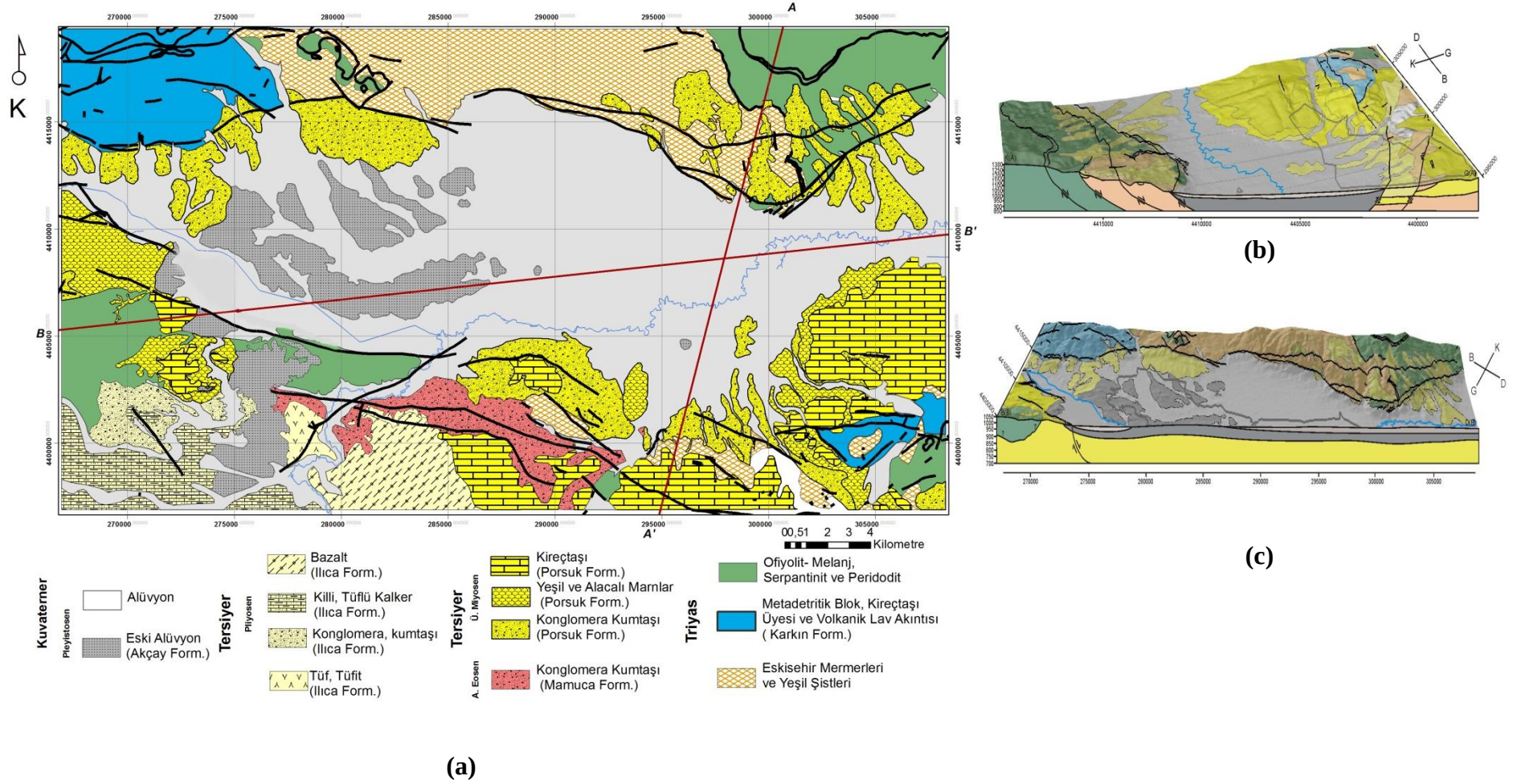


Şekil 4. 31: Çalışma alanı mikrotremor ölçüm noktaları haritası ve 2. Pik görülen ve görülmeyen H/V spectral oran eğrilerinden örnekler.

Şekil 4.31’de verilen A18, E13, H8, G3 örneklerinde görüldüğü gibi 2. Piklerin hemen hemen tamamı yeni alüvyon (açık gri renk) birimi üzerinde görülmesine karşın, E2 örneğinde görüldüğü gibi, eski alüvyon (koyu gri) birimi üzerindeki H/V spektral oran eğrilerinde 2.pik görülmemektedir. 4 Hz-8 Hz aralığında değişen bu 2.pikler Eskişehir ovasının güncel çökelleri, Porsuk nehri ve Eskişehir kenti batısında porsuk nehriyle birleşen Sarısu deresinin biriktirdiği kırıntılardan oluşan ve literatürde yeni alüvyon birimi olarak tanımlanan üst seviye zemin tabakası ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Nitekim daha önce bölgede yapılan sismik çalışmalardan elde edilen Vs hız verilerine göre, hemen altında daha sıkı eski alüvyon ve sedimanter kayalarla olan hız kontrastı elde edilen bulgularla uyumlu olduğu görülmektedir. 2.piklerin yeni alüvyon kalınlığı ile olan ilişkisi ileriki bölümlerde detaylı olarak değerlendirilecektir.

H/V spektral oran eğrilerinde görülen 1.pik ve 2.pik sonuçlarının, bölgenin hem jeolojisi hem de topoğrafik yapısı ile uyumlu olduğu görülmüştür (Şekil 4.32). Çalışma alanının içinden geçen ve batıdan doğuya doğru akan Porsuk Nehri tarafından taşınan çakıl, kum türü malzemelerin birikimiyle oluşan yeni alüvyon birimi kalınlığının belirlenmesine yönelik daha önceki bölümlerde bahsedilen MTA ve DSİ raporları

yanında detaylı bir bilimsel bir çalışma bulunmamaktadır. Bu çalışmadan elde edilen sonuçların, bu çalışmaya paralel olarak yürütülen sismik yansıma-kırılma verileri, sondaj verileri ve detaylı jeolojik araştırmalarla birlikte değerlendirilmesiyle, Eskişehir Ovası için yapılacak deprem risk analizi çalışmalarında kullanılabilecek bir veri tabanı oluşturacağı düşünülmektedir.



Şekil 4. 32: (a) Çalışma kapsamında düzenlenen Eskişehir İli ve Çevresi jeoloji haritası (Gözler 1997'den değiştirilmiştir) **(b)** Blok diyagramlarla görsel hale getirilen Kuzey-Güney doğrultulu A-A' kesiti **(c)** Blok diyagramlarla görsel hale getirilen Batı-Doğu doğrultulu B-B' kesiti.

4.4. DİZİLİM MİKROTREMOR VE SİSMİK YANSIMA ÖLÇÜMLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

4.4.1. Mikrotremor Dizilim Çalışmaları (Ağ Kurulumu)

Mikrotremor dizilim ölçümlerinde, dairesel geometrik dizilim kullanılmıştır ve SPAC yöntemi uygulanmıştır. Uzaysal otokorelasyon yöntemi dairesel geometrik cihaz diziliminde 10 m, 30 m ve 90 m olmak üzere üç farklı yarıçapta ölçüm alınmıştır (Şekil 3.14). Bu çalışma kapsamında 10 m yarıçaplı bir ölçüm alma aşamasında çekilen fotoğraf Şekil 3.15’de verilmişti. Çalışma kapsamında kullanılan ekipmanlar ise Şekil 3.5’de verilmişti.

SPAC ölçümü yapılacak noktalarda doldurulmak üzere Şekil 4.33’de verilen bilgi formu hazırlanmıştır. Bilgi formunda dizilim geometrisi grafiği, her bir dizilim yarıçapı için kullanılan cihaz kodları, cihaz ölçüm modu (SP, BB), uygulama yeri kodu, testin yapıldığı tarih/saat, cihaz saati ve testi yapan tarafından doldurulması gereken diğer bilgi alanları mevcuttur. Tüm bu bilgiler CBS’de hazırlanan veri tabanında oluşturulmuş SPAC ölçümleri veri kümesi için testi tanımlayıcı öznitelik bilgileri olarak yer almaktadır.



ANADOLU ÜNİVERSİTESİ
Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma Enstitüsü
Bilimsel Araştırma Projesi

SPAC Mikrotremor Ölçümü Bilgi Formu

Tarih	Uygulama Yeri Kodu / İsmi		
Rana Kodları	Hava Sıcaklığı (°C)	Rüzgar Var / Yok	Hava Ağırlığı / Basıncı

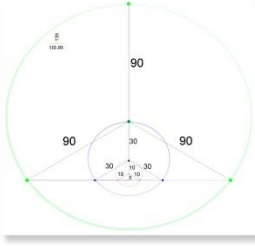
10 metre
Uygulama Saati :
Cihaz Saati :

30 metre
Uygulama Saati :
Cihaz Saati :

90 metre
Uygulama Saati :
Cihaz Saati :

10--SP
30--SP
90--BB

0 RESP=BB 1 RESP=SP

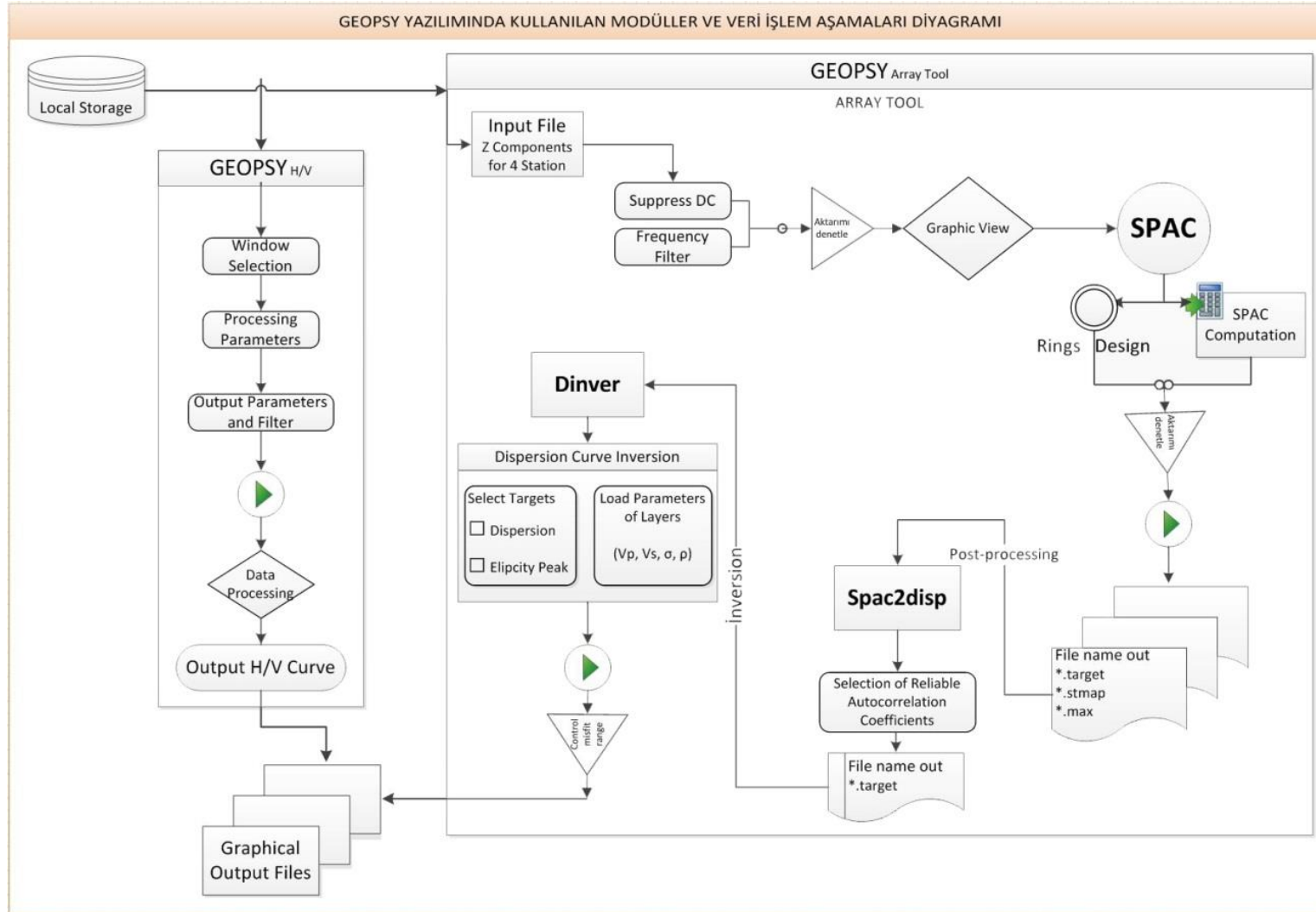


Şekil 4. 33: SPAC ölçüm alım aşamasında kullanılan bilgi formu.

SPAC ölçüm işlemi;

1. Ölçüm alınacak alanların belirlenmesi
2. Cihaz kurulum noktalarının gerçek zamanlı kinematik GPS ve Total station kullanılarak belirlenmesi
3. Ölçümlerin alınması
4. SPAC ölçümleri ile ilgili bilgilerin CBS veri tabanına aktarılması
5. Verilerin GEOPSY yazılım paketi kullanılarak gruplanması
6. Ters Çözüm; Rayleigh analizi ve S-Dalga hız profillerinin belirlenmesi
(**Geopsy-SPAC, Spac2disp, Dinver**; Inverted model from the *dispersion curve*)
7. Düz çözüm ile H/V oran eğrisinin belirlenmesi (Geopsy wave tool;
gpell: computation of theoretical *elipcity curve*)
8. Ters çözüm ile elde edilen yer yapısı modeli ile düz çözüm modeli uyumunun denetlenmesi

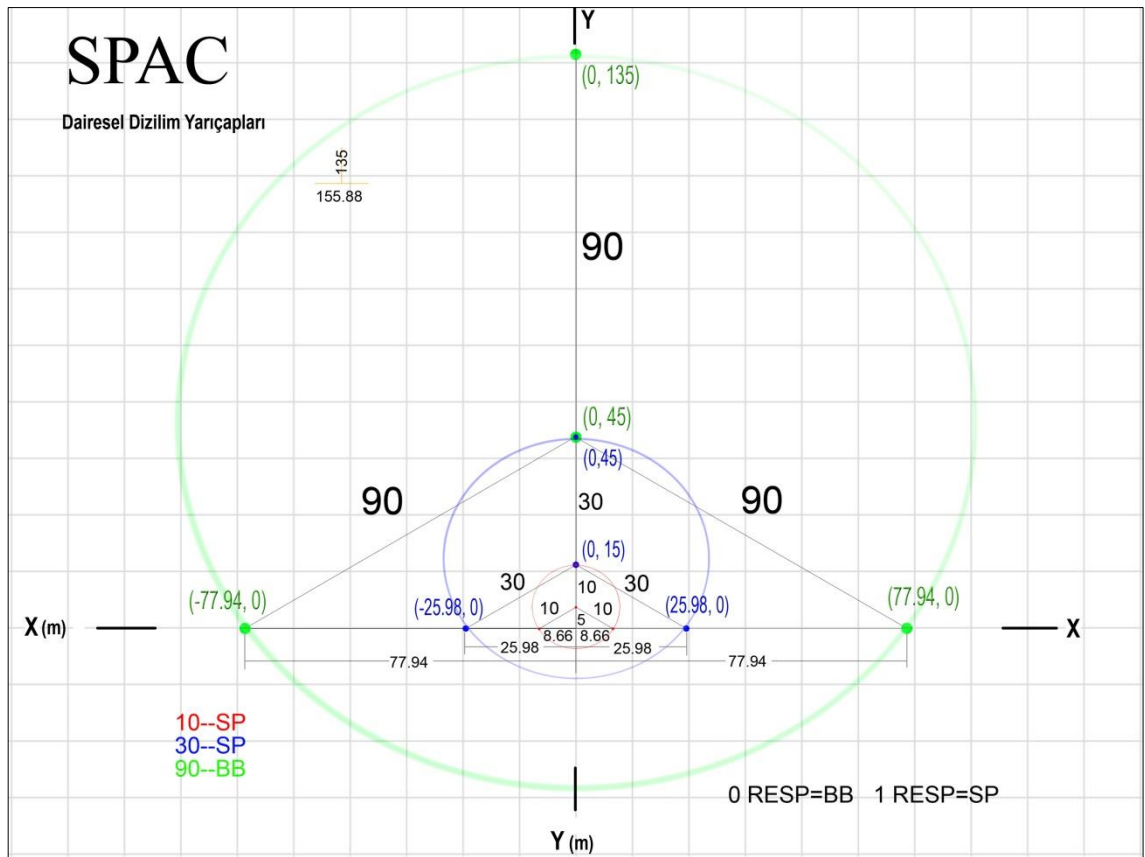
aşamalarında gerçekleştirilmiştir. Geopsy yazılım paketi veri işlem aşamaları Şekil 4.34'de verilmiştir.



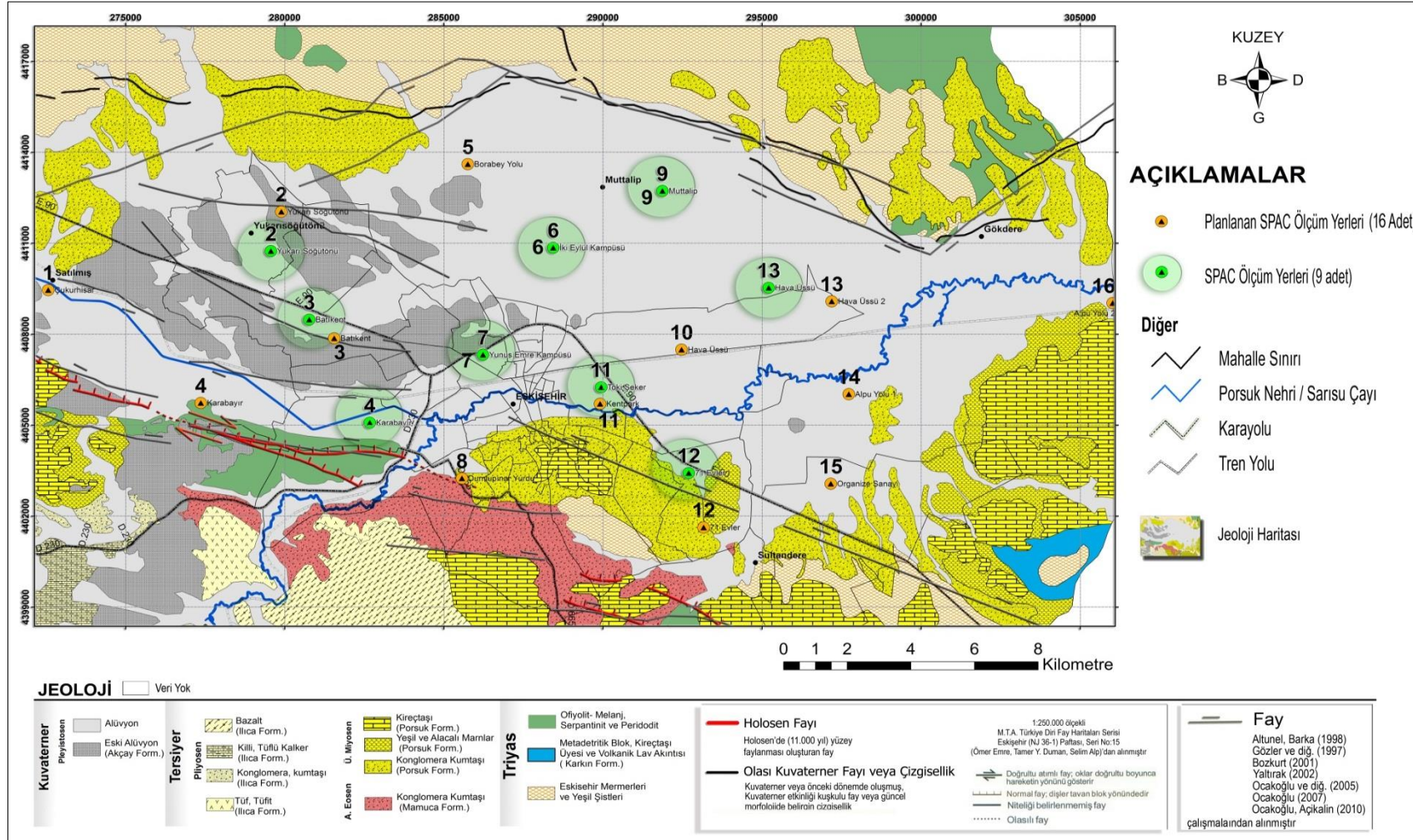
Şekil 4. 34: Çalışma kapsamında GEOPSY yazılımında kullanılan modüller ve veri işlem aşamaları diyagramı.

Dairesel dizilim kullanılarak yapılan pasif kaynaklı Uzaysal Özilişki Yöntemi (SPAC “the spatial autocorrelation”) ile 16 farklı noktada veri toplanmış ve ölçüm noktalarının 9’unda SPAC yöntemi ile Rayleigh analizi yapılabilmektedir. Ölçüm alınan ve çözümlenen SPAC yerleri Şekil 4.36’da gösterilmiştir. Şekilden de görüleceği gibi genel olarak kaya zemin üzerinde yapılan mikrotremor dizilim ölçümlerinde SPAC yöntemi ile sonuç elde edilememiştir. Buna karşın alüvyal çökel üzerinde yapılan mikrotremor dizilim ölçümlerinin birçoğunda sonuç alınabilmektedir.

Her bir ölçüm noktasında 4 adet Güralp CMG-6TD sismometreler kullanılarak dairesele dizilmiş 3 bileşenli kayıtlar alınmıştır. Her bir yarıçap diziliminde eş zamanlı kayıt alınarak toplamda üç farklı yarıçapta 12 ölçüm noktasında mikrotremor kaydı yapılmıştır. Şekil 4.35’de 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilime ait istasyonların Kartezyen koordinat sisteminde, x-y düzlemindeki konumları gösterilmiştir.



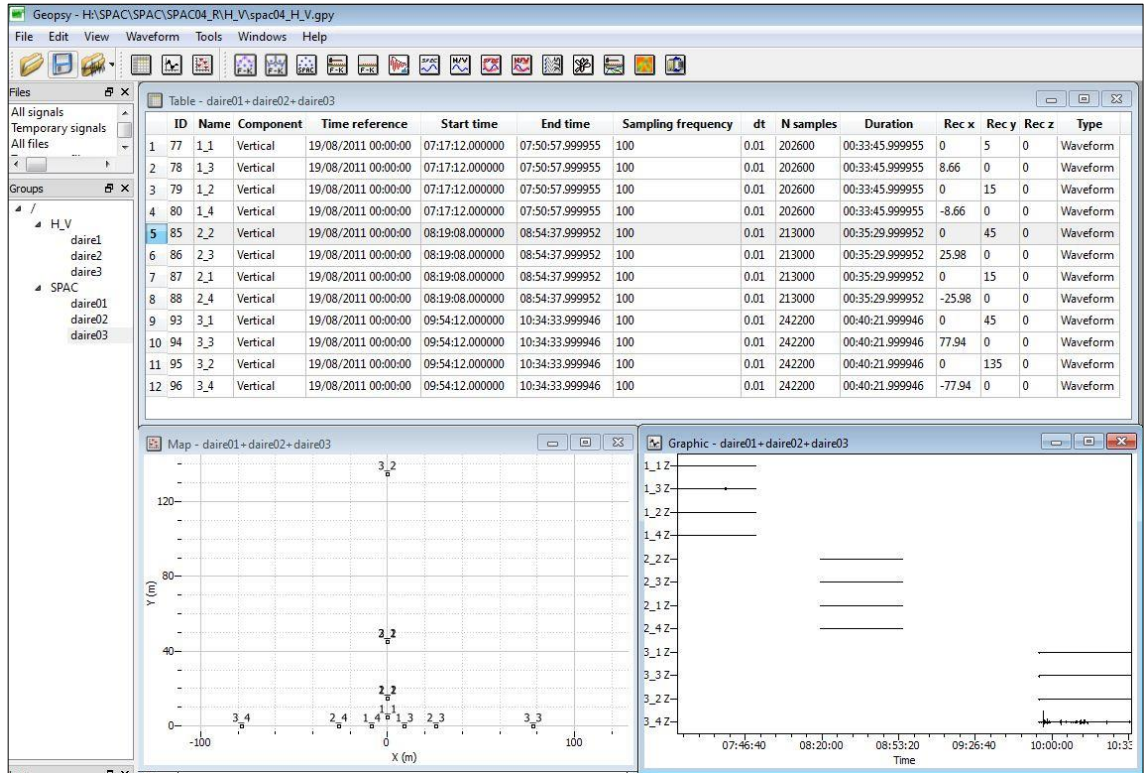
Şekil 4. 35: r:10, r:30, r:90 m yarıçaplı dizilim.



Şekil 4. 36: SPAC ölçüm yerlerini gösteren harita (Jeoloji, Gözler 1997'den değiştirilmiştir. Faylar, Altunel ve Barka, 1998; Ocakoğlu ve diğ, 2005; Ocakoğlu, 2007; MTA Türkiye Diri Fay Haritası çalışmalarından alınmıştır).

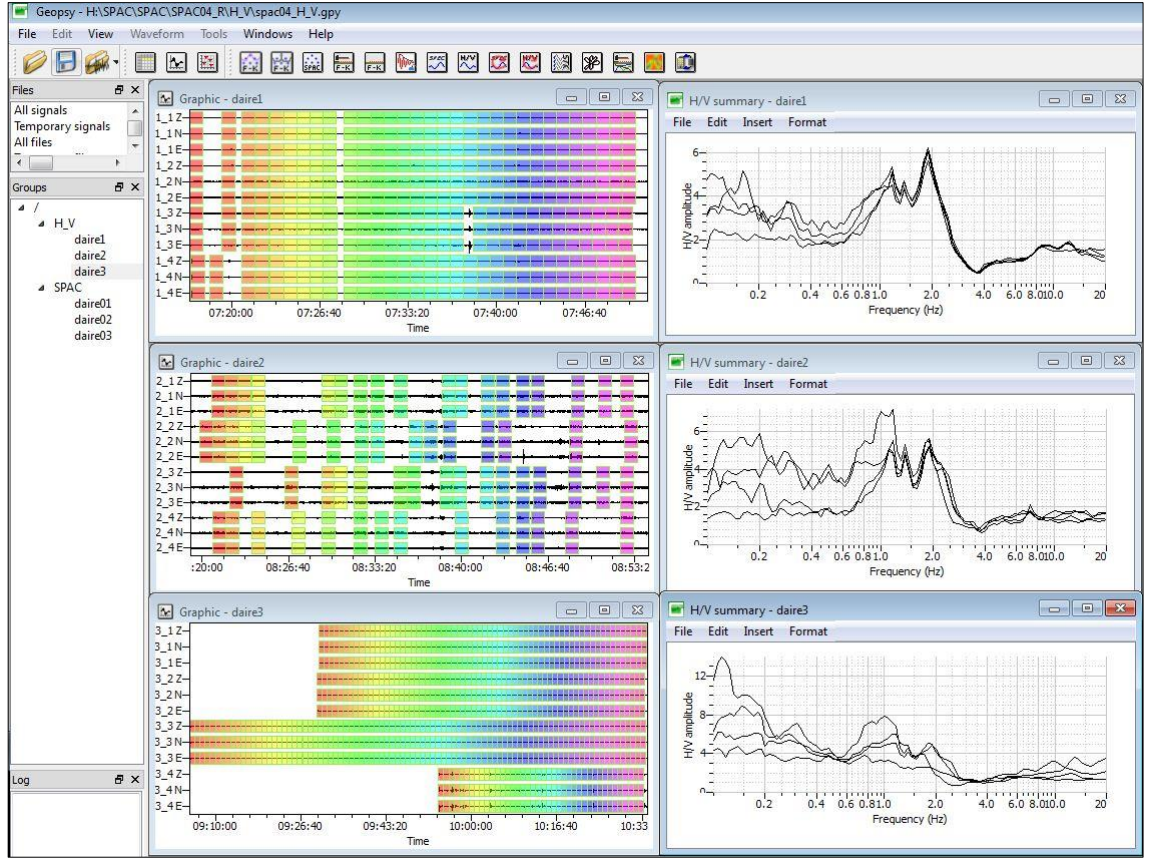
H/V Oranı Hesabı

Mikrotremor dizilim kayıtları alınırken sismometrelerin eş zamanlı kayıt almak için GPS kullanılmıştır. 10 m ve 30 m'lik yarıçaplarda sismometre ile SP modda 45 dk'lık kayıt, 90 m'lik yarıçapta sismometre ile BB modda 60 dk'lık kayıt alınmıştır. Analizlerde Rayleigh dalgası ile ilgilenildiğinden sadece düşey bileşen sismometre kayıtları kullanılmıştır. Şekil 4.37'de 3 farklı yarıçaplı dizilim için istasyon kodları, kayıt süreleri, örnekleme frekansı, ölçüm zamanı ve istasyon konumlarını gösteren Geopsy yazılımında hazırlanmış bir ekran görüntüsü görülmektedir. Her bir ölçüm noktasına ait mikrotremor kayıtlarının alet etkileri giderilmiş, baseline ve trend düzeltmeleri yapılmış, 0.1-20 Hz aralığında band geçişli filtre uygulanmıştır.



Şekil 4. 37: 4 nolu ölçüm noktasına ait bilgiler, baseline ve trend düzeltmeleri yapılmış veriye ait Geopsy yazılımı ekran görüntüsü.

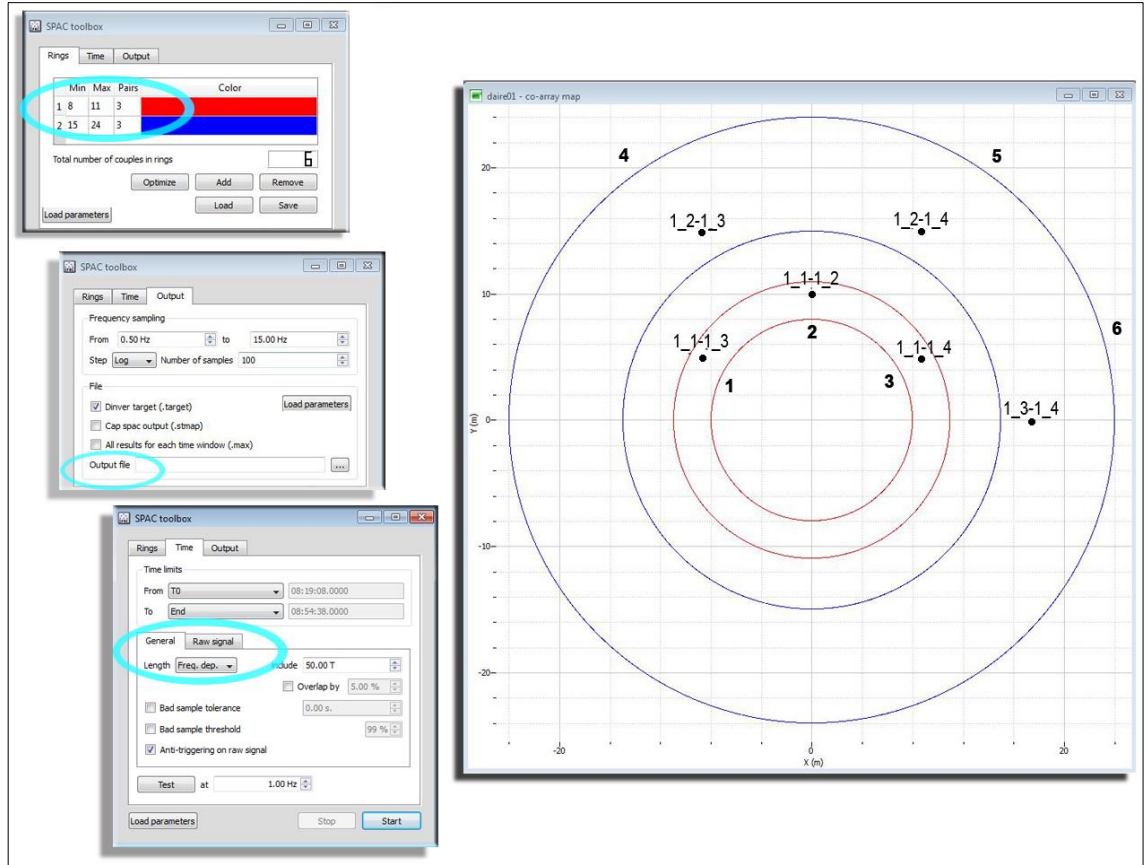
Verilerin spektrumları ve H/V oranlarının hesaplanabilmesi için pencerelenmiş ve her bir bileşene ait H/V oranları çizdirilmiştir (Şekil 4.38). Yöntemin uygulanabilmesi ve SPAC katsayılarının elde edilebilmesi için bu oranların birbiriyle aynı olması gerekmektedir.



Şekil 4. 38: 4 nolu ölçüm noktası 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim istasyonları verilerinin 60 s'lik zaman aralıklarında pencerelenmiş, sinyal düzeltmeleri uygulanmış ve H/V oranları hesaplatılmış ekran görüntüsü.

Halka Dizaynı (Rings Design) ve SPAC Katsayılarının Hesaplanması (SPAC Computation)

Dizilim mikrotremor ölçümleri kullanılarak her bir yarıçaplı ağda istasyonlar arası ilişkinin tanımlanabilmesi için 2 farklı ring (halka) kurulmuştur (Şekil 4.39). İki ring (Şekil 4.39'da kırmızı renkli halkalar), dizilimin yarıçapına karşılık gelen uzaklık (10 m) için kurulmuş ve merkezdeki istasyon 1_1 ile daire üzerinde yer alan istasyonların (1_2, 1_3, 1_4) her biri için (1_1-1_3; 1_1-1_2; 1_1-1_4) SPAC katsayıları hesaplanmış ve azimutal ortalamaları alınmıştır. Aynı işlem en uzun eksen için de yapılmış ve daire üzerinde kalan istasyonlar için SPAC katsayıları hesaplanmıştır. Yani her bir ring için kullanılan sismometre sayısına bağlı olarak ringler ve bu ringler içinde kalan istasyonlar arasındaki ilişki tanımlanmıştır.

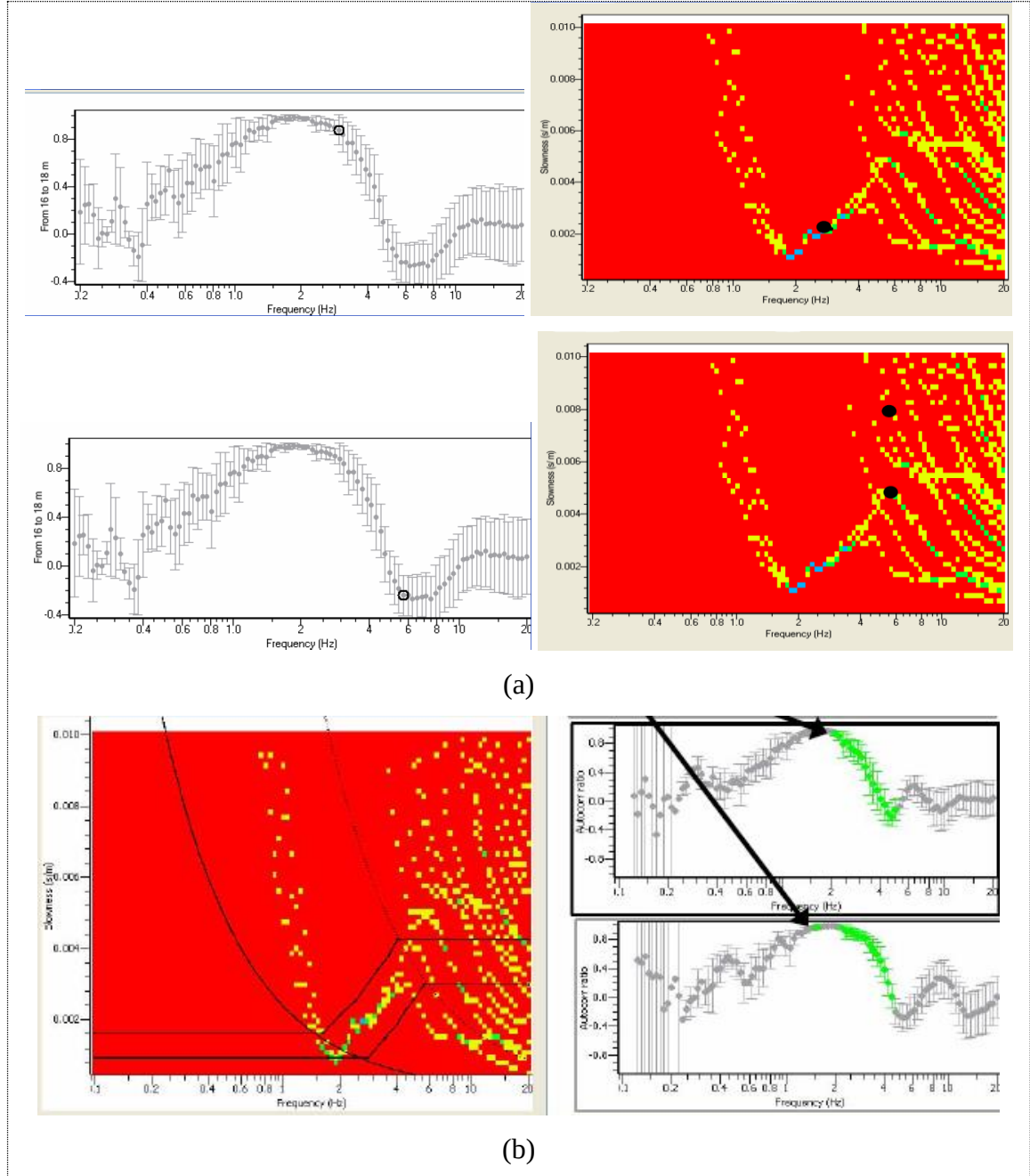


Şekil 4. 39: Ring dizayn aşamaları ve istasyonlar arasındaki SPAC katsayısının hesaplanmasında kullanılan halkalar.

Güvenilir Otokorelasyon Katsayılarının Seçilmesi (Selection of Reliable Autocorrelation Coefficients)

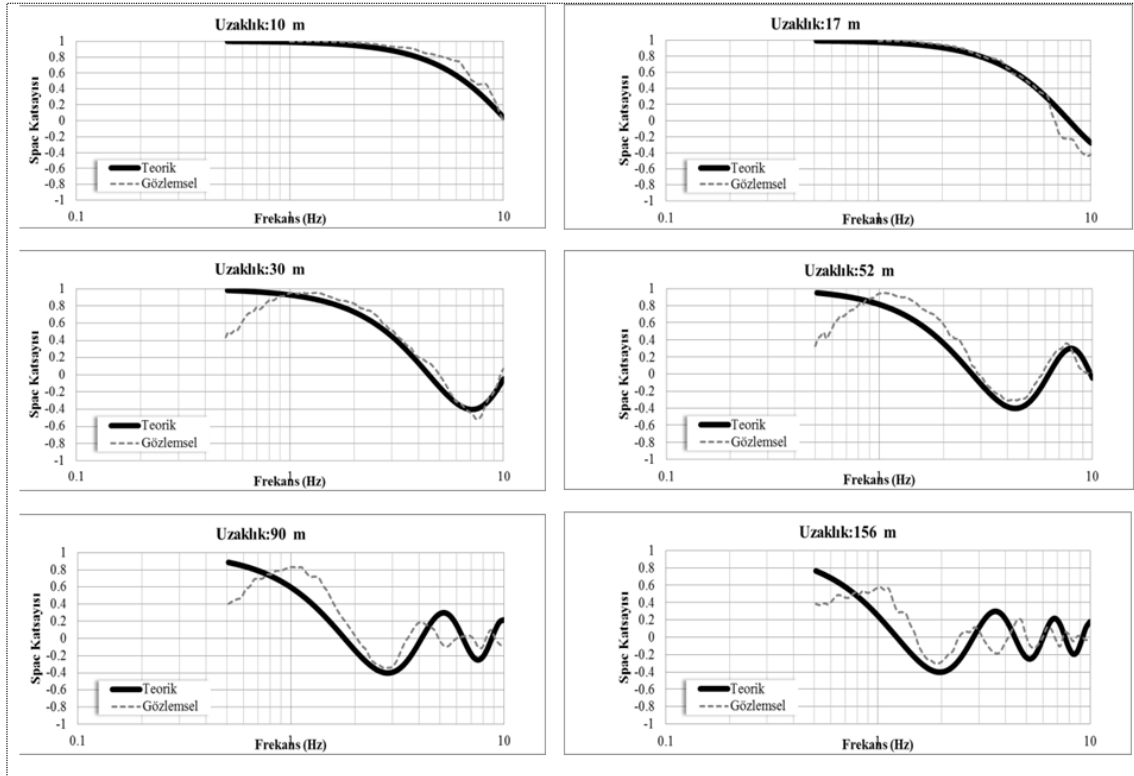
Ölçüm noktalarında 10 m yarıçaplı ağ için 10 m ve 17 m'lik iki ring, 30 m yarıçaplı ağ için 30 m ve 52 m'lik iki ring ve 90 m yarıçaplı ağ için 90 m ve 156 m'lik ringler hesaplanmış ve çizdirilmiştir. SPAC katsayılarının hesaplanmasından sonraki aşama her bir dizilim yarıçapı için dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasıdır. Bu aşamaya geçmeden önce hesaplanan ve çizdirilen SPAC katsayıları Şekil 4.40'da verilmiştir. BU hesaplamalarda, standart sapma değerleri yüksek olan çözümlemeler kullanılmamalıdır. Güvenilir otokorelasyon katsayıları Geopsy yazılım paketindeki *Spac2disp* modülü kullanılarak yapılmıştır. Normal şartlarda, verinin aynı enerjiye sahip olması beklenir diğer bir deyişle aynı enerjinin ağ üzerindeki her bir istasyon tarafından aynı büyüklükte kaydedilmesi beklenir. *Tekillik* (uniqueness of phase velocity) özelliği olarak da bilinen bu durum bir dalga paketinde aynı frekansta iki faz hızı olmasının teorik olarak

mümkün olamayacağını ifade eder. Bu gerçekten hareketle, güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilir. Her bir üst sınır ve alt sınır ile tanımlanan eğrilerin ortalaması alınarak frekansa karşılık hız eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.40). Ayrıca dalganın harmonik özelliğinden dolayı, farklı frekanslarda aynı hız olması muhtemeldir. Böyle bir durumda *temel mod* esas alınır.



Şekil 4. 40: a) Farklı halkalar için gözlemsel otokorelasyon eğrileri ve otokorelasyon değerlerinden hesaplanan faz hızları b) Faz hızlarıyla ilişkili güvenilir otokorelasyon katsayıları.

10 m yarıçaplı dizilim için 2-6 Hz, 30 m yarıçaplı ağ için 1.5-4 Hz, 90 m yarıçaplı ağ için 1-2 Hz aralığında uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Gözlemsel değerlerden elde edilen SPAC katsayıları ile teorik Bessel fonksiyonu arasındaki uyum araştırılmış (Şekil 4.41) ve bu aşamadan sonraki dispersiyon eğrisinin elde edilmesi aşamasında, uyumlu olan frekans aralığına ait değerler kullanılmıştır. Uyumlu olduğu frekans aralığının tespitinde dizilimler için hesaplanan SPAC katsayıları ile teorik Bessel fonksiyonlarının çakıştığı ve SPAC katsayısının aldığı ilk yüksek değer (tepe noktası: pick) ile aldığı ilk düşük değere (çukur noktası: through) karşılık gelen frekans aralığı kullanılarak işlem yapılmıştır.

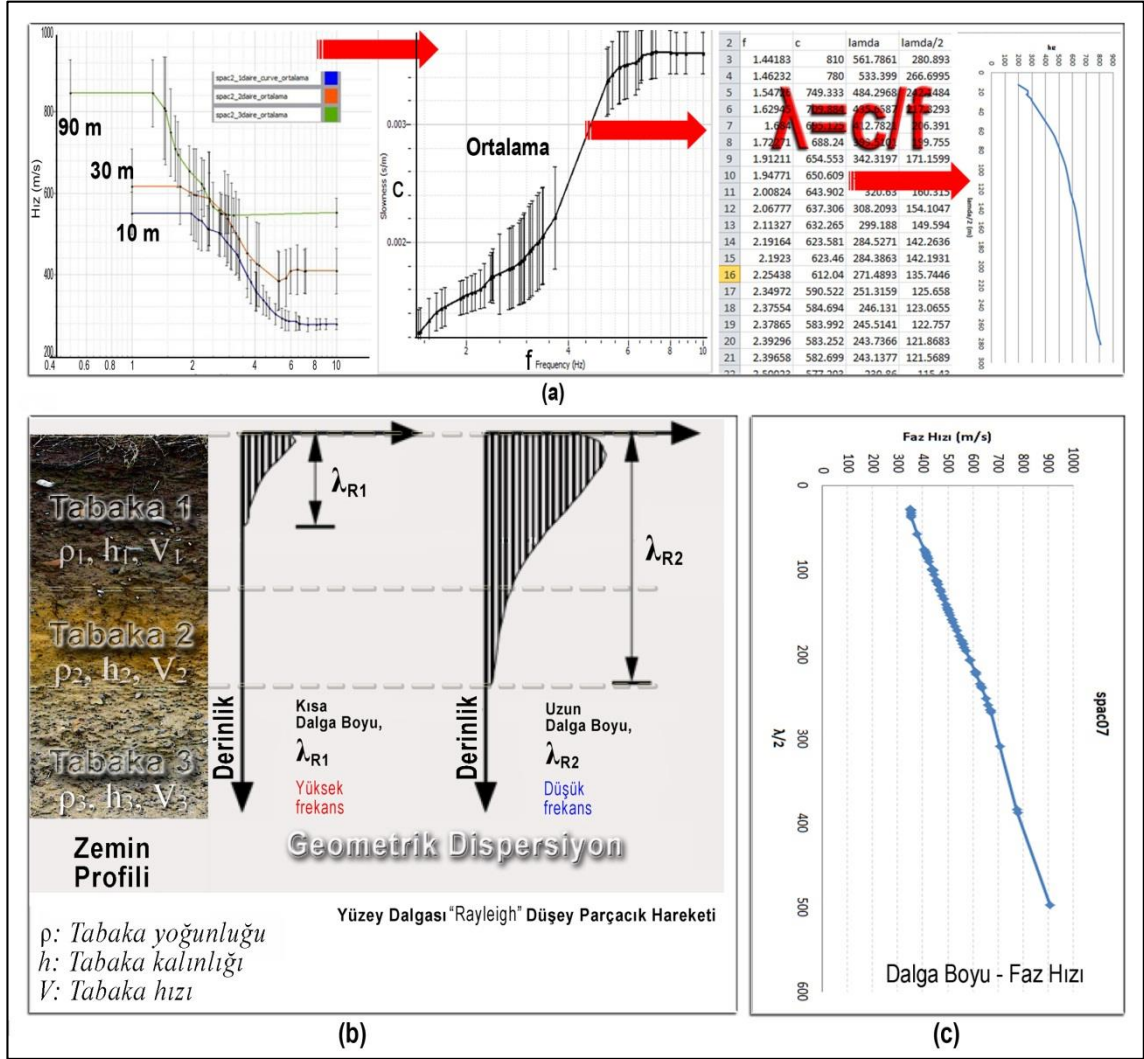


Şekil 4. 41: SPAC katsayılarının ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumunun denetlenmesine bir örnek.

Dispersiyon Eğrisinin Elde Edilmesi ve Dalga Boyu – Faz Hızı ilişkisinin Belirlenmesi

Kurulan farklı yarıçaplı ağlar birleştirilmiş ve dispersiyon eğrisinin oluşacağı frekans aralığı belirlenmiştir. Elde edilen dispersiyon eğrileri kullanılarak, genetik algoritma için bir başlangıç uzayı (arama aralığı) oluşturulmuştur. Burada $\lambda=c/f$ ilişkisi

kullanılarak ve penetrasyon derinliği için $\lambda/2$ kabulü yapılarak, ortama ait faz hızı-dalga boyu ilişkisi kurulmuştur (Şekil 4.42). Arama aralığı kurulurken, her bir tabaka için ayrı ayrı kayma dalga hızı ve kalınlık parametreleri kullanılmıştır.



Şekil 4. 42: (a) Dispersiyon eğrisinin elde edilmesi (b) Teorik dalga boyu- derinlik ilişkisi (c) 7 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi.

Dispersiyon Eğrisine Ters Çözüm Uygulanması (Dispersion Curve Inversion with Dinver)

Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi için arama uzayından yararlanılarak Geopsy yazılım paketinin “Dinver” modülü kullanılarak verilere ters çözüm işlemi uygulanmıştır. Bunun için (Wathelet, 2008) tarafından modifiye edilen komşuluk algoritması

(Sambridge, 1999 ; Sambridge, 1999b ; Sambridge, 2002b ; Sambridge, 2002c) kullanılmıştır. İşlem aşamaları ile ilgili daha detaylı bilgiye,

- i. http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Dispersion_curve_inversion,
- ii. http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Dinver:_dinverdc
- iii. http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Dispersion_curve_target
- iv. http://www.geopsy.org/wiki/index.php/List:_Inversion#cite_ref-1

adreslerinden ulaşılabilir.

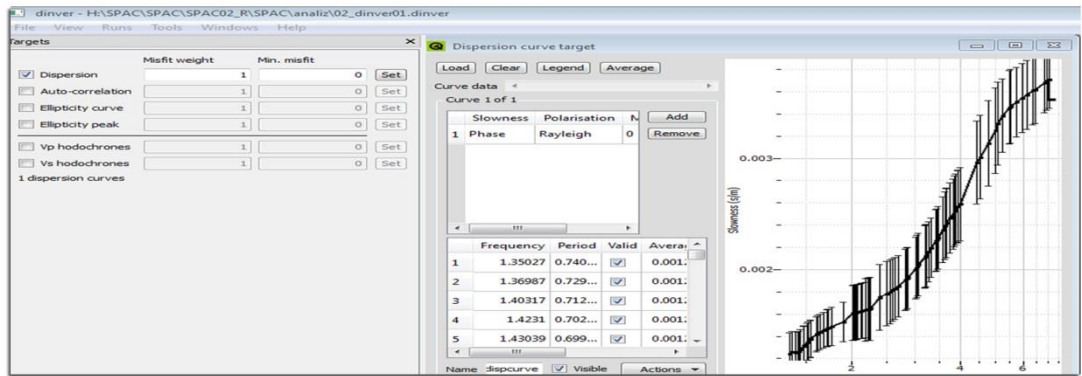
Ters çözüm işleminde elde edilen arama uzayının yanı sıra çalışma alanındaki zemin özellikleri ile ilgili mevcut jeolojik, jeofizik, geoteknik ve derin sondaj verilerinin de kullanılması veri işlem sürecini kolaylaştırmakta ve en doğru modelin elde edilmesine olanak sağladığı düşünülmektedir. Bu nedenle bu çalışma kapsamında bölgede yapılmış jeolojik, hidrojeolojik araştırmalar detaylıca incelenmiş ve bölgenin tektonik yapısı, havza oluşum süreci belirlenmeye çalışılmıştır. Bunun yanında çalışma alanında daha önceden yapılmış sismik kırılma ve yansıma çalışmaları gözden geçirilmiş ve üst seviyeler için tabaka yapısı, sismik hız bilgilerine ulaşılmıştır. Ayrıca 4 farklı alan için 96 kanallı 960 m serim boyunda patlatmalı sismik yansıma çalışması yapılarak, basen-ana kaya derinlik yapısı ve üst seviyelerdeki tabakalı yapı ortaya konulmaya çalışılmıştır. Tüm bu doğrulama çalışmalarına ek olarak çalışma alanında, MTA ve DSI tarafından açılan derin sondaj verilerine ulaşılmış ve belirlenen model ile uyumu denetlenmiştir. İleri bölümde detaylıca verilecek bu çalışmaların, ters çözüm aşamasında irdelenmesi, çözümleme sürecine büyük katkı sağlamıştır.

Ters çözüm işlemi için tabaka yoğunluğu sabit tutulup, dispersiyon eğrisinden oldukça fazla etkilenen Vs hızı ve kalınlık değerleri değiştirilerek, en doğru çözüm modeline ulaşılmaya çalışılmıştır. Araştırma aralığı tanımlanırken ve geliştirilirken, gözlemsel verilerden elde edilen dalga-boyu- faz hızı ilişkisine ek olarak yukarıda belirtilen veri kaynaklarından da yararlanılmıştır. Çalışmada Vp hızını elde etmek için, (Kitsunezaki ve diğ., 1990) tarafından geliştirilen ve uluslararası çalışmalarda sıkça kullanılan

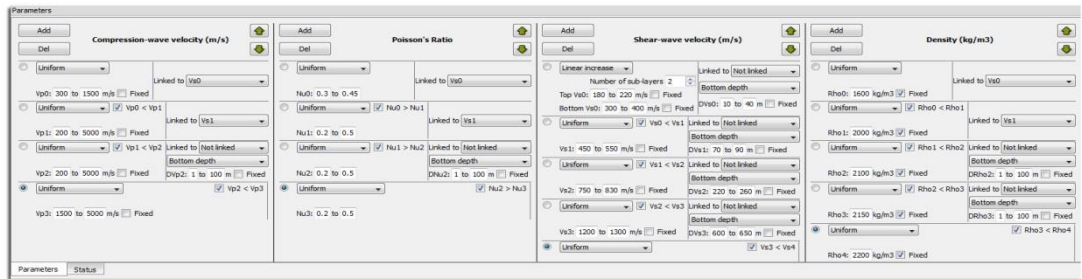
$$V_p = 1290 + 1.11 \times V_s \quad (4.1)$$

bağıntısından yararlanılmıştır. Jenerasyon (generation) ve her bir jenerasyondaki birey (individual) sayıları veri boyuna bağlı olarak seçilmiş ve bir topluluk üretilmiştir. Aynı sayıda yeni birey üretmek ve misfit (hata oranı) değerini küçültüp daha iyi sonuç elde edebilmek için aynı genetik operatörler, aynı sayıda jenerasyon ve bireyler kullanılmıştır. Misfit değeri sıfıra yaklaşıncaya kadar Vs ve sediman-anakaya derinlik değerleri denenmiştir. Bu uygulamalar için Geopsy-Dinver modülü kullanılmıştır (Şekil 4.43).

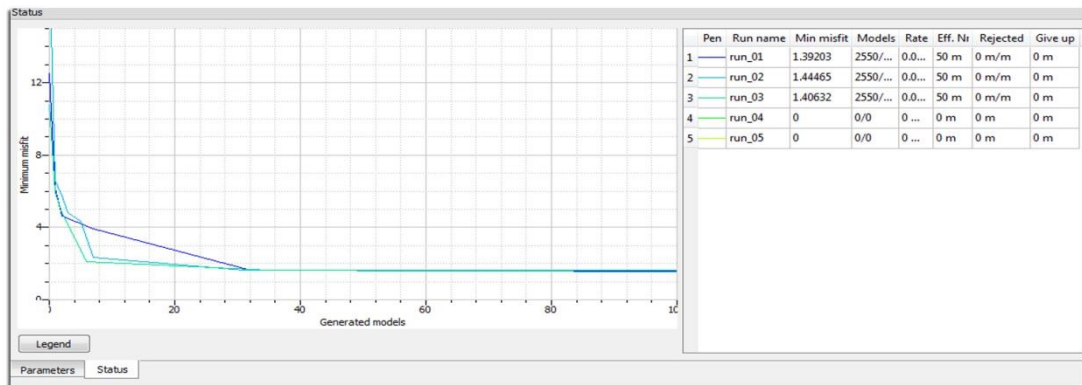
1. Gözlemsel dispersiyon eğrisinin çağırılması



2. Araştırma aralığı ve diğer bilgiler kullanılarak tabaka parametreleri girişi

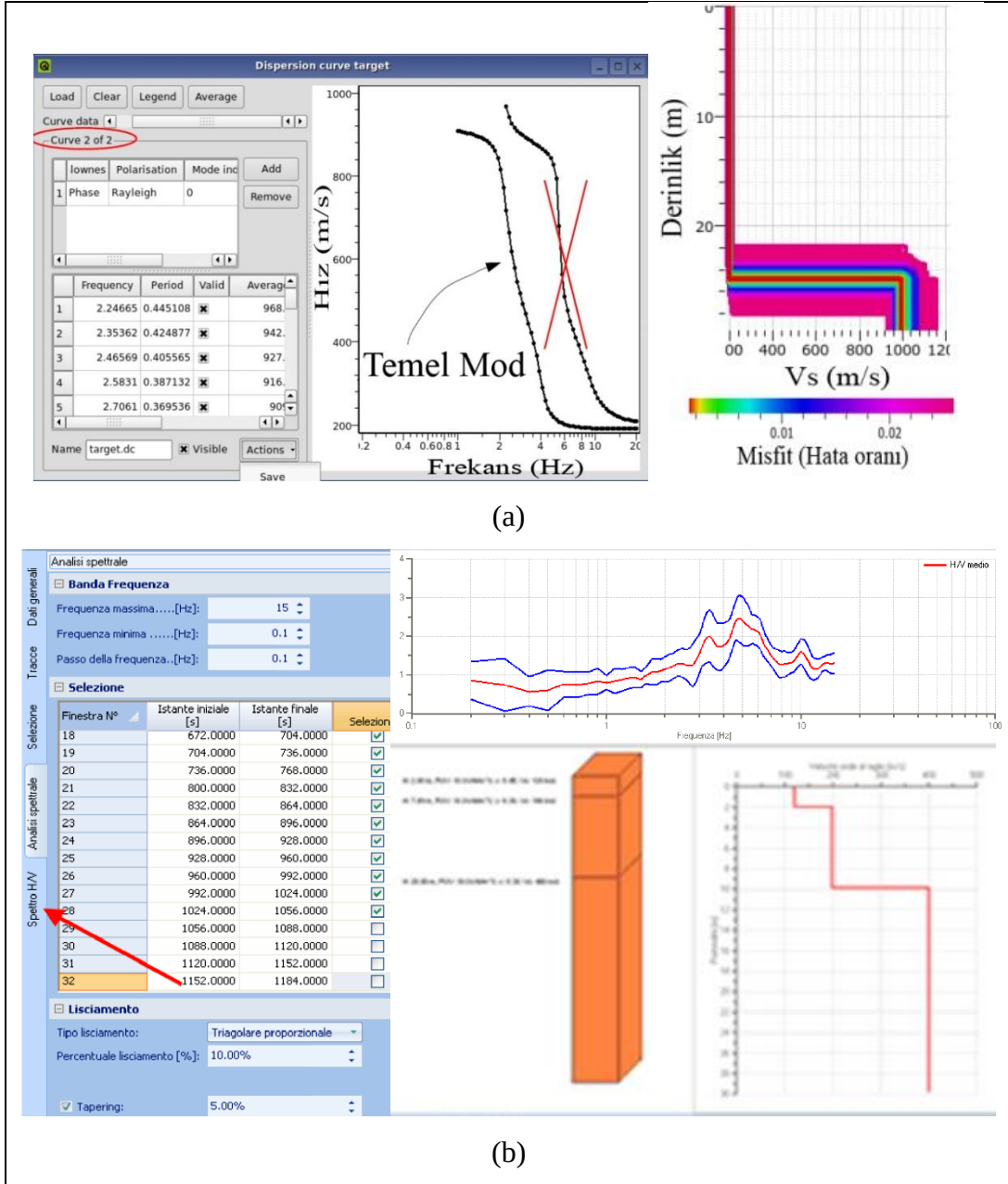


3. Oluşturulan modeller ve misfit (hata oranı) karşılaştırması



Şekil 4. 43: Geopsy-Dinver ters çözüm veri işlem aşamaları.

Gözlemsel dispersiyon eğrileri kullanılarak önerilen tabaka modeli üzerinden ters çözüm ile elde edilen Vs derinlik kesiti ile Geopsy-gpell modülü kullanılarak düz çözüm ile elde edilen H/V oran eğrileri ve Vs derinlik kesiti karşılaştırılarak, gözlemsel değerler ile hesaplanan değerlerin birbirine yakın olması sağlanmıştır (Şekil 4.44).



Şekil 4. 44. (a) Gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili çözümü ekran alıntısı (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli çözümü ekran alıntısı.

4.4.2. Rayleigh Analiz Sonuçlarına Ait Bulgular ve Sismik Yansıma Test Sonuçlarıyla Karşılaştırması

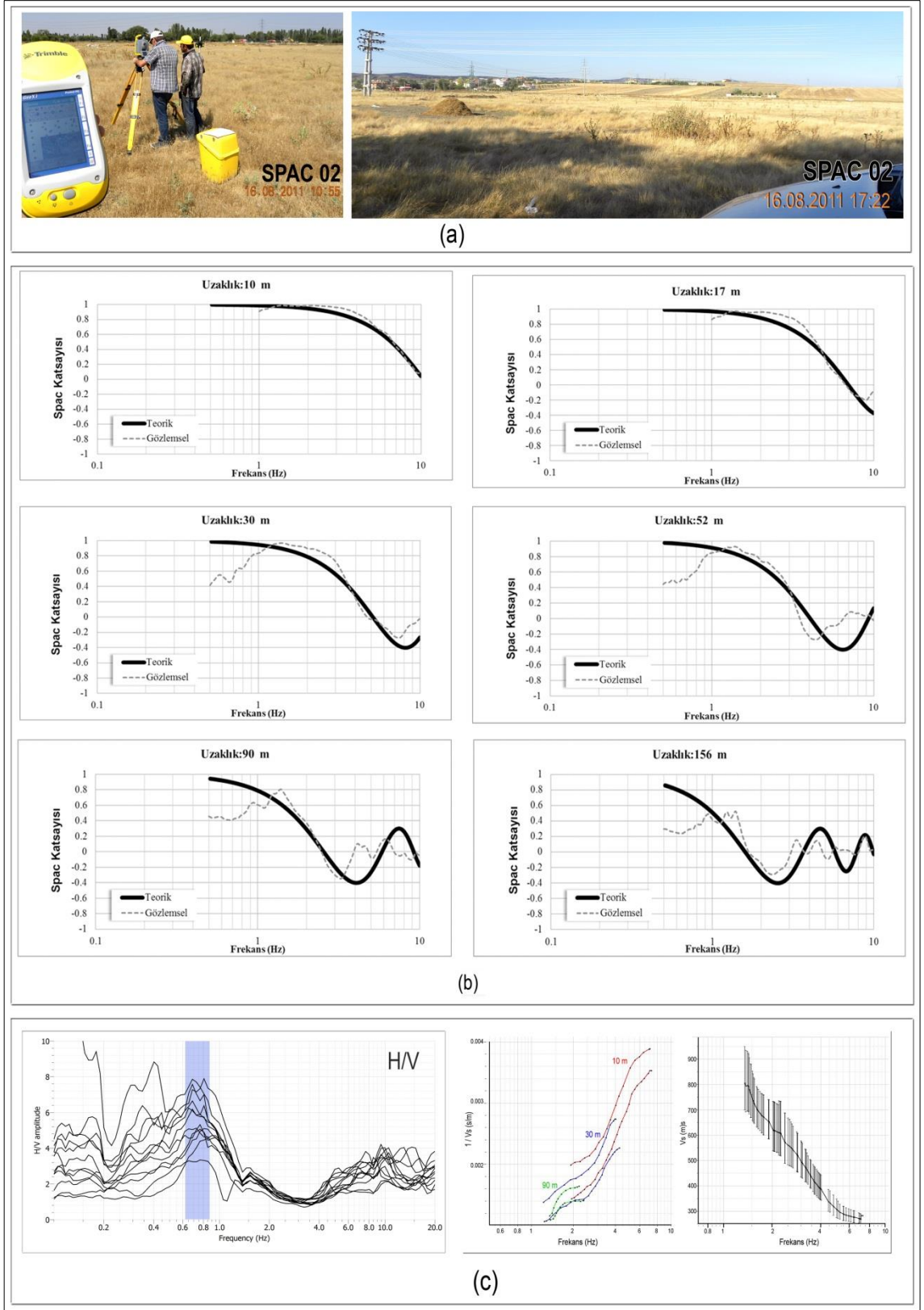
Bir önceki başlık altında verilen Şekil 4.53’de gösterilen 9 farklı noktadaki mikrotremor dizilim sonuçlarına ait

- i. SPAC katsayıları
- ii. Dispersiyon eğrileri
- iii. Dalga boyu - faz hızı ilişkisi
- iv. H/V oran eğrileri
- v. Ters çözümle elde edilen Kayma Dalga Hızı (V_s) – derinlik modelleri
- vi. Düz Çözümle elde edilen Kayma Dalga Hızı (V_s) – derinlik modelleri

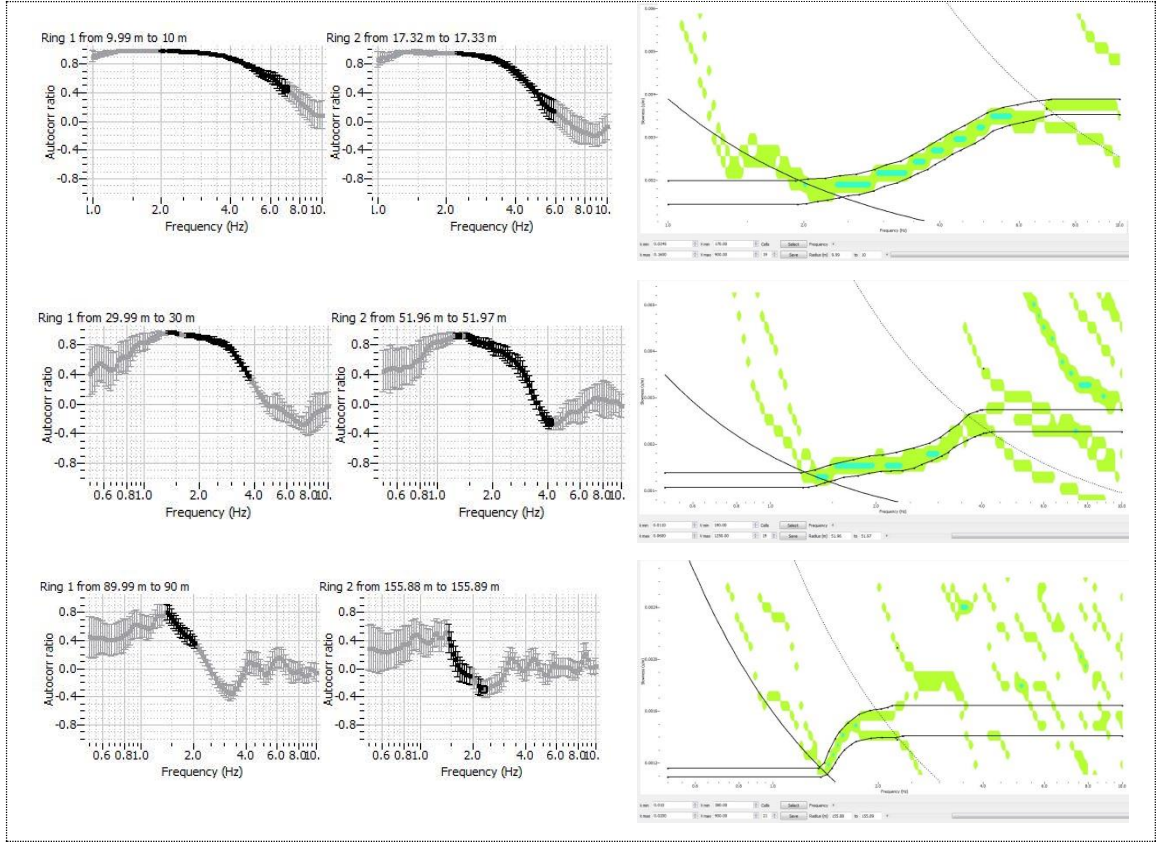
bu bölümde verilmiştir.

2 Nolu Mikrotremor Dizilim Ölçümü Sonuçları

Şekil 4.45, Şekil 4.46 ve Şekil 4.47’de 2 nolu ölçüm noktasına ait analiz sonuçları verilmiştir. Şekil 4.45-b’de 2011 yılında alınmış 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim ölçümlerine ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu gösterilmiştir. 10 m yarıçapa ait SPAC katsayısı ile 2-7 Hz, 30 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1.5-4 Hz, 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1.5-2.5 Hz frekansları arasında bilgi alınmış ve güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilerek (Şekil 4.46) dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.45-c). Mikrotremor dizilim yarıçapının arttırılması sonucu daha düşük frekanslara doğru inildiği görülmüştür. Elde edilen dispersiyon eğrisinde en düşük frekans değeri 1.5 Hz’de faz hızı 800 m/s olup, en yüksek frekans değeri olan 7 Hz’de faz hızı değeri 300 m/s’nin altına düşmekte olduğu görülmüştür. 2 nolu SPAC ölçüm noktasına 1 km mesafede ve üst seviye litolojik biriminin değişmediği noktada yapılmış 49 nolu SCPT testi sonucu (Tün, 2003) (Şekil 4.49) ve yine 1 km mesafedeki 30 m derinliğindeki SK-76 numaralı sondaj verileri (Başbakanlık-PUB-MEER, 2006b) SPAC çözümünden elde edilen yüzeydeki düşük hız seviyesi bulgusunu doğrulamaktadır.



Şekil 4. 45: (a) 2 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 2 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 2 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.

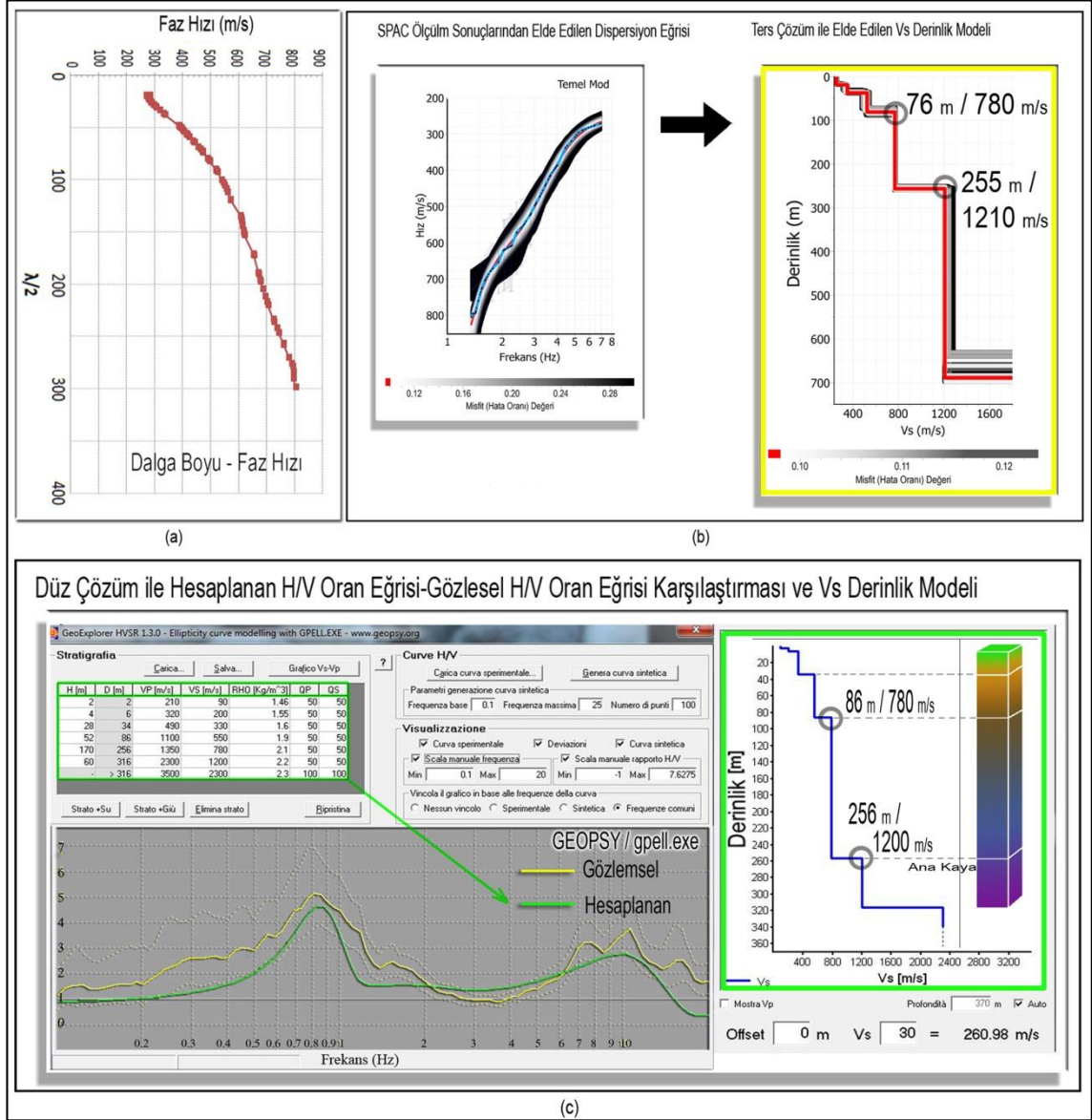


Şekil 4. 46: 2 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi.

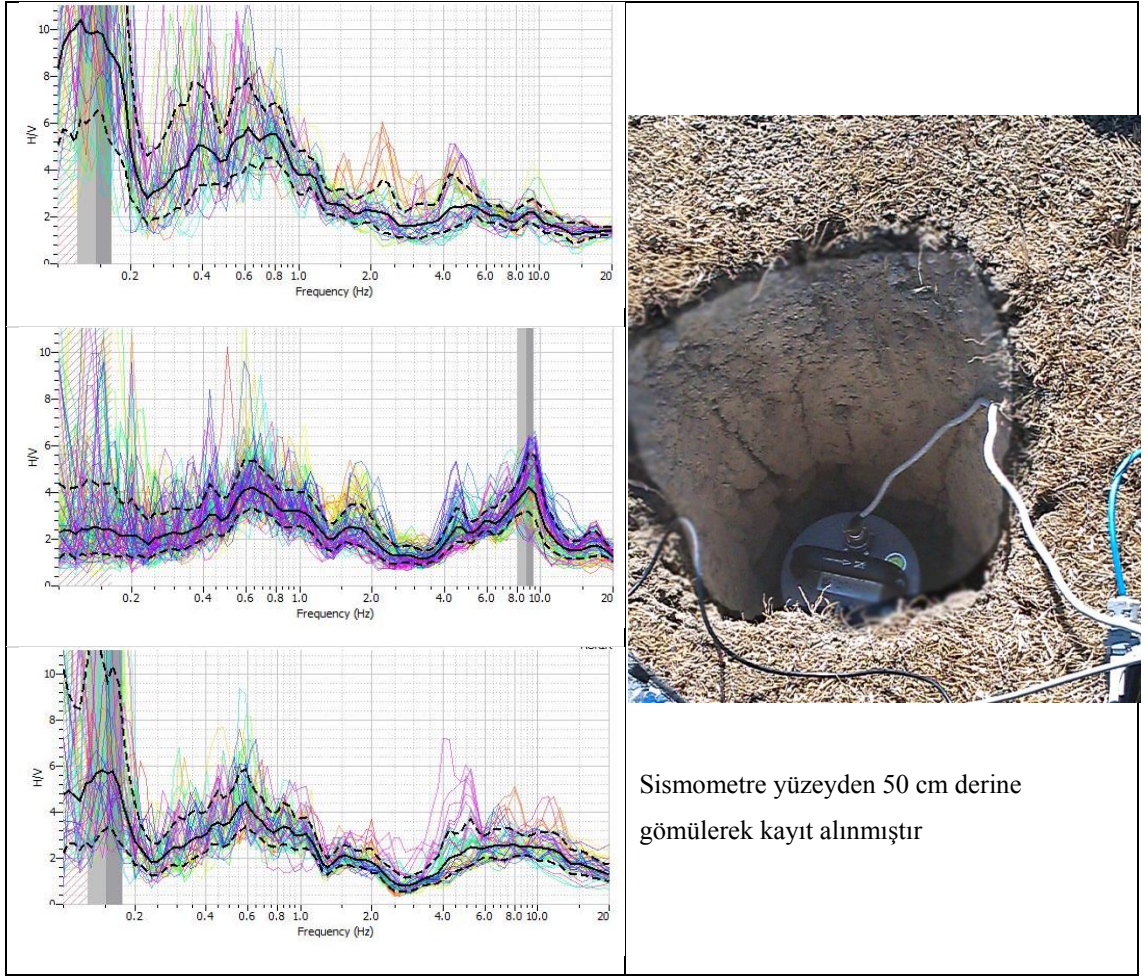
Rayleigh analiz sonucu elde edilen derinlik- V_s değişimi (Şekil 4.47-b) ve ölçüm sonuçlarından elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak hesaplanan dalga boyu faz hızı ilişkisi sonuçları, grafik olarak (Şekil 4.47-a)'da verilmiştir. Dalga boyu- faz hızı ilişkisi kurulurken, dalga boyunun yarısına ($\lambda/2$) karşılık gelen hız değerleri kullanılmış ve ters çözüm için bir arama aralığı oluşturulmuştur.

Şekil 4.47-c'de transfer fonksiyonu kullanılarak (GEOPSY-gpell.exe) elde edilen H/V oran eğrisi ve V_s – derinlik değişimi verilmiştir. Her iki sonuçta da hızın 760 m/s'nin üzerine çıktığı mühendislik ana kayasının yüzeyden ~80 m derinlikten itibaren, hızın 1200 m/s'nin üzerine çıktığı sismolojik anakayanın ise ~250 m derinliğinden itibaren başladığı görülmüştür. Şekil 4.47-c'de verilen tek istasyon mikrotremor ölçümüne ait H/V oran eğrisine bakıldığında 0.3 Hz–2 Hz aralığında bir pik verdiği ve hakim frekansın 0.67 Hz, pike karşılık gelen genlik değerinin ise 6 birim olduğu görülmüştür. Şekil 4.48'de bu ölçüm alanında 29.08.2012 tarihinde K-G yönlü 200 m aralıklı 3 farklı

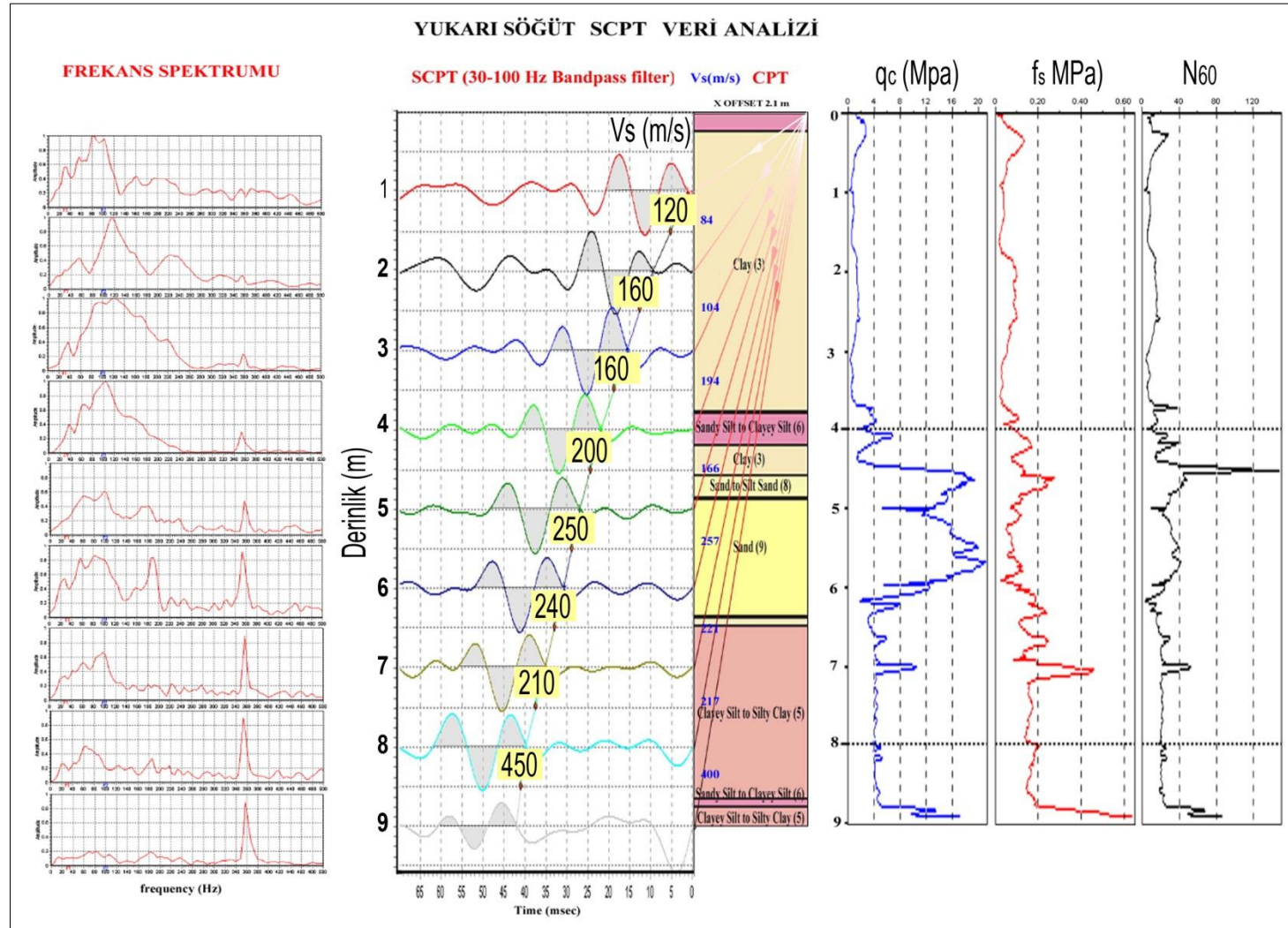
noktada alınan tek istasyon mikrotremor ölçümü sonuçlarına bakıldığında hakim frekansın 0.60-0.65 Hz aralığında olduğu görülmektedir.



Şekil 4. 47: (a) 2 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 2 nolu ölçüm yeri için gözlemlen dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemlen H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli.

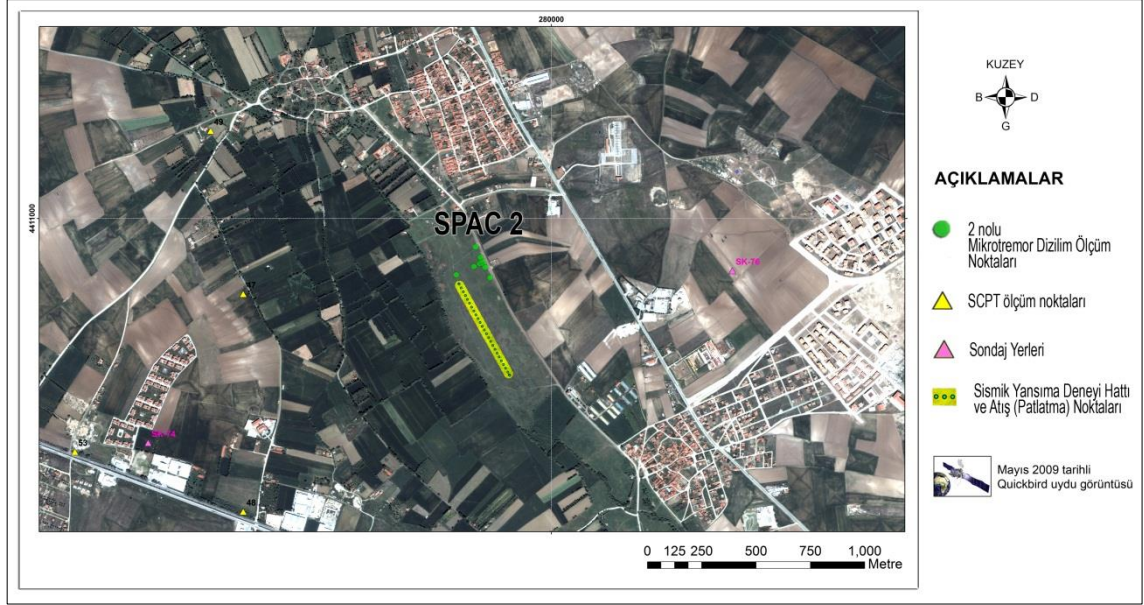


Şekil 4. 48: 2 Nolu SPAC ölçüm yerinde, 3 farklı noktada, 29.08.2012 tarihinde 120 dk süreli alınan tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oran eğrileri.



Şekil 4. 49: 49 Nolu SCPT ölçüm sonuçları (Tün, 2003).

Elde edilen sonuçların gerçeklik durumu ile ilgili doğrulama çalışması yapmak amacıyla, farklı bir jeofizik yöntemle karşılaştırma çalışması yapılmasına karar verilmiştir. Bu amaçla aktif kaynaklı sismik yansıma yöntemi kullanılmıştır. 2 nolu SPAC ölçüm alanında 29.08.2012 tarihinde 5 m jeofon aralığında 96 kanallı 25 atışlı (serim uzunluğu:480m) sismik yansıma yöntemiyle veri alınmıştır. Ölçüm yerini gösteren harita Şekil 4.50’de verilmiştir.



Şekil 4. 50: 2 nolu SPAC ölçüm alanında yapılan sismik yansıma deneyi hat yerini gösteren harita.

Sismik hatta ait arazi parametreleri:

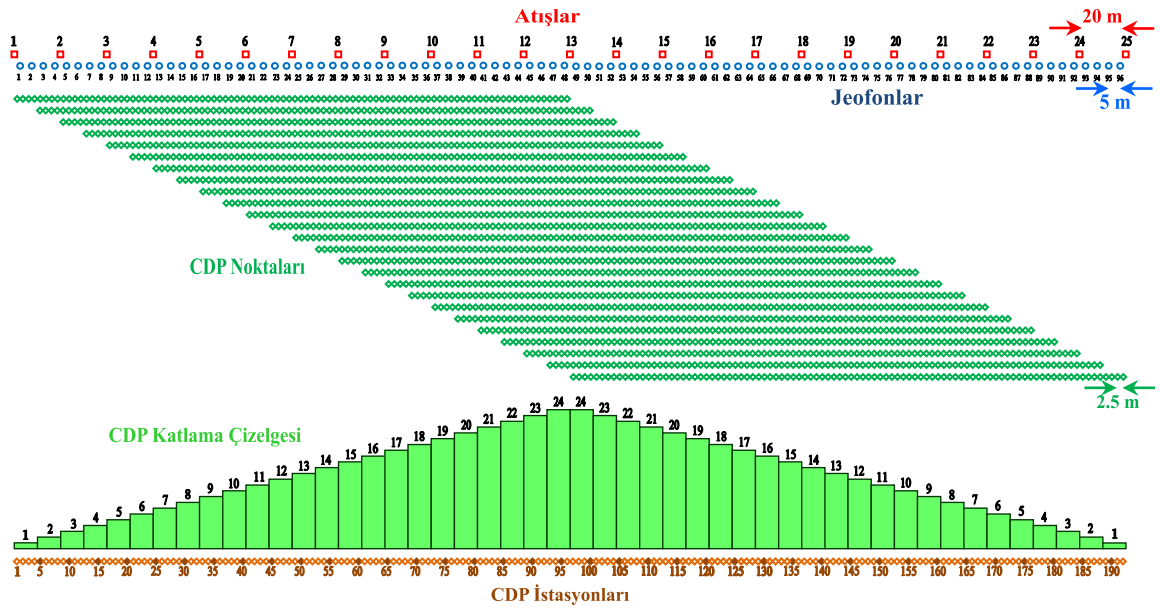
Serim Parametreleri:

- a. Jeofon sayısı: 96.
- b. Atış sayısı: 25.
- c. Jeofon aralığı: 5 m.
- d. Atış aralığı: 20 m.
 1. Atış / 1. Jeofon aralığı: 2.5 m.
- e. 25. Atış / 96. Jeofon aralığı: 2.5 m.
 1. Atış / 25. Atış uzaklığı (hat boyu): 480 m.
- f. CDP aralığı (yanal çözünürlük): 2.5 m.
- g. Yöntem: Jeofonlar sabit / Atış hareketli.

Kayıt Parametreleri:

- a. Örnekleme aralığı: 0.5 ms.
- b. Kayıt süresi: 2 s.

olarak belirlenmiştir. Şekil 4.51’de CDP katlama çizelgesine bakılacak olursa, 25 atışlı bir kayıta aynı nokta için 24 veri kaydıyla en yüksek değerini almaktadır. Bu çalışmada sismik enerji kaynağı olarak kullanılan P-Gun için her bir atış başına 50 g’lık 36 adet magnum fişegi kullanılmıştır. Şekil 4.52’de veri toplama aşamasından fotoğraflar verilmiştir.



Şekil 4. 51: 96 Kanal /25 Atışa ait ‘Walk-Away’ Arazi Düzeni ve CDP Çizelgesi (Serim Boyu 480 m).

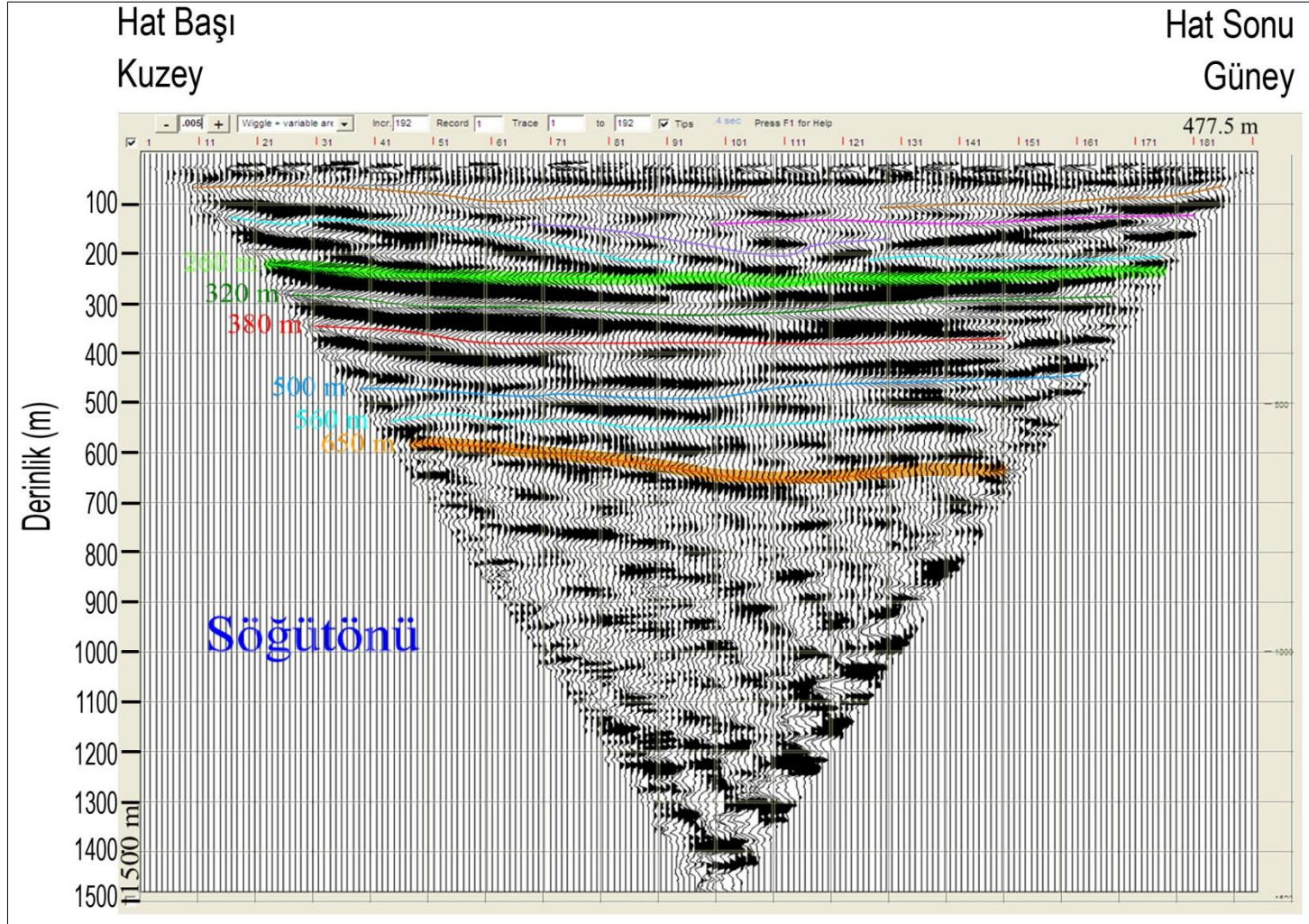


Şekil 4. 52: (a) Hat başından bir fotoğraf (b) Patlatma ekipmanı (P Gun) ve patlatma anından bir fotoğraf (c) veri kayıt sisteminden bir fotoğraf.

Sismik yığma kesitlerinin elde edilmesi amacıyla aşağıdaki veri işlem sırası uygulanmıştır:

1. Geometri tanımı
2. Aralık geçişli trapez süzgeç: 1-5-90-100 Hz
3. Otomatik kazanç kontrolü (AGC), Zaman Penceresi: 500 milisaniye
4. Statik düzeltme: Sismik hat boyunca var olan yükseklik farklarının giderilmesi
5. İlk varışların sağırlandırılması
6. Yüzey dalgalarının sağırlandırılması
7. Atış düzeninden CDP düzenine geçiş (Birinci anahtar CDP, ikinci anahtar Offset)
8. Hız analizi (6 CDP noktasında, 500 ile 4000 m/s hızlar arasında) ve yığma
9. Yanal yumuşatma, ağırlık faktörleri: 0.25-0.5-1-0.5,0.25
10. Zamansal derinlikten metrik derinliğe dönüşüm
11. Sismik kesit resim dosyalarının oluşturması

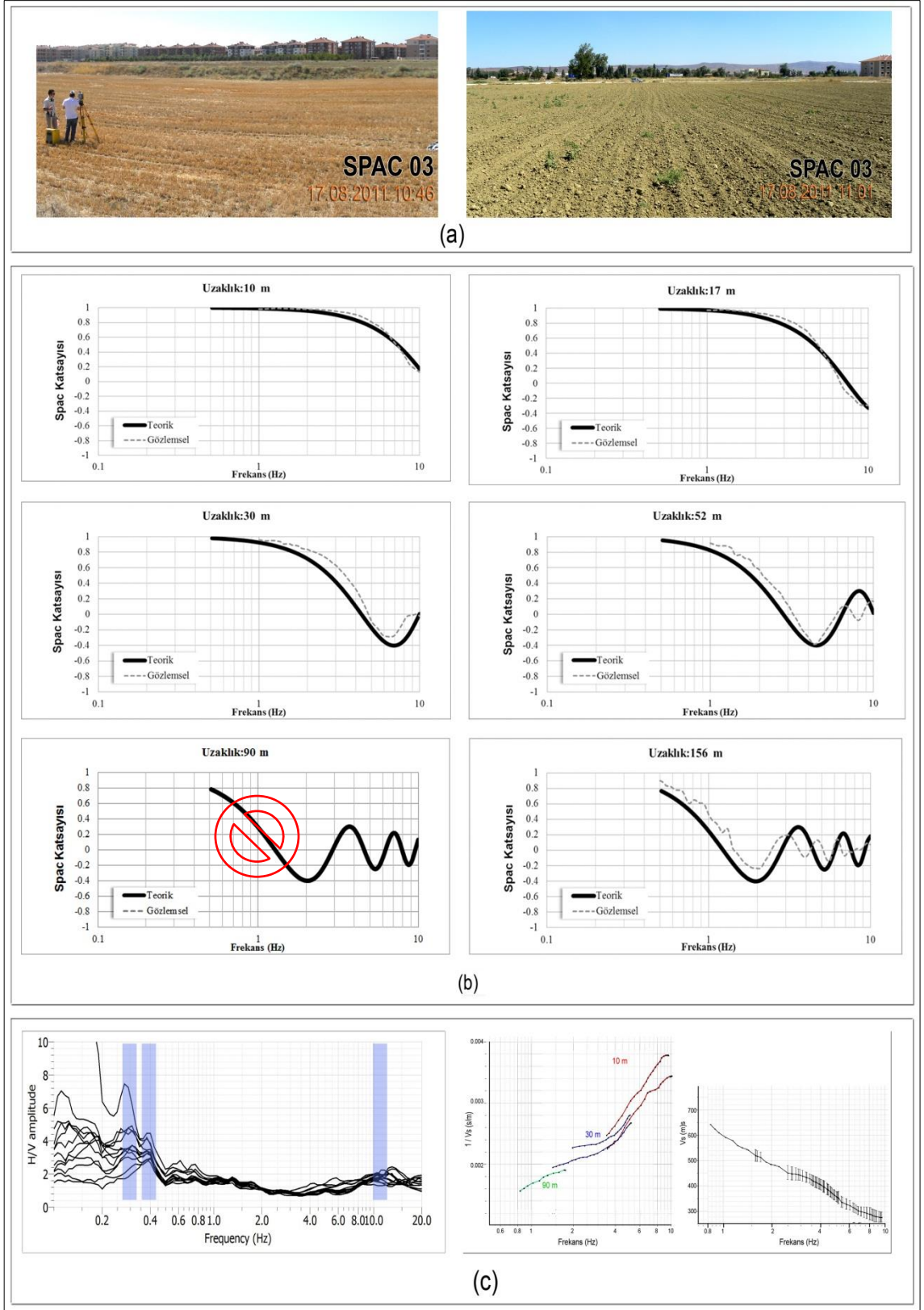
Sismik verilerin orijinalliğini mümkün olduğunca korumak amacıyla Ters Evrişim ve Göç işlemleri uygulanmamıştır. Sonuç olarak 1500 m derinlikli Şekil 4.53'de verilen sismik yığma kesiti elde edilmiştir. Yorumlanmış sismik kesitte görüldüğü gibi 200-300 m aralığında güçlü bir yansıtıcı ara yüzey (sismolojik ana kaya) ve 600-650 m derinliğinde güçlü bir yansıtıcı yüzey (metamorfik kaya) görülmektedir. Kesitte görülen diğer yansıtıcı yüzeyler pliyosen, Orta Miyosen ve Eosen döneme karşılık gelen sedimanter kayalara karşılık gelen ara tabaka geçişleri olduğu, 650 m derinlikteki tabaka geçişinin Triyas mermer-şist çok sert metamorfik kaya geçişi olduğu, 250 m üstü seviyedeki çökel malzemenin ise kuvaterner ve pliyosen çökeller olabileceği düşünülmektedir. 250 m derinlik sonucunun SPAC analiz sonuçları ile uyumlu olduğu görülmüştür.



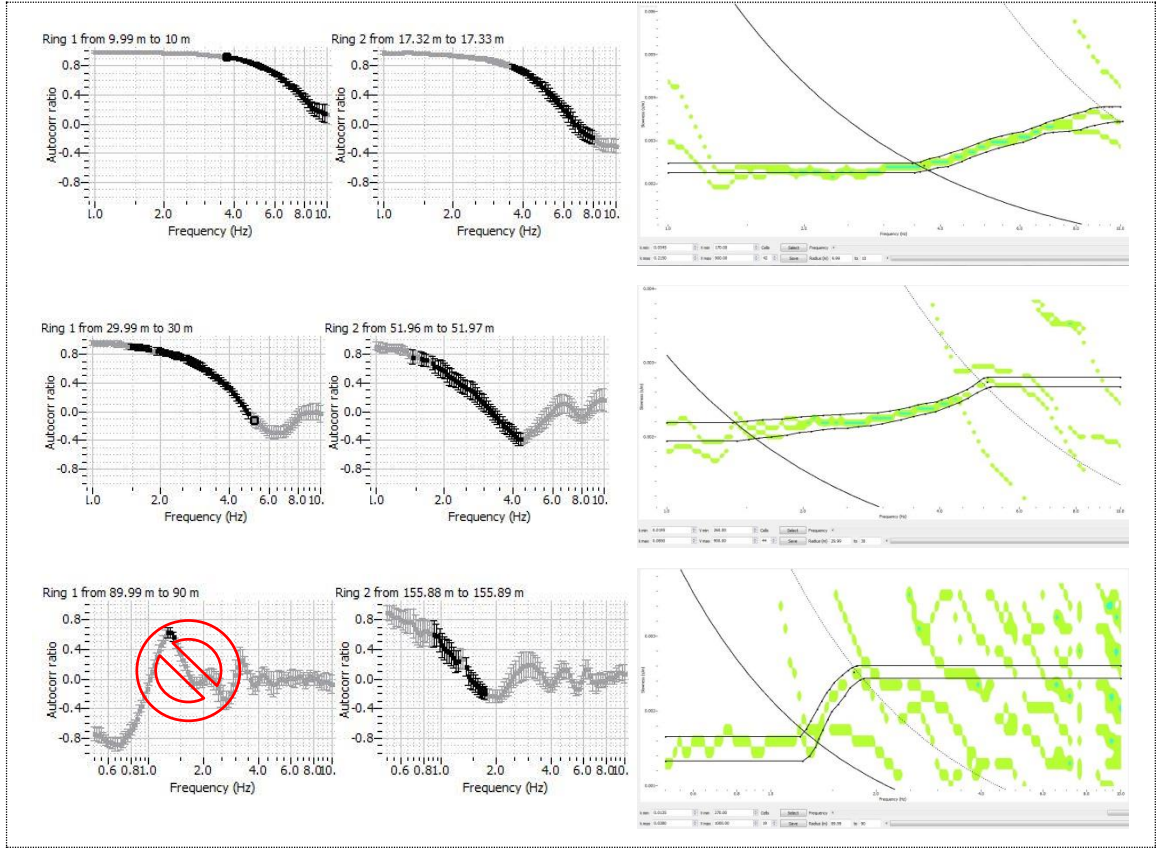
Şekil 4. 53: 2 nolu SPAC alanında yapılan sismik yansıma testinin yığma kesiti (Sismik veri Berkan Ecevitoglu tarafından yorumlanmıştır).

3 Nolu Mikrotremor Dizilim Ölçümü Sonuçları

Şekil 4.54, Şekil 4.55 ve Şekil 4.56’da 3 nolu ölçüm noktasına ait analiz sonuçları verilmiştir. Şekil 4.54-b’de 2011 yılında alınmış 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim ölçümlerine ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu gösterilmiştir. 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı standart sapma değerinin yüksek olmasından dolayı kullanılamamıştır. 10 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 4-8 Hz, 30 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1.5-4 Hz, 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 0.9-1.8 Hz frekansları arasında bilgi alınmış ve güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilerek (Şekil 4.55) dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.54-c). Elde edilen dispersiyon eğrisinde en düşük frekans değeri 0.9 Hz’de faz hızı 600 m/s olup, en yüksek frekans değeri olan 8 Hz’de faz hızı değeri 300 m/s’nin altına düşmekte olduğu görülmüştür. Tepebaşı İlçe Belediyesi arşiv verileri incelenerek, ölçüm noktası yakın çevresinde Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü tarafından 24 kanallı sismik ekipman kullanılarak sığ derinlikler için iki-boyutlu (2-B) P ve S dalga hız kesitinin elde edilmesi amacıyla yapılan sismik kırılma, MASW (Multi Analysis of Surface Waves) ve ReMi (Refraction Microtremor) yöntemlerini kapsayan jeofizik çalışmaların veri-işlem ve değerlendirmeleri, yakın SCPT ölçüm verileri ve sondaj verileri incelendiğinde (Şekil 4.57), SPAC çözümünden elde edilen yüzeydeki düşük hız seviyesi bulgusunu doğruladığı görülmüştür.



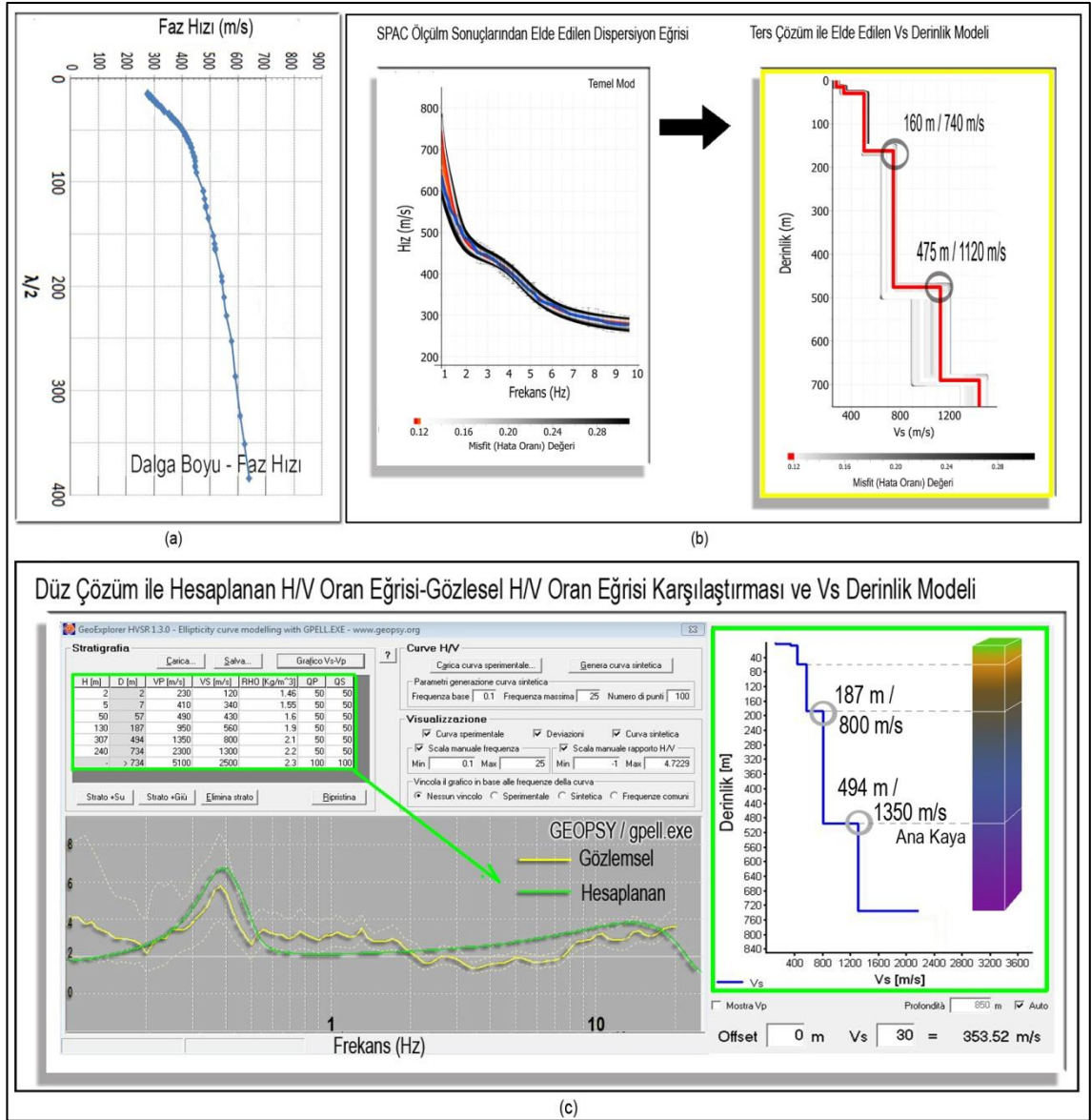
Şekil 4. 54: (a) 3 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 3 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 3 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.



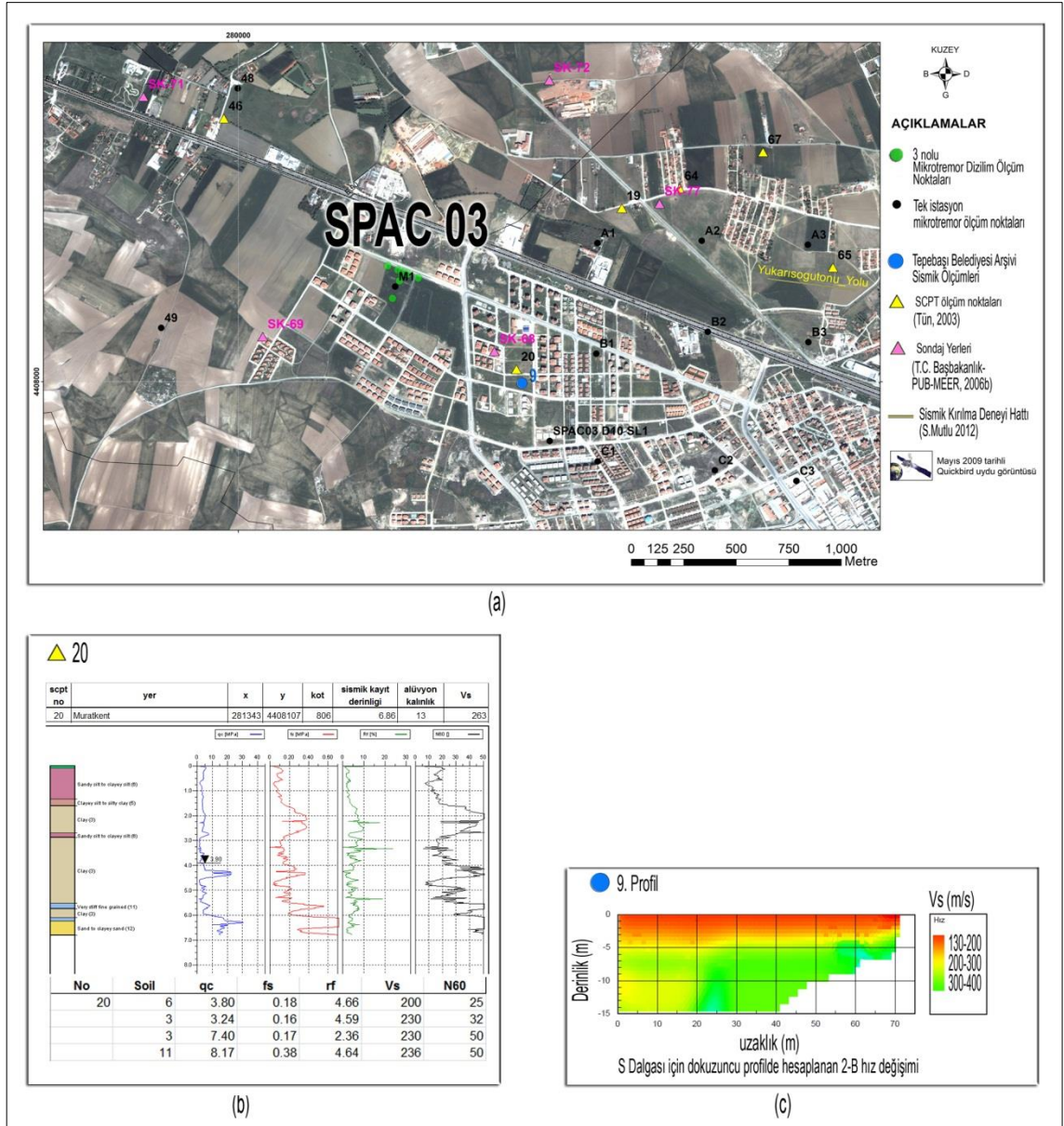
Şekil 4. 55: 3 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi.

Rayleigh analiz sonucu elde edilen derinlik-Vs değişimi (Şekil 4.56-b) ve ölçüm sonuçlarından elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak hesaplanan dalga boyu faz ilişkisi sonuçları düşey grafikte verilmiştir (Şekil 4.56-a). Dalga boyu- faz hızı ilişkisi kurulurken, dalga boyunun yarısına ($\lambda/2$) karşılık gelen hız değerleri kullanılmış ve ters çözüm için bir arama aralığı oluşturulmuştur.

Şekil 4.73-c’de transfer fonksiyonu kullanılarak (GEOPSY-gpell.exe) elde edilen H/V oran eğrisi ve Vs – derinlik değişimi verilmiştir. Her iki sonuçta da hızın ~ 760 m/s’nin üzerine çıktığı mühendislik ana kayasının yüzeyden ~ 160 m derinlikten itibaren, hızın ~ 1200 m/s’nin üzerine çıktığı sismolojik anakayanın ise ~ 480 m derinliğinden itibaren başladığı görülmüştür. Şekil 4.56-c’de verilen tek istasyon mikrotremor ölçümüne ait H/V oran eğrisine bakıldığında 0.2 Hz–0.5 Hz aralığında bir pik verdiği ve hakim frekansın 0.38 Hz, pike karşılık gelen genlik değerinin 6 birim olduğu görülmüştür.



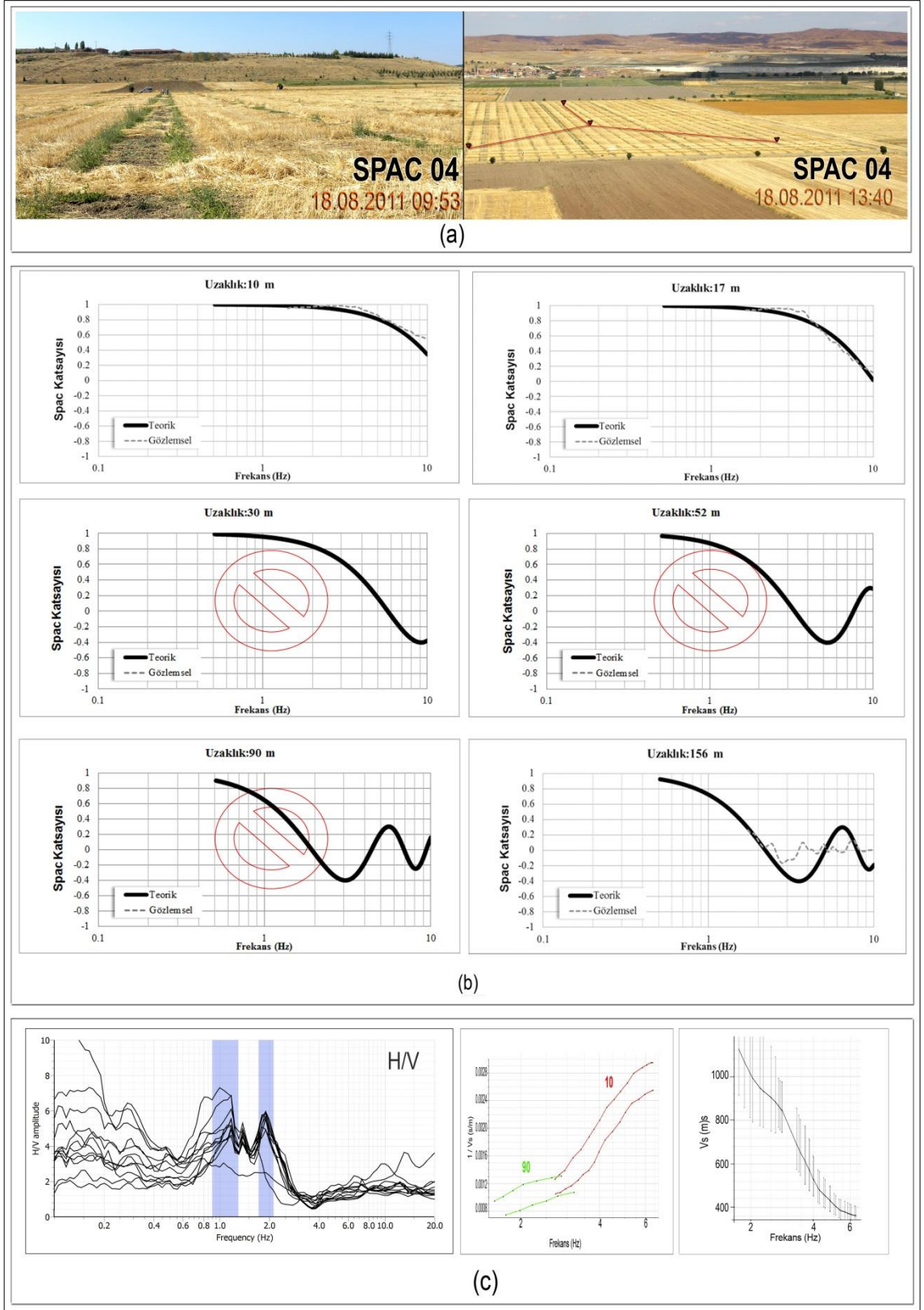
Şekil 4. 56: (a) 3 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 3 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli.



Şekil 4. 57: (a) 3 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita (b) 20 nolu SCPT ölçüm sonuçları (c) 9 nolu 2-B Vs Hız değişimi.

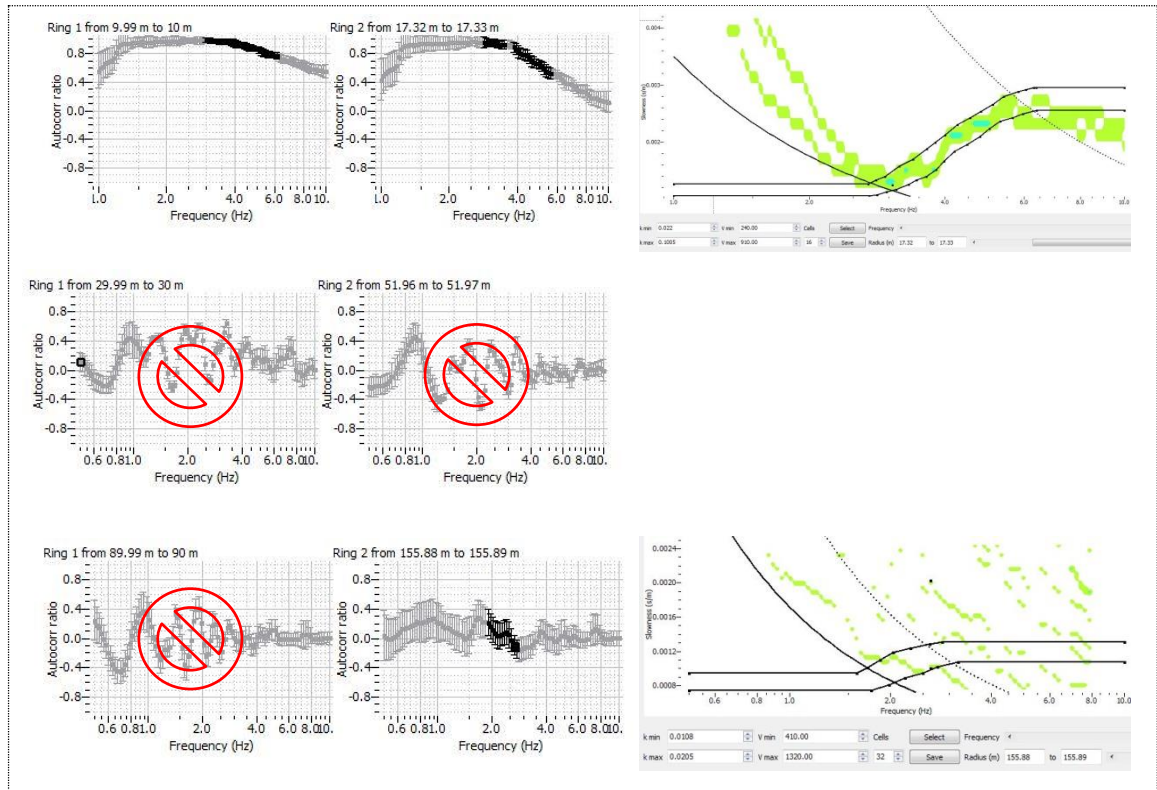
4 Nolu Mikrotremor Dizilim Ölçümü Sonuçları

Şekil 4.58, Şekil 4.59 ve Şekil 4.60'de 4 nolu ölçüm noktasına ait analiz sonuçları verilmiştir. Şekil 4.58-b'de 2011 yılında alınmış 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim ölçümlerine ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu gösterilmiştir. 10 m yarıçapa ait SPAC katsayısı ile 3-6 Hz, 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1.5-3 Hz frekansları arasında bilgi alınmış ve güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilerek (Şekil 4.59) dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.58-c).



Şekil 4. 58: (a) 4 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 4 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 24 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.

Elde edilen dispersiyon eğrisinde en düşük frekans değeri 1.5 Hz’de faz hızı 1000 m/s olup, en yüksek frekans değeri olan 6 Hz’de faz hızı değeri 400 m/s’nin altına düşmekte olduğu görülmüştür. 4 nolu SPAC ölçüm noktasına ~500 m mesafede ve üst seviye litolojik biriminin değişmediği noktada yapılmış 21 nolu SCPT testi sonucu (Tün, 2003), 500 m mesafede P-Gun ve S-Gun kullanılarak 48 kanallı değişken aralıklı yapılan sismik kırılma deneyi (Mutlu, 2012) sonuçları, 30 m derinliğindeki SK-57 numaralı sondaj verileri (Başbakanlık-PUB-MEER, 2006b) ve 50 m derinliğindeki DSİ, SK 20613 nolu sondaj kuyusu verileri (Şekil 4.61); SPAC çözümünden elde edilen yüzeydeki düşük hız seviyesi bulgusunu doğrulamaktadır.



Şekil 4. 59: 4 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi.

Rayleigh analiz sonucu elde edilen derinlik-Vs değişimi (Şekil 4.60-b) ve ölçüm sonuçlarından elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak hesaplanan dalga boyu faz hızı ilişkisi sonuçları düşey grafikte (Şekil 4.60-a)’da verilmiştir. Dalga boyu- faz hızı ilişkisi kurulurken, dalga boyunun yarısına ($\lambda/2$) karşılık gelen hız değerleri kullanılmış ve ters çözüm için bir arama aralığı oluşturulmuştur.

Şekil 4.60-c’de transfer fonksiyonu kullanılarak (GEOPSY-gpell.exe) elde edilen H/V oran eğrisi ve Vs–derinlik değişimi verilmiştir. Her iki sonuçta da hızın ~ 760 m/s’nin üzerine çıktığı mühendislik ana kayasının yüzeyden ~ 70 m derinlikten itibaren, hızın 1200 m/s’nin üzerine çıktığı sismolojik anakayanın ise ~ 140 m derinliğinden itibaren başladığı görülmüştür. Şekil 4.60-c’de verilen tek istasyon mikrotremor ölçümüne ait H/V oran eğrisine bakıldığında 0.6 Hz– 2 Hz aralığında bir pik verdiği ve hakim frekansın 1.2 Hz, pike karşılık gelen genlik değerinin 6 birim olduğu görülmüştür. Şekil 4.61-d’de bu ölçüm alanında 2 farklı noktada alınan tek istasyon mikrotremor ölçümü sonuçları incelendiğinde, hakim frekansın 0.65 - 0.95 Hz aralığında olduğu görülmektedir.

2 nolu SPAC ölçüm alanında 96 kanallı uygulanan sismik yansıma yöntemi burada 10 m aralıklı 72 kanallı 25 atışlı olarak uygulanmıştır (serim boyu: 720 m). Ölçüm yerini gösteren harita Şekil 4.61-a’da verilmiştir.

Sismik hatta ait arazi parametreleri:

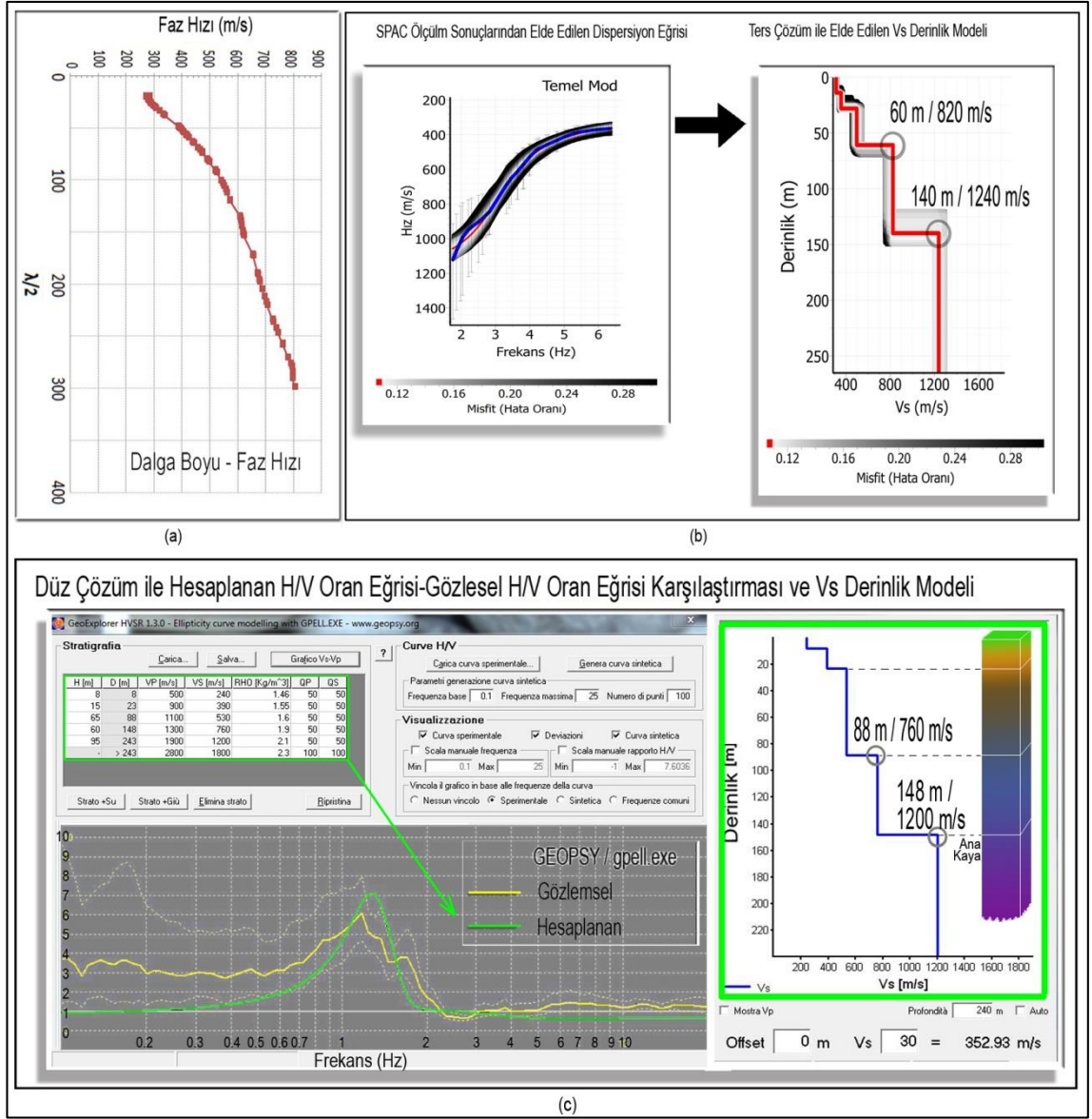
Serim Parametreleri:

- a. Jeofon sayısı: 72 .
- b. Atış sayısı: 25 .
- c. Jeofon aralığı: 10 m.
- d. Atış aralığı: 30 m.
1. Atış / 1. Jeofon aralığı: 5 m.
- e. 25 . Atış / 96 . Jeofon aralığı: 5 m.
1. Atış / 25 . Atış uzaklığı (hat boyu): 720 m.
- f. CDP Aralığı (yanal çözünürlük): 5 m.
- g. Yöntem: Jeofonlar sabit / Atış hareketli.

Kayıt Parametreleri:

- a. Örnekleme aralığı: 0.5 ms.
- b. Kayıt süresi: 2 s.

olarak belirlenmiştir.

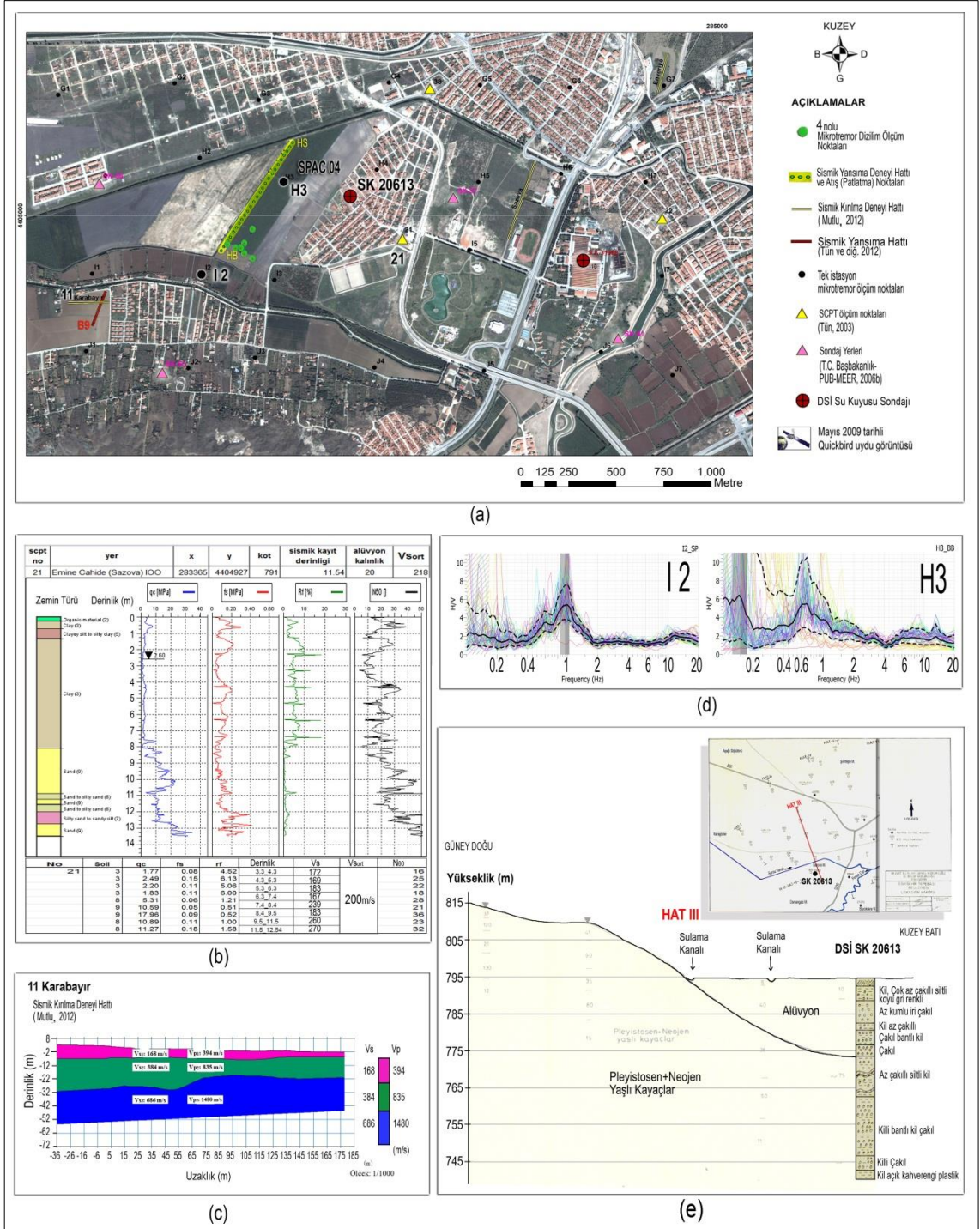


Şekil 4. 60: (a) 4 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 4 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik değişimi modeli.

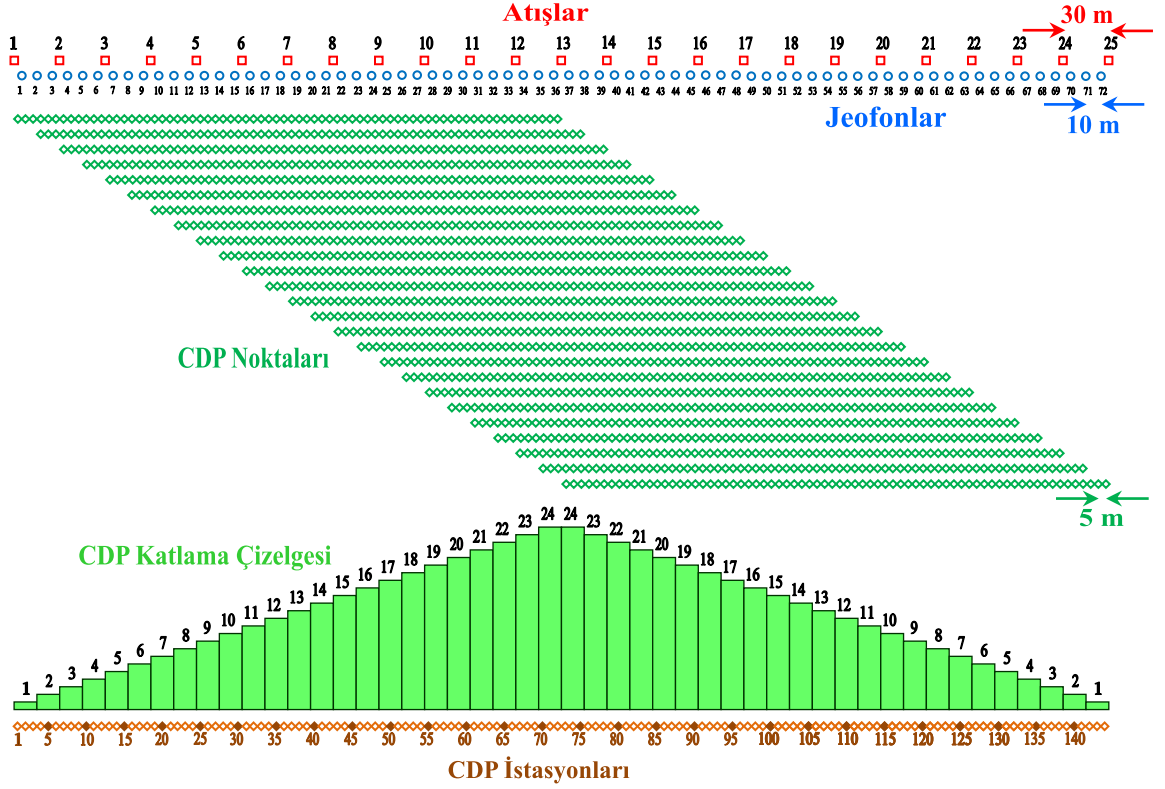
Şekil 4.63’de CDP katlama çizelgesine bakılacak olursa, 25 atışlı bir kayıttta aynı nokta için 24 veri kaydıyla en yüksek değerini almaktadır. Bu çalışmada sismik enerji kaynağı olarak kullanılan P-Gun için her bir atış başına 50 g’lık 36 adet magnum fişegi kullanılmıştır. Şekil 4.63’de veri toplama aşamasından fotoğraflar verilmiştir.

Sismik Yığma Kesitlerinin elde edilmesi amacıyla aşağıdaki veri işlem sırası uygulanmıştır:

1. Geometri tanımı
2. Aralık geçişli trapez süzgeç: 1-5-90-100 Hz
3. Otomatik kazanç kontrolü (AGC), Zaman Penceresi: 500 milisaniye
4. Statik düzeltme: Sismik hat boyunca var olan yükseklik farklarının giderilmesi
5. İlk varışların sağırlandırılması
6. Yüzey dalgalarının sağırlandırılması
7. Atış düzeninden CDP düzenine geçiş (Birinci anahtar CDP, ikinci anahtar Offset)
8. Hız analizi (6 CDP noktasında, 500 ile 4000 m/s hızlar arasında) ve yığma
9. Yanal yumuşatma, ağırlık faktörleri: 0.25-0.5-1-0.5,0.25
10. Zamansal derinlikten metrik derinliğe dönüşüm
11. Sismik kesit resim dosyalarının oluşturması



Şekil 4. 61: (a) 4 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik, sondaj ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita (b) 21 nolu SCPT ölçüm sonuçları (Tün, 2003) (c) 11 nolu 2-B Vs-Vp Hız değişimi (Mutlu, 2012) (d) I2 ve H3 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oran eğrileri (e) DSİ 20613 nolu sondajı ve HAT III kesiti (Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001)'den alınmıştır.

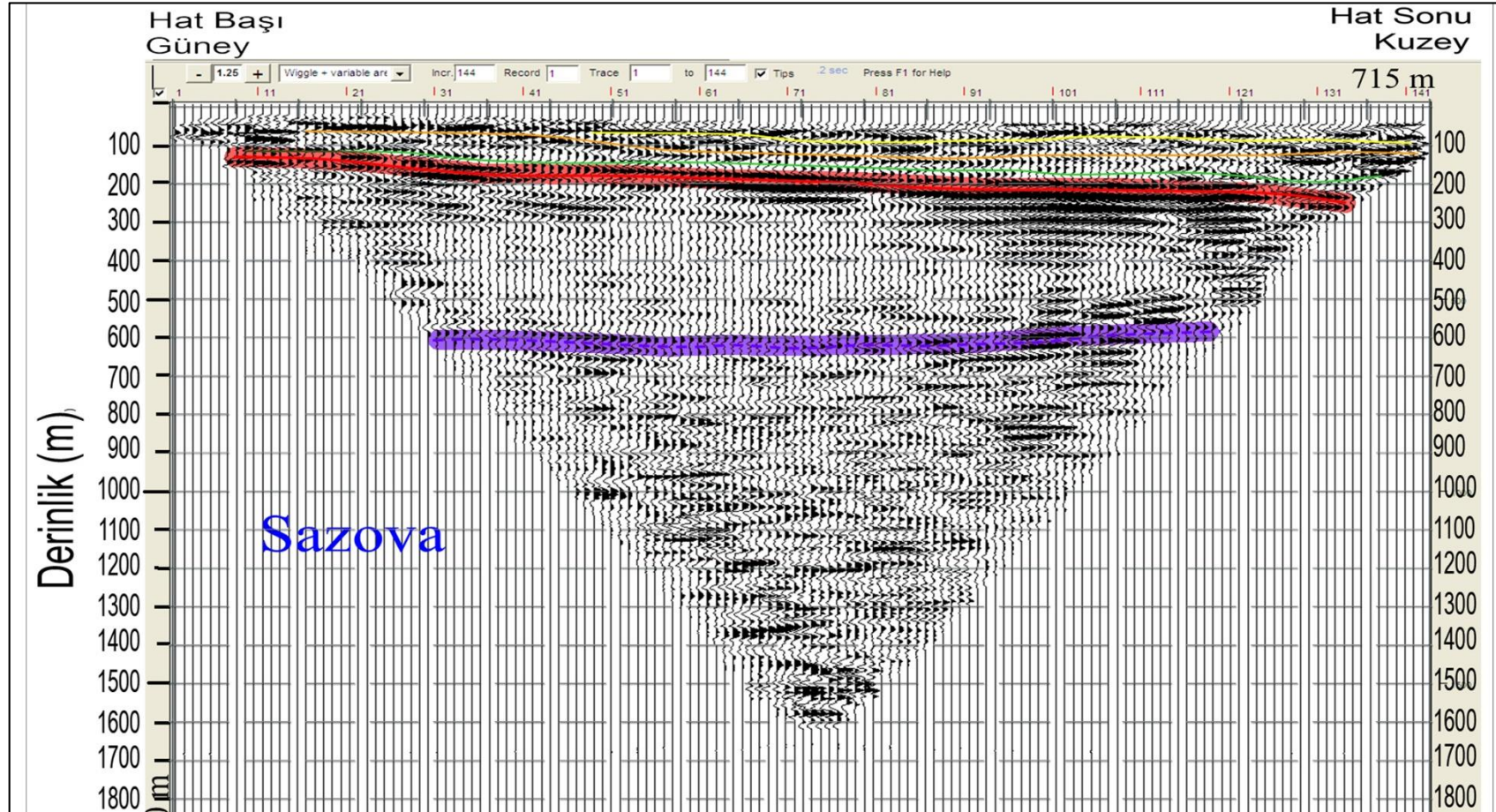


Şekil 4. 62: 72 Kanal /25 Atışa ait ‘Walk-Away’ Arazi Düzeni ve CDP Çizelgesi (Serim Boyu 720 m)



Şekil 4. 63: 4 Nolu SPAC ölçüm alanında P-Gun kullanılarak yapılan sismik çalışmadan üç fotoğraf. Fotoğraflar üzerindeki kırmızı çizgi hat doğrultusunu göstermektedir.

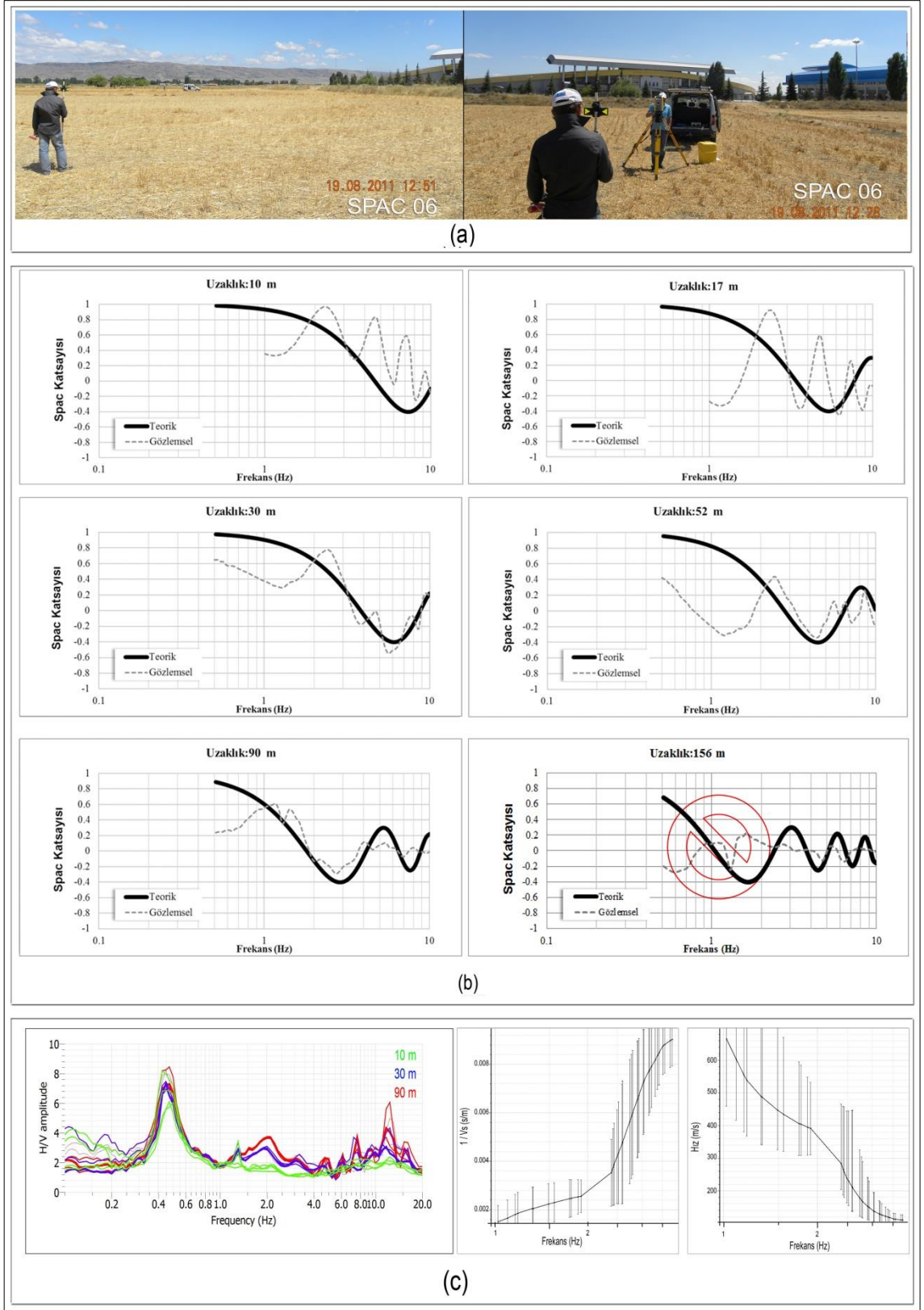
Sismik verilerin orijinalliğini mümkün olduğunca korumak amacıyla Ters Evrişim ve Göç işlemleri uygulanmamıştır. Sonuç olarak 2000 m derinlikli Şekil 4.64’de verilen sismik yığma kesiti elde edilmiştir. Yorumlanmış sismik kesitte görüldüğü gibi 150-250 m aralığında güçlü bir yansıtıcı ara yüzey (sismolojik ana kaya) ve 600 m derinliğinde güçlü bir yansıtıcı yüzey (metamorfik kaya) görülmektedir.



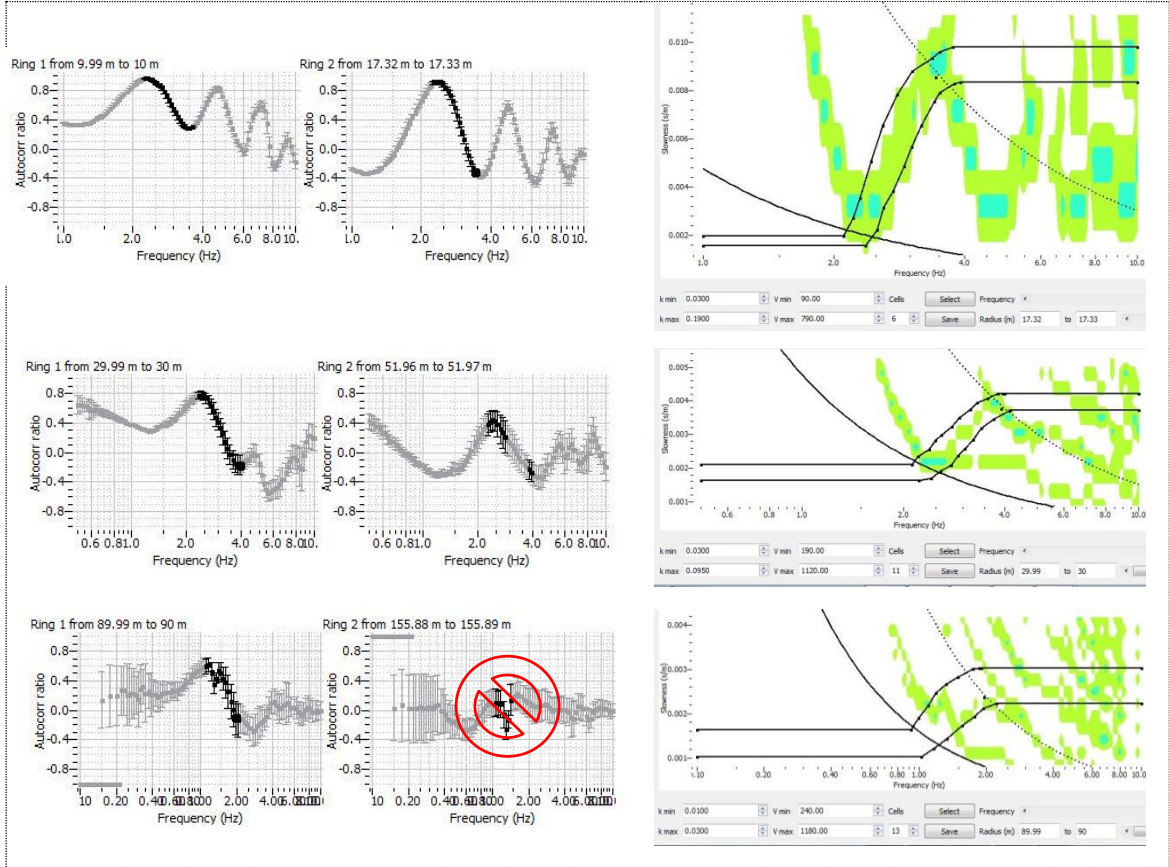
Şekil 4. 64: 4 nolu SPAC alanında yapılan sismik yansıma testinin yığma kesiti (Sismik veri Berkan Ecevitoğlu tarafından yorumlanmıştır).

6 Nolu Mikrotremor Dizilim Ölçümü Sonuçları

Şekil 4.65, Şekil 4.66 ve Şekil 4.67’de 6 nolu ölçüm noktasına ait analiz sonuçları verilmiştir. Şekil 4.82-b’de 2011 yılında alınmış 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim ölçümlerine ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu gösterilmiştir. 156 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı standart sapma değerinin yüksek olmasından dolayı kullanılamamıştır. 10 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 2-4 Hz, 30 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 2-4 Hz, 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1-2 Hz frekansları arasında bilgi alınmış ve güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilerek (Şekil 4.66) dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.65-c). Elde edilen dispersiyon eğrisinde, en düşük frekans değeri 1 Hz’de faz hızı 600 m/s, en yüksek frekans değeri olan 4 Hz’de ise faz hızı değeri 200 m/s’nin altına düşmekte olduğu görülmüştür. 4 nolu SPAC ölçüm alanının yaklaşık 1 km kadar doğusunda, S GUN enerji kaynağı kullanılarak 36 fişegin aynı anda yatay yönlü patlatılmasıyla üretilen enerjinin 48 kanallı kayıtçı sistemi tarafından kaydedilmesiyle üst 64 m’lik seviyenin S dalga hızı ölçüm sonuçları (Şekil 4.69), yakın çevredeki sondaj verileri ve SCPT ölçüm verileri incelendiğinde (Şekil 4.68) SPAC çözümünden elde edilen yüzeydeki düşük hız seviyesi bulgusunu doğruladığı görülmüştür.



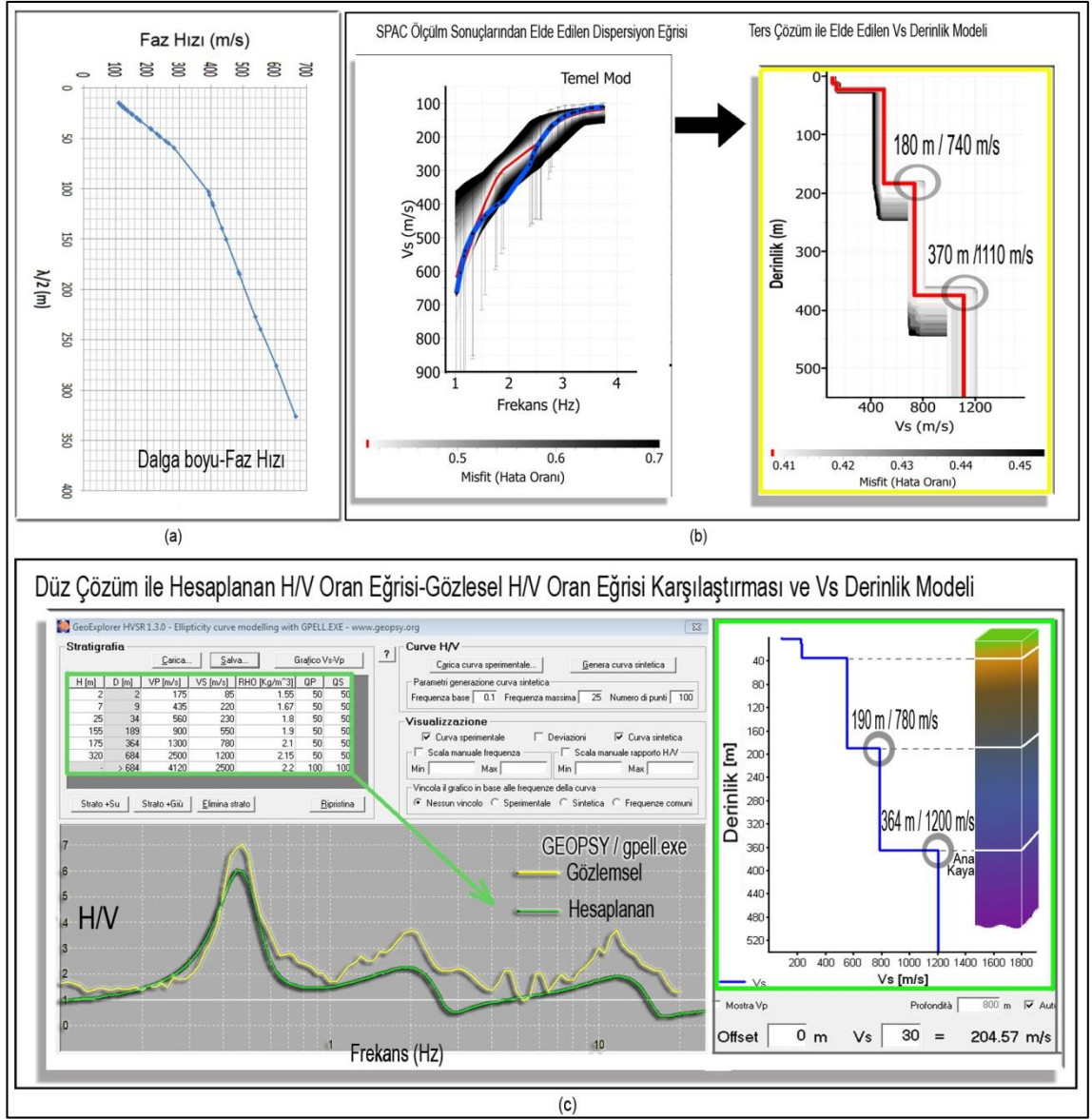
Şekil 4. 65: (a) 6 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 6 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 6 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.



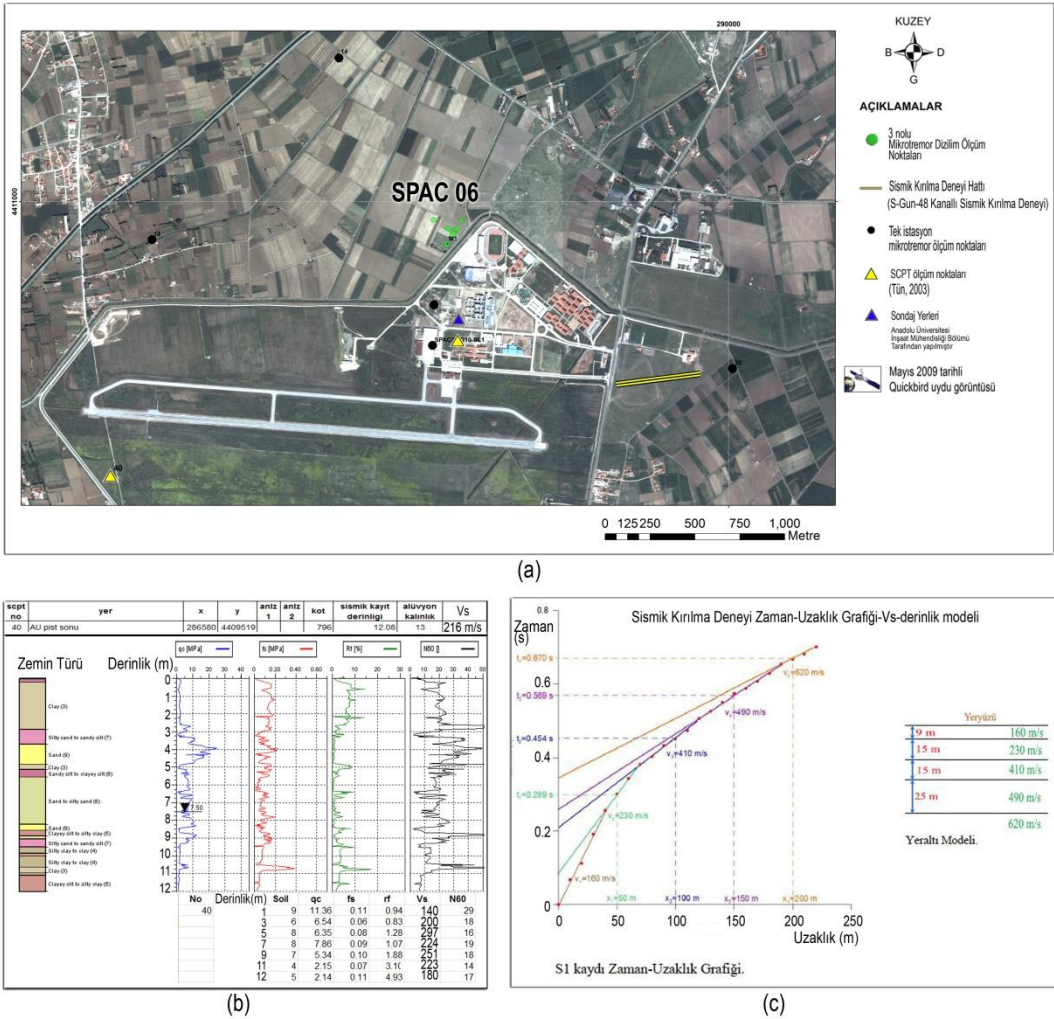
Şekil 4. 66: 6 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi.

Rayleigh analiz sonucu elde edilen derinlik- V_s değişimi (Şekil 4.67-b) ve ölçüm sonuçlarından elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak hesaplanan dalga boyu faz ilişkisi sonuçları, grafikte verilmiştir (Şekil 4.67-a). Dalga boyu- faz hızı ilişkisi kurulurken, dalga boyunun yarısına ($\lambda/2$) karşılık gelen hız değerleri kullanılmış ve ters çözüm için bir arama aralığı oluşturulmuştur.

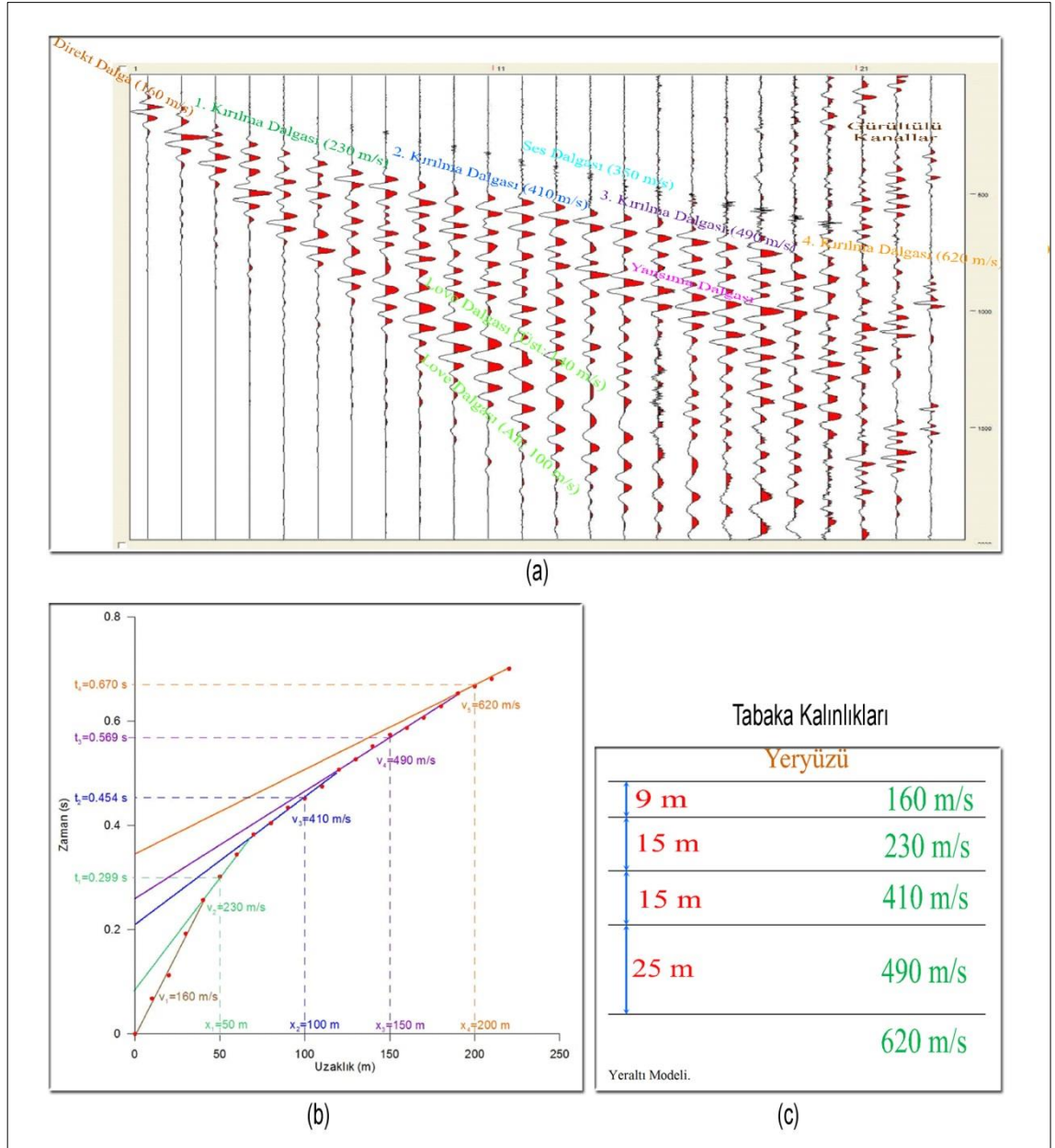
Şekil 4.84-c’de transfer fonksiyonu kullanılarak (GEOPSY-gpell.exe) elde edilen H/V oran eğrisi ve V_s -derinlik değişimi verilmiştir. Her iki sonuçta da hızın ~ 760 m/s’nin üzerine çıktığı mühendislik ana kayasının yüzeyden ~ 185 m derinlikten itibaren, hızın 1200 m/s’nin üzerine çıktığı, sismolojik anakayanın ise ~ 365 m derinliğinden itibaren başladığı görülmüştür. Şekil 4.67-c’de verilen tek istasyon mikrotremor ölçümüne ait H/V oran eğrisi incelendiğinde, 0.3 Hz– 1 Hz aralığında bir pik verdiği ve hakim frekansın 0.45 Hz, pike karşılık gelen genlik değerinin ise 7 birim olduğu görülmüştür.



Şekil 4. 67: (a) 6 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 6 nolu ölçüm yeri için gözlemlsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemlsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli.



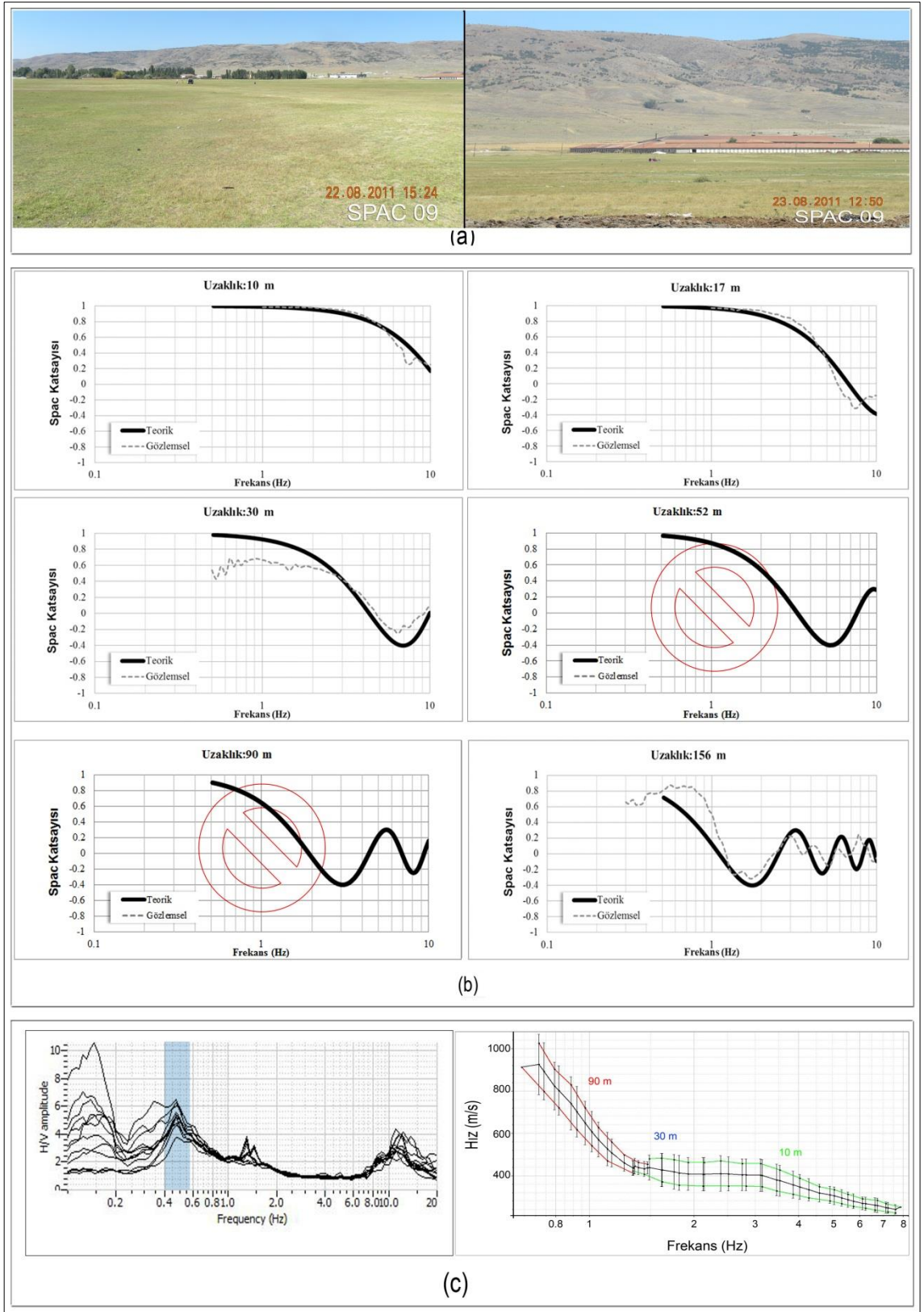
Şekil 4. 68: (a) 6 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita (b) 40 nolu SCPT ölçüm sonuçları (c) S_Gun-48 Kanallı Sismik Kırılma Deneyi 2-B Vs Hız değişimi.



Şekil 4. 69: S-Gun enerji kaynağı kullanılarak 48 kanallı 10 m grup aralığı ile uygulanan sismik kırılma yöntemi verileri ve elde edilen bulgular.

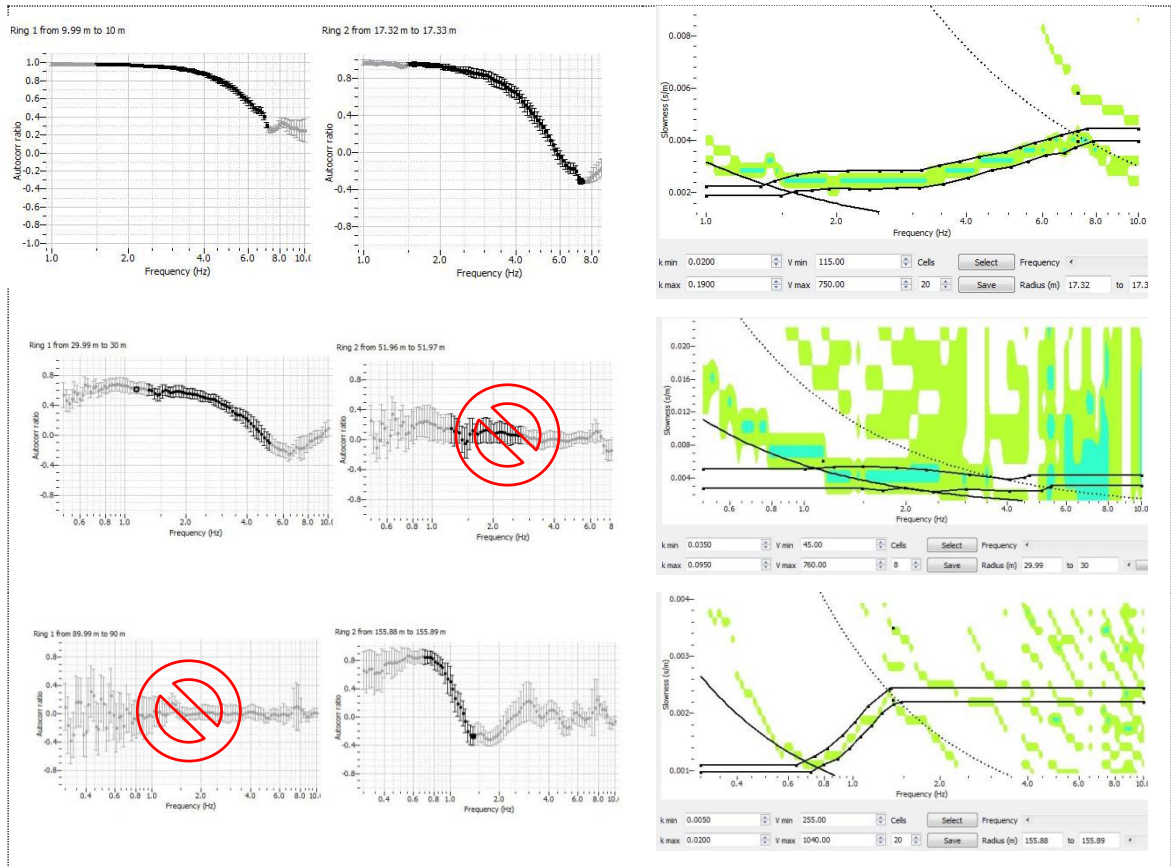
9 Nolu Mikrotremor Dizilim Ölçümü Sonuçları

Şekil 4.70, Şekil 4.71 ve Şekil 4.72’de 9 nolu ölçüm noktasına ait analiz sonuçları verilmiştir. Şekil 4.87-b’de 2012 yılında alınmış 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim ölçümlerine ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu gösterilmiştir. 52 ve 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı, standart sapma değerinin yüksek olmasından dolayı kullanılamamıştır.



Şekil 4. 70: (a) 9 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 9 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 9 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.

10 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 2-6 Hz, 30 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1.5-4.5 Hz, 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 0.7-1.5 Hz frekansları arasında bilgi alınmış ve güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilerek (Şekil 4.71) dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.70-c). Elde edilen dispersiyon eğrisinde en düşük frekans değeri, 0.7 Hz’de faz hızı 900 m/s olup, en yüksek frekans değeri olan 6 Hz’de faz hızı değeri 300 m/s’nin altına düşmekte olduğu görülmüştür.

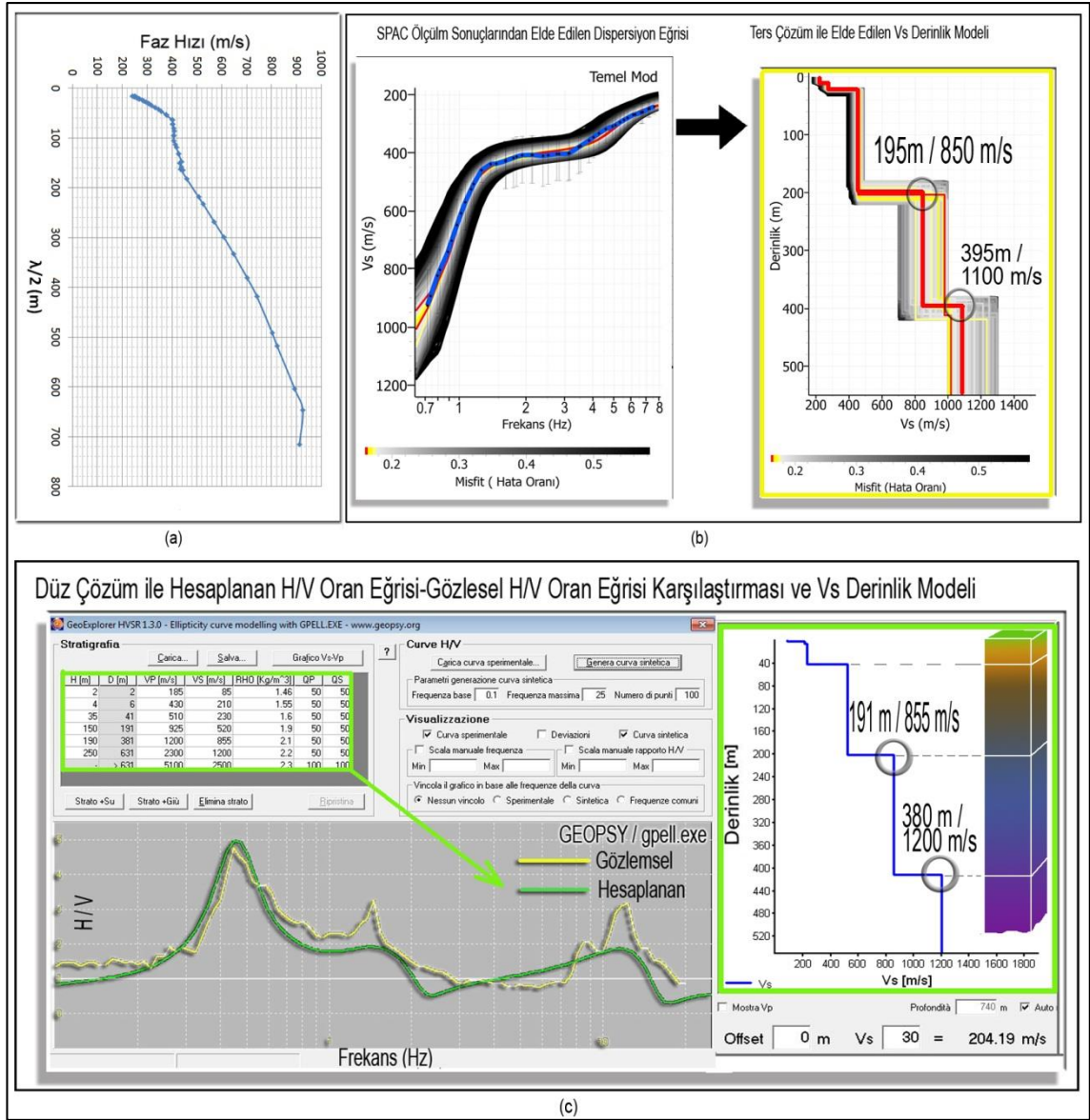


Şekil 4. 71: 9 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi.

Rayleigh analiz sonucu elde edilen derinlik-Vs değişimi (Şekil 4.72-b) ve ölçüm sonuçlarından elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak hesaplanan dalga boyu faz hızı ilişkisi sonuçları grafikte verilmiştir (Şekil 4.72-a). Dalga boyu- faz hızı ilişkisi kurulurken, dalga boyunun yarısına ($\lambda/2$) karşılık gelen hız değerleri kullanılmış ve ters çözüm için bir arama aralığı oluşturulmuştur.

Şekil 4.72-c’de transfer fonksiyonu kullanılarak (GEOPSY-gpell.exe) elde edilen H/V oran eğrisi ve Vs–derinlik değişimi verilmiştir. Her iki sonuçta da hızın ~ 760 m/s’nin

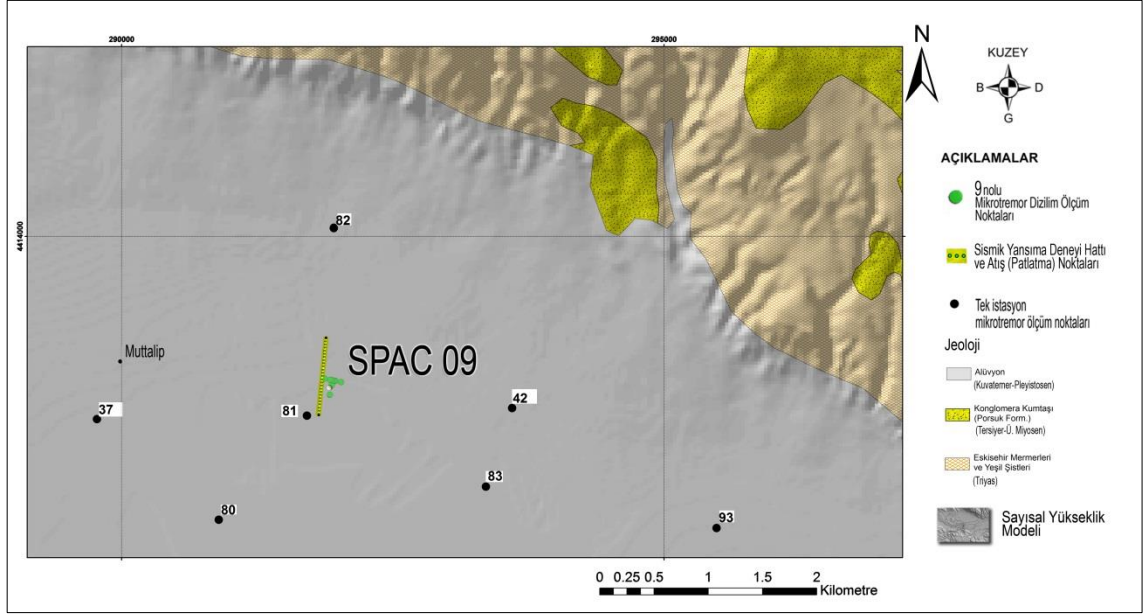
üzerine çıktığı mühendislik ana kayasının yüzeyden ~190 m derinlikten itibaren, hızın 1200 m/s'nin üzerine çıktığı sismolojik anakayanın ise ~385 m derinliğinden itibaren başladığı görülmüştür. Şekil 4.72-c'de verilen tek istasyon mikrotremor ölçümüne ait H/V oran eğrisi incelendiğinde, 0.3 Hz–0.8 Hz aralığında pik verdiği ve hakim frekansın 0.45 Hz, pike karşılık gelen genlik değerinin ise 5 birim olduğu görülmüştür.



Şekil 4. 72: (a) 9 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 9 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik değişimi modeli.

P-Gun kullanılarak, sismik yansıma yöntemi, 10 m aralığında 72 kanallı 25 atışlı olarak uygulanmıştır. Ölçüm yerini gösteren harita, Şekil 4.73'de verilmiştir. Şekil 4.62'da, 72

kanal /25 atışa ait ‘Walk-Away’ arazi düzeni ve CDP Çizelgesi (serim boyu 720 m) verilmiştir. Ayrıca, burada uygulanan yöntem, 4 nolu mikrotremor dizilim ölçüm yerinde uygulanan sismik hat arazi parametreleri ile aynıdır.



Şekil 4. 73: 9 nolu SPAC ölçüm alanı ile yapılan tek istasyon mikrotremor ölçüm yerleri ve sismik yansıma hattı yerini gösteren harita.

Sismik hatta ait arazi parametreleri:

Serim Parametreleri:

- Jeofon sayısı: 72.
- Atış sayısı: 25.
- Jeofon aralığı: 10 m.
- Atış aralığı: 30 m.
- Atış / 1. jeofon aralığı: 5 m.
25. Atış / 96. jeofon aralığı: 5 m.
- Atış / 25. atış uzaklığı (hat boyu): 720 m.
- CDP aralığı (yanal çözünürlük): 5 m.
- Yöntem: Jeofonlar sabit / atış hareketli.

Kayıt Parametreleri:

- Örnekleme aralığı: 0.5 ms.
- Kayıt süresi: 2 s.

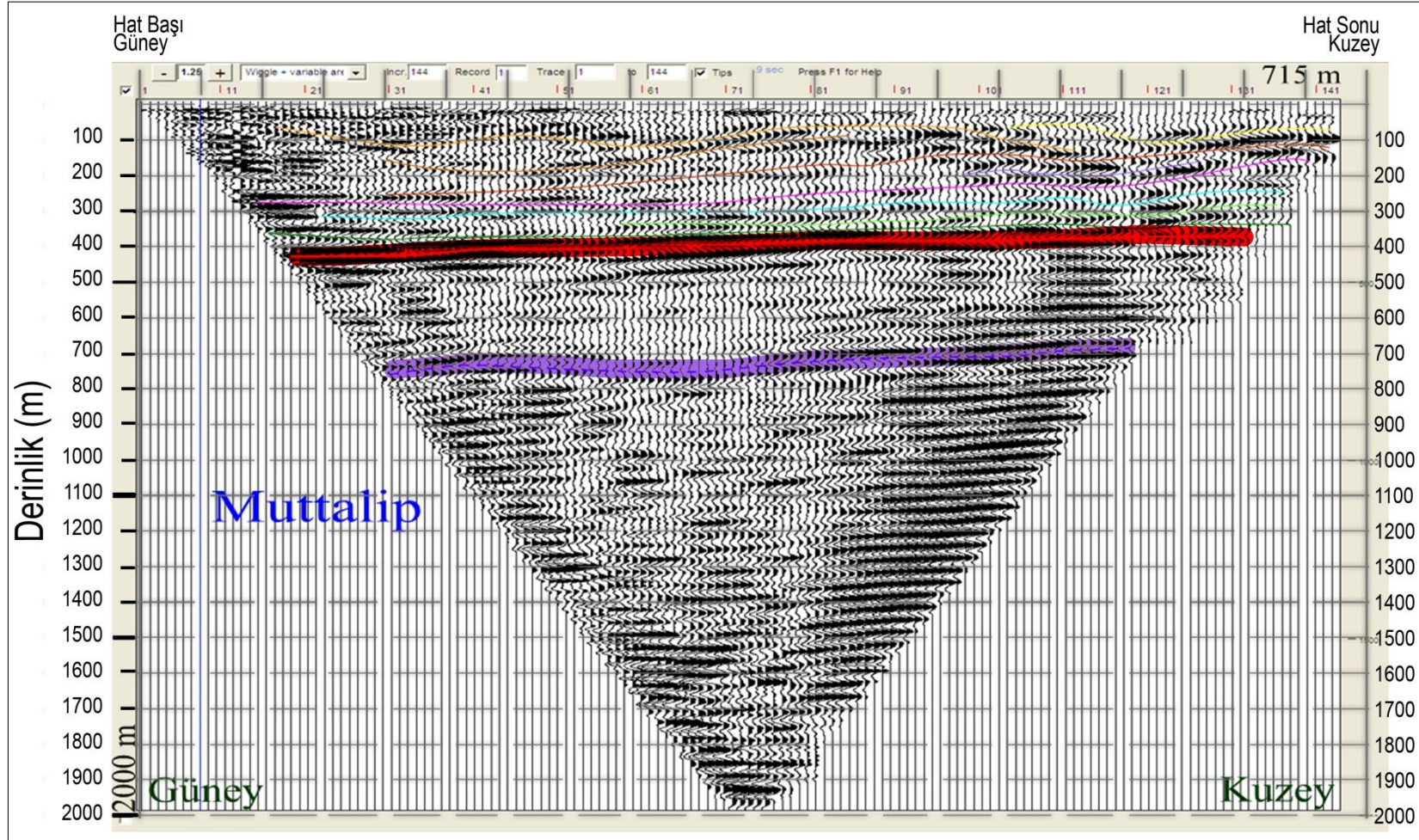
olarak belirlenmiştir. Şekil 4.62’de CDP katlama çizelgesi incelenirse, 25 atışlı bir kayıttaki aynı nokta için, 24 veri kaydıyla en yüksek değerini almaktadır. Bu çalışmada sismik enerji kaynağı olarak kullanılan P-Gun için, her bir atış başına 50 g’lık 36 adet magnum fişegi kullanılmıştır. Şekil 4.74de veri toplama aşamasından fotoğraflar verilmiştir.



Şekil 4. 74: 9 Nolu SPAC ölçüm alanında P-Gun kullanılarak yapılan sismik çalışmadan üç fotoğraf.

Sismik Yığma Kesitlerinin elde edilmesi amacıyla aşağıdaki veri işlem sırası uygulanmıştır:

1. Geometri tanımı
2. Aralık geçişli trapez süzgeç: 1-5-90-100 Hz
3. Otomatik kazanç kontrolü (AGC), Zaman Penceresi: 500 milisaniye
4. Statik düzeltme: Sismik hat boyunca var olan yükseklik farklarının giderilmesi
5. İlk varışların sağırlandırılması
6. Yüzey dalgalarının sağırlandırılması
7. Atış düzeninden CDP düzenine geçiş (Birinci anahtar CDP, ikinci anahtar Offset)
8. Hız analizi (6 CDP noktasında, 500 ile 4000 m/s hızlar arasında) ve yığma
9. Yanal yumuşatma, ağırlık faktörleri: 0.25-0.5-1-0.5,0.25
10. Zamansal derinlikten metrik derinliğe dönüşüm
11. Sismik kesit resim dosyalarının oluşturması

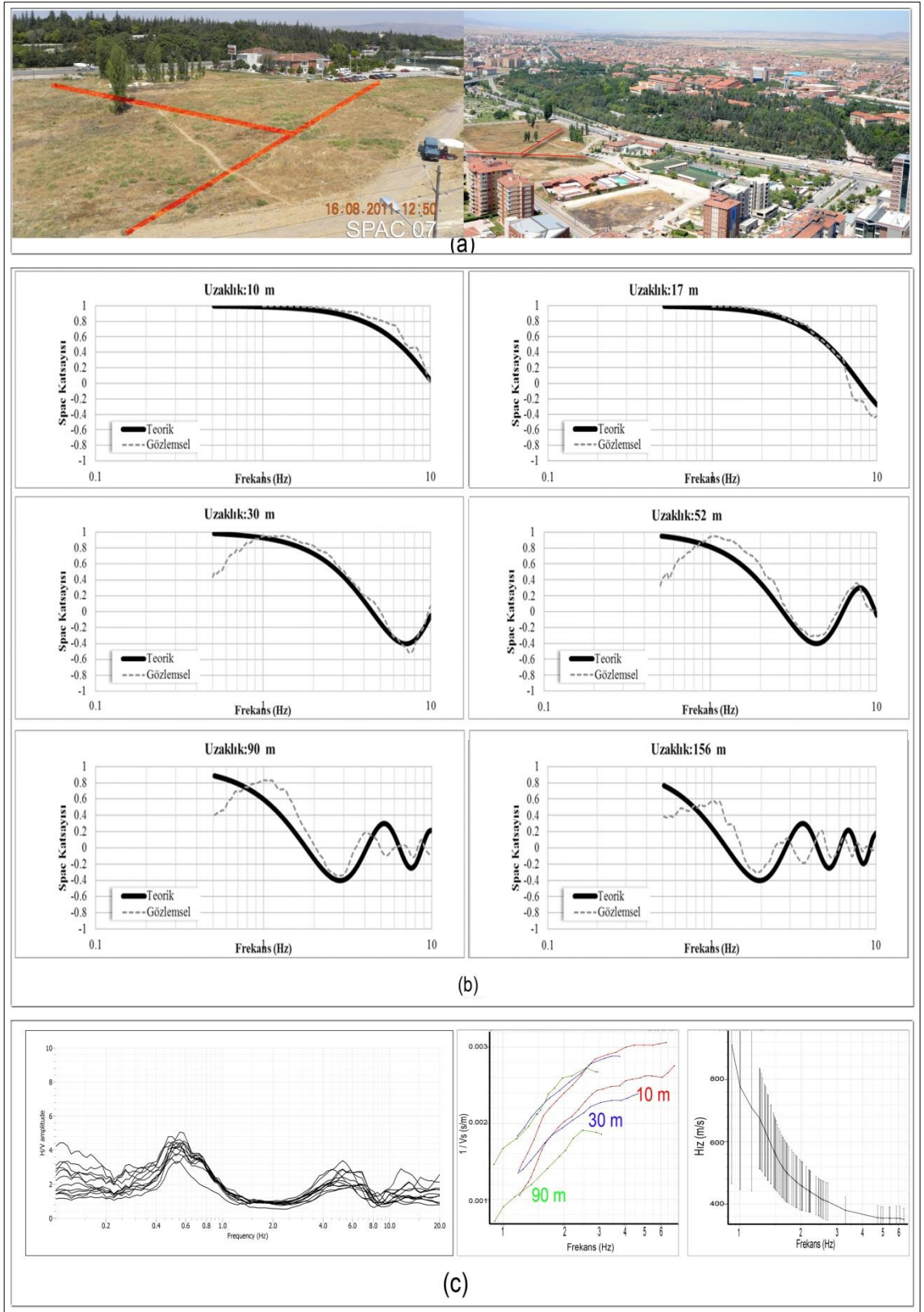


Şekil 4. 75: 9 nolu SPAC alanında yapılan sismik yansıma testinin yığma kesiti (Sismik veri Berkan Ecevitoğlu tarafından yorumlanmıştır).

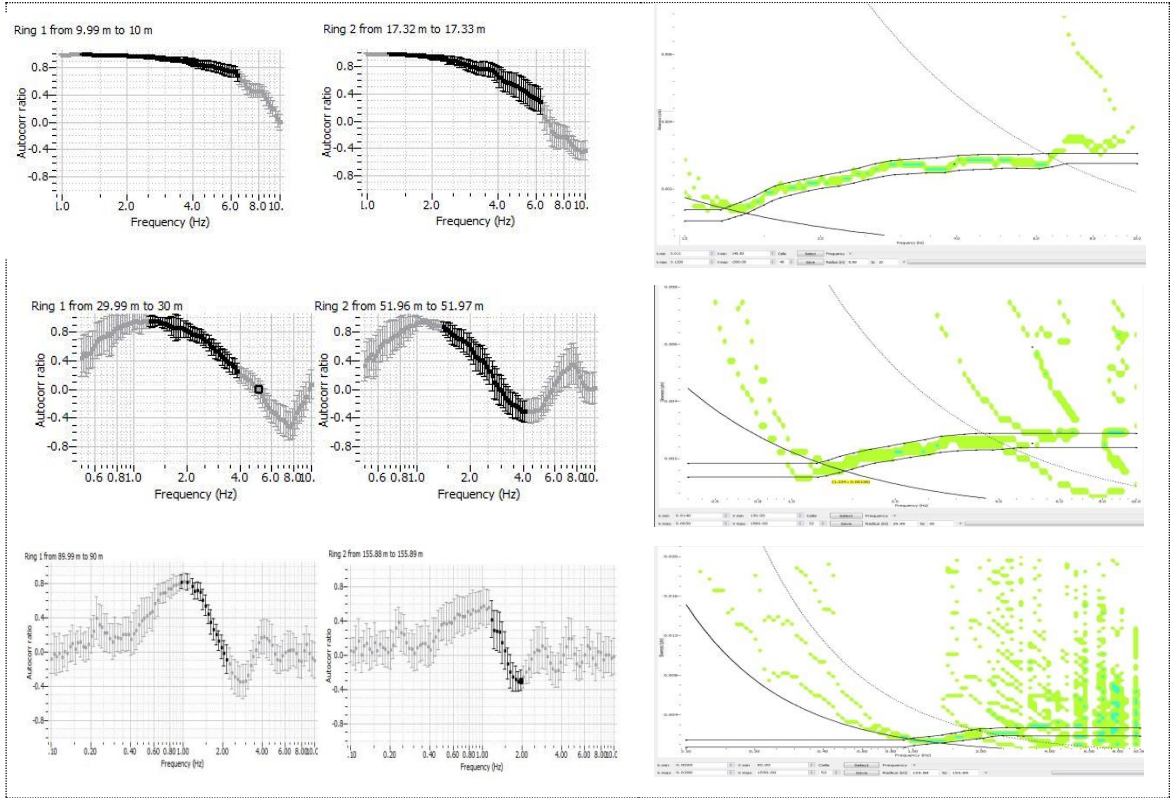
Sismik verilerin orijinalliğini mümkün olduğunca korumak amacıyla ters evrişim ve göç işlemleri uygulanmamıştır. Sonuç olarak 2000 m derinlikli Şekil 4.75’de verilen sismik yığma kesiti elde edilmiştir. Yorumlanmış sismik kesitte görüldüğü gibi 380-430 m aralığında güçlü bir yansıtıcı ara yüzey (sismolojik ana kaya) ve 690-750 m aralığında derinlikte görülen güçlü bir yansıtıcı yüzey (metamorfik kaya) görülmektedir. Elde edilen bu sonuçların, SPAC analiz sonuçları ile uyumlu olduğu görülmüştür.

7 Nolu Mikrotremor Dizilim Ölçümü Sonuçları

Şekil 4.76, Şekil 4.77 ve Şekil 4.78’de 7 nolu ölçüm noktasına ait analiz sonuçları verilmiştir. Şekil 4.93-b’de 2011 yılında alınmış 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim ölçümlerine ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu gösterilmiştir. 10 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 2-6 Hz, 30 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1.5-3 Hz, 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1-2 Hz frekansları arasında bilgi alınmış ve güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilerek (Şekil 4.77) dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.76-c). Elde edilen dispersiyon eğrisinde en düşük frekans değeri 1 Hz’de faz hızı 800 m/s olup, en yüksek frekans değeri olan 6 Hz’de ise faz hızı değeri 400 m/s’nin altına düşmekte olduğu görülmüştür. Tepebaşı İlçe Belediyesi arşiv verileri incelenerek, ölçüm noktası yakın çevresinde Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü tarafından 24 kanallı sismik ekipman kullanılarak sığ derinlikler için iki-boyutlu (2-B) P ve S dalga hız kesitinin elde edilmesi amacıyla yapılan; Sismik kırılma, MASW (Multi Analysis of Surface Waves) ve ReMi (Refraction Microtremor) yöntemlerini kapsayan jeofizik çalışmaların veri-işlem ve değerlendirmeleri, yakın SCPT ölçüm verileri ve sondaj verileri incelendiğinde (Şekil 4.79), SPAC çözümünden elde edilen yüzeydeki düşük hız seviyesi bulgusunu doğruladığı görülmüştür.



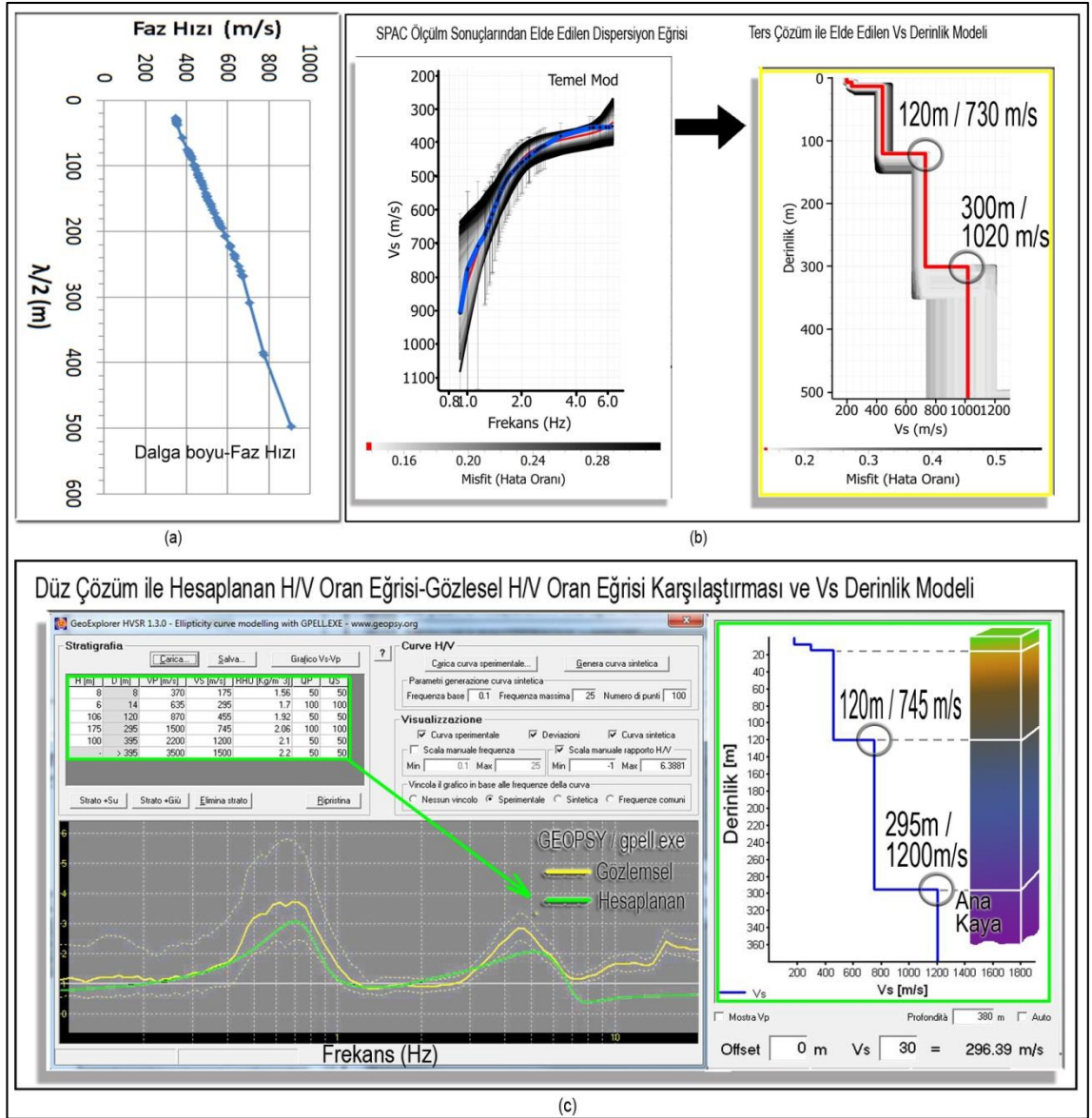
Şekil 4. 76: (a) 7 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 7 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 7 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.



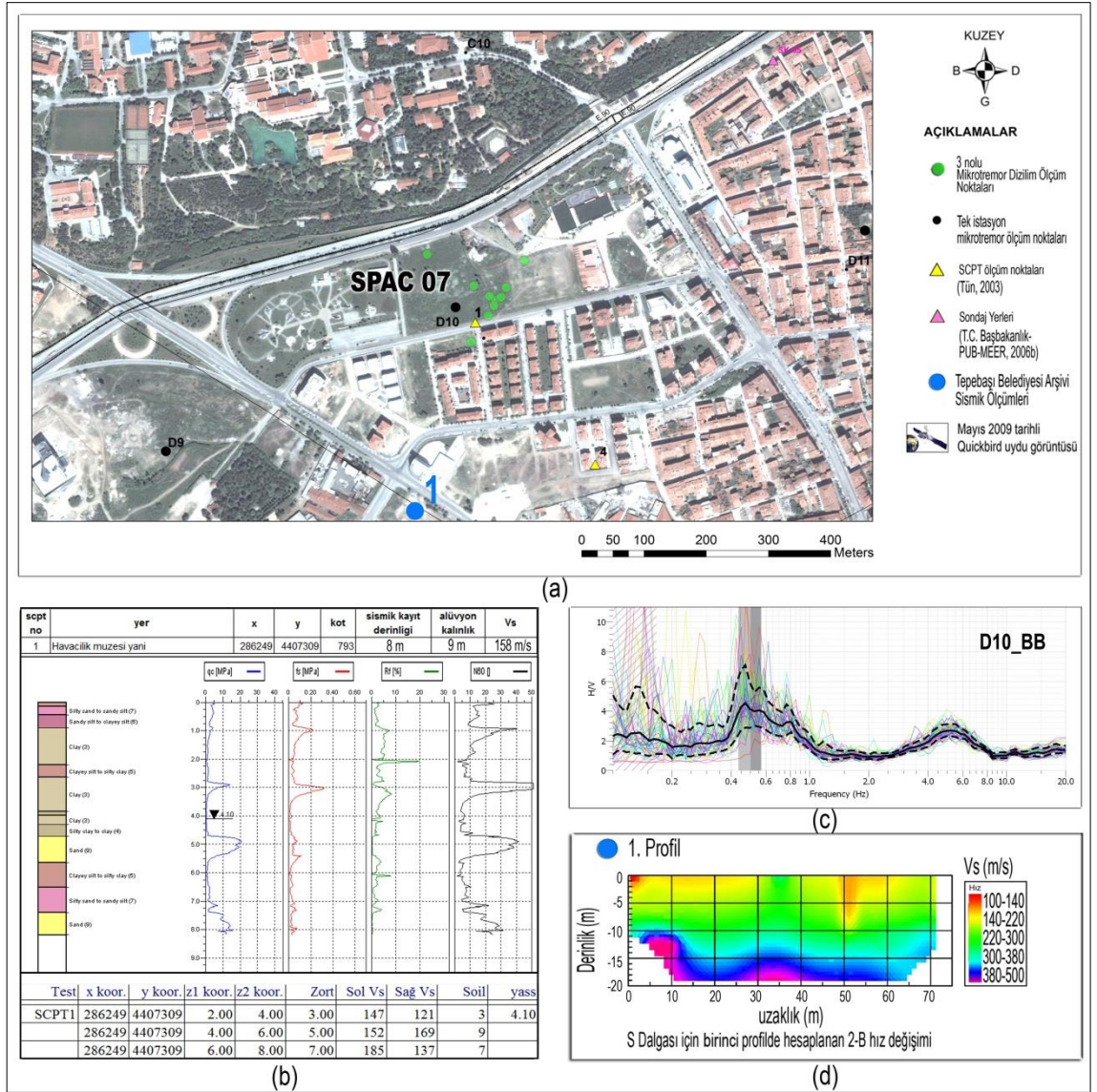
Şekil 4. 77: 7 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi.

Rayleigh analiz sonucu elde edilen derinlik-Vs değişimi (Şekil 4.95-b) ve ölçüm sonuçlarından elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak hesaplanan dalga boyu faz ilişkisi sonuçları düşey grafikte verilmiştir (Şekil 4.95-a). Dalga boyu- faz hızı ilişkisi kurulurken, dalga boyunun yarısına ($\lambda/2$) karşılık gelen hız değerleri kullanılmış ve ters çözüm için bir arama aralığı oluşturulmuştur.

Şekil 4.95-c’de transfer fonksiyonu kullanılarak (GEOPSY-gpell.exe) elde edilen H/V oran eğrisi ve Vs–derinlik değişimi verilmiştir. Her iki sonuçta da hızın ~ 760 m/s’nin üzerine çıktığı mühendislik ana kayasının yüzeyden ~ 120 m derinlikten itibaren, hızın 1200 m/s’nin üzerine çıktığı sismolojik anakayanın ise ~ 300 m derinliğinden itibaren başladığı görülmüştür. Şekil 4.78-c’de verilen tek istasyon mikrotremor ölçümüne ait H/V oran eğrisine bakıldığında 0.3 Hz– 1 Hz aralığında pik verdiği ve hakim frekansın 0.54 Hz, pike karşılık gelen genlik değerinin ise 4 birim olduğu görülmüştür.



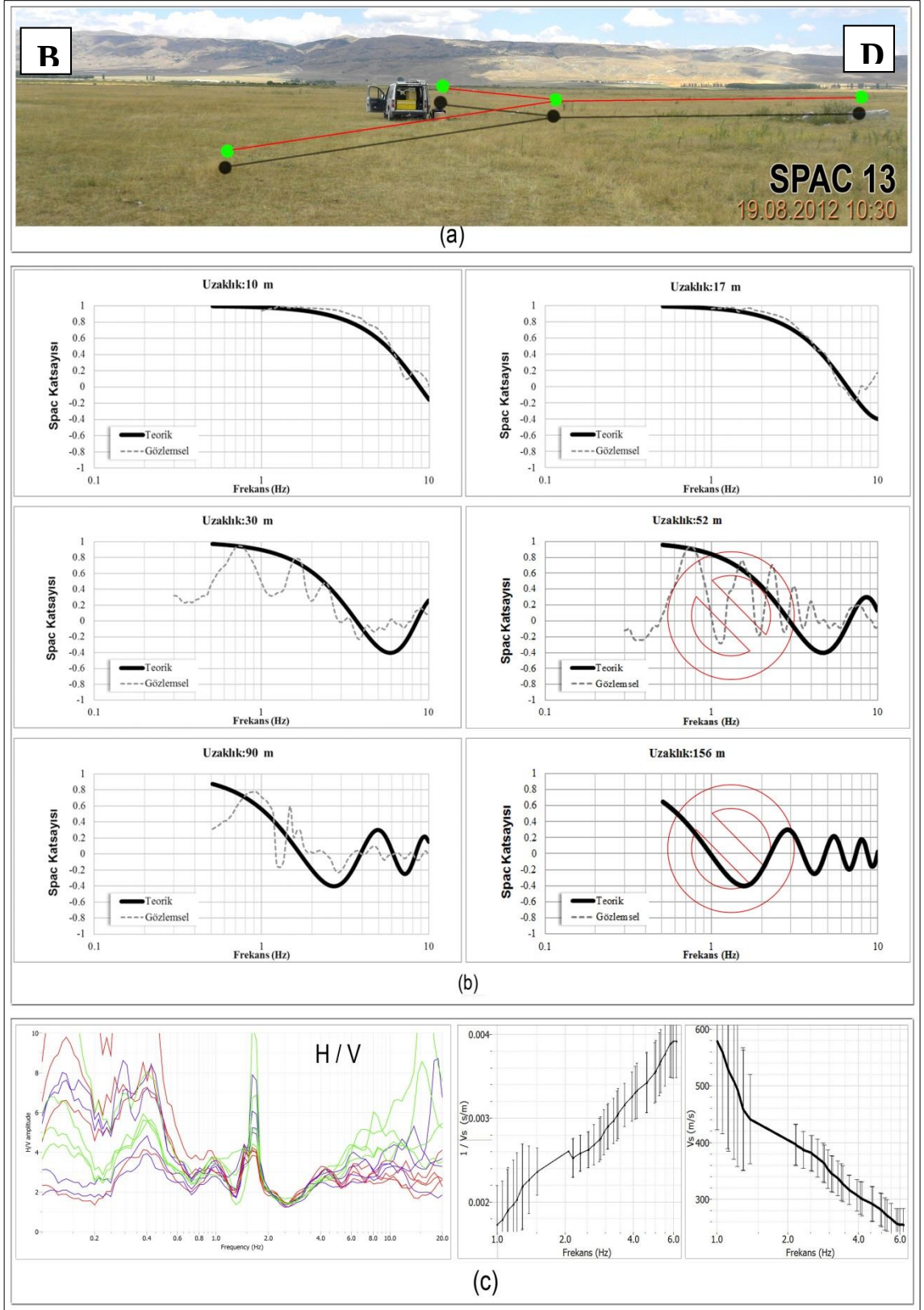
Şekil 4. 78: (a) 7 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 7 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli.



Şekil 4. 79: (a) 7 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita (b) 1 nolu SCPT ölçüm sonuçları (c) D10 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı eğrisi (d) 1 nolu 2-B Vs Hız değişimi.

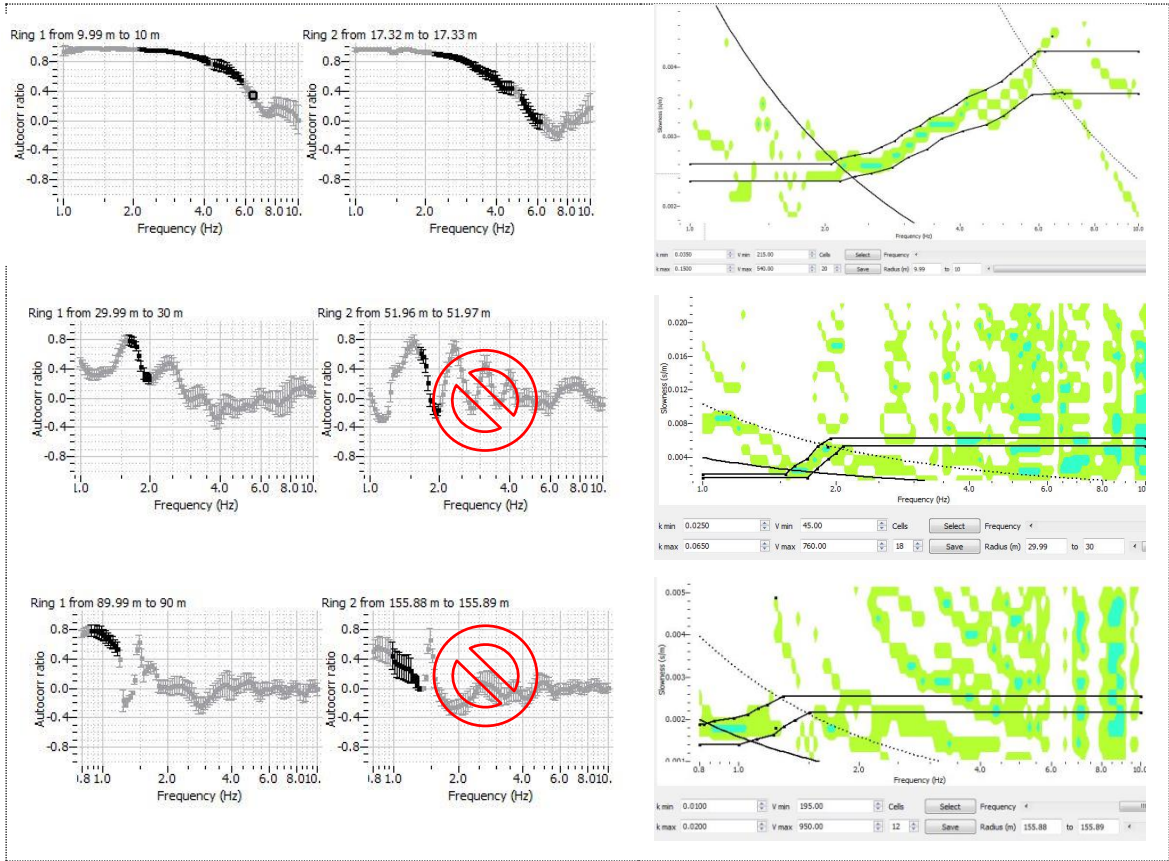
13 Nolu Mikrotremor Dizilim Ölçümü Sonuçları

Şekil 4.80, Şekil 4.81 ve Şekil 4.82’de 13 nolu ölçüm noktasına ait analiz sonuçları verilmiştir. Şekil 4.80-b’de 2012 yılında alınmış 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim ölçümlerine ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu gösterilmiştir. 52 m, 156 m dizilime ait SPAC katsayısı, standart sapma değerinin yüksek olmasından dolayı kullanılamamıştır.



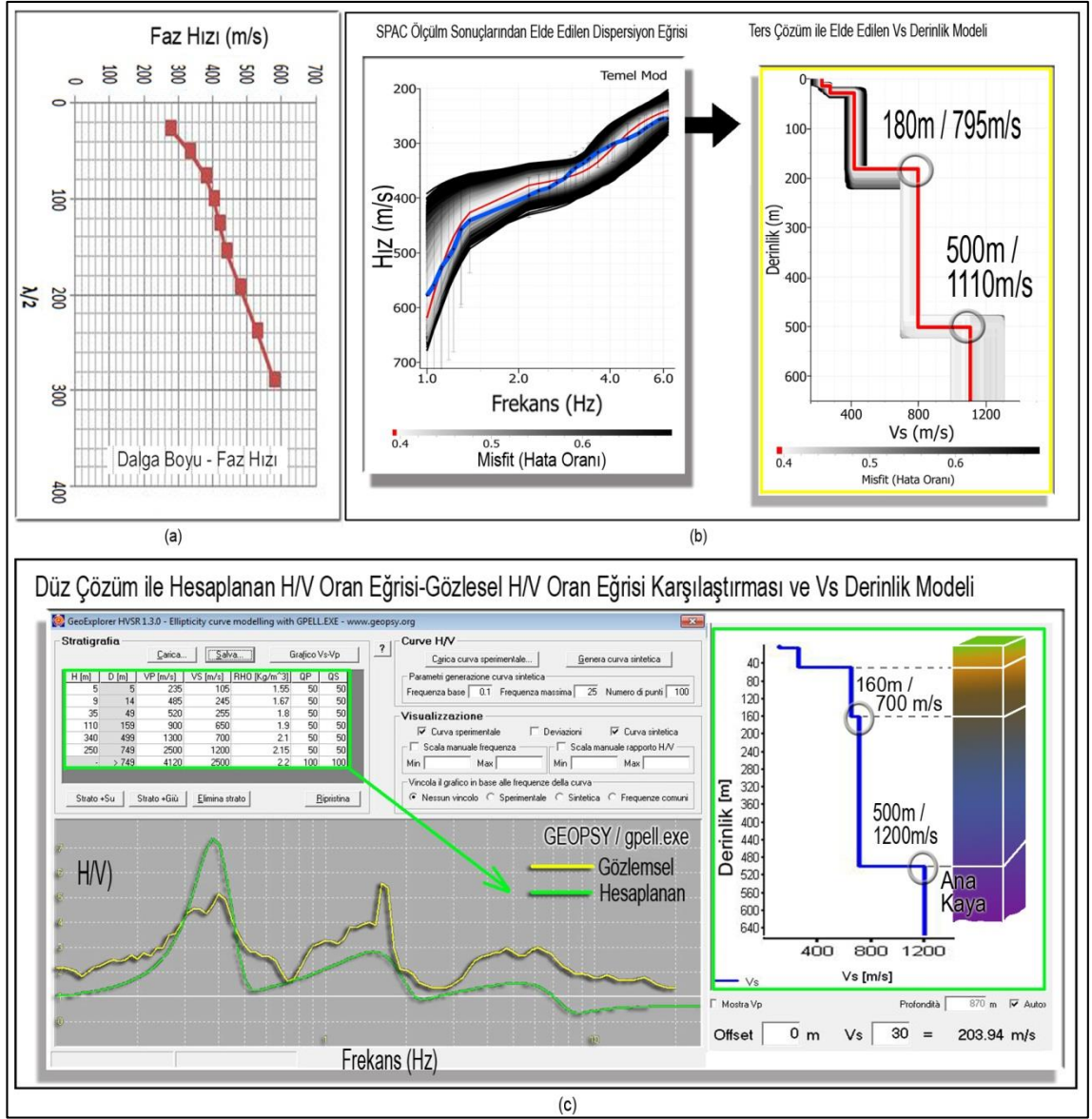
Şekil 4. 80: (a) 13 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 13 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 13 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.

10 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 2-6 Hz, 30 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1.5-2 Hz, 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 0.9-1.5 Hz frekansları arasında bilgi alınmış ve güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilerek (Şekil 4.81) dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.80-c). Elde edilen dispersiyon eğrisinde en düşük frekans değeri 0.9 Hz’de faz hızı 600 m/s olup, en yüksek frekans değeri olan 6 Hz’de faz hızı değeri 300 m/s’nin altına düşmekte olduğu görülmüştür.



Şekil 4. 81: 13 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi.

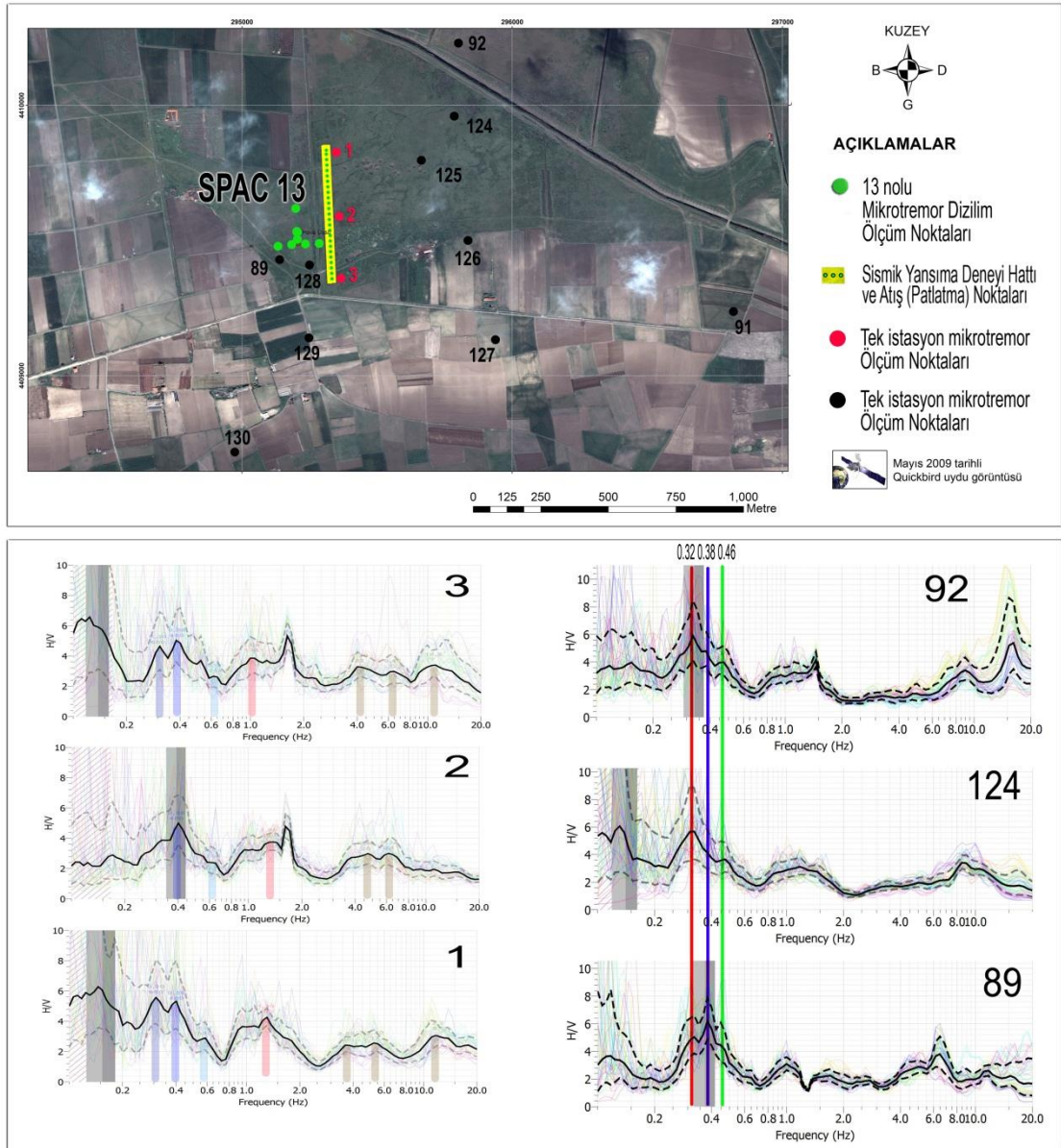
Rayleigh analiz sonucu elde edilen derinlik- V_s değişimi (Şekil 4.82-b) ve ölçüm sonuçlarından elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak hesaplanan dalga boyu faz hızı ilişkisi sonuçları düşey grafikte verilmiştir (Şekil 4.82-a). Dalga boyu- faz hızı ilişkisi kurulurken, dalga boyunun yarısına ($\lambda/2$) karşılık gelen hız değerleri kullanılmış ve ters çözüm için bir arama aralığı oluşturulmuştur.



Şekil 4. 82: (a) 13 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 13 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli.

Şekil 4.82-c’de transfer fonksiyonu kullanılarak (GEOPSY-gpell.exe) elde edilen H/V oran eğrisi ve Vs–derinlik değişimi verilmiştir. Her iki sonuçta da hızın ~760 m/s’nin üzerine çıktığı mühendislik ana kayasının yüzeyden ~160 m derinlikten itibaren, hızın 1200 m/s’nin üzerine çıktığı sismolojik anakayanın ise ~500 m derinliğinden itibaren başladığı görülmüştür. Şekil 4.82-c’de verilen tek istasyon mikrotremor ölçümüne ait H/V oran eğrisi incelendiğinde, 0.2 Hz–0.7 Hz aralığında pik verdiği ve hakim frekansın 0.36 Hz, pike karşılık gelen genlik değerinin ise 5 birim olduğu görülmüştür. Şekil 4.83’de bu ölçüm alanında 27.08.2012 tarihinde K-G yönlü 200 m aralıklı 3 farklı

noktada alınan tek istasyon mikrotremor ölçümü sonuçlarına bakıldığında hakim frekansın 0.35-0.40 Hz aralığında olduğu görülmektedir.



Şekil 4. 83: 13 nolu SPAC ölçüm alanında yapılan sismik yansıma deneyi hat yerini gösteren harita ve yakın çevresindeki tek istasyon mikrotremor ölçümleri H/V oran eğrileri.

13 nolu SPAC ölçüm alanında, 5 m jeofon aralığında 96 kanallı 25 atışlı sismik yansıma yöntemiyle veri alınmıştır. Ölçüm yerini gösteren harita Şekil 4.83’de verilmiştir. Sismik hatta ait arazi parametreleri:

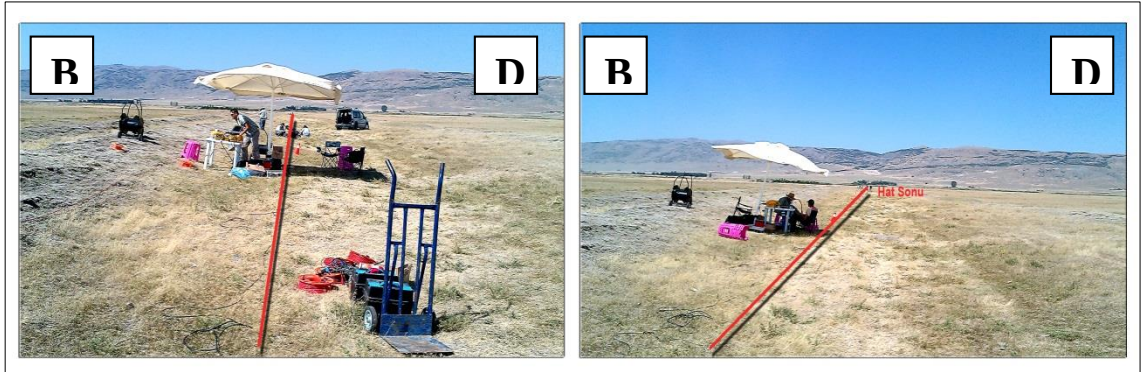
Serim Parametreleri:

- h. Jeofon sayısı: 96.
- i. Atış sayısı: 25.
- j. Jeofon aralığı: 5 m.
- k. Atış aralığı: 20 m.
 - 1. Atış / 1. Jeofon aralığı: 2.5 m.
- l. 25. Atış / 96. Jeofon aralığı: 2.5 m.
 - 1. Atış / 25. Atış uzaklığı (hat boyu): 480 m.
- m. CDP aralığı (yanal çözünürlük): 2.5 m.
- n. Yöntem: Jeofonlar sabit / Atış hareketli.

Kayıt Parametreleri:

- c. Örnekleme aralığı: 0.5 ms.
- d. Kayıt süresi: 2 s.

olarak belirlenmiştir. Şekil 4.51’de CDP katlama çizelgesi verilmiştir. Bu çalışmada sismik enerji kaynağı olarak kullanılan P-Gun için her bir atış başına 50 g’lık 36 adet magnum fişegi kullanılmıştır. Şekil 4.84’de veri toplama aşamasından fotoğraflar verilmiştir.

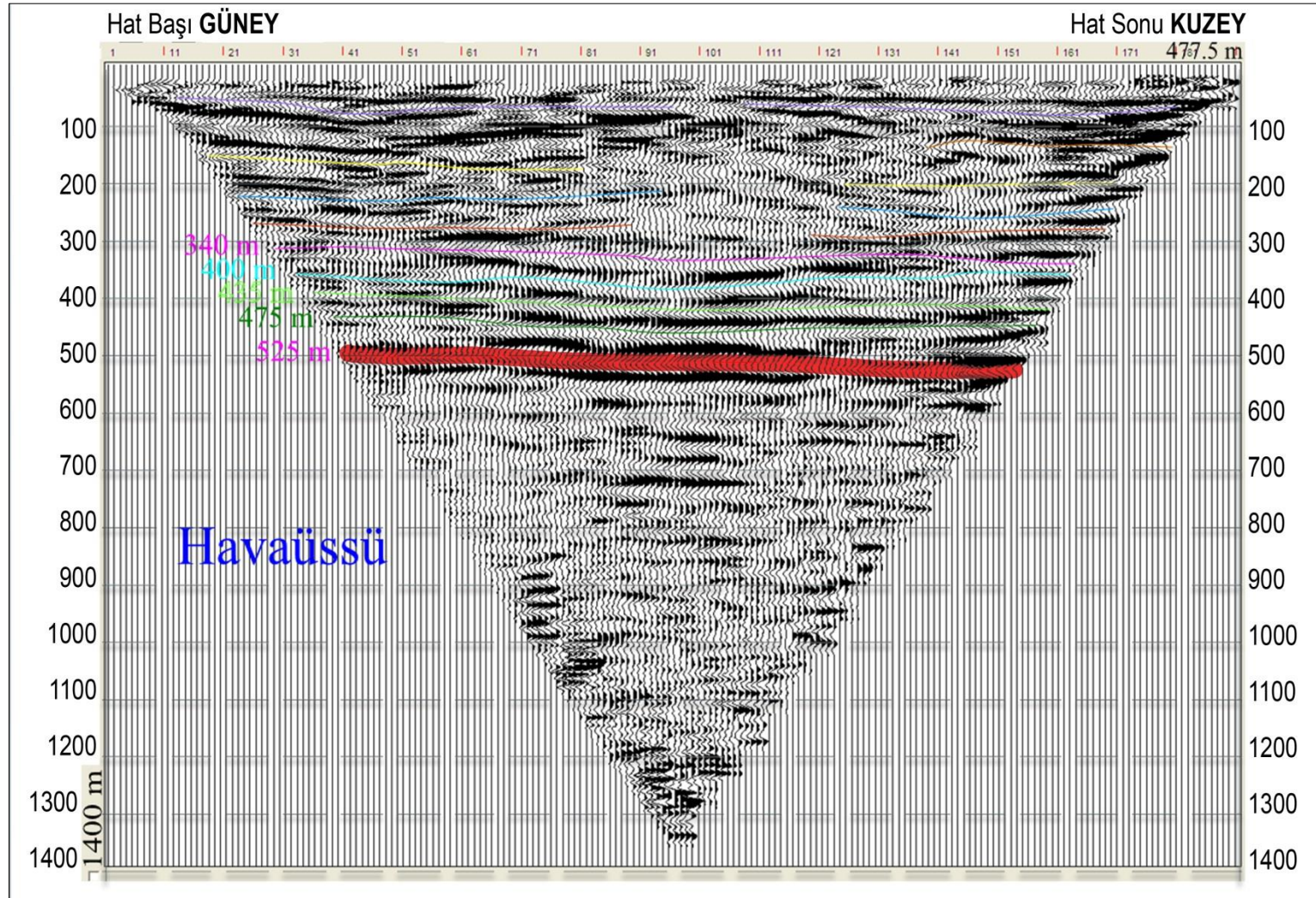


Şekil 4. 84: Hat ortasından hat sonuna doğru çekilmiş iki fotoğraf.

Sismik Yığma Kesitlerinin elde edilmesi amacıyla, aşağıdaki veri işlem sırası uygulanmıştır:

1. Geometri tanımı
2. Aralık geçişli trapez süzgeç: 1-5-90-100 Hz
3. Otomatik kazanç kontrolü (AGC), Zaman Penceresi: 500 milisaniye
4. Statik düzeltme: Sismik hat boyunca var olan yükseklik farklarının giderilmesi
5. İlk varışların sağlaştırılması
6. Yüzey dalgalarının sağlaştırılması
7. Atış düzeninden CDP düzenine geçiş (Birinci anahtar CDP, ikinci anahtar Offset)
8. Hız analizi (6 CDP noktasında, 500 ile 4000 m/s hızlar arasında) ve yığma
9. Yanal yumuşatma, ağırlık faktörleri: 0.25-0.5-1-0.5,0.25
10. Zamansal derinlikten metrik derinliğe dönüşüm
11. Sismik kesit resim dosyalarının oluşturması

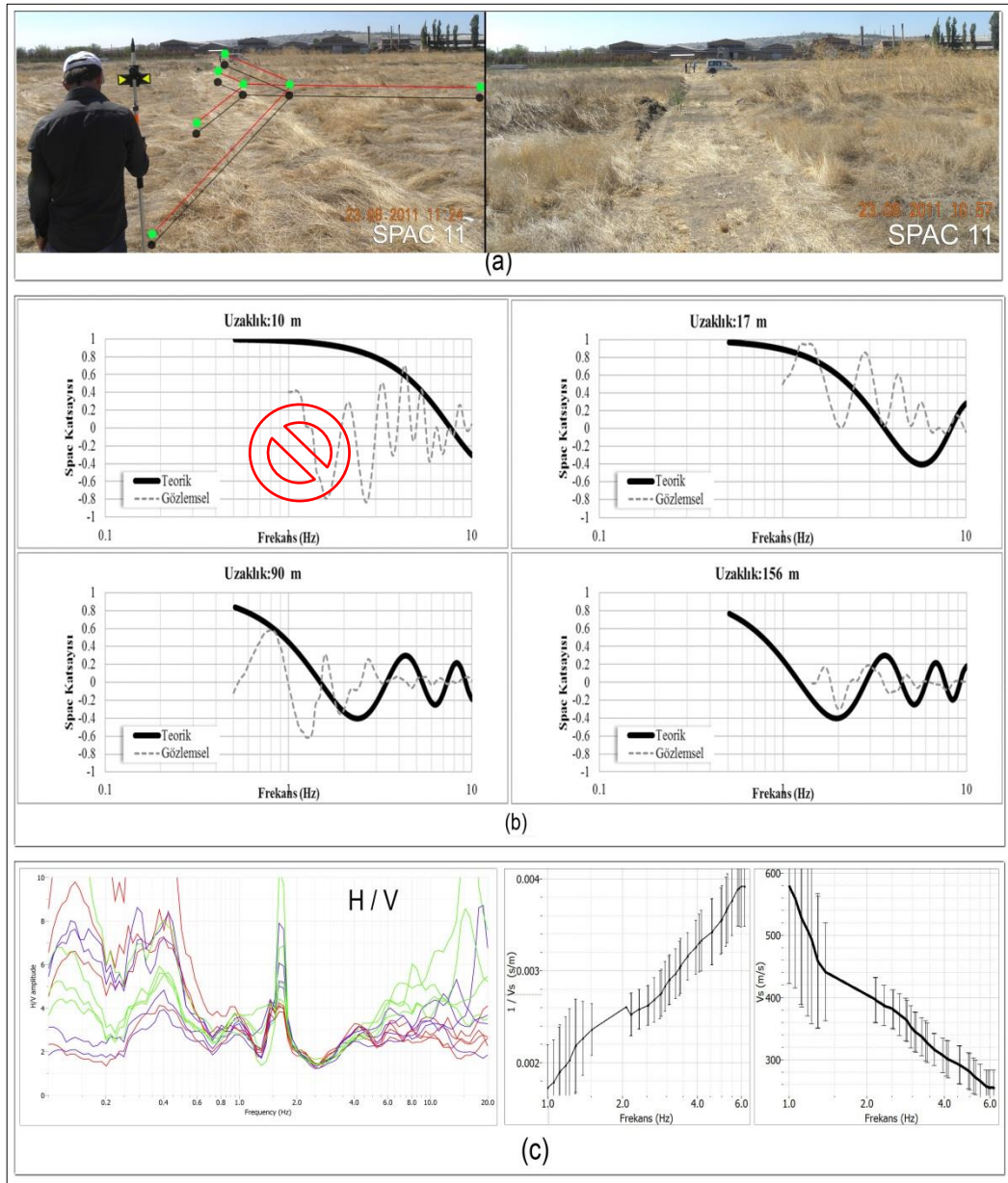
Sismik verilerin orijinalliğini mümkün olduğunca korumak amacıyla ters evrişim ve göç işlemleri uygulanmamıştır. Sonuç olarak 1500 m derinlikli Şekil 4.85’de verilen sismik yığma kesiti elde edilmiştir. Yorumlanmış sismik kesitte görüldüğü gibi 300-470 m aralığında değişen yansıtıcı ara yüzeyleri ve 500-530 m derinliğinde değişen güçlü bir yansıtıcı ara yüzey (sismolojik anakaya) görülmektedir. 500-530 m aralığında değişen ana kaya derinliği, SPAC analiz sonuçları ile uyumlu olduğu görülmüştür.



Şekil 4. 85: 13 nolu SPAC alanında yapılan sismik yansıma testinin yığma kesiti (Sismik veri Berkan Ecevitoğlu tarafından yorumlanmıştır).

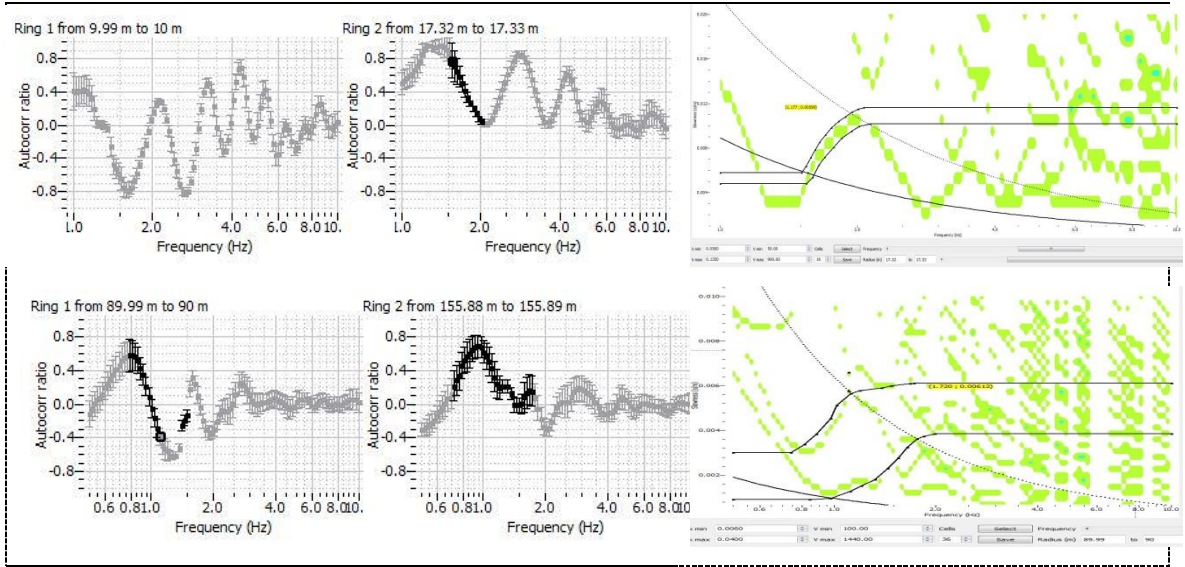
11 Nolu Mikrotremor Dizilim Ölçümü Sonuçları

Şekil 4.86, Şekil 4.87 ve Şekil 4.88’de 11 nolu ölçüm noktasına ait analiz sonuçları verilmiştir. Şekil 4.86-b’de 2012 yılında alınmış 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim ölçümlerine ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu gösterilmiştir. 10 m, 30 m, 52 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı, standart sapma değerinin yüksek olmasından dolayı kullanılamamıştır.



Şekil 4. 86: (a) 11 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 11 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 11 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.

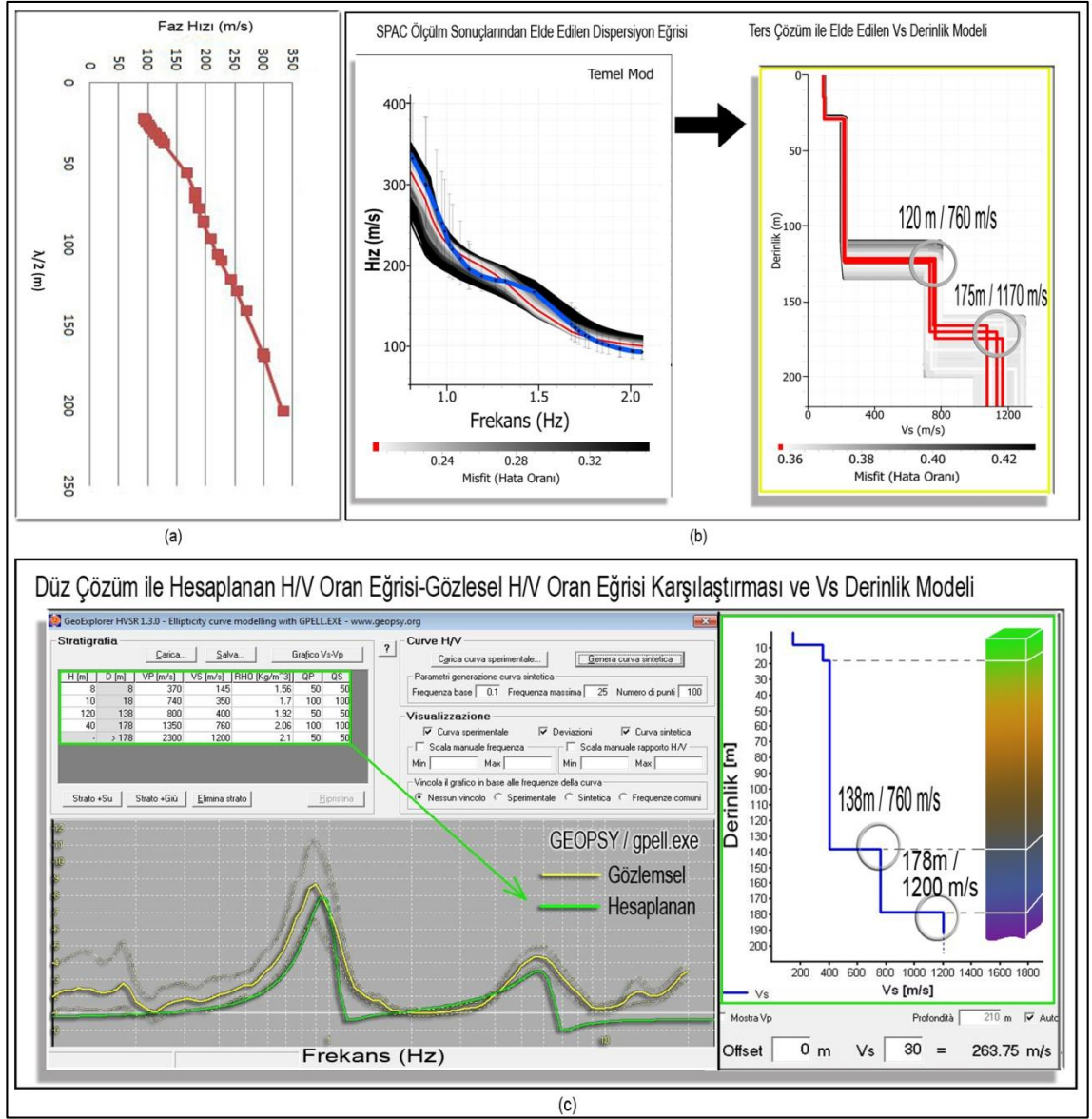
10 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1.5-2 Hz, 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 0.8-1.2 Hz frekansları arasında bilgi alınmış ve güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilerek (Şekil 4.87) dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.86-c). Elde edilen dispersiyon eğrisinde en düşük frekans değeri 0.8 Hz’de faz hızı 350 m/s olup, en yüksek frekans değeri olan 2 Hz’de faz hızı değeri 200 m/s’nin altına düşmekte olduğu görülmüştür. Oldukça düşük hızlı bu sonuçların, test alanına oldukça yakın olan 12 nolu SCPT sonuçları ile uyumlu olduğu görülmüştür (Şekil 4.90).



Şekil 4. 87: 11 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi.

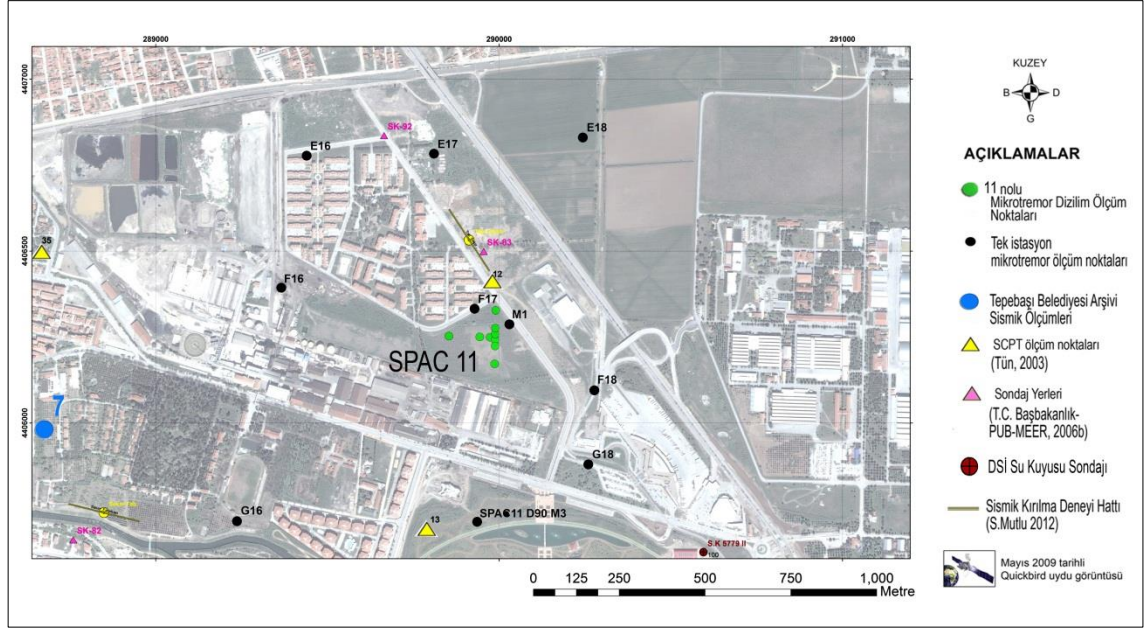
Rayleigh analiz sonucu elde edilen derinlik-Vs değişimi (Şekil 4.88-b) ve ölçüm sonuçlarından elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak hesaplanan dalga boyu faz hızı ilişkisi sonuçları düşey grafikte (Şekil 4.88-a)’da verilmiştir. Dalga boyu- faz hızı ilişkisi kurulurken, dalga boyunun yarısına ($\lambda/2$) karşılık gelen hız değerleri kullanılmış ve ters çözüm için bir arama aralığı oluşturulmuştur.

Şekil 4.88-c’de transfer fonksiyonu kullanılarak (GEOPSY-gpell.exe) elde edilen H/V oran eğrisi ve Vs–derinlik değişimi verilmiştir. Her iki sonuçta da hızın ~760 m/s’nin üzerine çıktığı mühendislik ana kayasının yüzeyden ~130 m, hızın ~1200 m/s’nin üzerine çıktığı sismolojik ana kayanın yüzeyden ~175 m derinlikten itibaren başladığı görülmüştür.

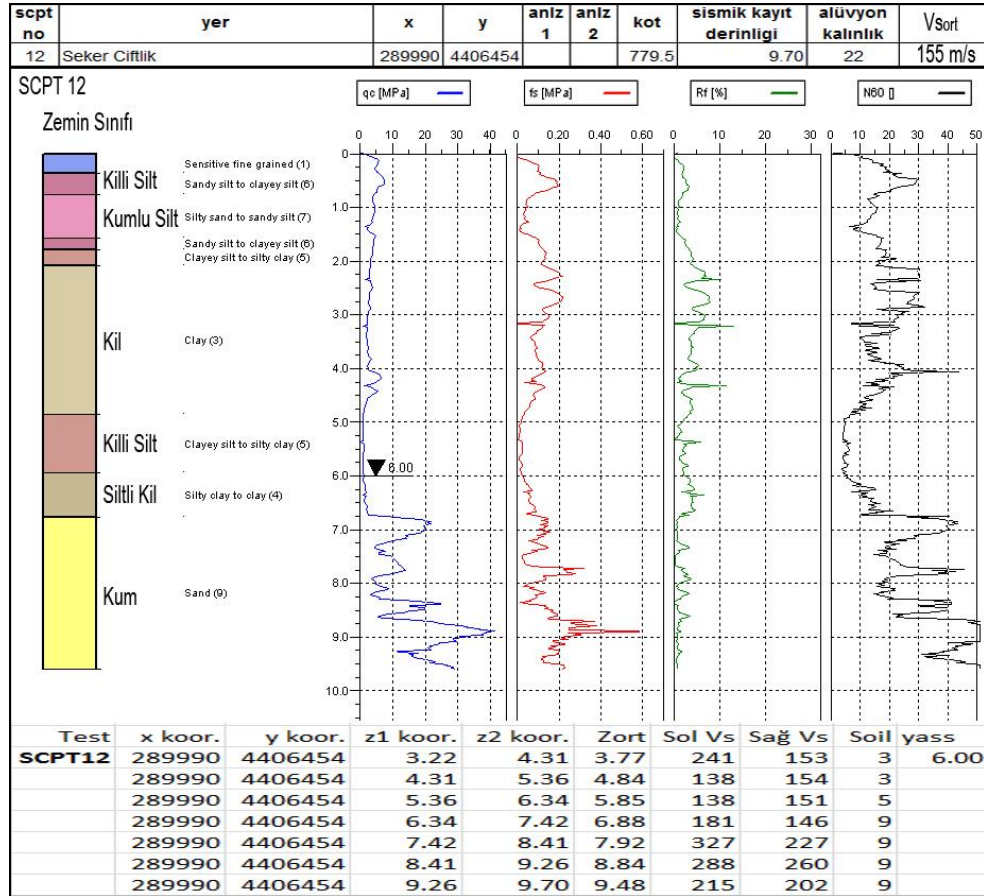


Şekil 4. 88: (a) 11 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 11 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik modeli.

Şekil 4.88-c’de verilen tek istasyon mikrotremor ölçümüne ait H/V oran eğrisi incelendiğinde, 0.5 Hz–1.1 Hz aralığında pik verdiği ve hakim frekansın 0.85 Hz, pike karşılık gelen genlik değerinin ise 9 birim olduğu görülmüştür. Yakın çevredeki sondaj verileri ve SCPT ölçüm verileri ve diğer ölçüm sonuçları incelendiğinde (Şekil 4.89) sonuçların, SPAC çözümünden elde edilen yüzeydeki düşük hız seviyesi bulgusunu doğruladığı görülmüştür.



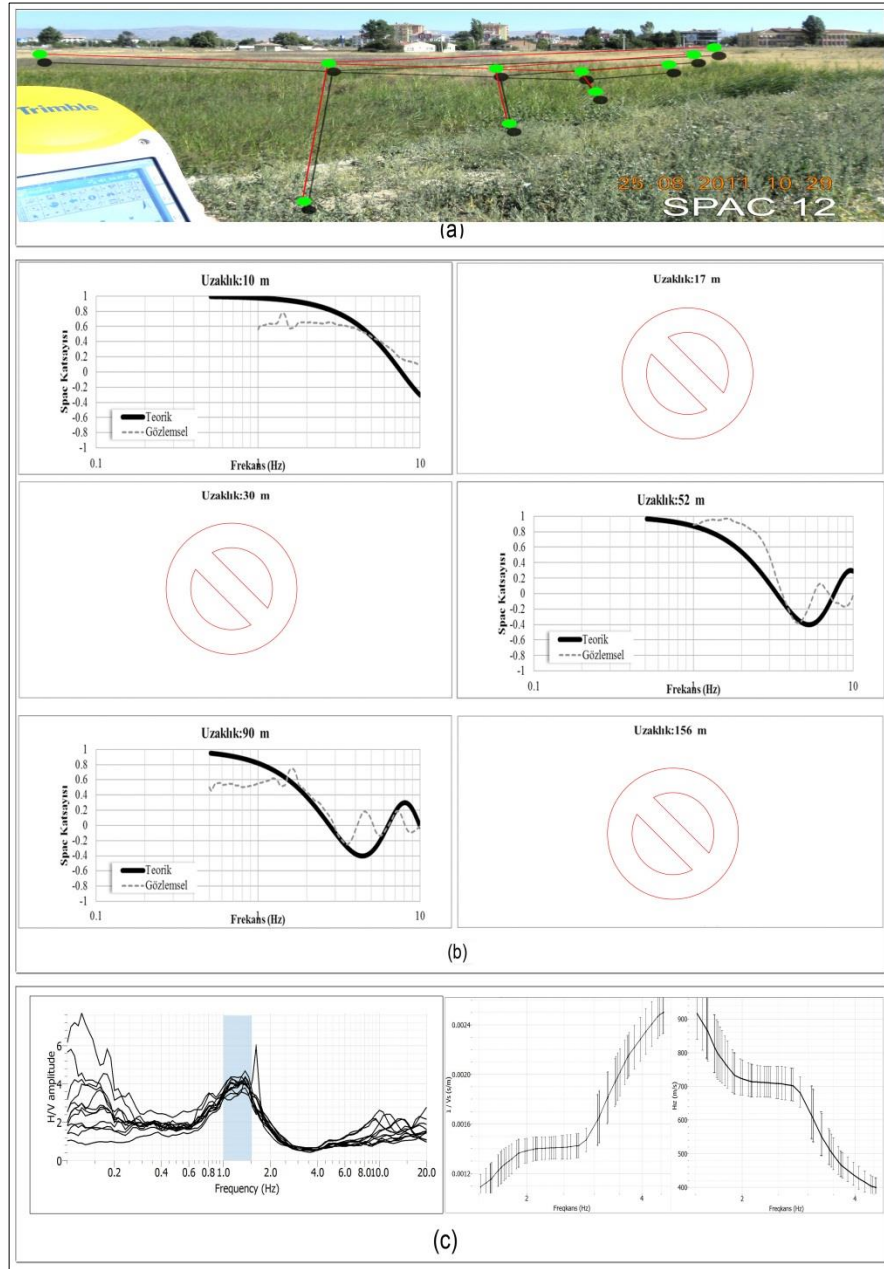
Şekil 4. 89: 11 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita.



Şekil 4. 90: 12 nolu SCPT sonuçları.

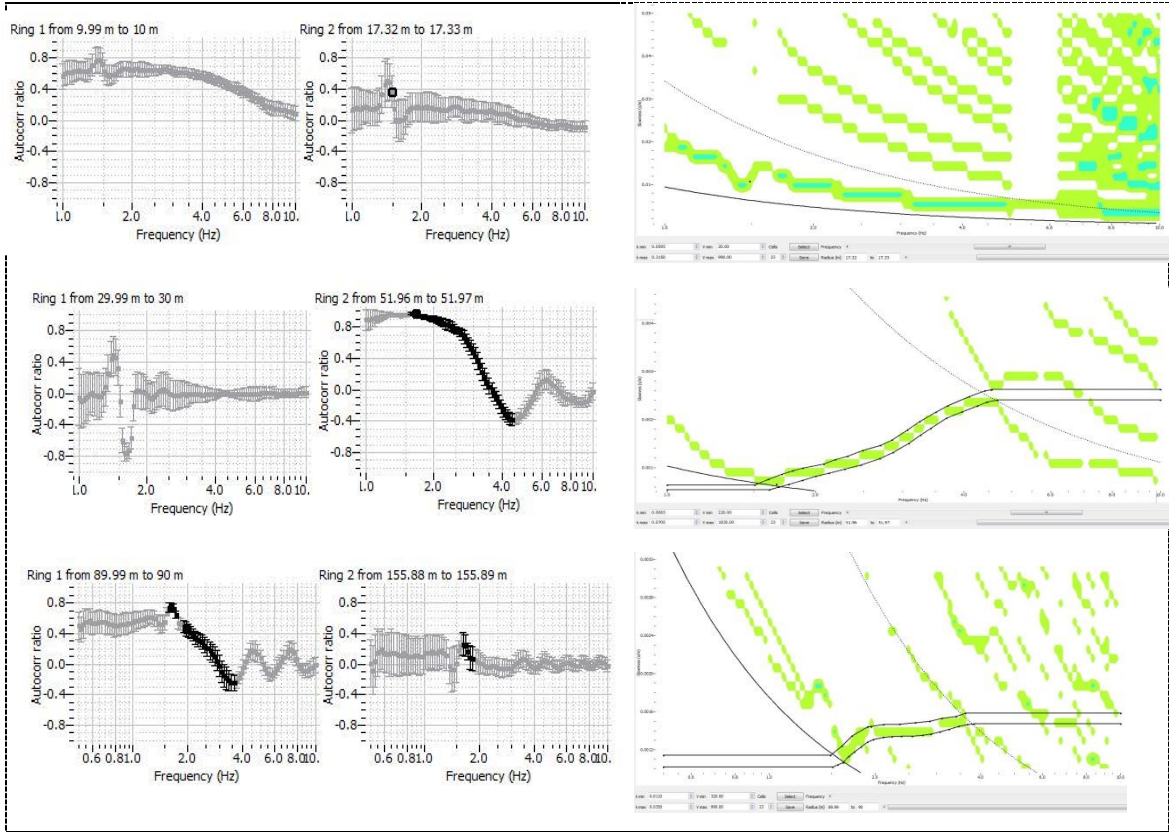
12 Nolu Mikrotremor Dizilim Ölçümü Sonuçları

Şekil 4.91, Şekil 4.92 ve Şekil 4.93’de 12 nolu ölçüm noktasına ait analiz sonuçları verilmiştir. Şekil 4.91-b’de 2012 yılında alınmış 10 m, 30 m ve 90 m yarıçaplı dizilim ölçümlerine ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu gösterilmiştir. 17 m, 30 m, 156 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı, standart sapma değerinin yüksek olmasından dolayı kullanılamamıştır.



Şekil 4. 91: (a) 12 nolu ölçüm yerinden fotoğraflar (b) 12 nolu ölçüm noktasına ait SPAC katsayıları ve teorik Bessel fonksiyonları ile uyumu (c) 12 nolu ölçüm noktasına ait her bir istasyon için H/V oran eğrileri ve dispersiyon eğrisi.

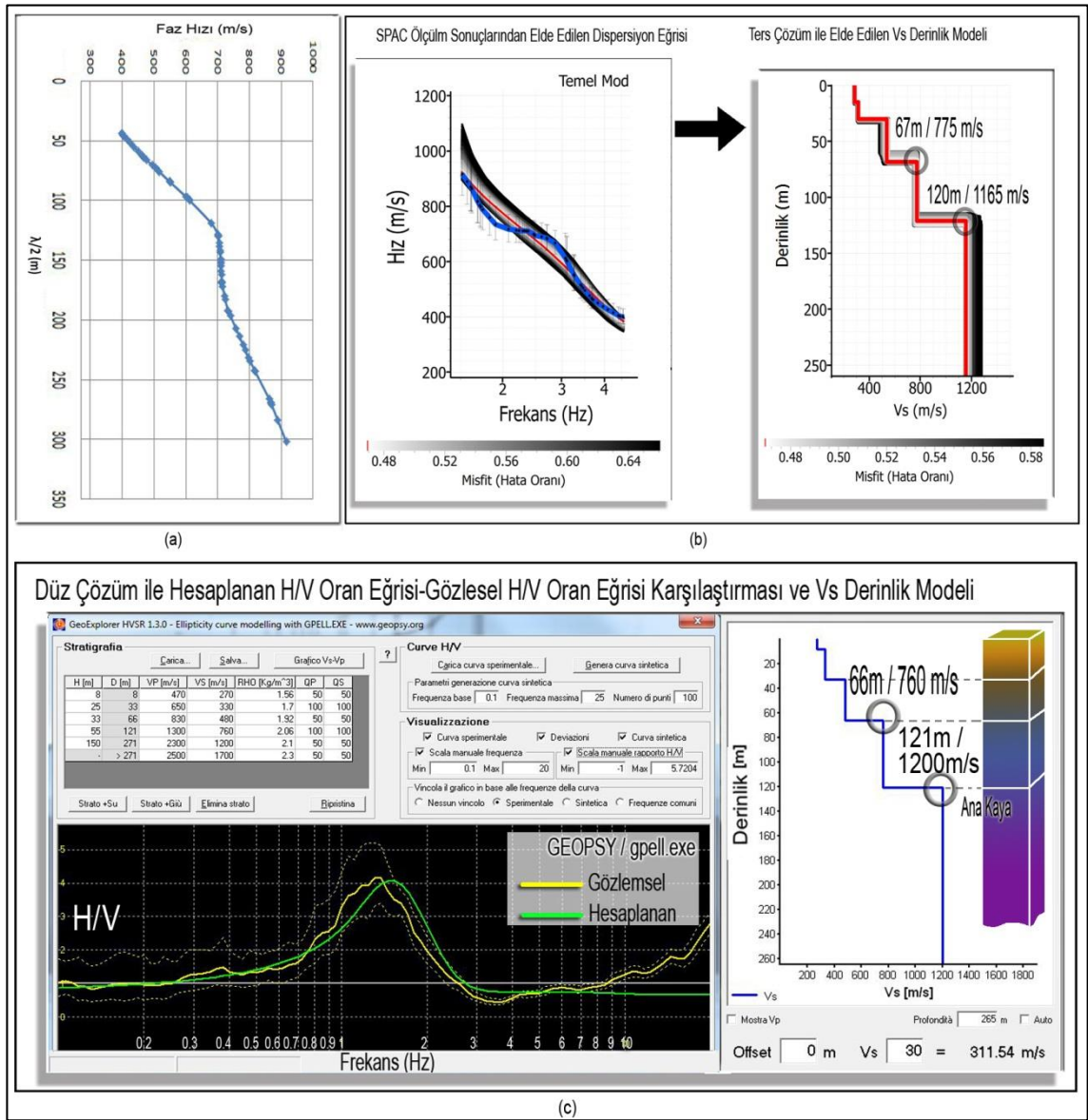
10 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 3-6 Hz, 30 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 2-4 Hz, 90 m yarıçaplı dizilime ait SPAC katsayısı ile 1.5-3 Hz frekansları arasında bilgi alınmış ve güvenilir otokorelasyon katsayıları seçilerek (Şekil 4.92) dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur (Şekil 4.91-c). Elde edilen dispersiyon eğrisinde en düşük frekans değeri 1.5 Hz’de faz hızı 900 m/s olup, en yüksek frekans değeri olan 6 Hz’de faz hızı değeri 400 m/s’nin altına düşmekte olduğu görülmüştür.



Şekil 4. 92: 12 Nolu ölçüm noktası için gözlemsel SPAC katsayıları ve güvenilir otokorelasyon katsayılarının seçilmesi.

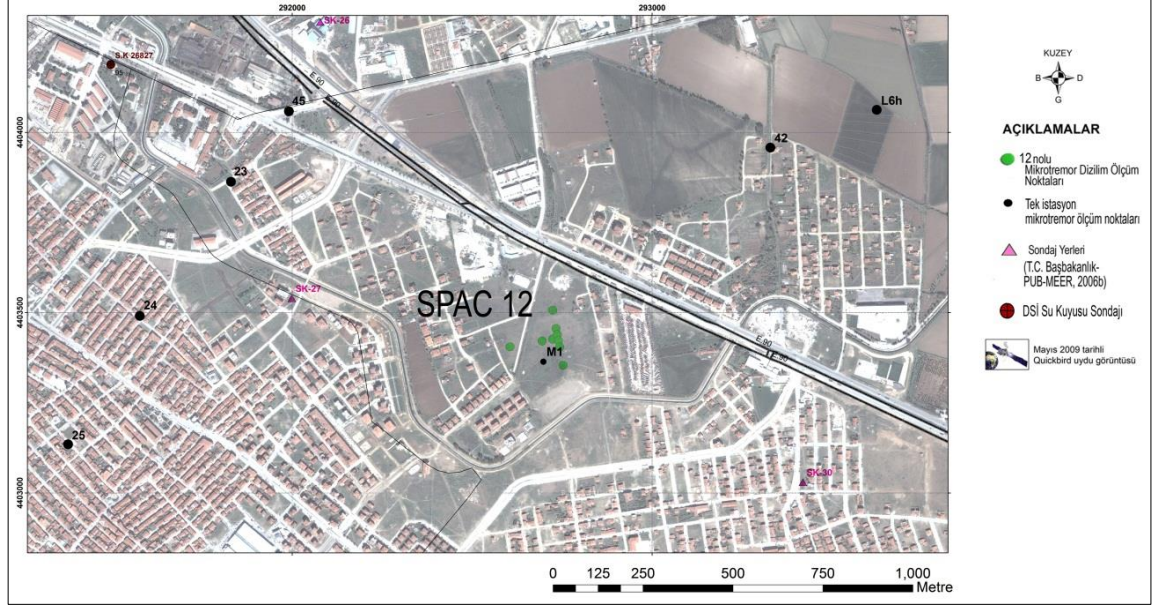
Rayleigh analiz sonucu elde edilen derinlik-Vs değişimi (Şekil 4.93-b) ve ölçüm sonuçlarından elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak hesaplanan dalga boyu faz hızı ilişkisi sonuçları düşey grafikte (Şekil 4.93-a)’da verilmiştir. Dalga boyu- faz hızı ilişkisi kurulurken, dalga boyunun yarısına ($\lambda/2$) karşılık gelen hız değerleri kullanılmış ve ters çözüm için bir arama aralığı oluşturulmuştur.

Şekil 4.93-c’de transfer fonksiyonu kullanılarak (GEOPSY-gpell.exe) elde edilen H/V oran eğrisi ve Vs–derinlik değişimi verilmiştir. Her iki sonuçta da hızın ~760 m/s’nin üzerine çıktığı mühendislik ana kayasının yüzeyden ~65 m, hızın 1200 m/s’nin üzerine çıktığı sismolojik anakayanın ise ~120 m derinlikten itibaren başladığı görülmüştür. Şekil 4.93-c’de verilen tek istasyon mikrotremor ölçümüne ait H/V oran eğrisi incelendiğinde, 0.8 Hz–2 Hz aralığında pik verdiği ve hakim frekansın 1.25 Hz, pike karşılık gelen genlik değerinin ise 4 birim olduğu görülmüştür.



Şekil 4. 93: (a) 12 nolu ölçüm yeri için dalga boyu-faz hızı ilişkisi (b) 12 nolu ölçüm yeri için gözlemsel dispersiyon eğrisi ve Vs derinlik profili (c) Hesaplanan H/V ve gözlemsel H/V oran eğrilerinin karşılaştırması ve hesaplanan H/V oran eğrisine karşılık gelen Vs derinlik değişimi modeli.

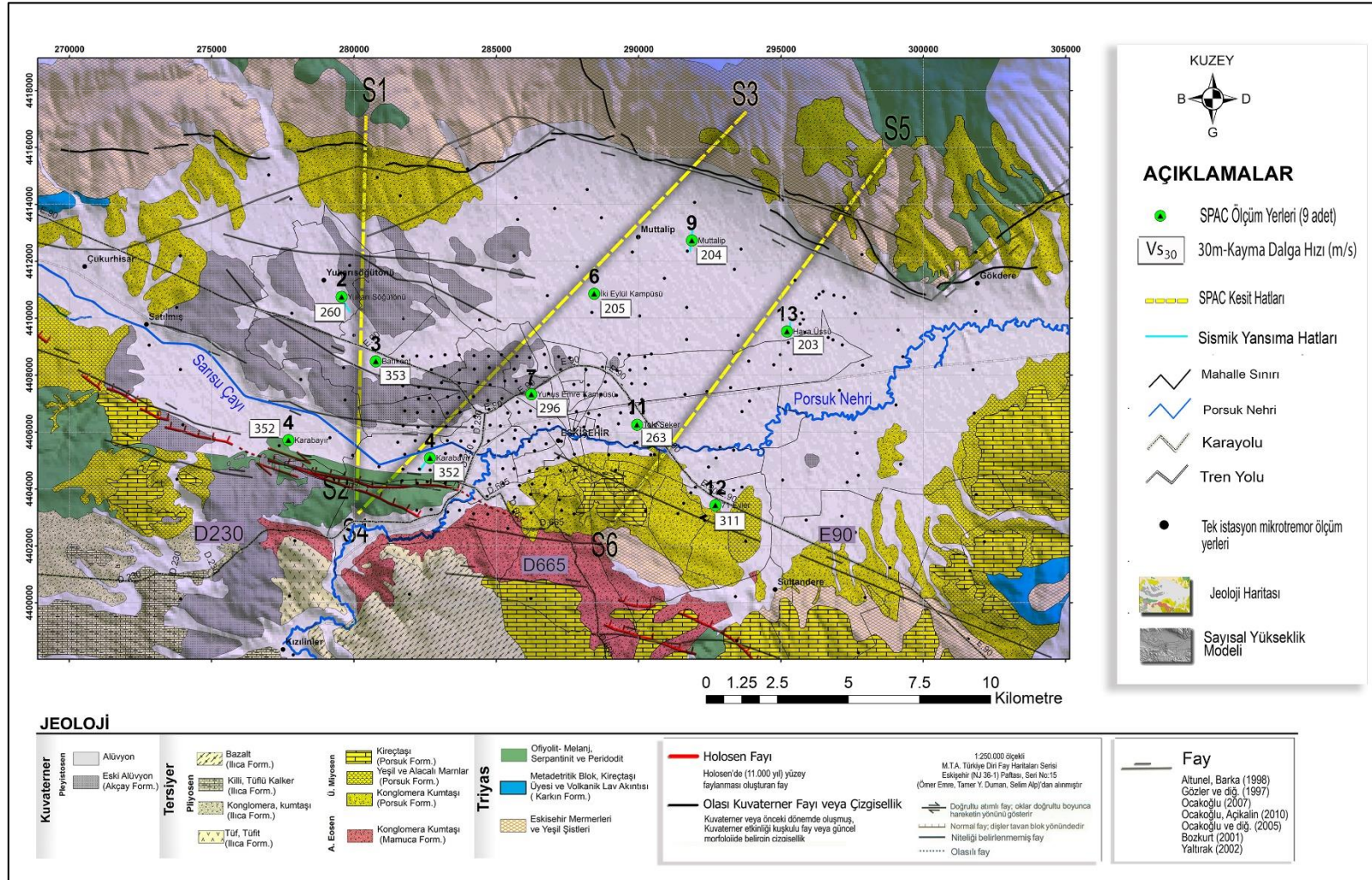
12 nolu mikrotremor dizilim ölçüm alanı ve yakın çevredeki sondaj ve diğer ölçüm yerleri (Şekil 4.94)'de verilmiştir.



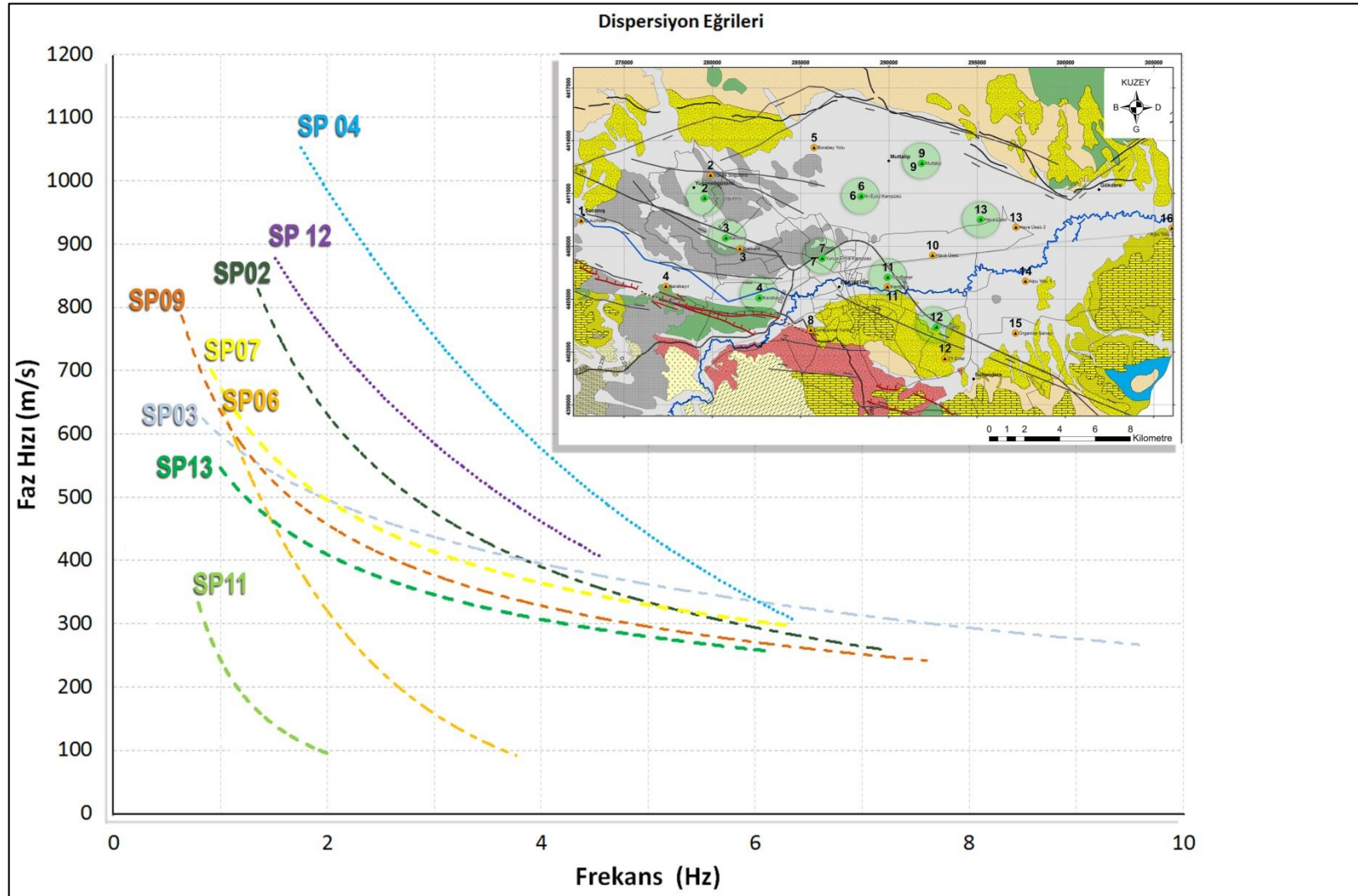
Şekil 4. 94: 12 nolu SPAC ölçüm alanı ve yakın çevrede yapılan jeofizik, geoteknik ölçüm çalışmaları yerlerini gösteren harita.

4.4.3. İki Boyutlu Kayma Dalga Hız Kesitlerinin Hazırlanması

Mikrotremor dizilim ölçümlerinden elde edilen sonuçlar kullanılarak çalışma alanı için farklı doğrultularda 2-B kayma dalga hız modelleri hazırlanmıştır. Şekil 4.95’de her bir SPAC ölçüm noktasındaki V_{s30} hız değerleri, kesitlere ait doğrultular, bölgenin jeoloji, topoğrafya ve diğer bilgilerle birlikte verilmiştir. 9 farklı noktadan alınan mikrotremor dizilim ölçümlerinden elde edilen dispersiyon eğrileri, Şekil 4.96’da verilmiştir. Şekilde gösterilen 3 farklı doğrultu boyunca, Rayleigh dalga formu kullanılarak hazırlanan kayma dalga hız (V_s) – derinlik (h) kesitleri hazırlanmıştır. Her bir kesit de ayrıca modelleri oluşturmada kullanılan gözlemsel dispersiyon eğrileri verilmiştir.

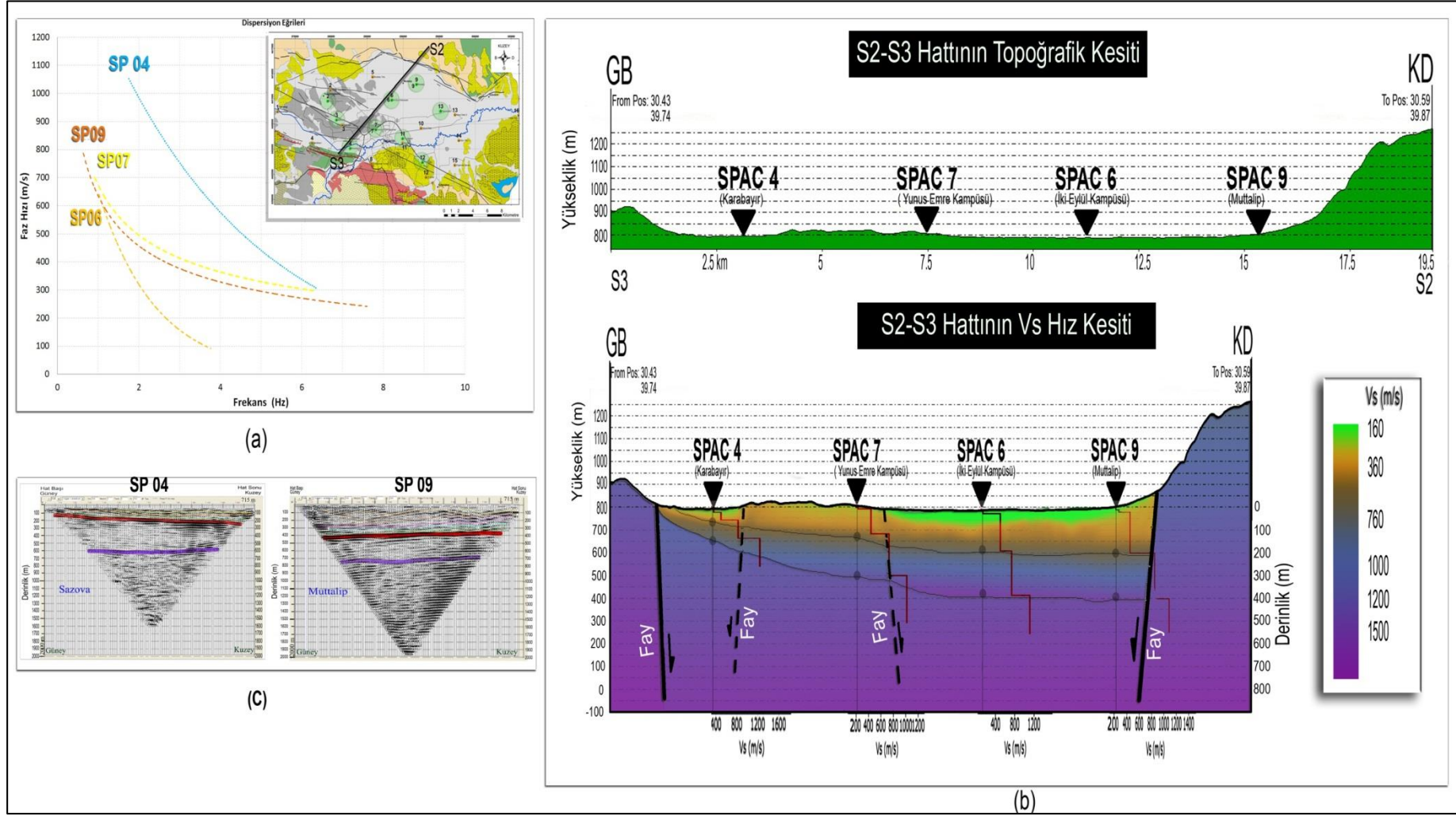


Şekil 4. 95: Bölge jeolojisi üzerinde mikrotremor dizilim ölçüm noktaları ve kesit hatlarını gösteren harita (Jeoloji, Gözler 1997’den değiştirilmiştir. Faylar, Altunel ve Barka, 1998; Ocakoğlu ve diğ., 2005; Ocakoğlu, 2007; MTA Türkiye Diri Fay Haritası çalışmalarından alınmıştır).



Şekil 4. 96: SPAC yöntemiyle elde edilen gözlemsel dispersiyon eğrileri.

Şekil 4.95’de gösterilen KD-GB yönlü S2-S3 hattı için, hat düzleminde bulunan ve kuzeyden güneye doğru sırasıyla 9, 6, 7, 4 nolu mikrotremor dizilim ölçüm sonuçlarından elde edilen derinlik-hız değişiminin iki boyutlu kesiti dispersiyon eğrileri ile birlikte Şekil 4.97’de verilmiştir. Kesitin oluşturulmasında 4 ve 9 nolu ölçüm noktalarında alınan sismik yansıma ölçüm verilerinden de yararlanılmıştır. Ayrıca bölgenin yapısal jeolojisi ile ilgili önceki çalışmalardan alınan fay konumları ve özellikleri kesit üzerinde gösterilmiştir. Şekil 4.97’den görüldüğü gibi, kesit hattının kuzey doğusunda anakaya derinliği ~400 m seviyesinde iken kesit hattının güney batısına doğru gidildikçe ana kaya derinliğinin ~150 m seviyesine kadar yükseldiği görülmektedir. SPAC analizleri ve sismik yansıma verileri kullanılarak elde edilen bu sonuç, Eskişehir Ovası’nın kuzey ve güneyindeki doğu-batı doğrultulu faylarla sınırlanmış yapısını doğrulamakta ve yarım graben yer yapısı şeklinde olduğunu göstermektedir. Literatürde S-dalga hızının (Vs) 30 m derinliğe kadar olan ortalama hızına bağlı olarak geliştirilmiş zemin sınıflama kriterleri mevcuttur (Tablo 4.2). Buna göre Eskişehir Baseni’nin üst seviyelerinde Vs hızı 100-350 m/s aralığında değişen yumuşak killer ve sert toprak bulunmaktadır. Şehrin kuzeyinde yüzeyleyen Triyas Eskişehir mermerleri sert ana kaya özelliğinde olup kesitin KD tarafında ~750 m derinliğine karşılık geldiği sismik yansıma kesitlerinden görülmektedir. Aynı bulgulardan hareketle ova ortasında bu seviyenin ~530 m olduğu ve kesitin GB tarafında bu seviyenin ~600 m olduğu görülmüştür. 7 nolu SPAC ölçümünün kuzeyinde KD’ya eğimli bir normal fay ve güneyinde GB’ya eğimli bir normal fay temel kayada üst seviyeye doğru bir yükselime neden olabileceği düşünülmektedir. Bu fay sistemleri birlikte çalışarak, Pliyosen çökellerini Kuvaterner çökellerden daha yüksek kotlara, ova ortasına doğru yükseltmiş olabileceği düşünülmektedir (Akın Kürçer ile yazılı görüşme). Triyas, Metamorfik kaya olarak tanımlayabileceğimiz bu seviyenin üzerinde ve Vs hızı 1200 m/s’nin üzerinde olan sismolojik anakaya görülmektedir. Sismolojik anakayanın üzerinde hızı ~760 m/s’nin üzerinde olan mühendislik anakayasası (sedimanter yayaçlar) olduğu düşünülmektedir. Bu seviyedeki yumuşak kaya-dayanıklı ile sert kaya arası birimler ovanın güney kesimlerinde yüzeylenmektedir. Elde edilen bu sonuçların, bölgede daha önceden yapılan çalışmalarla (Tün, 2003), (Mutlu, 2012), (Akdeniz, 2012), (Başbakanlık-PUB-MEER, 2006b), (Nefeslioglu ve diğ., 2003), (Ocakoğlu ve diğ., 2005) da uyumlu olduğu görülmüştür.



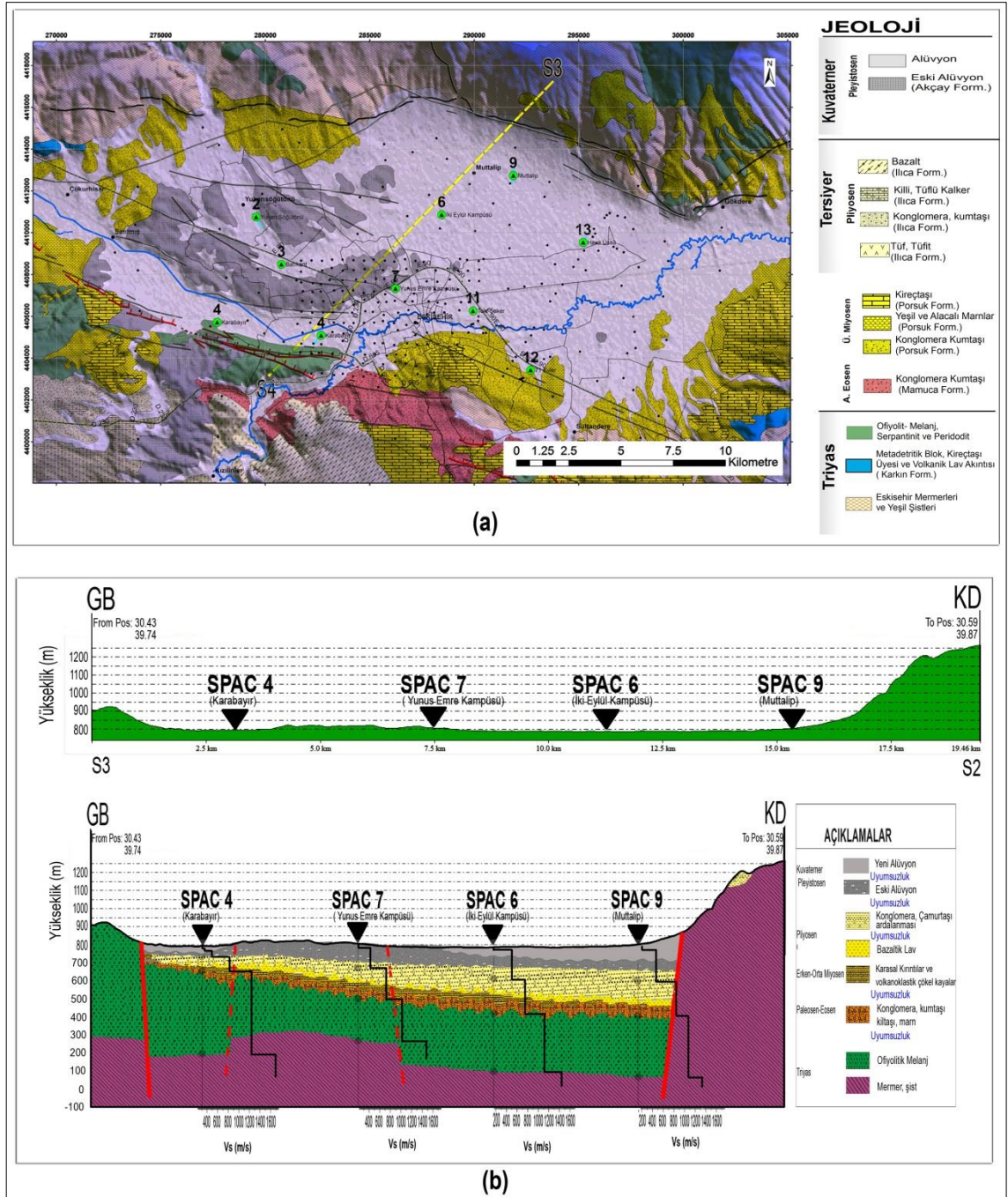
Şekil 4. 97: Mikrotremor dizilim ölçümü S3-S4 hattı yükseklik verisi, 2-B Vs-Derinlik kesiti ve dispersiyon eğrileri.

Eskişehir ve civarının stratigrafik kesitleri incelenerek Vs hız yapısı-derinlik ilişkisi ile birlikte yorumlanmaya çalışılmıştır (Şekil 4.98). Vs-derinlik değişim grafiğinde derinliğe karşılık gelen değer derinlik eksenindeki izdüşümü, jeolojik kesitte noktasal değer olarak konulmuş ve jeolojik birim geçişleri yaklaşımla yapılmıştır. Triyas yaşlı Eskişehir mermerleri ve ofiyolitik melanj, gerçekte tektonik bindirmeyle sınırlı olmasına karşın bu kesitte normal dokanak şeklinde gösterilmiştir. Bu gösterim biçiminin nedeni, mevcut bilgiler kullanılarak, bu dokanağın biçiminin belirlenememiş ve daha önceki çalışmalardan bu bilgiye ait bir bulguya rastlanmamış olmasıdır.

Tablo 4. 2: $V_{s,30}$ hızına göre geliştirilmiş ve dünya genelinde yaygın olarak kullanılan zemin sınıflama kriterleri ((Ansal, 2004)'den değiştirilerek alınmıştır).

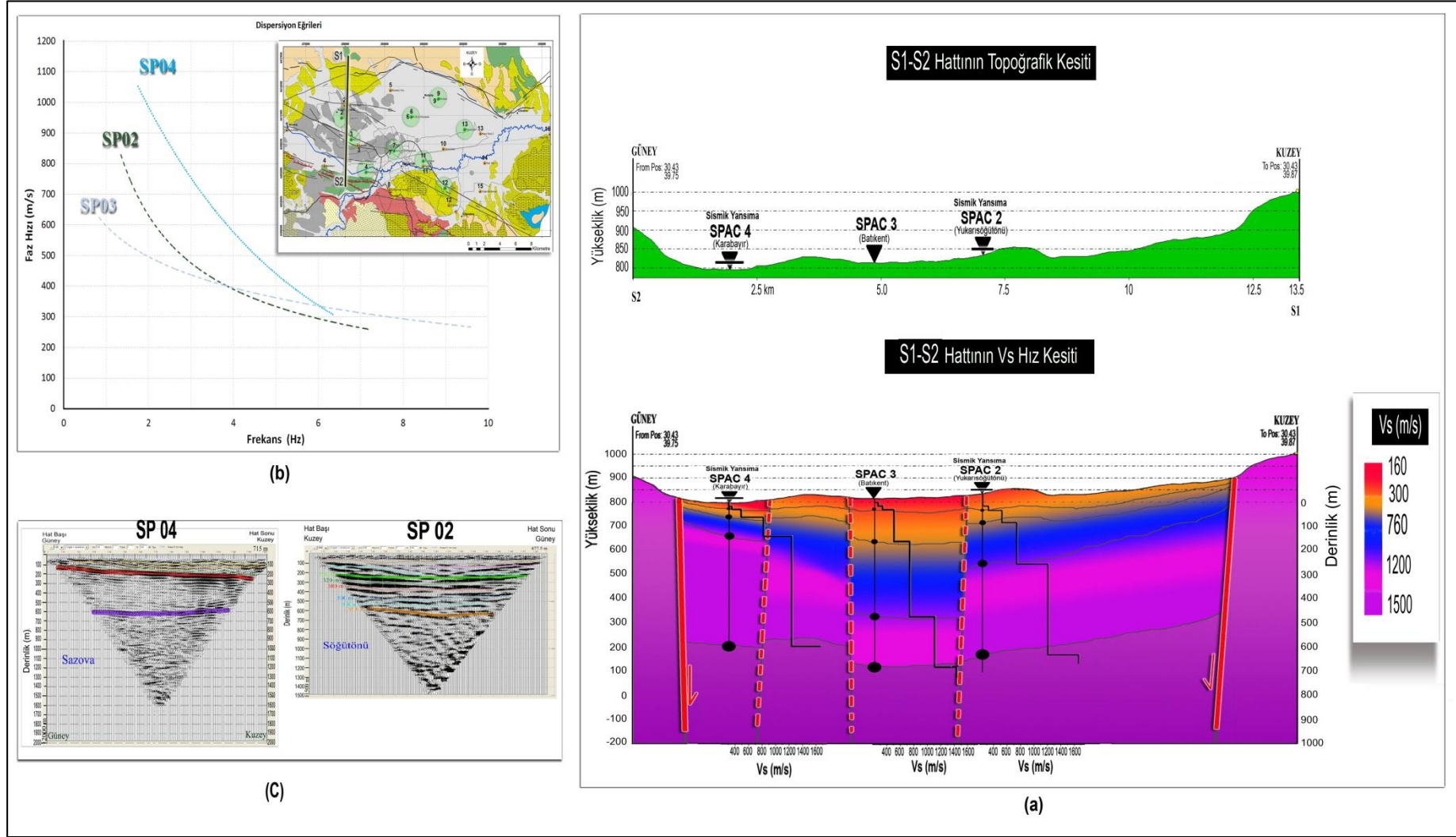
V _{s,30} (m/s)	180	360	760	1500	
NEHRP	F, E	D	C	B	A
Eurocode 8(ENV1998)	C	C B	A	A	
Eurocode 8(prENV1998) (Draft4, 2001)	D	C	B	A	
UBC/97 IBC/2000	S _E	S _D	S _C	S _B	S _A
GREEK SEISMIC CODE EAK2000	D - C	C B	A	A	
New Zealand, 2000 (Draft)	D (T>0.6s =>V _{s,30} <200)	C (T<0.6s =>V _{s,30} >200)	B	A	
Japan, 1998 (Highway Bridges)	III (T>0.6s =>V _{s,30} <200)	II (I) (T=0.2-0.6s=>V _{s,30} =200-600)		I (T<0.2s =>V _{s,30} >600)	
Türkiye/98	Z ₄ – Z ₃	Z ₃ – Z ₂	Z ₃ - Z ₂ - Z ₁	Z ₁	
AFP/90	S ₃ -S ₂	S ₃ -S ₂ -S ₁	S ₁ -S ₀	S ₀	

Şekil 4.97’de verilen dispersiyon eğrilerinden görüldüğü gibi, ovanın güneyinde SP04 ölçümünde 2-4 Hz frekans içeriğine sahip yüksek hızlı seviyeler görülürken özellikle ova ortasında SP 06 nolu ölçümde, 1-3 Hz frekans içeriğine sahip düşük hızlı ve daha derin seviyeler, basenin yapısını ortaya koymaktadır. Yarım graben yapısına karşılık gelen bu sedimantolojik basen özelliği nedeniyle, ovanın Kuzey yamacını şekillendiren GB eğimli normal fay sisteminin geçmiş dönemden günümüze daha aktif bir özellikte çalıştığı düşünülmektedir.

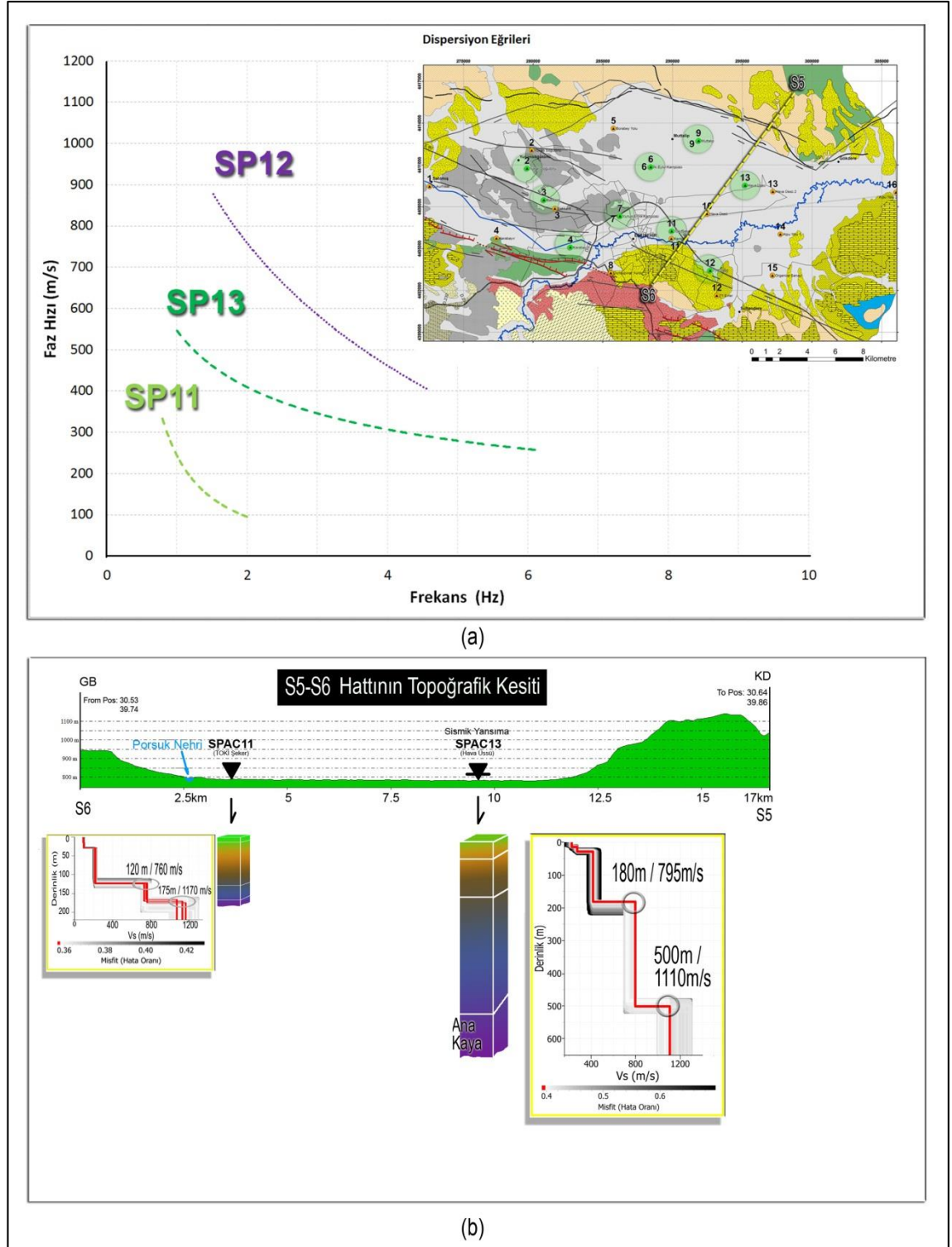


Şekil 4. 98: Bölgenin jeolojisi ile birlikte mikrotremor dizilim ölçümü S2-S3 hattı ve 2-b jeolojik kesit (Gürol Seyitoğlu, Emrah Pekkan, Akın Kürçer ile yazılı görüşme katkılarıyla).

SPAC verilerinden elde edilen Vs hızları kullanılarak, S1-S2 hattı ve S5-S6 hatları için elde edilen derinlik-Vs hız değişim kesitleri sırasıyla, Şekil 4.99 ve Şekil 4.100’de verilmiştir. Bu kesitlerde de bölgenin yapısal jeolojisi ile uyumlu sonuçlara ulaşılmıştır.



Şekil 4. 99:: Mikrotremor dizilim ölçümü S1-S2 hattı yükseklik verisi, 2-B Vs-Derinlik kesiti ve dispersiyon eğrileri.



Şekil 4. 100: Mikrotremor dizilim ölçümü S5-S6 hattı yükseklik verisi, 2-B Vs-Derink kesiti ve dispersiyon eğrileri.

4.5. SEDİMAN KALINLIK BAĞINTISININ ELDE EDİLMESİ

Daha önceki çalışmalardan H/V oranı ile sediman kalınlığı arasındaki ilişkinin olduğu bilinmektedir (García-Jerez ve diğ., 2006 ; Hinzen ve diğ., 2004 ; Motamed ve diğ., 2007 ; Parolai ve diğ., 2002) (Birgoren ve diğ., 2009 ; Dinesh ve diğ., 2010 ; Karabulut, 2012 ; Özalaybey ve diğ., 2011 ; Sukumaran ve diğ., 2011). Bu çalışmada 318 noktadaki tek istasyon mikrotremor ölçüm sonuçları ile birlikte, dizilim mikrotremor ölçüm sonuçları, sismik yansıma ölçüm sonuçları ve mevcut derin sondaj bilgileri kullanılarak, Eskişehir ovası için sediman kalınlık bağıntısı geliştirilmiştir.

Hakim frekans haritasında gözlenen (Şekil 4.29) değişimlerin nedeninin Eskişehir Basenini (Ovası) oluşturan alüvyal sediman kalınlığı ve yaşlı jeolojik birimlerin (sedimanter kayaçların) hemen altında yer alan anakaya geometrisi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Bu düşünceye altlık oluşturacak ölçüm sonuçları, Bölüm 4.3’de tartışılmıştı.

Yüzeydeki tabakanın genlik-periyod ilişkisi araştırılarak, genliğin periyodun fonksiyonu olarak teorik hesabı yapıldığında, en üstteki tabakanın doğal periyodunda ($T_1=4H/V$) maksimum genliğin meydana geldiği daha önceki çalışmalardan bilinmektedir. Üst sediman ile altındaki ana-kaya hızı arasındaki hız farkına bağlı olarak değişen H/V genlik değeri iki tabaka arasındaki hız farkı düşük ise düşük, yüksek ise yüksek olacaktır. Bu çalışmada yatay-düşey genlik değerleri 1-6 arasında değişmekte olduğu görülmüştür. H/V oranından elde edilen hakim frekans (f_0) ile üst sediman tabakasının yaklaşık ortalama hızının V_s olarak ifade edilirse, üst sediman kalınlığı için $H= V_s/4f_0$ bağıntısı kullanılarak çökel kalınlığı için yaklaşık bir derinlik bilgisi elde etmek mümkündür (Ansal, 2004 ; Balan ve diğ., 2008 ; Kanai, 1965 ; Kanai ve diğ., 1959 ; Kramer, 1996 ; Nakamura, 1989 ; Nakamura, 2000 ; Srbulov, 2008 ; Srbulov, 2010 ; Srbulov, 2011 ; Woolery ve Street, 2002).

4.5.1. Mevcut Veriler İle H/V Oran Eğrilerinin Karşılaştırılması

Bu tez çalışması kapsamında yapılan SPAC değerlendirme sonuçları ve sismik yansıma testi sonuçları, daha önceki bölümlerde detaylandırılmıştı. Bu bölümde daha önceki çalışmalardan alınan veri kaynakları ile bu tez çalışması kapsamında ölçümü yapılan H/V oran eğrileri karşılaştırılmıştır.

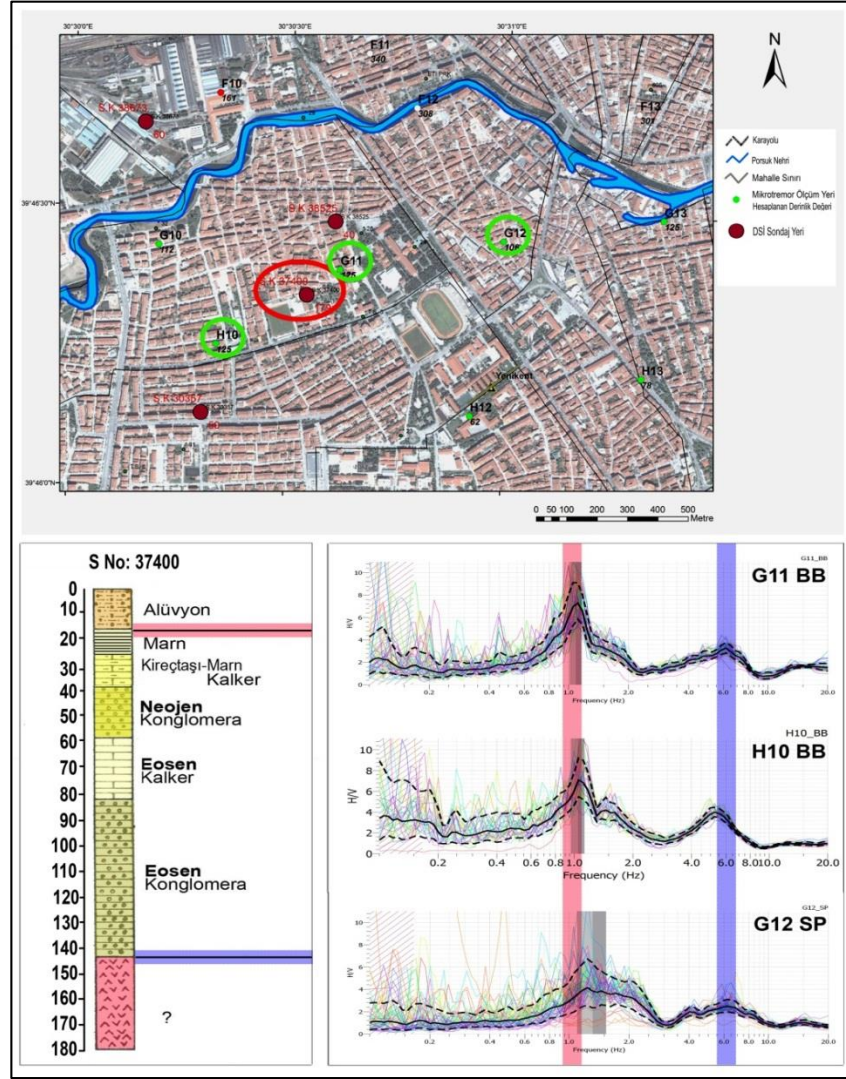
Çalışma alanında DSİ 3. Bölge Müdürlüğü tarafından yapılan sondaj çalışmaları (Azdiken ve Çatalyürekli, 2001 ; Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001) araştırılmış ve 22 adet sondaj kuyusu verisine ulaşılmıştır. Kuyu numaraları ve kuyu derinlik bilgisi, Tablo 4.3’de verilmiştir.

Tablo 4. 3: DSİ III. Bölge Müdürlüğü Sondaj Kuyuları (Azdiken ve Çatalyürekli, 2001 ; Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001).

KUYU NO	Kuyu Derinliği	x	y	kotu
20613	50	283088	4405101	795
27279	70	284707	4403619	802
31968	110	284305	4404767	795
3		284569	4405006	795
4		285421	4404169	800
15		284959	4404554	794
8		286040	4404915	795
30357	50	286288	4405112	795
38673	60	286108	4406074	795
37400	179	286637	4405500	795
38525	40	286733	4405742	795
5		286823	4405427	795
13		289238	4405466	786
22233	50	288850	4405483	786
5779	100	290595	4405624	785
26827	95	291496	4404188	800
43036	50	283100	4408100	
45332		285310	4406332	
17301		284981	4407102	
54004		285541	4407913	
52537	67	289917	4408625	
56150	75	288485	4407213	
20837	45	290155	4405157	

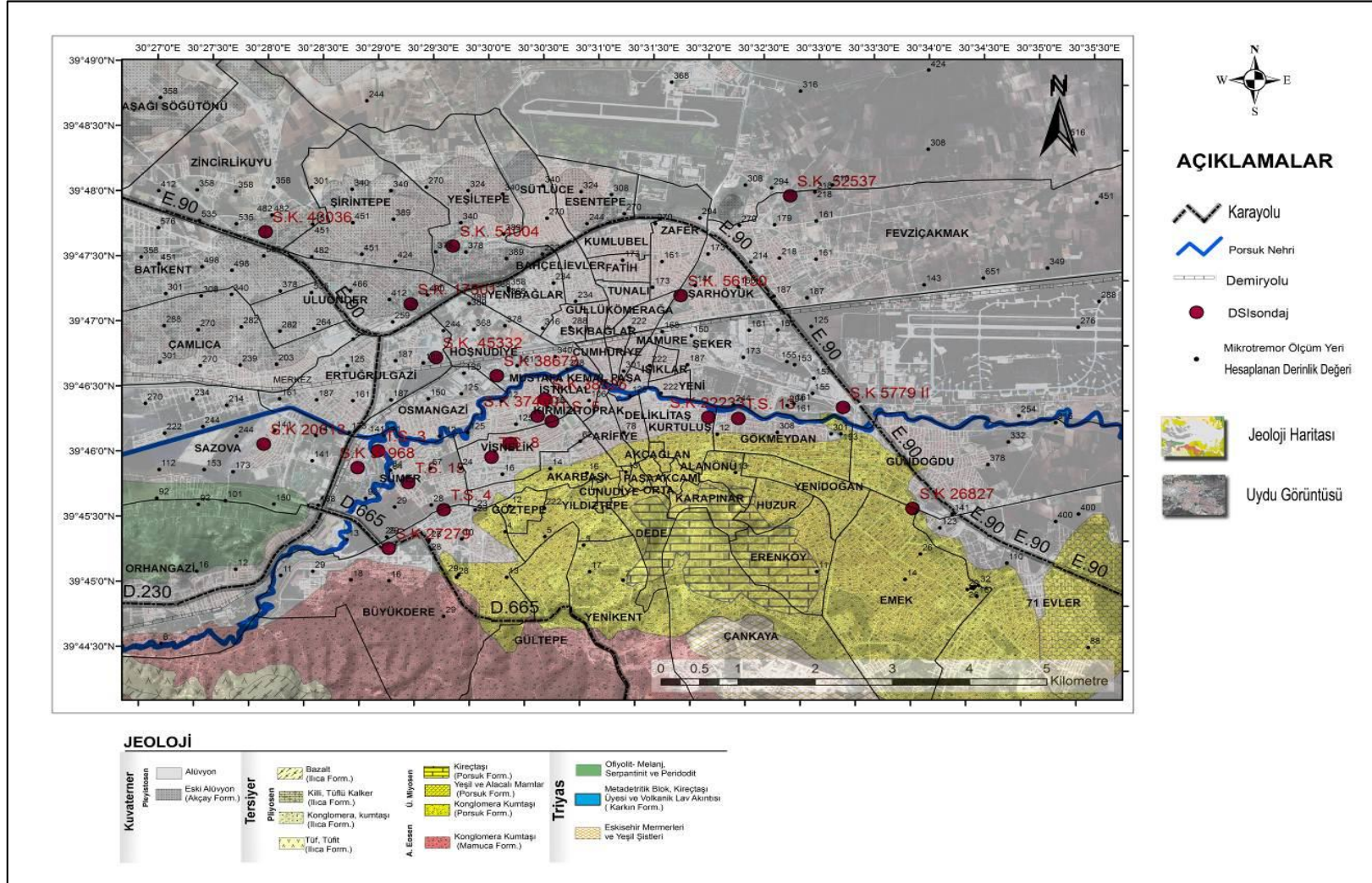
DSİ sondaj kuyularının ve mikrotremor ölçüm yerlerini gösteren harita Şekil 4.102’de verilmiştir. 37400 numaralı sondaj, 179 m derinlik bilgisi ile çalışma alanı içerisinde

DSİ tarafından açılan en derin sondaj verisidir. 37400 numaralı sondaj yerine en yakın tek istasyon mikrotremor ölçüm yerleri G11, H10 ve G12 kodlu ölçüm noktalarıdır (Şekil 4.121).



Şekil 4. 101: DSİ sondajı ve tek istasyon mikrotremor ölçüm sonuçları karşılaştırması.

DSİ tarafından 1988 yılında açılan sondaj kuyusu verisine göre, Üst Miyosen (Porsuk Formasyonu) sınırı 65 m, Eosen Konglomera (Mamuca Formasyonu) alt sınırının 145 m olduğu görülmektedir. Bu sondaj kuyusuna en yakın G11 kodlu mikrotremor ölçüm noktası için hesaplanan ~141 m'lik sediman kalınlığı ve 16 m derinlikli 2. Seviye, sondaj verisi ile uyumlu olduğu görülmektedir. Bunun gibi diğer sondaj kuyusu kesitleri ile yakınında yapılan tek istasyon mikrotremor ölçüm noktaları için hesaplanan değerler ile karşılaştırılmıştır.



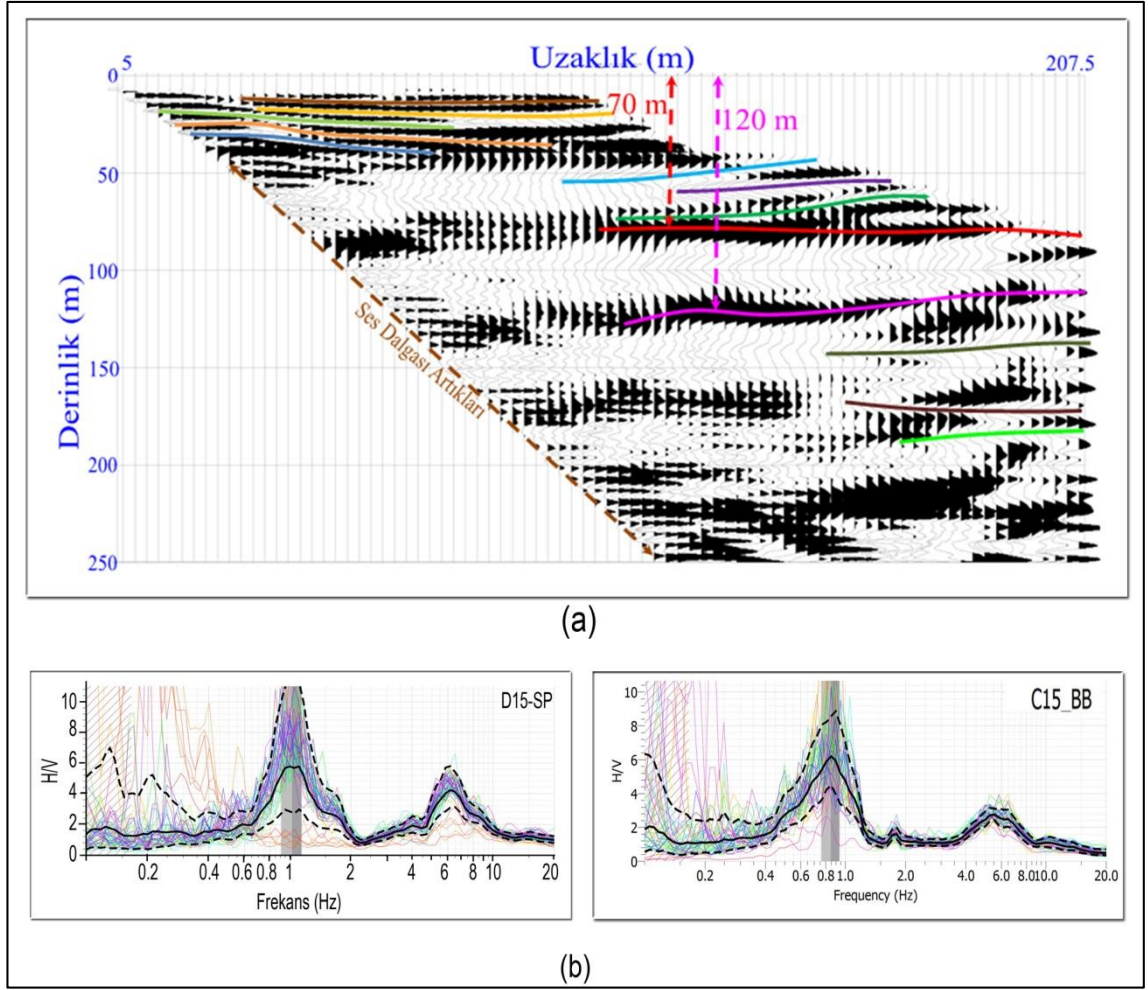
Şekil 4. 102: Çalışma alanında DSİ III. Bölge Müdürlüğü tarafından yapılan sondaj yerlerini gösteren harita.

Anadolu Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında 2011 yılı içinde yapılan 48 kanallı patlatmalı sismik yansıma deneyi yorumlanmış kesiti ile test noktasına en yakın D15 ve C15 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçüm sonucu karşılaştırılmıştır (Şekil 4.104). Ölçüm yerlerini gösteren harita, Şekil 4.103’de verilmiştir.



Şekil 4. 103: 48 Kanallı Sismik Yansıma Hattı (Kırmızı Renk) yeri ve yakın çevresindeki tek istasyon mikrotremor ölçüm yerlerini gösteren harita.

Muttalip Parkı kuzey bölümde, 18 atıştan oluşan sismik yansıma hattı atılmıştır. (24 fişekli P-Gun, sondan atış, 48 kanal, atış aralığı, grup aralığı ve yakın ofset 5’er m). Sismik yansıma kesitinde ilk 50 m’de birkaç ince tabaka görülmektedir. 70 ve 120 m’lerde belirgin 2 yansıtıcı vardır (Berkan Ecevitoğlu ile sözlü görüşme) (Şekil 4.104-a).

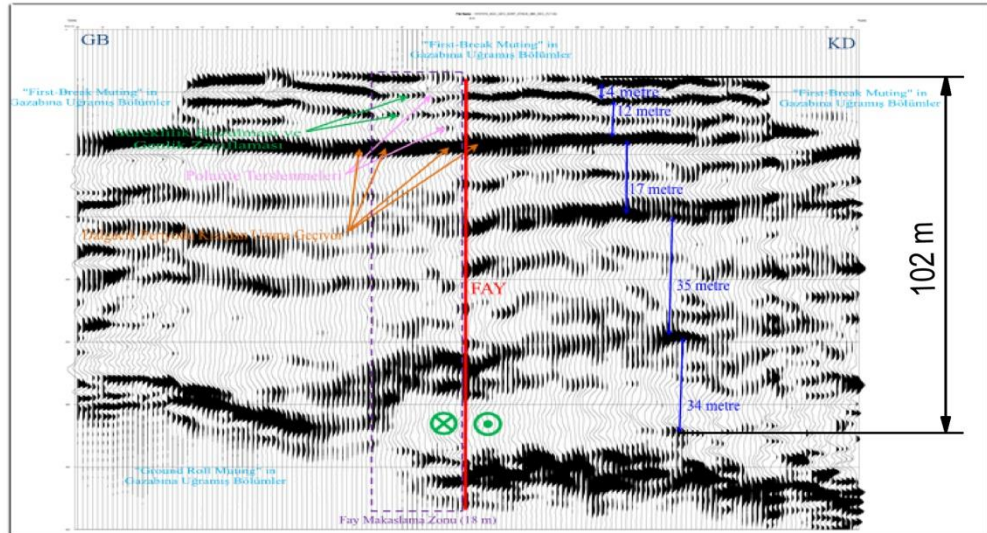


Şekil 4. 104: 48 Kanallı sismik yansıma yorumlanmış yansıma kesiti ve D15 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçüm noktası H/V oran eğrisi.

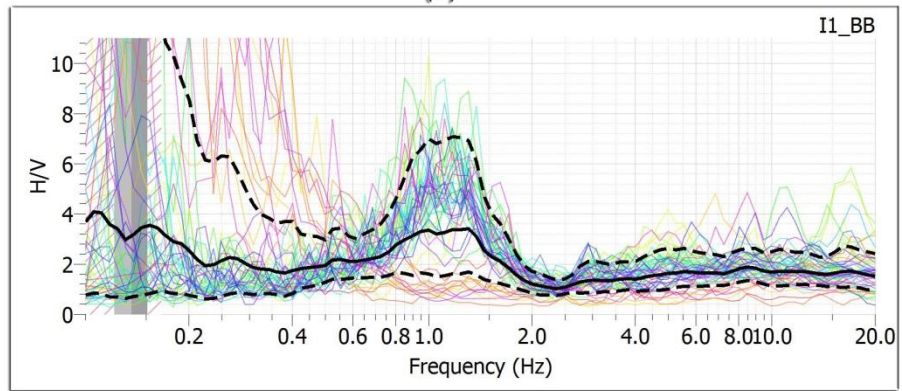
Bir diğer sismik yansıma hattı, fay araştırmaları kapsamında, Karabayır mevkiinde atılmıştır (Tün ve diğ., 2010). B9 kodlu bu yansıma hattı yerini, yansıma verisi yorumlanmış kesitini ve I1 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçüm yerini gösteren harita Şekil 4.105’de verilmiştir. Sismik yansıma verisinde, 100 m civarında bir nüfuz derinliğine ulaşılmıştır. Yeryüzünden anakaya kadar olan tabakalar, düzgün ve homojen görülmektedir. Anakaya, 102 m derinliğindedir (Şekil 4.105-b). H/V oran eğrisinde, 0.8-2 Hz aralığında değiştiği ve 1.2 Hz’lik hakim frekansa sahip olduğu görülmektedir (Şekil 4.105-c).



(a)



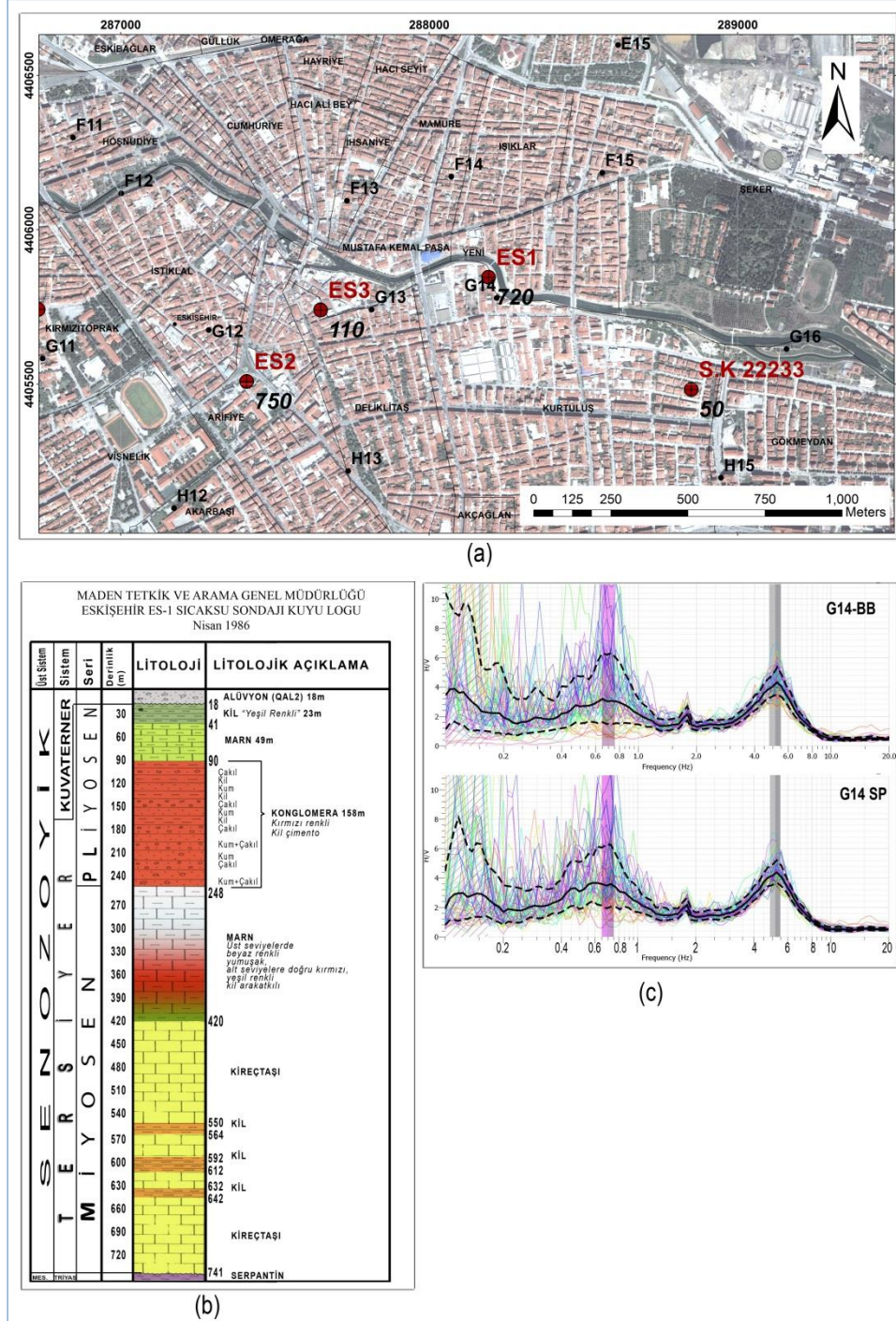
(b)



(c)

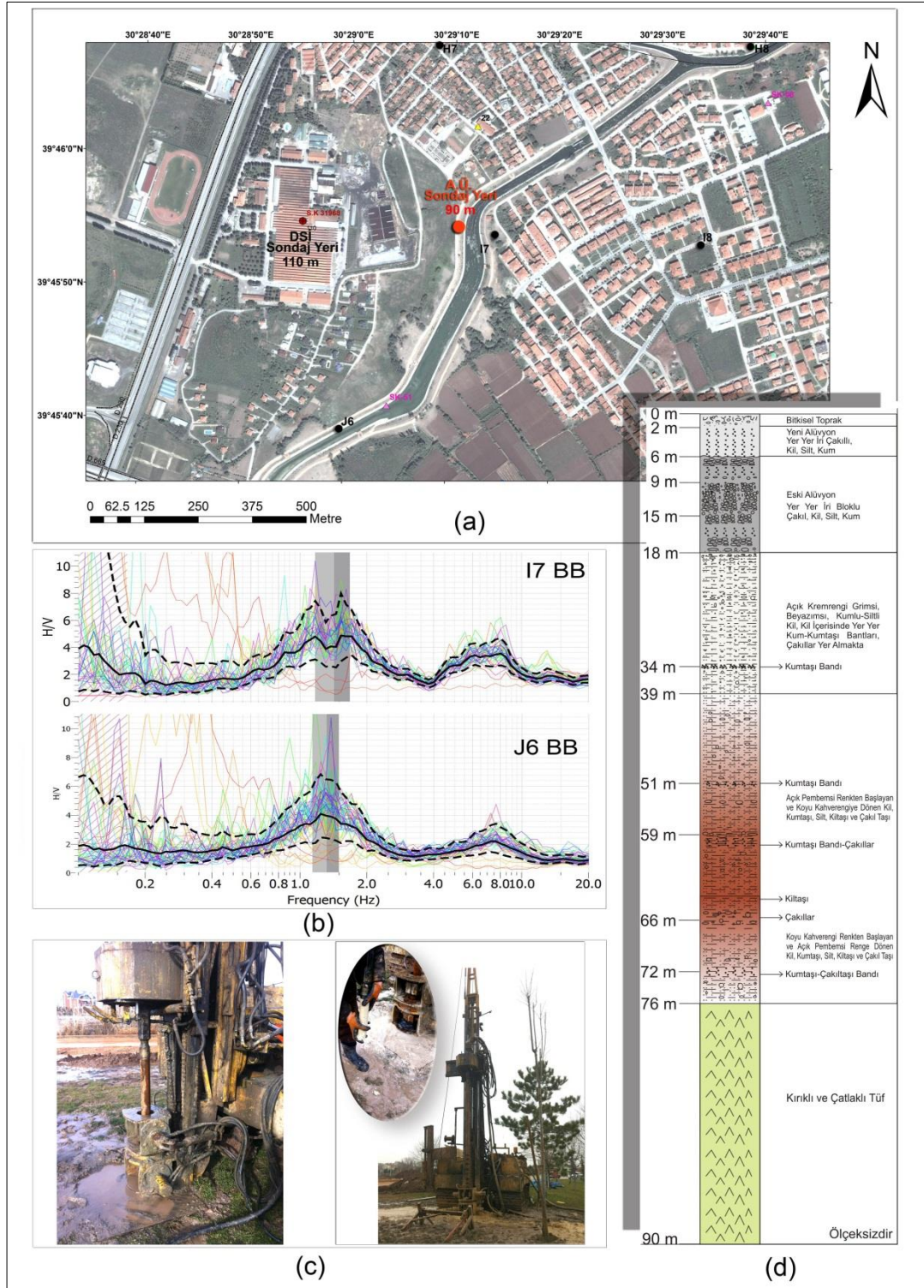
Şekil 4. 105: Karabayır mevkiinde 48 kanallı sismik yansıma kesiti verisi ve I1 kodlu ölçüm yerinde alınan tek istasyon mikrotremor ölçüm H/V oran eğrisi.

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından 1986 yılında açılan 750m derinliğindeki ES1 sondaj logunun bulunduğu, (Ölmez ve diğ., 1986) kuyu bitirme raporu incelenmiştir. ES1 sondajının yerini, kuyu logunu ve G14 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçümünden elde edilen H/V oran eğrisi Şekil 4.106'da verilmiştir.



Şekil 4. 106: (a) Uygulama yerlerini gösteren uydu görüntüsü (b) ES1 sondajı yerini gösteren harita ve kuyu logu (c) G14 kodlu tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oran eğrisi.

Anadolu Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında (Güney ve diğ., 2013 ; Devam Ediyor) 2013 yılında yapılan 90 m'lik sondaj verisi ve yakın civarındaki tek istasyon mikrotremor ölçüm verileri karşılaştırılmıştır (Şekil 4.107).

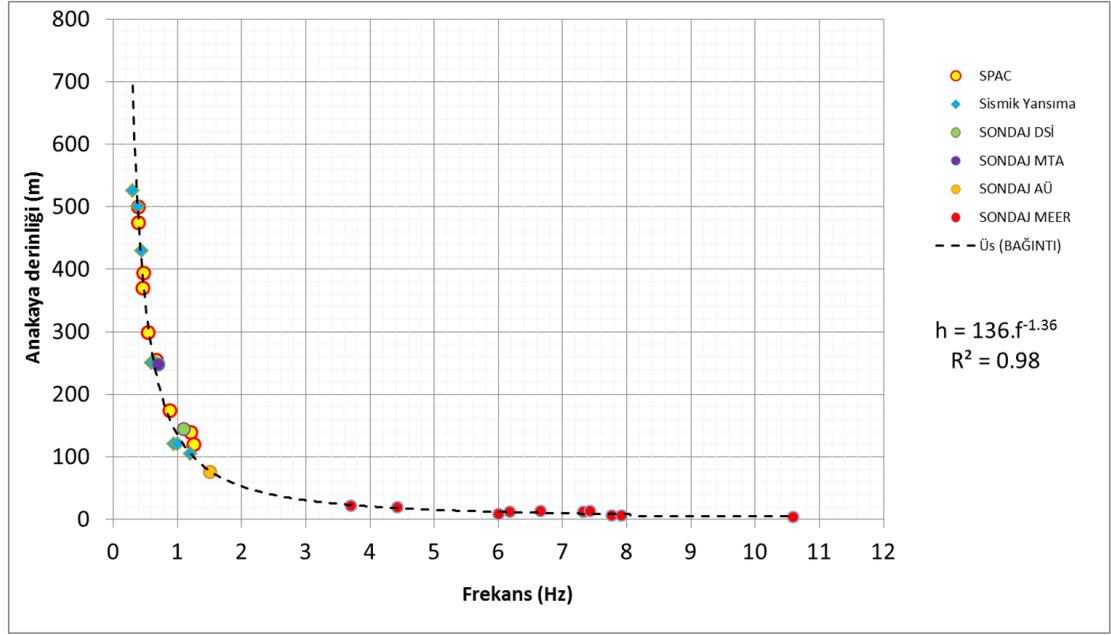


Şekil 4. 107: Anadolu Üniversitesi sondajı logu.

Mikrotremor dizilim ölçümleri ile Rayleigh dalgası analiz sonuçları, sismik yansıma verileri ve derin sondaj bilgileri ile H/V oran eğrileri kullanılarak, sediman kalınlığı ile hakim frekans arasında bir ilişki geliştirilmeye çalışılmıştır. İlişkinin geliştirilmesinde kullanılan veri kaynakları, Tablo 4.4’de verilmiştir. Tabloda görüldüğü gibi, bu tez kapsamında, 9 farklı noktada uygulanan SPAC değerlendirme sonucu, 6 farklı noktada uygulanan sismik yansıma verisi sonuçları ve daha önceki çalışmalardan (Azdiken ve Çatalyürekli, 2001 ; Başbakanlık-PUB-MEER, 2006b ; Ölmez ve diğ., 1986 ; Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001 ; Tün ve diğ., 2010) elde edilen verilerden yararlanılmıştır.

Tablo 4. 4. Frekans-sediman kalınlık bağıntısının geliştirilmesinde kullanılan veri kaynakları.

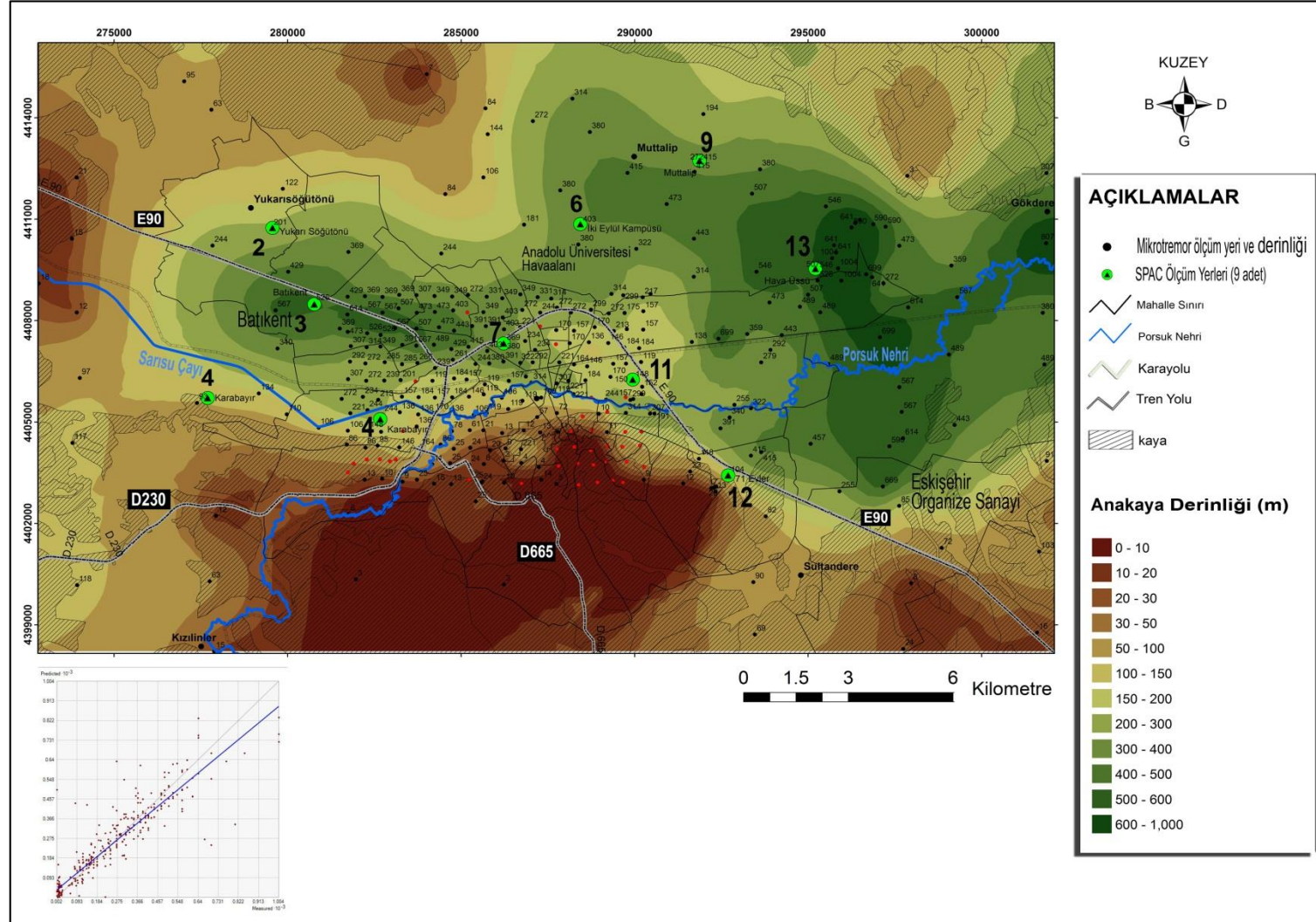
No	Veri	H/V Ölçümü	Frekans (Hz)	Anakaya Derinliği
1	SPAC02		0.67	255
2	SPAC03		0.38	475
3	SPAC04		1.2	140
4	SPAC06		0.46	370
5	SPAC09		0.47	395
6	SPAC07		0.54	300
7	SPAC13		0.38	500
8	SPAC11		0.87	175
9	SPAC12		1.25	120
10	Sismik Yansıma 02		0.6	250
11	Sismik Yansıma 04	I2	0.94	120
12	Sismik Yansıma 04	H3	0.65	250
13	Sismik Yansıma 09	81	0.44	430
14	Sismik Yansıma 13	89	0.38	500
15	Sismik Yansıma 13	1	0.3	525
16	Sismik Yansıma-Muttalip Parkı	D15	1	120
17	Sismik Yansıma-Karabayır	I1	1.2	105
18	SONDAJ DSİ 37400	G11	1.1	145
19	SONDAJ ES1	G14	0.7	248
20	SONDAJ A.Ü.	I7	1.5	76
21	Sondaj 47	L5	4.43	20
22	Sondaj 46	L4	7.32	12
23	Sondaj 44	25	7.43	14
24	Sondaj 42	18	6.18	12
25	Sondaj 20	L13	10.59	4
26	Sondaj 24	L18	7.76	6
27	Sondaj 16	55	7.92	6
28	Sondaj 28	SPAC12 3_2	6.0	9
29	Sondaj 27	143	3.7	22
30	Sondaj 49	L10	6.65	14



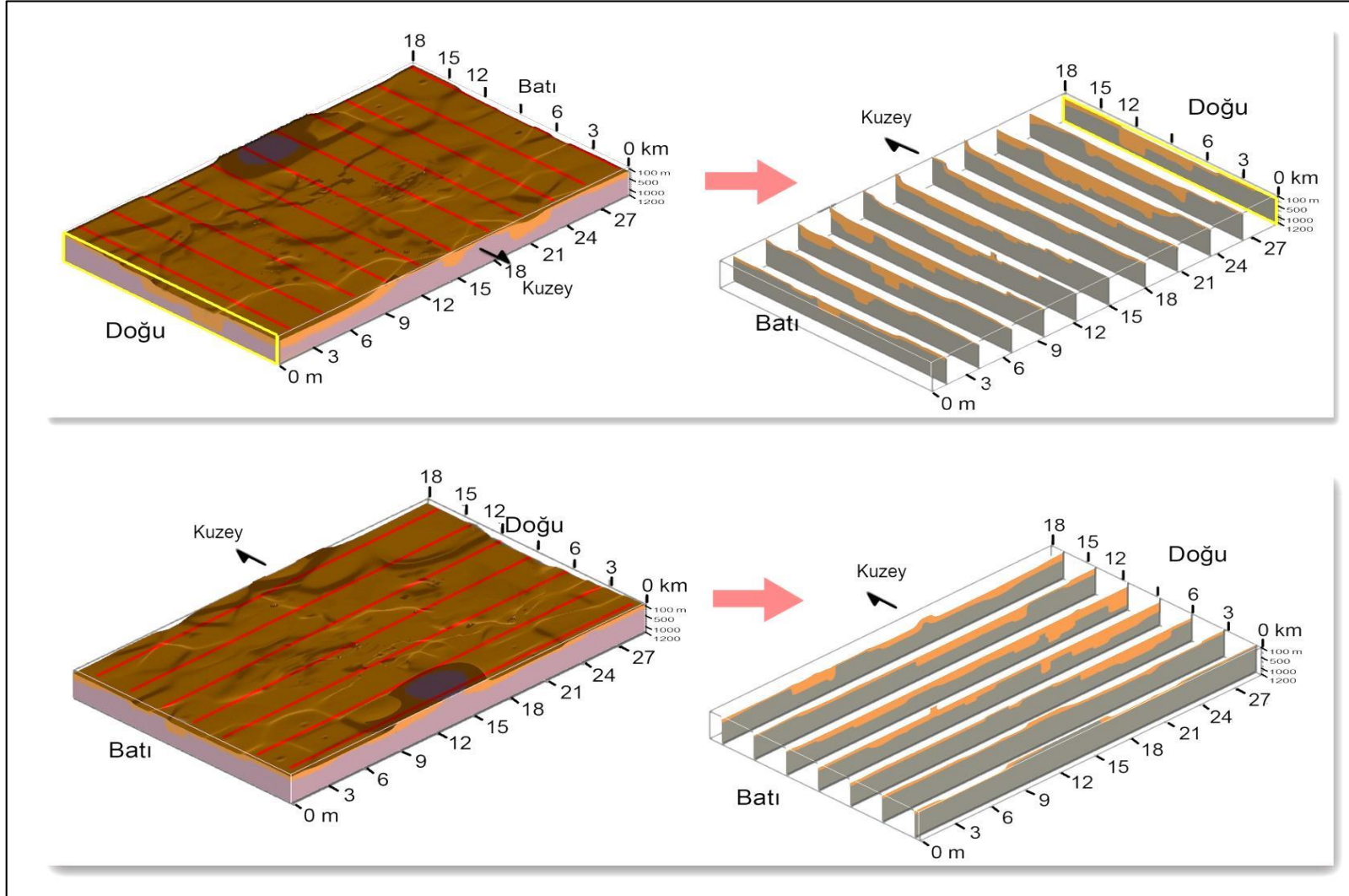
Şekil 4. 108: SPAC çözümlerine ait kalınlık bilgisi, sismik yansıma verileri, sondaj verileri kalınlık bilgisi kullanılarak üretilmiş frekansa bağlı sediman kalınlık bağıntısı.

Tablo 4.4’de 21-30 nolu satırlarda verilen 10 adet sondaj logları ve sondaj yakınında yapılan tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden elde edilen H/V spektral oran eğrileri EK-5’de verilmiştir.

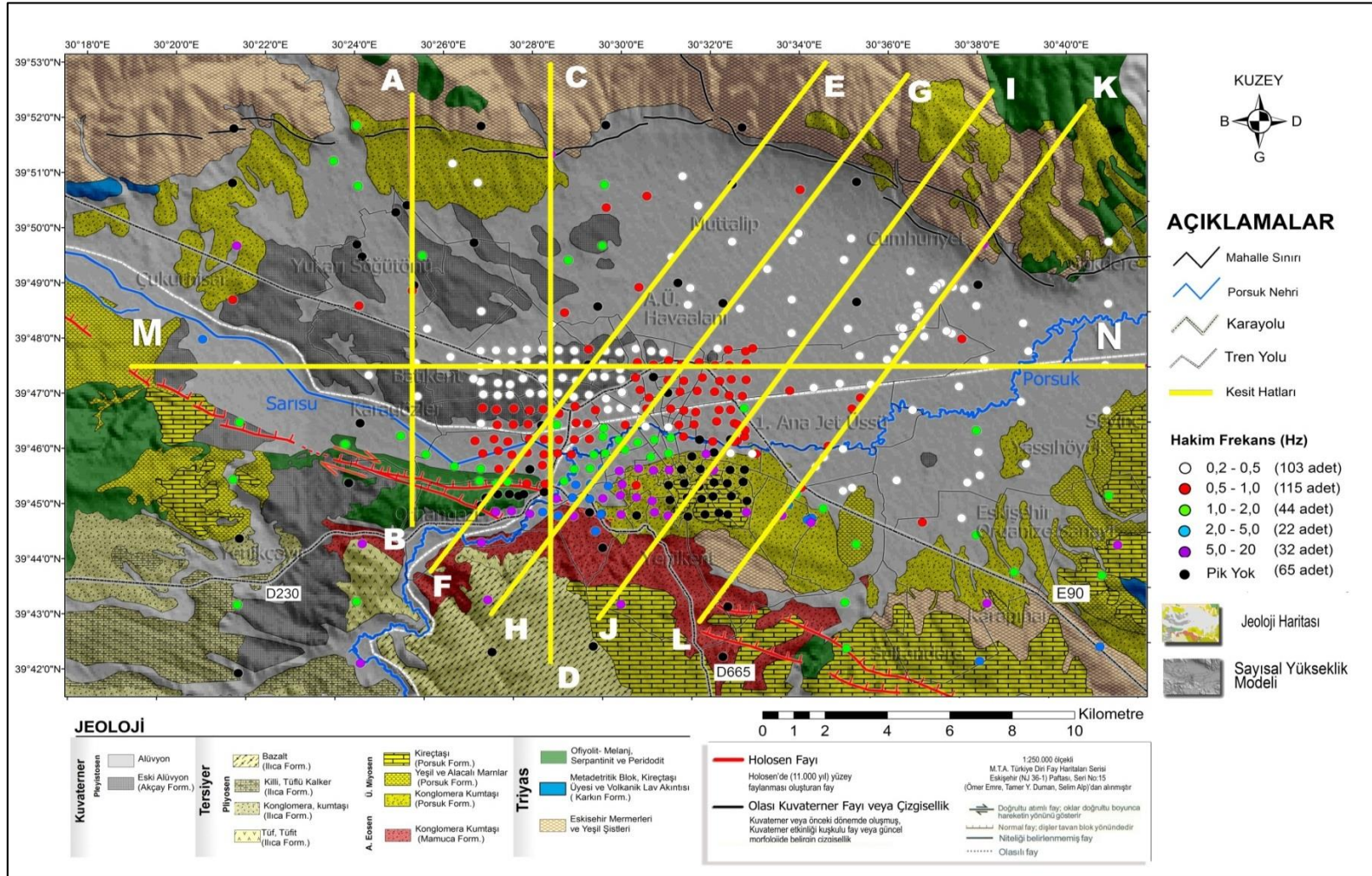
318 farklı noktada ölçülen (Şekil 4.29) hakim frekans değerleri, $H=136 \cdot f^{1.36}$ bağıntısında yerine konularak yapılan hesaplamalar sonucu elde edilen anakaya derinliği değişimi haritası Şekil 4.109’da verilmiştir. Değeri bilinen noktalardan bilinmeyen noktaları hesaplamak ve alansal değişimi haritalamak için uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma yöntemi kullanılmıştır. Ölçülen değerler ile hesaplanan değerler arasındaki sapma miktarları Şekil 4.109’da grafik veri olarak verilmiştir. Elde edilen bulgular tezin sonuç kısmında detaylı olarak yorumlanmıştır. Aynı sonuçlar 3 boyutlu olarak da yorumlanmış ve model üzerinde kuzey-güney yönlü ve doğu-batı yönlü kesitler alınarak anakaya derinliği değişimi incelenmiştir. (Şekil 4.110). Ayrıca Şekil 4.111’de gösterilen 7 hat boyunca tek istasyon mikrotremor ölçüm sonuçlarından elde edilen pikler yorumlanmış ve grafiklendirilmiştir (Şekil 4.112-113-114-115-116-117-118).



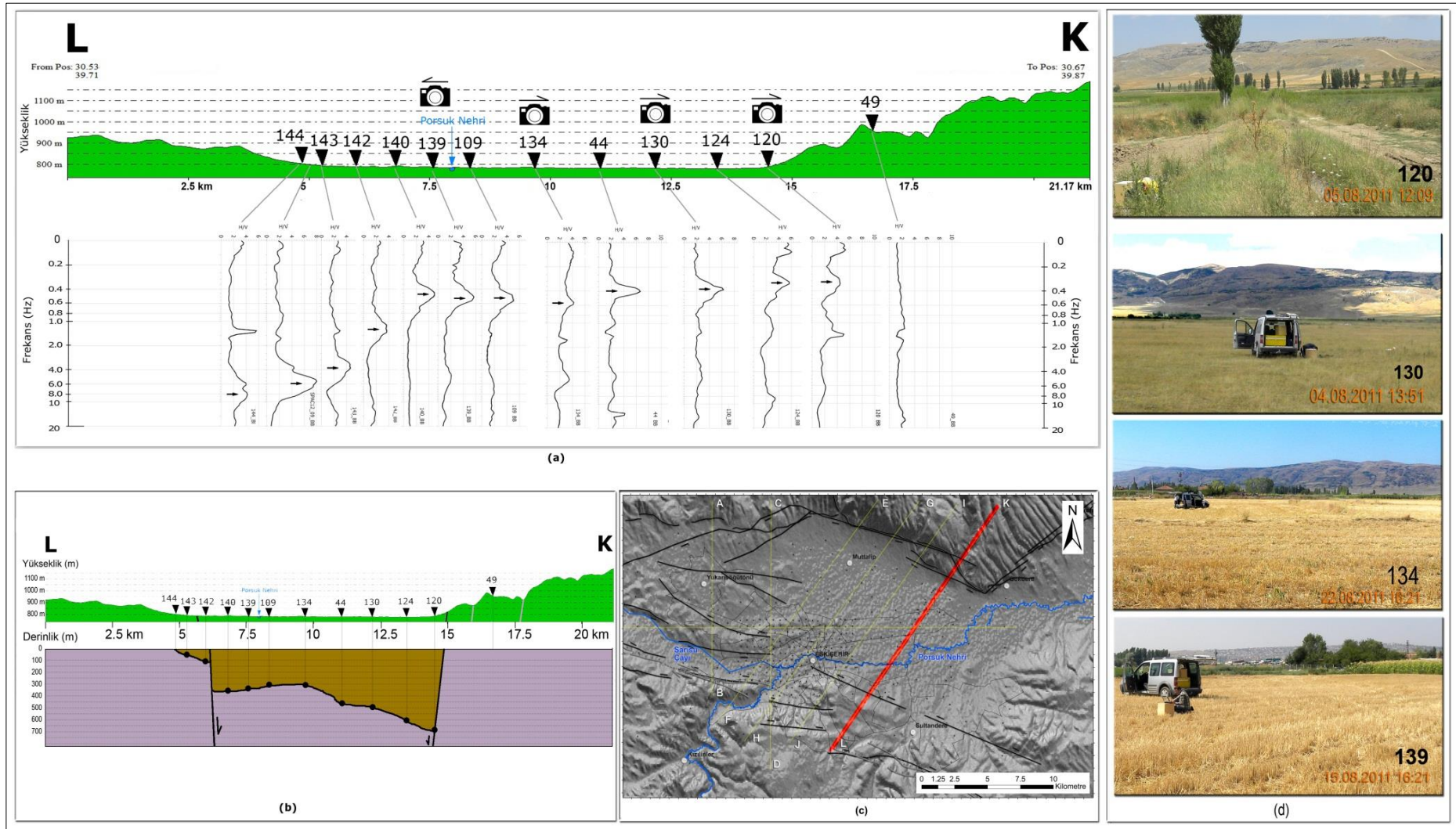
Şekil 4. 109. Çalışma alanı anakaya derinliği değişim haritası.



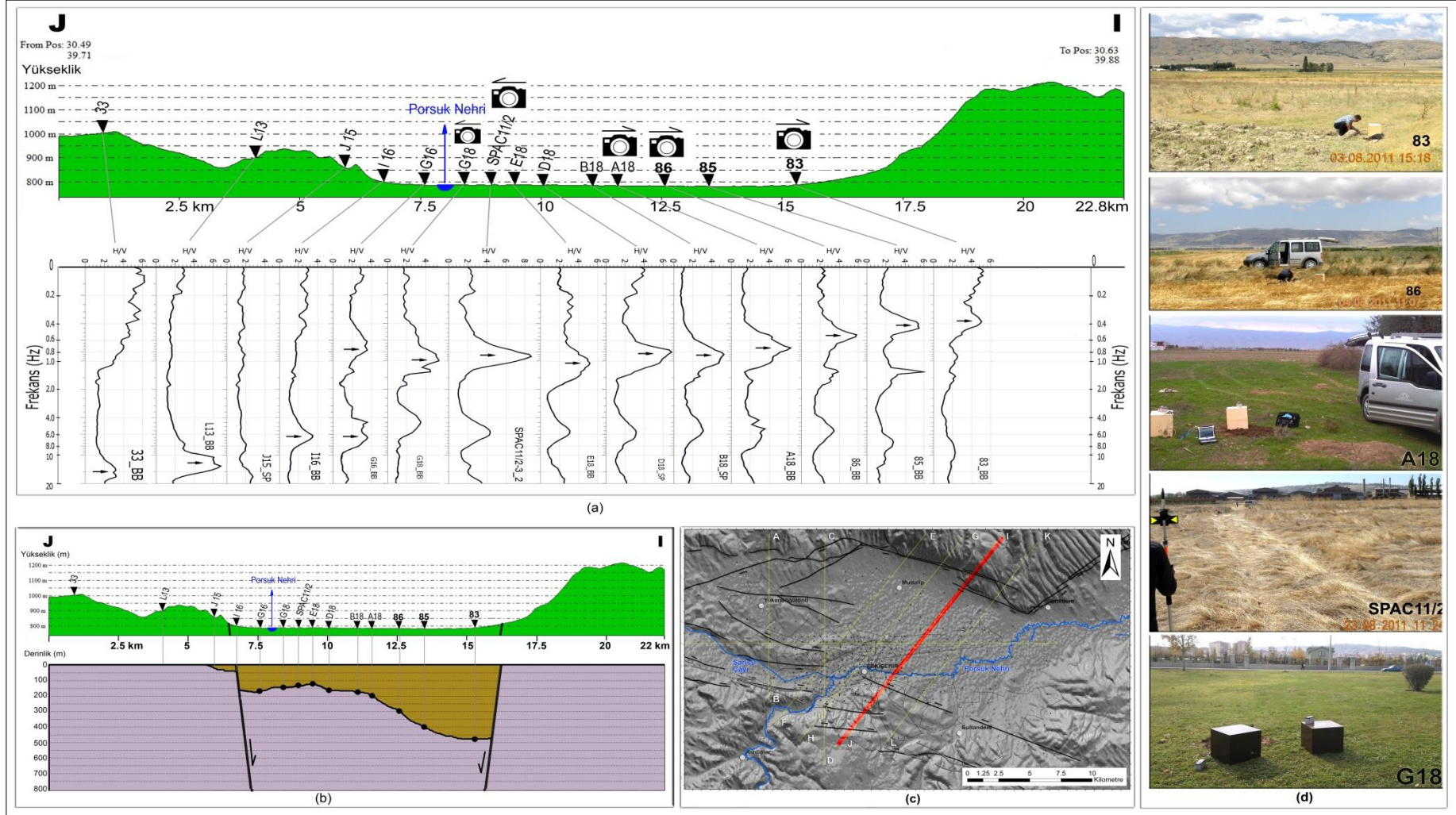
Şekil 4. 110: Çalışma alanı için mikrotremor ölçümlerinden hesaplanan tabaka kalınlığı 3 boyutlu değişimi sayısal modeli.



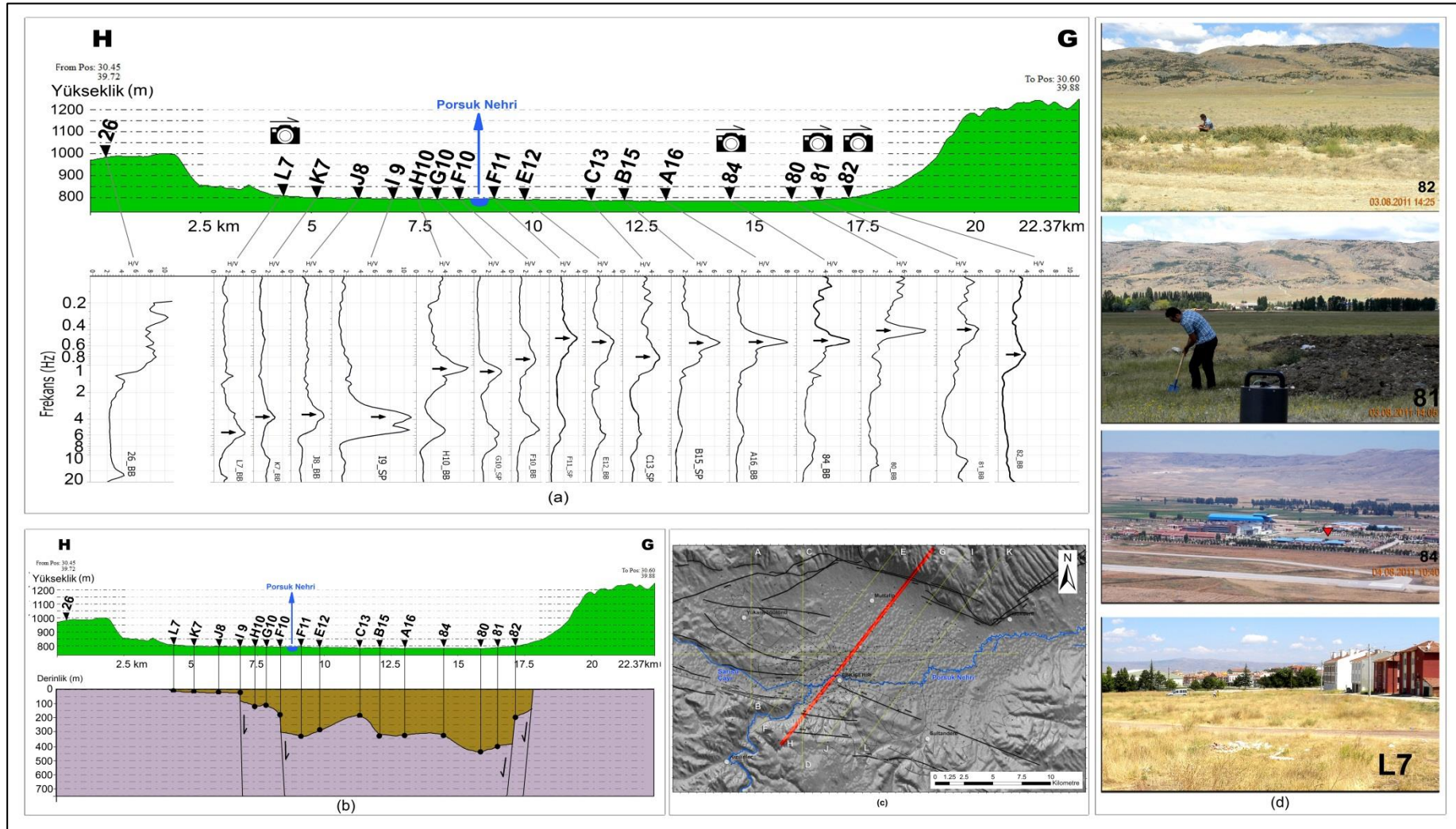
Şekil 4. 111: Bölge jeolojisi üzerinde tek istasyon mikrotremor ölçüm noktaları ve kesit hatlarını gösteren harita Jeoloji, Gözler 1997'den değiştirilmiştir. Faylar, Altunel ve Barka, 1998; Ocakoğlu ve diğ., 2005; Ocakoğlu, 2007; MTA Türkiye Diri Fay Haritası çalışmalarından alınmıştır).



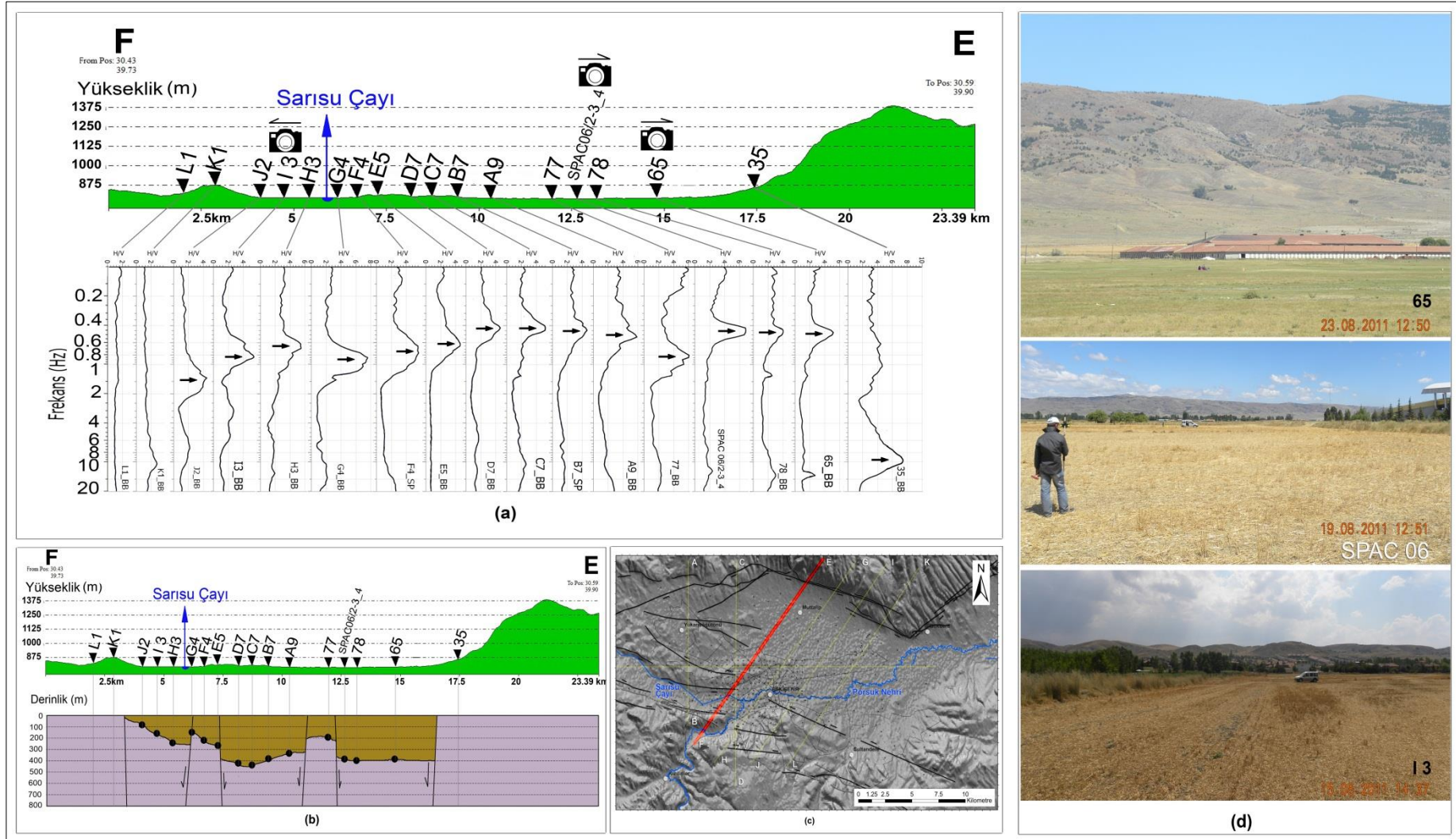
Şekil 4. 112: K-L hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti.



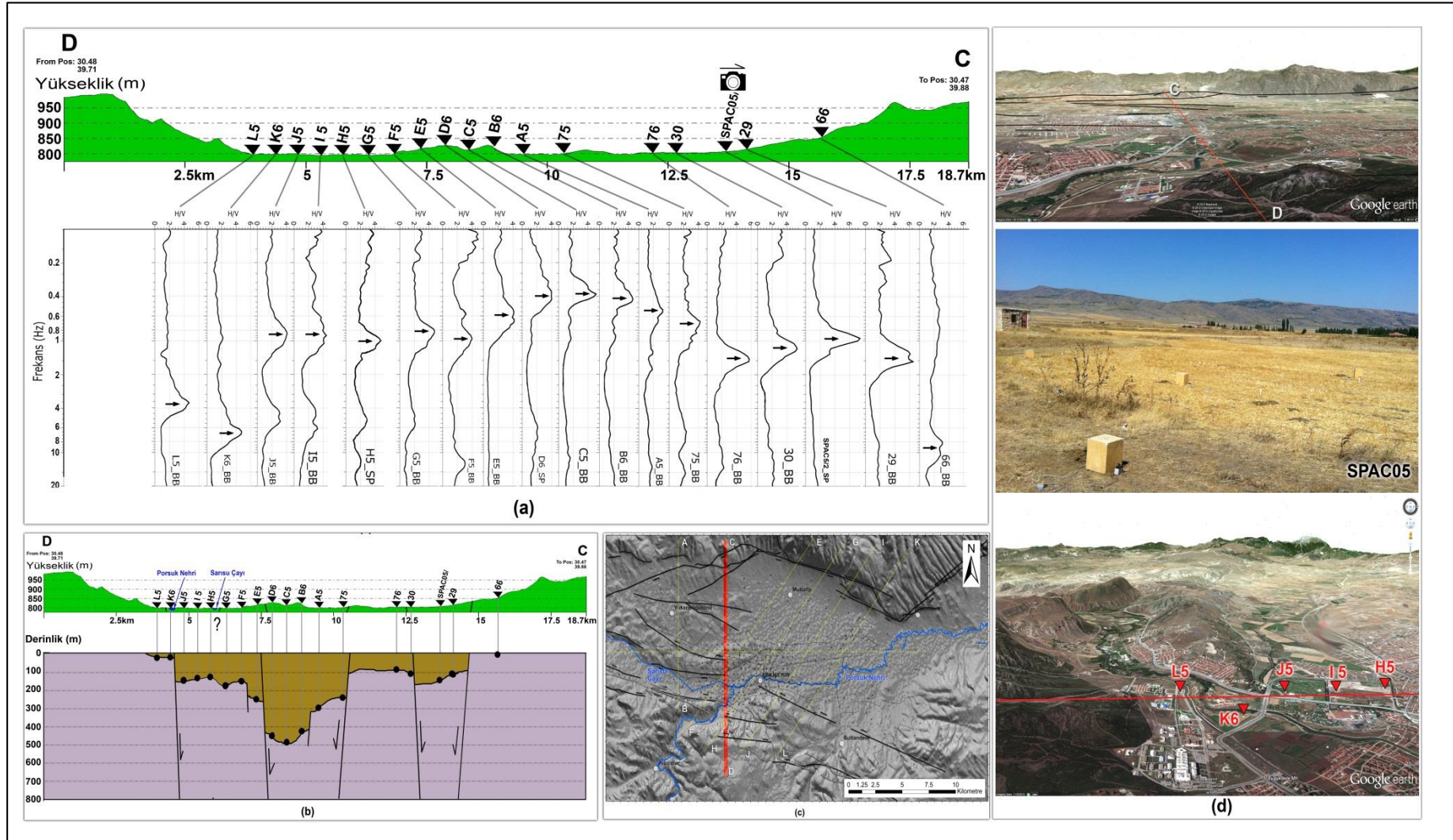
Şekil 4. 113: I-J hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti.



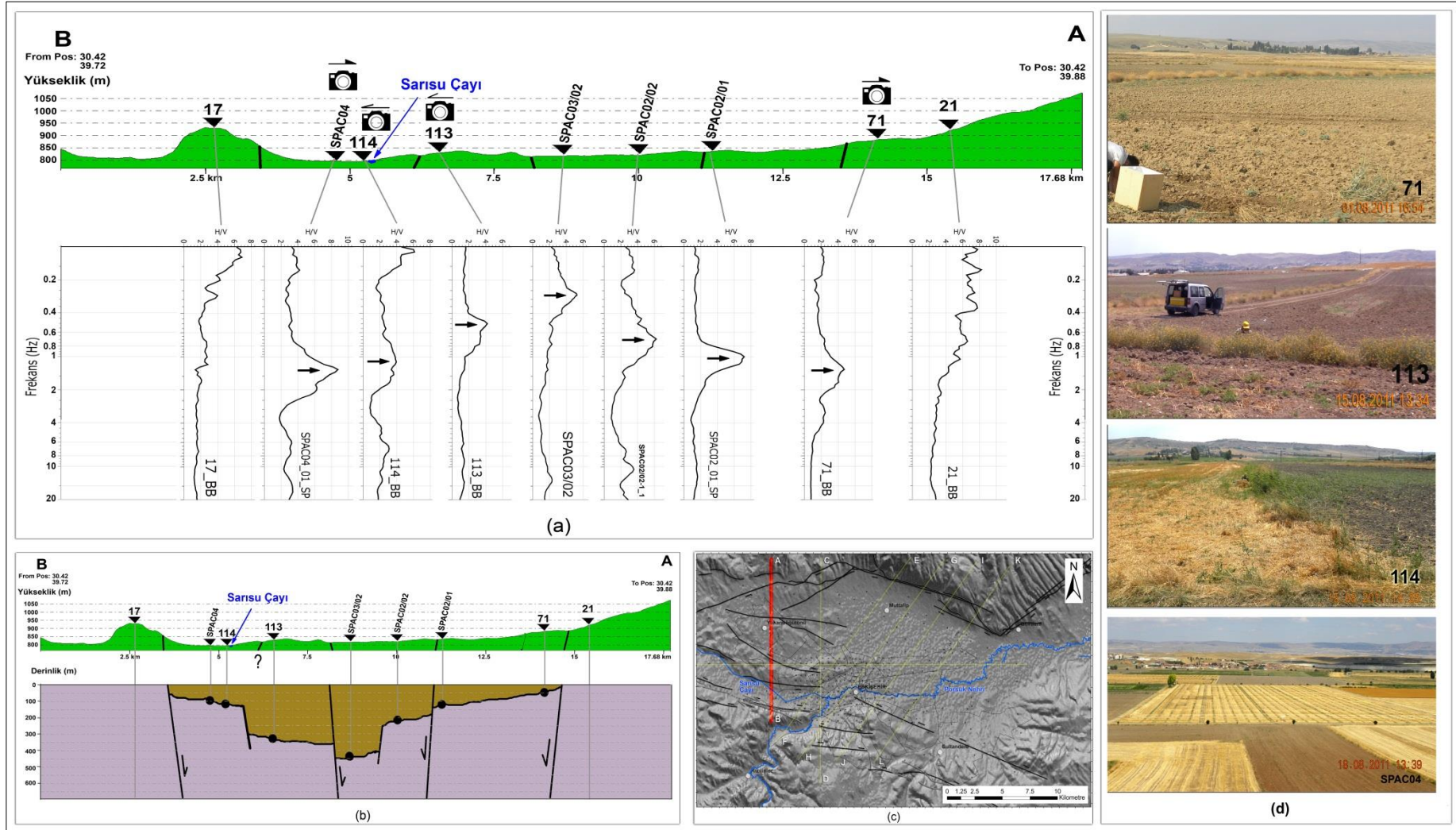
Şekil 4. 114: G-H hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti.



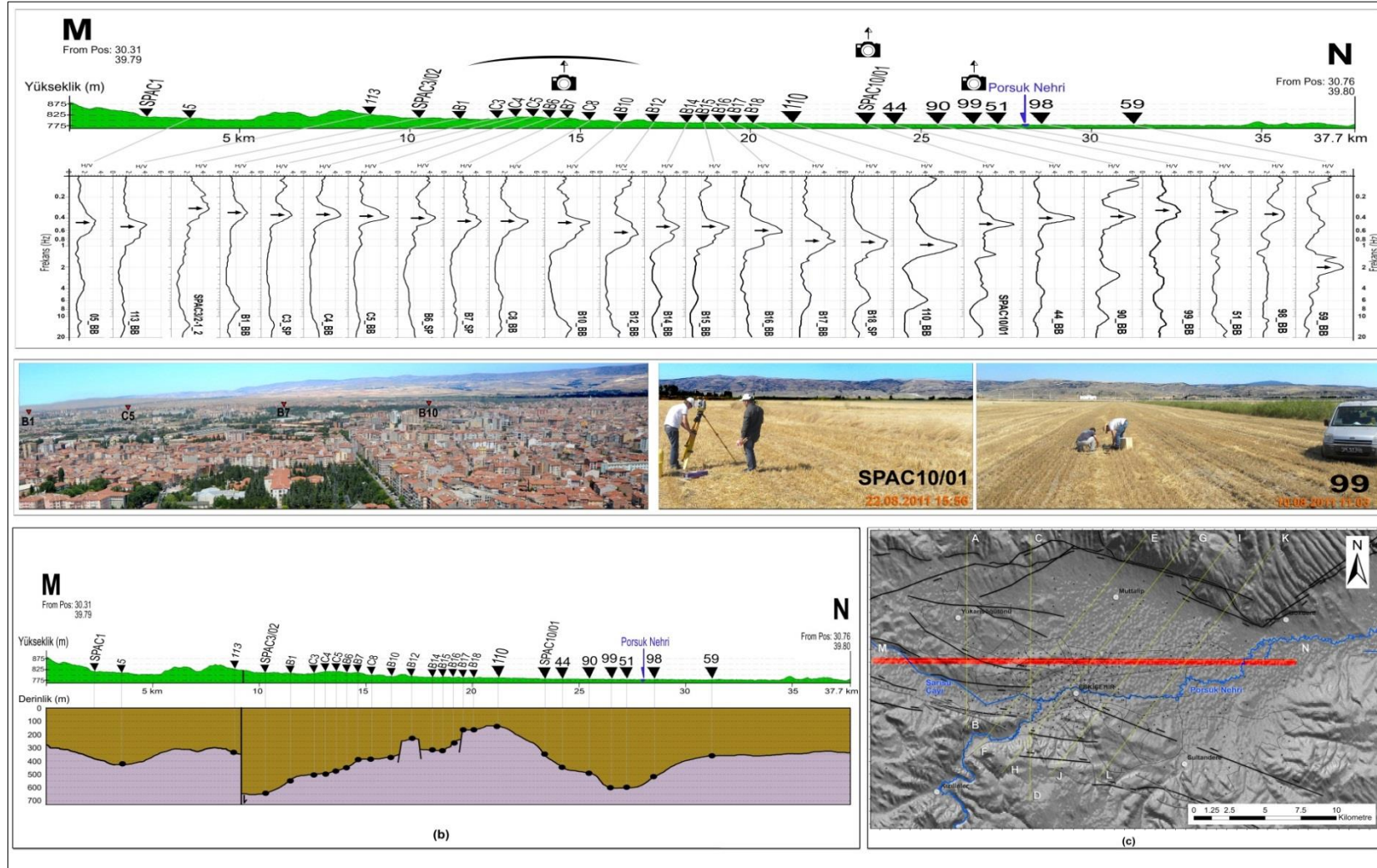
Şekil 4. 115: G-H hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti.



Şekil 4. 116: C-D hattı üzerindeki tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti.



Şekil 4. 117: A-B hattı boyunca tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti.



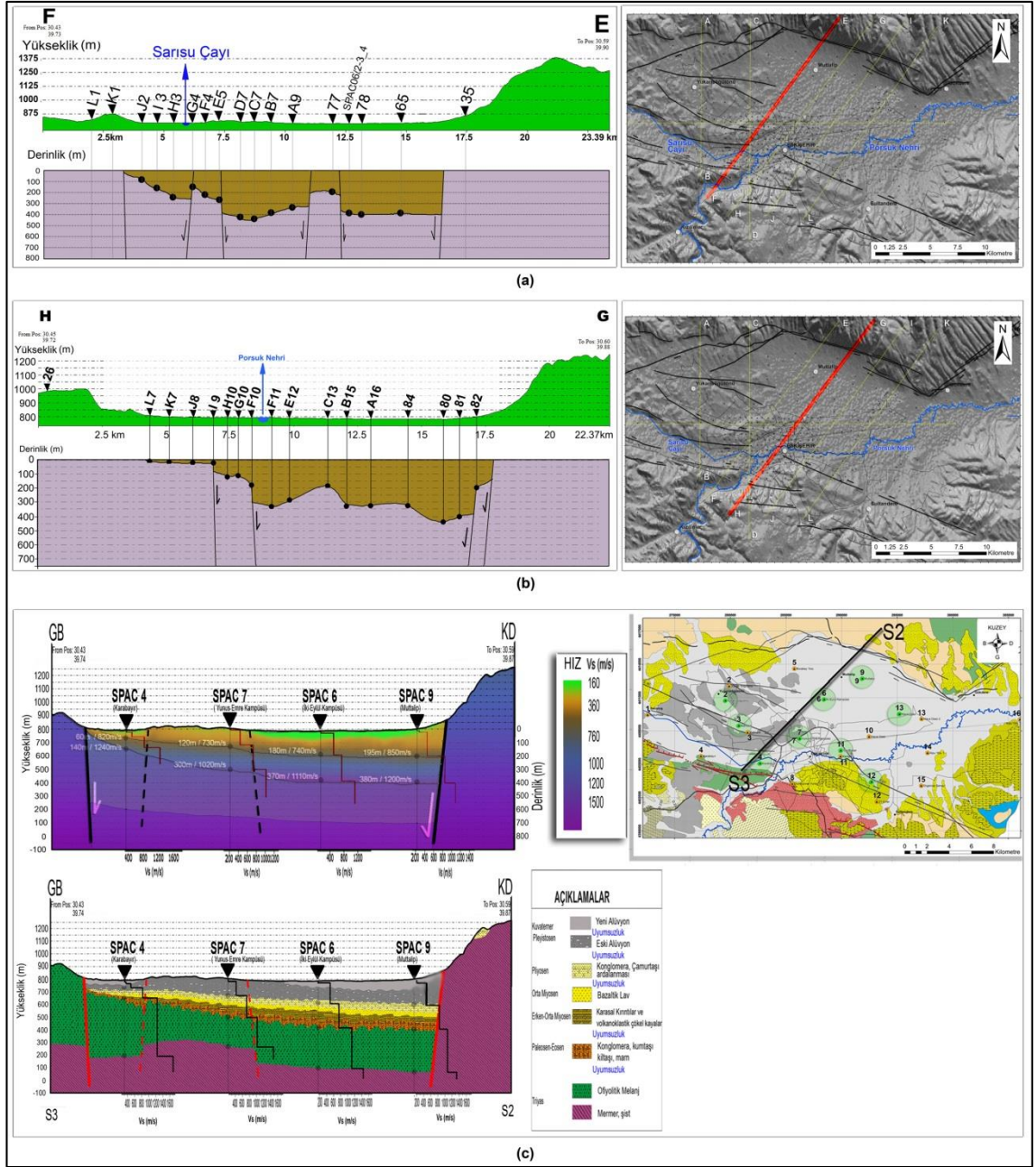
Şekil 4. 118 M-N hattı boyunca tek istasyon mikrotremor ölçümü H/V oranı grafik verileri ve göreceli derinlik kesiti.

Elde edilen sonuçlarda basen-anakaya sınırının en fazla 600-650 m derinliğe kadar ulaştığı ve tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden elde edilen H/V oranı eğrilerindeki birinci pik ile ilişkili olduğu görülmüştür. H/V oran eğrilerinde pik görülmeyen ölçüm noktaları doğrudan anakaya üzerinde veya çok ince bir alüvyon tabaka üzerinde olan ölçüm noktalarıdır. Dolayısıyla, genel olarak basen- anakaya geometrisinin morfoloji ile uyum gösterdiği söylenebilir. Eskişehir ovasının Doğu-Batı yönlü orta sınırını referans aldığımızda Kuzey uçta 600 m ye kadar ulaşan üst sediman derinliği, ortada 400 m ve Güney'e doğru 100 m derinliğindedir. Özellikle Kuzey uçtaki derin yapıdan ani bir sığ yapıya geçiş fay ile açıklanabilmektedir.

Bölgedeki fay yapıları daha önceden yapılmış çalışmalardan alınmıştır (Altunel ve Barka, 1998 ; Gözler ve diğ., 1996 ; MTA, 2012 ; Ocakoğlu, 2007 ; Ocakoğlu ve Açikalın, 2010 ; Ocakoğlu ve diğ., 2005 ; Tün ve diğ., 2010). Belirlenen bu yapı yarım graben (Half Graben) özellikle bir tektonik oluşuma karşılık gelmektedir.

H/V oranı hakim frekans değerleri için elde edilen sonuçların alansal değişimini yorumlarken gerek bölgenin jeolojisi ile uyumu gerek yeryüzü topoğrafyası ile uyumuyla birlikte denetlemek güç olabilmektedir. Bu nedenle bölgesel jeoloji ve topoğrafya bilgileri ışığında belirli bir hat boyunca sonuçları değerlendirmenin daha sağlıklı sonuçlara ulaşabilme imkanı tanıdığı düşünülmektedir.

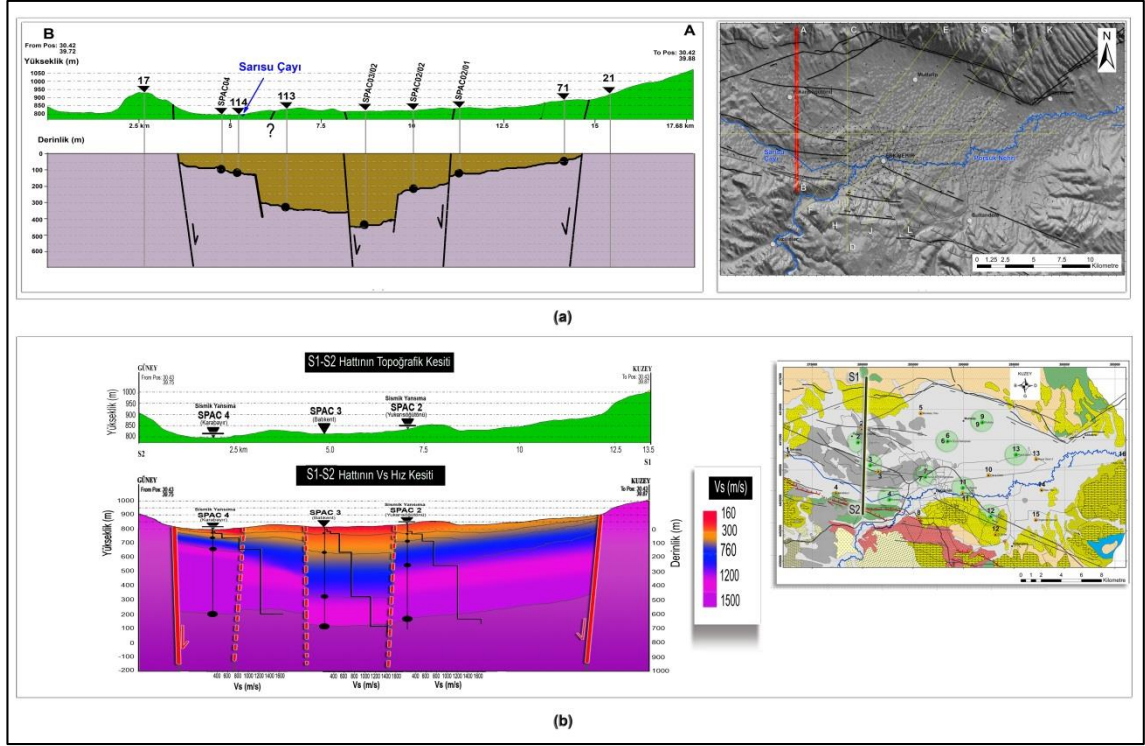
Tek istasyon mikrotremor ölçüm sonuçlarından elde edilen 2-B derinlik kesiti ile mikrotremor dizilim ölçümü 2-B Vs-derinlik değişimi kesitleri Şekil 4.119'da görülmektedir. Elde edilen kesit verisi H/V oran eğrilerinden elde edilen anakaya derinliği 2-B kesit sonuçları (E-F, G-H kesitleri) ile karşılaştırıldığında H/V oran-derinlik değişimi modellerinin veri sıklığı nedeniyle daha detay bilgi verdiği ancak genel anlamda birbiriyle uyumlu sonuçlar olduğu görülmüştür.



Şekil 4. 119.: E-F, G-H ve S2-S3 kesitlerinin karşılaştırması.

H/V oranı, anakaya-sediman arasındaki sınıra yani empedans oranına bağlı olduğundan, H/V oranı kullanılarak yapılan analizlerde sediman kalınlığı daha doğru olarak belirlenebilmektedir. Dispersiyon eğrileri ise hız bağımlı olduğundan, dispersiyon eğrisi kullanılarak yapılan çalışmalarda ise hız daha doğru olacaktır.

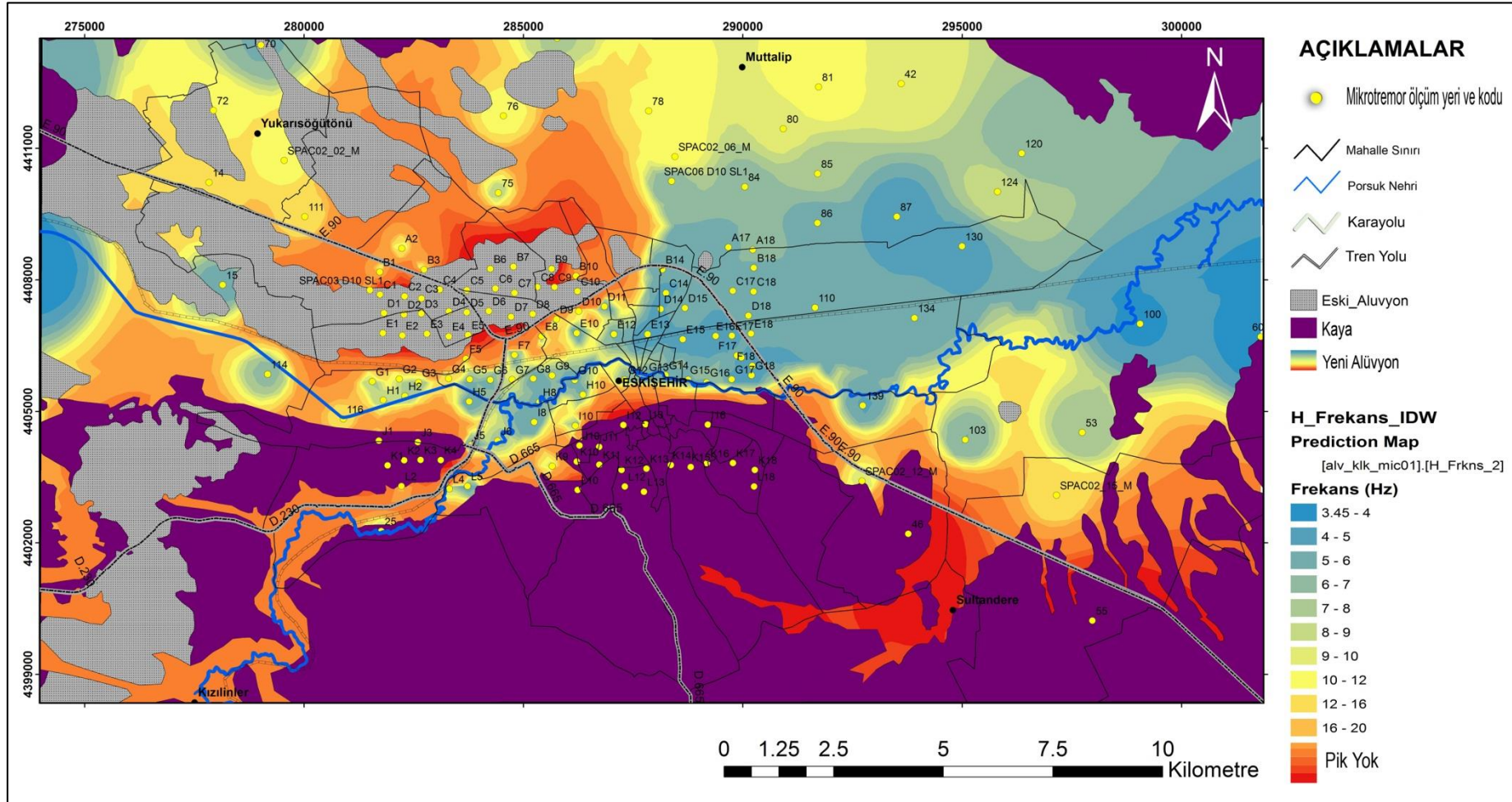
Şekil 4.120’de S1-S2 profiline ait 2-B Vs-derinlik değişimi ve A-B kesitiyle karşılaştırması verilmiştir. Sonuçların birbiriyle uyumlu olduğu görülmüştür. Şekil 4.119’da S5-S6 profiline ait 2-B Vs-derinlik değişimi verilmiştir.



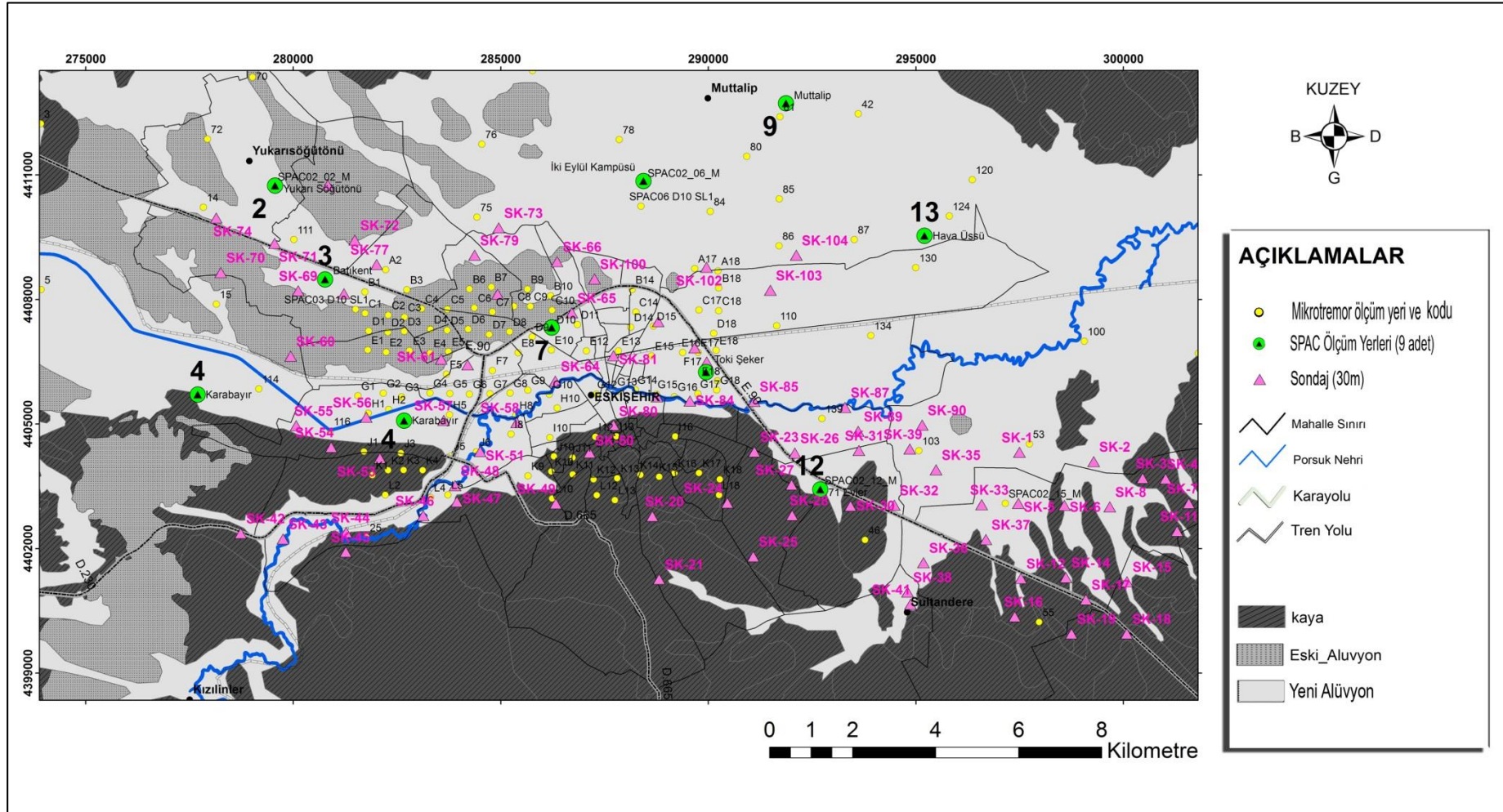
Şekil 4. 120: A-B ve S1-S2 kesitlerinin karşılaştırması.

4.5.2. H/V Oran Eğrilerindeki İkinci Piklerin Yorumlanması

H/V oran eğrilerindeki ikinci piklerle ilgili daha önce Şekil 4.31’de kısa bir açıklama yapılmış ve alüvyon zemin tabakası ile ilişkilendirilmişti. Şekil 4.121’de bu amaçla değerlendirilen mikrotremor ölçüm yerleri ve ölçüm yeri kodlarını gösteren harita verilmiştir. Kaya zemin, eski alüvyon ve yeni alüvyon birimleri üzerindeki ölçüm noktaları değerlendirildiğinde, ikinci piklerin sadece yeni alüvyon birimi üzerinde yapılan mikrotremor ölçümlerinde olduğu görülmüştür. Yeni alüvyon birimi üzerinde yapılan 30 m derinlikli sondaj verilerinin yakınındaki tek istasyon mikrotremor ölçüm sonuçları (Şekil 4.122) karşılaştırılmıştır.



Şekil 4. 121: Değerlendirmede kullanılan tüm tek istasyon mikrotremor ölçüm noktalarını ve H/V oran eğrilerindeki ikinci pik değerlerinin alansal değişimini gösteren harita. Eski alüvyon ve kaya birimi dışındaki tüm alan yeni alüvyon birimidir.

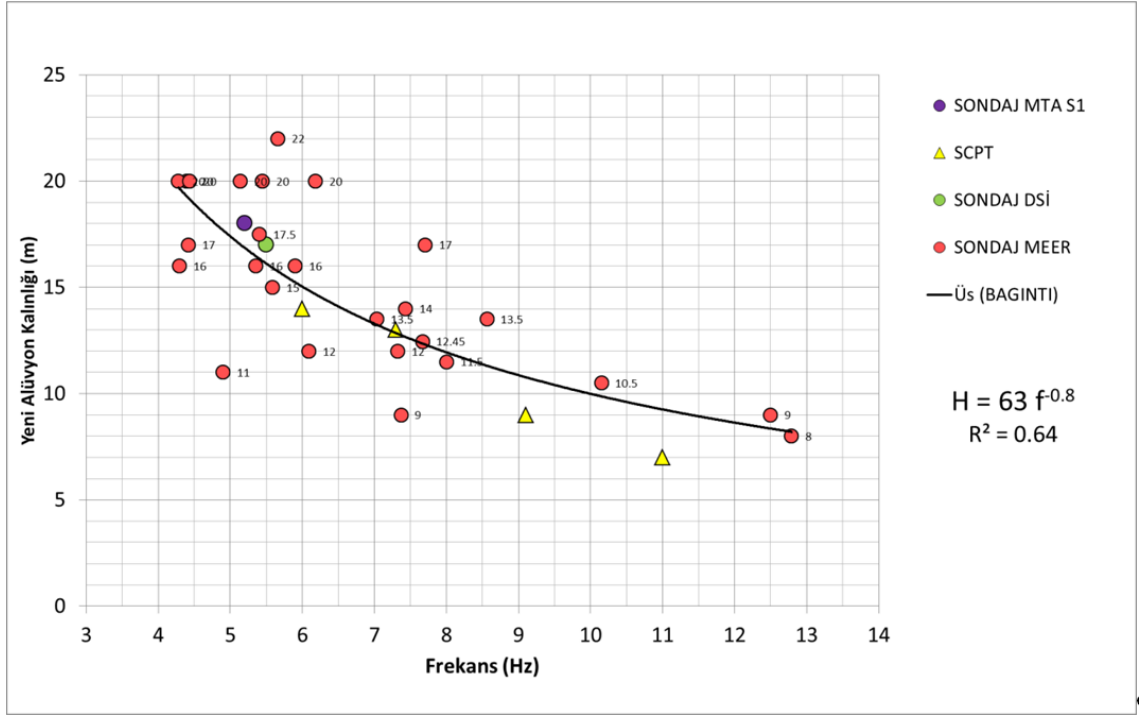


Şekil 4. 122: 30 m derinlikli sondaj yerlerini ve mikrotremor ölçüm noktalarını gösteren harita.

Tablo 4.5’de kullanılan sondaj verileri, tek istasyon mikrotremor ölçümleri ve bu noktalardaki yeni alüvyon kalınlığı değerleri verilmiştir.

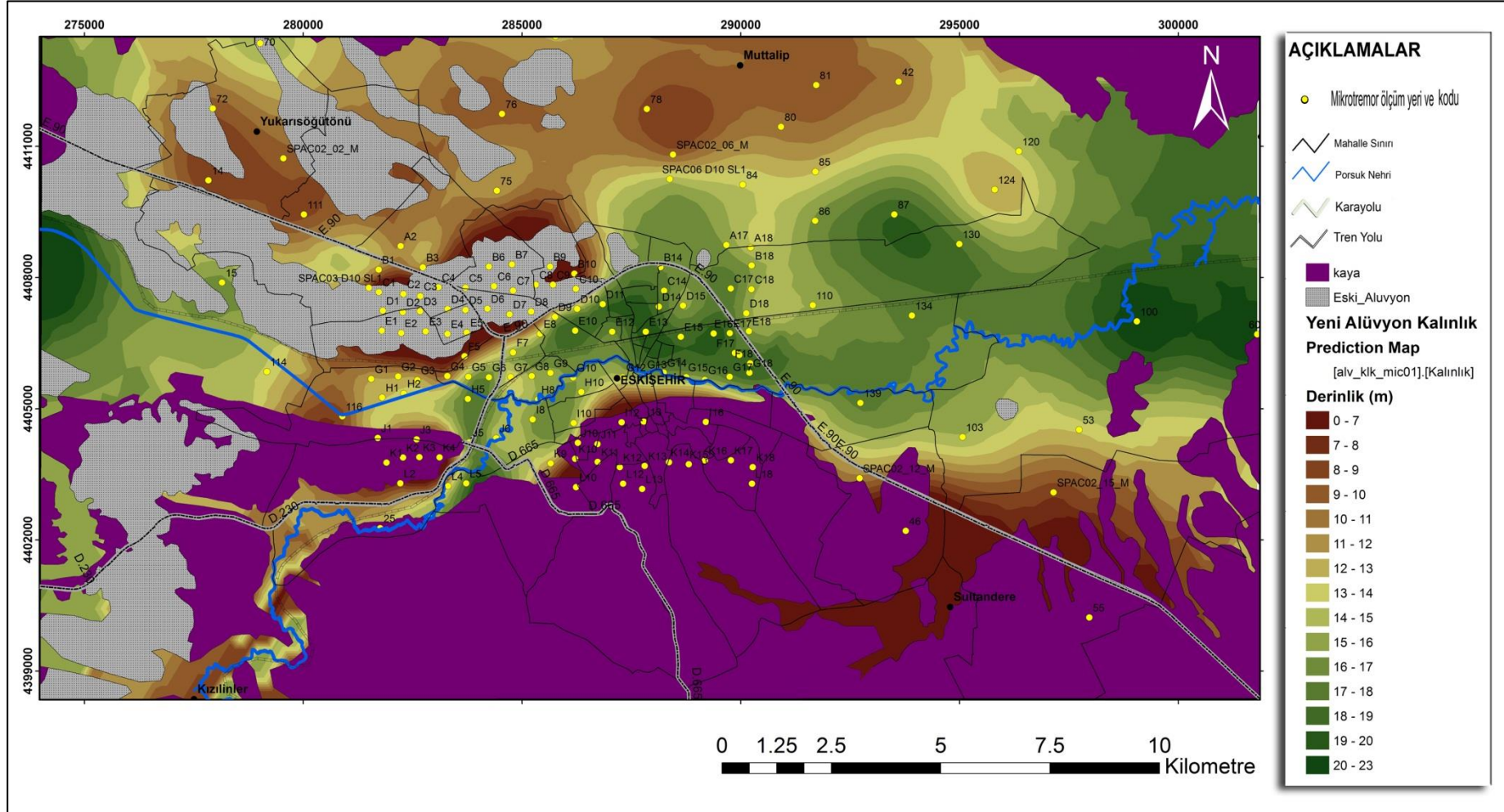
Tablo 4. 5: Frekans-alüvyon kalınlık bağıntısının geliştirilmesinde kullanılan veri kaynakları.

N	Sondaj No	Veri	H/V Ölçümü	Frekans (Hz)	Yeni Alüvyon Kalınlığı
1	61	sondaj	F5	12.5	9
2	65	sondaj	SİSMİK KIRILMA 1 D11	4.29	16
3	81	sondaj	E13	4.42	17
4	99	sondaj	D15	6.18	20
5	92	sondaj	E17	4.39	20
6	83	sondaj	F17	5.44	20
7	84	sondaj	SPAC11 3_2	4.28	20
8	82	sondaj	G15	5.66	22
9	80	sondaj	I13	6.09	12
10	58	sondaj	H8	5.9	16
11	64	sondaj	F10	5.14	20
12	57	sondaj	H5	4.9	11
13	51	sondaj	J6	7.37	9
14	47	sondaj	L5	4.43	20
15	46	sondaj	L4	7.32	12
16	44	sondaj	25	7.43	14
17	102	sondaj	A17	5.58	15
18	73	sondaj	75	8	11.5
19	77	sondaj	A2	10.15	10.5
20	68	sondaj	B1	7.67	12.45
21	74	sondaj	14	8.56	13.5
22	55	sondaj	15	5.35	16
23	56	sondaj	H1	7.7	17
24	104	sondaj	86	5.4	17.5
25	5	sondaj	SPAC15 2_3	12.79	8
26	1	sondaj	53	7.03	13.5
27	49	SCPT	SPAC2	9.1	9
28	20	SCPT	SPAC3	11	7
29	21	SCPT	H2	7.3	13
30	40 İMB	SCPT40 SONDAJ İMB	SPAC6/1	6	14
31	MTA S1	SONDAJ MTA S1	G14	5.2	18
32	37400	SONDAJ DSİ	H10	5.5	17



Şekil 4. 123: Sondaj, SCPT uygulamalarına ait yeni alüvyon kalınlık bilgisi ve frekansa bağlı sediman kalınlık bağıntısı.

Şekil 4.122’de gösterilen tek istasyon mikrotremor ölçümü hakim frekans değerleri, $H=63 \cdot f^{-0.64}$ bağıntısında yerine konularak yapılan hesaplamalar sonucu elde edilen yeni alüvyon kalınlığı değişimi haritası Şekil 4.124’de verilmiştir.



Şekil 4. 124: Çalışma alanı alüvyon kalınlığı değişim haritası.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Graben yapılarında, havzayı oluşturan alüvyon ve sedimanların kalınlıklarının belirlenmesi, ana kaya derinliğinin ve geometrisinin ortaya konulması, Sismik Tehlike Değerlendirmeleri'nde oldukça önemli veri kaynaklarını oluşturur. Özellikle rezonans ve odaklanma etkisi nedeniyle, yerleşim alanları şiddetli ve uzun süreli sismik sarsıntıların etkisinde kalabilmektedir. Yerel zemin etkisi (site effect) olarak isimlendirilen bu etkiler, depremlerden dolayı üst yapılarda oluşan hasarların veya yıkımların en önemli nedenlerinden biri olarak karşımıza çıkmaktadır. Dolayısıyla derin jeofizik yapı etkilerinin belirlenmesinin sismik mikrobölgeleme çalışmalarında son derece önemli olduğu düşünülmektedir. Bu etkiyi ortaya koymaya yönelik yapılan jeofizik çalışmalar, zeminin S-dalga hız profiline belirlenmesine ve bu hızlara göre zemin sınıflamasının yapılması yönünde gelişmektedir.

S dalgalarının taşıdığı sismik enerji, yüzeydeki zemin tabakasının S dalga hızı (V_s) ile orantılıdır. Bu amaçla, Eskişehir ovasında ana kaya derinliği ve bu derinliğe karşılık gelen S dalga hızı-derinlik değişimi araştırma konusu olarak seçilmiştir. Özellikle, ana kaya ile üstünde bulunan sediman arasındaki kontrast, deprem dalgalarının enerjilerini belli bir frekans aralığında büyütmesine ve enerjilerini artırarak yüzeye ulaşmasına neden olabilmektedir. Bu etkilerin araştırılmasında, birçok yöntem geliştirilmiş olmasına karşın, son zamanlarda mikrotremorların kullanımı giderek yaygınlaşmaktadır. Daha önceki çalışmalardan, mikrotremor ölçüm yöntemlerinin, hızlı uygulama, değerlendirme, az insan gücü ve daha ekonomik çözümler sunduğu bilinmektedir.

Bu tez çalışması kapsamında, Eskişehir Ovası'nın zemin hakim frekansının belirlenmesi ve V_s -derinlik değişimi konusunda çalışmalar yapılmış, elde edilen sonuçların bölgenin jeolojik ve geoteknik özellikleri ile uyumu tartışılmıştır. Çalışma kapsamında, tek istasyon mikrotremor ölçüm ve dizilim mikrotremor ölçüm yöntemleri kullanılmıştır. Mikrotremor verilerinin toplanmasında, çalışma sahasını temsil edebilecek doğrulukta bir modelin çıkartılması için dört aşamalı çalışma yürütülmüştür. Birinci aşamada

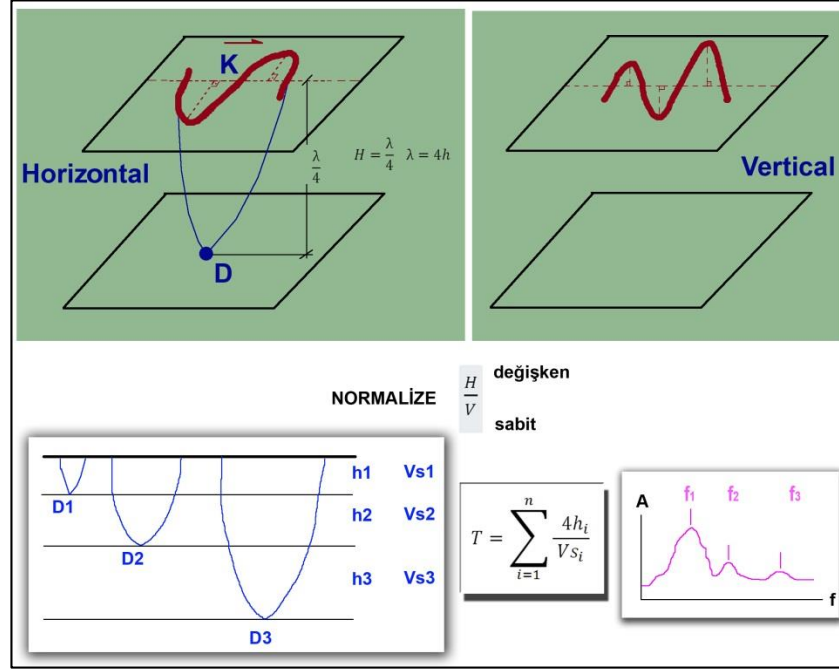
Çalışma sahası 4 km × 4 km boyutlarında bölümlenerek tek istasyon mikrotremor ölçümleri alınmıştır. Yer yapısını belirlemeye yönelik analizler sonucu ilk aşamadaki çalışmadan elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir. İkinci aşamada; uygun görülen alanlar 500 m × 500 m boyutlarında gridlenmiş ve alt bölgeler tanımlanmıştır. Üçüncü aşamada, frekans değerinin hızlı değiştiği aralıklara yönelik yeni ölçüm yerleri planlanmıştır. Dördüncü ve son aşamada, tüm mevcut bilgiler ışığında, mikrotremor dizilim ölçüm yöntemleri ile S dalga hız profillerinin belirleneceği, ölçüm noktaları saptanmış ve elde edilen sonuçların mevcut bilgilerle uyumu denetlenmiştir. Rayleigh dalga formu kullanılarak elde edilen dispersiyon eğrisiyle, ortama ait hız yapıları belirlenmiş ve bölgenin jeolojik özellikleriyle ilişkilendirilmiştir.

Mikrotremor yöntemi dışında, geniş açılımlı sismik yansıma ve derin sondaj çalışmaları yapılmıştır. Uygulama zorluğu ve yüksek maliyetli olmasından dolayı, sadece 6 noktada uygulanabilen sismik yansıma yöntemi ve elde edilen sonuçlar, mikrotremor yönteminden elde edilen bulgularla karşılaştırılmıştır. Derin sondaj, sık sondaj, sismik yansıma verilerinden elde edilen yer yapısı ile mikrotremor verilerinden elde edilen yer tepkisi verileri karşılaştırılarak, çalışma alanı için sediman kalınlığı bağıntısı geliştirilmiştir.

Çalışma alanında, 318 farklı noktada yapılan tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden H/V spektral oran eğrileri çizdirilmiştir. H/V oran eğrilerinin 0.2 Hz – 8 Hz aralığında değişen değerlerde pik verdiği görülmüştür (Şekil 4.26). Verilerin büyük bir kısmının 0.2-2 Hz aralığında yoğunlaşması, ilgilenilen yer yapısının oldukça derin bir yapıda olduğunu ve bu derin yapının geniş bir alanda yayıldığını göstermektedir (Şekil 4.26). Ayrıca 3-8 Hz aralığında değişen ve H/V oran eğrilerinde ikinci pik olarak görülen ölçüm noktalarındaki yer yapısı araştırılmıştır.

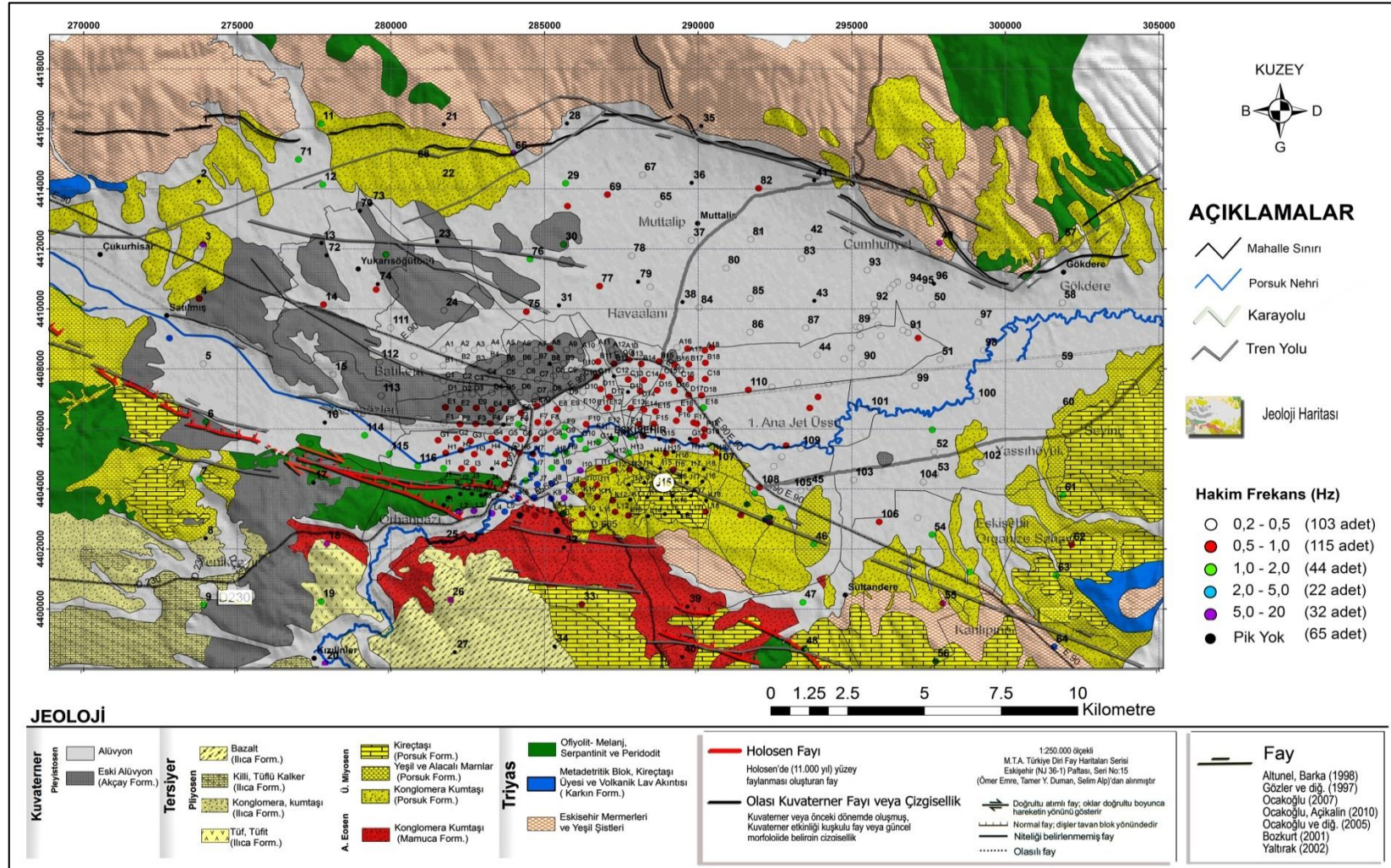
Titreşim doğrultusu tabakalara paralel ise rezonans olacağı, titreşim doğrultusu tabakalara dik ise dalga/tabaka etkileşiminin olmayacağı ve piklerin, aynı tabaka içinde olan Mode'lerden (harmonikler) kaynaklanabileceği gibi birden fazla tabakanın katkısından da olabileceği bilinmektedir (Şekil 5.1). Dolayısıyla H/V oran eğrilerinde elde edilen pikleri yorumlarken, çalışma alanının yer yapısı ile ilgili daha önce yapılmış

jeolojik, geoteknik ve jeofizik verilerden yararlanılması, doğru yorumlama yapılmasına yardımcı olmuştur.



Şekil 5. 1: Dalga/tabaka etkileşimi ve rezonans etkisi şematik gösterimi.

Şekil 4.30'de Eskişehir Ovası ve ova kenarındaki yamaçlar üzerinde alınan mikrotremor kayıtlarından elde edilen H/V oran eğrileri görülmektedir. Şekilde görüldüğü gibi J15 kodlu ölçümde pik görülmemektedir. Bu sonuç, ölçüm alınan yerin doğrudan anakaya veya oldukça sert kaya zeminin üzerinde olduğunu ifade etmektedir. J15 kodlu ölçüm yeri, Üst Miyosen yaşlı Kireçtaşı (Porsuk Farmosyonu) olan sert kaya zemin üzerindedir (Şekil 5.2). Şekil 4.30'da görülen A16 ve A11 kodlu mikrotremor ölçüm yerleri, yeni alüvyon birimi üzerinde ve Eskişehir Ovasının orta kısmındadır. Bu noktalarda ölçülen düşük frekans değerine karşılık gelen piklerin, beklendiği gibi, bölgenin jeolojisi ve morfolojisiyle uyumlu olduğu görülmüştür. Ovanın güneyine doğru gidildikçe, pik değerleri daha yüksek frekans değerlerine kaymaktadır. Bu sonuç da, Eskişehir Ovasının graben yapısıyla örtüşmektedir.



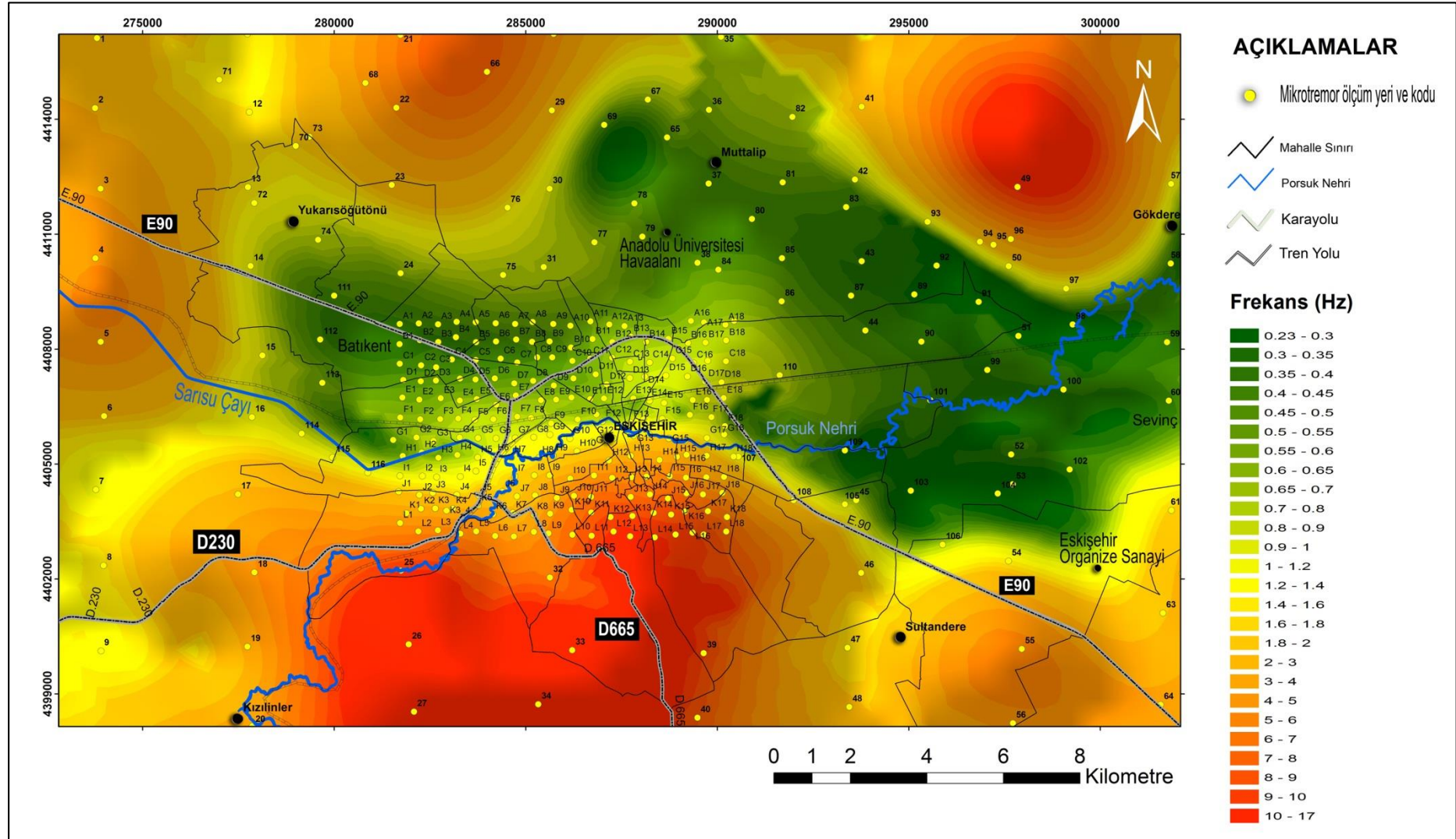
Şekil 5. 2: Çalışma alanı jeoloji haritası ve mikrotremor ölçüm yerleri. (Jeoloji, Gözler 1997'den değiştirilmiştir. Faylar, Altunel ve Barka, 1998; Ocakoğlu ve diğ, 2005; Ocakoğlu, 2007; MTA Türkiye Diri Fay Haritası çalışmalarından alınmıştır).

Şekil 5.2’de görüldüğü gibi, Eskişehir yerleşim yeri ovanın Güney Batı (GB) bölümünde yoğunlaşmıştır. Yerleşimin yoğunlaştığı, alüvyon ve eski alüvyon üzerinde yer alan Batıkent bölgesi ve tamamen alüvyon olan ovanın doğu bölümü boyunca oldukça düşük $f_0=0,2-0,5$ Hz arası (beyaz daireler) değerlerde olduğu ve bu değerlerin ovanın Kuzey-Güney yönde dışına doğru çıkıldıkça önce $f_0=0,5-1,0$ Hz bandına (kırmızı daireler) ve sonra $f_0=1,0-2,0$ Hz bandına kaydığı (yeşil daireler) gözlenmiştir. Basenin güneyine doğru topoğrafyanın yükseldiği kesimde, $f_0=2,0-5,0$ Hz ve $f_0=5,0-20$ Hz aralığında hakim frekans değerleri gözlenmektedir.

318 mikrotremor ölçüm noktası için belirlenen frekans değerleri kullanılarak, çalışma alanı hakim frekans değerinin 2 boyutlu alansal değişimi haritalanmıştır. Bunun için uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma yöntemi kullanılmıştır (Şekil 4.27).

318 bilinen değer kullanılarak 316 nokta için tahmin değeri ve hata analizi grafikleri oluşturulmuş ve $0,2-2$ Hz değer aralığında tahmin değerinin ölçülen değerden sapma miktarı oldukça düşük olmasına karşın, $2-20$ Hz veri aralığındaki tahmin değerleri ile gerçek değerler arasındaki sapma miktarının arttığı görülmüştür (Şekil 4.28). $2-20$ Hz hakim frekans değerlerine karşılık gelen ölçüm noktaları anakayanın hemen yanında olan yerlerdir ve bu basen-anakaya geçiş yerlerinde fazla sayıda ölçüm bulunmamaktadır (Şekil 5.2). Dolayısıyla “uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma” yöntemi kullanılarak yapılan, frekans değeri bilinmeyen nokta için hesaplanan frekans değerini, bilinen en yakın komşu ölçüm noktalardan frekans değerlerini hesaplama ile tahmin ederken, bu noktalardaki mevcut veri sıklığı az olduğundan hata oranı yükselmesi beklenen bir sonuçtur.

Çalışma alanı için tek istasyon mikrotremor ölçüm noktalarındaki frekans değerlerini gösteren harita, Şekil 5.3’de verilmiştir. Haritada koyu yeşil alanlar ($f_0=0,2-0,5$ Hz) Eskişehir havzasında anakaya derinliği en fazla olan زمینler, açık yeşil alanlar ($f_0=0,5-0,8$ Hz) anakaya derinliği fazla olan زمینler, sarı renkli alanlar ($f_0=0,8-2,0$ Hz) gevşek kaya, yamaç molozu ve yelpazesi zemin tipine, kırmızı renkli alanlar ($f_0=2,0-17$ Hz) sert kaya zemin tipine ve yüksek topoğrafyaya sahip bölgelerdir.



Şekil 5. 3: Çalışma alanı hakim frekans değişim haritası.

Eskişehir yöresinin bugünkü şeklini almasında önemli rol oynayan orojenik hareketler ve faylanmalar, bölgenin kuzeyinde ve güneyinde eğim atımlı normal faylanmaların meydana gelmesine neden olduğu bilinmektedir (Sarıiz ve Oruç, 1989). Bu yapı özellikle çalışma alanının kuzey doğusundaki düşük frekans değerinden yüksek frekans değerine ani geçiş ile açık bir şekilde görülmektedir. Aynı şekilde, çalışma alanının güneyinde de bu geçiş sınırını kuzeydeki kadar ani olmasa da görülmektedir. Dolayısıyla hakim frekans değerleriyle ilişkilendirilebilecek anakaya derinliğinin, Eskişehir ovasının graben yapısı hakkında oldukça detaylı bilgi verebileceği düşünülmektedir. Çalışma alanının doğusundan orta kesime doğru uzanan KB-GD yönelimli düşük frekans bölgesi (yeşil renk) ile yüksek frekans bölgesi sınırının, Şekil 5.2’de verilen fay doğrultularıyla uyumlu olduğu görülmektedir. Aynı uyumun, çalışma alanının ortasından, batı ucuna doğru uzanan düşük frekans bölgesi (yeşil renk) ile yüksek frekans bölgesi sınırlarıyla gözlenmektedir.

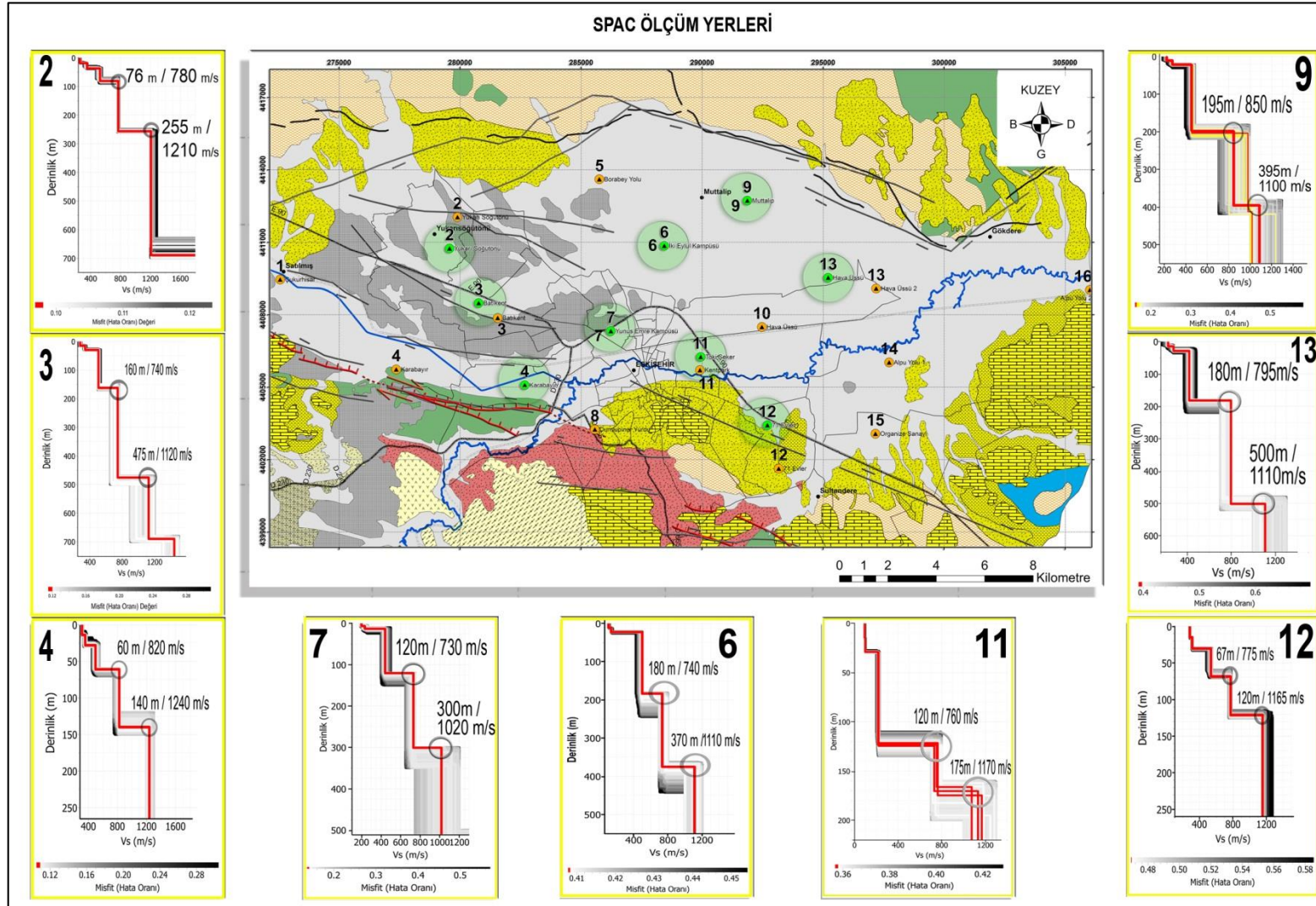
Genel bir değerlendirme yapma imkanı sağlayacak bu grafik gösterim incelendiğinde; Kuzey-Güney doğrultu için, orta kesimden kuzey uç ve güney uç kısımlara doğru çıkıldıkça hakim frekans değerinin artış eğiliminde olduğu (düzlem üzerindeki mavi çizgi) görülmektedir. Doğu-Batı doğrultuda ise, orta kesimde azda olsa yüksek frekans değerleri görülmesine karşın, bunlar kuzey ve güney yükseltilere yakın ölçüm yerleridir. Doğu-Batı yönlü genel duruma bakıldığında ise, batı uç ve doğu uç kısımlara doğru çıkıldıkça, hakim frekans değerinde yüksek bir artış veya düşüş eğilimi olmadığı görülmüştür (düzlem üzerindeki yeşil çizgi). Bu sonuca göre, çalışma alanının kuzey uç ve güney uç kesimlerine doğru hakim frekans değerlerindeki değişimin, üst sedimanın graben yapısıyla ve morfoloji ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Hakim frekansın anakaya derinliği ile ilişkilendirilmesi durumunda, bu değişimin graben yapı geometrisi ortaya çıkartılabilecektir.

Bölge içinde daha önceden yapılan jeolojik araştırmalardan elde edilen sonuçlar, bu graben yapısı kısmen ifade etmektedir (Esen ve diğ., 1976 ; Gözler ve diğ., 1996 ; Gözler ve diğ., 1985 ; Ocakoğlu ve diğ., 2005 ; Ölmez ve Yücel, 1985 ; Yıldırım ve Gürsoy, 1985). 1976 yılında hazırlanan “Eskişehir ve İnönü Ovaları Hidrojeoloji Haritası” nda, Eskişehir Ovası’nı şekillendiren faylar haritalanmış ve olası graben yer yapısı kuzey-güney, doğu-batı yönlü kesitlerle gösterilmiştir (Esen ve diğ., 1976). Tek

istasyon mikrotremor ölçüm yöntemiyle elde edilen hakim frekans değerlerinin, bölgesel jeoloji ve morfoloji ile olan ilişkisi incelendiğinde, elde edilen sonuçların bölgenin jeoloji ve morfolojik özellikleriyle uyumlu olduğu görülmektedir.

Eskişehir Ovası'nın kayma dalga hız (Vs) yapısının belirlenmesi amacıyla, mikrotremor dizilim ölçümleri yapılmış ve SPAC yönteminden yararlanılmıştır. 9 farklı nokta için ortamın faz hızı ile frekans arasındaki ilişki yorumlanarak dispersiyon eğrileri elde edilmiştir (Şekil 4.96). Şekildeki dispersiyon eğrilerinde görüldüğü gibi, Ovanın güneyindeki yükseltilere yakın 9 ve 12 nolu MD ölçüm noktalarındaki hız yapıları, diğer ölçüm noktalarına göre en yüksek değerlerdedir. 2 nolu ölçüm noktası ise, ovanın kuzey batısında eski alüvyon-yeni alüvyon sınır bölgesinde olup bölgenin jeolojik yapısıyla uyumlu bir hız sonucu vermiştir. 11 nolu ölçüm noktası, porsuk nehrinin hemen kenarındaki yeni alüvyon zemini üzerinde yapılmış ve en düşük hız değerlerini vermiştir. Ovanın batı ucundan doğu ucuna doğru sırasıyla 3, 7, 6 ve 13 ölçüm noktaları hemen hemen ova ortasında ve yeni alüvyon birimi üzerinde alınmış ölçümler olup, hız değişimleri birbirine yakın değerler almıştır. 9 nolu ölçüm noktası, ovanın kuzey yamacındaki yükseltilere yakın bir bölgede yeni alüvyon birimi üzerinde yapılmış ve hız değişim aralığı ova ortasındaki yapılan ölçüm değerlerine kıyasla daha yüksek değerler aldığı görülmüştür. SPAC analizi, dispersiyon eğrilerinden elde edilen tüm bu sonuçların önceki çalışmalardan elde edilen jeolojik ve morfolojik sonuçlarla uyumlu olmasının yanında, dalga hız (Vs) yapısı ve anakaya derinliği hakkında bilgi vermesi açısından, bölgede sismik mikrobölgeleme konusunda yapılacak çalışmalara, önemli bir altlık veri sağlayacağı düşünülmektedir.

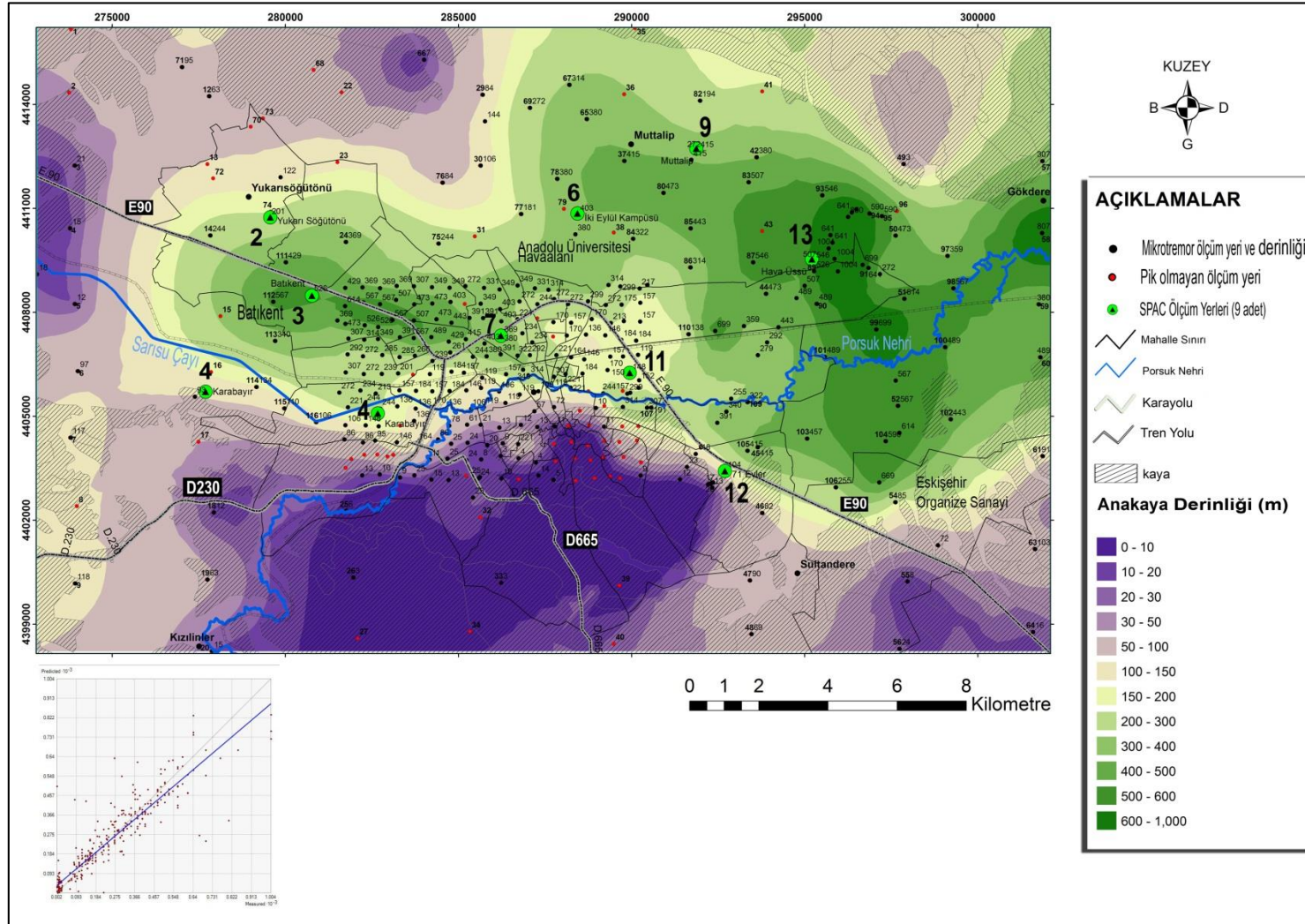
SPAC çözümlerinden elde edilen dalga hız (Vs) yapısının, derinliğe bağlı değişimini gösteren grafik gösterimler Şekil 5.4'de verilmiştir. Ayrıca her bir mikrotremor ölçüm noktası için, gözlemsel H/V oran eğrileri, düz çözüm ile elde edilen teorik H/V eğrileri ile karşılaştırılmış ve birbirleri ile olan uyumu denetlenmiştir. Sonuç olarak birbiriyle uyumlu dalga hız (Vs) yapıları elde edilerek en uygun çözüme ulaşılmıştır.



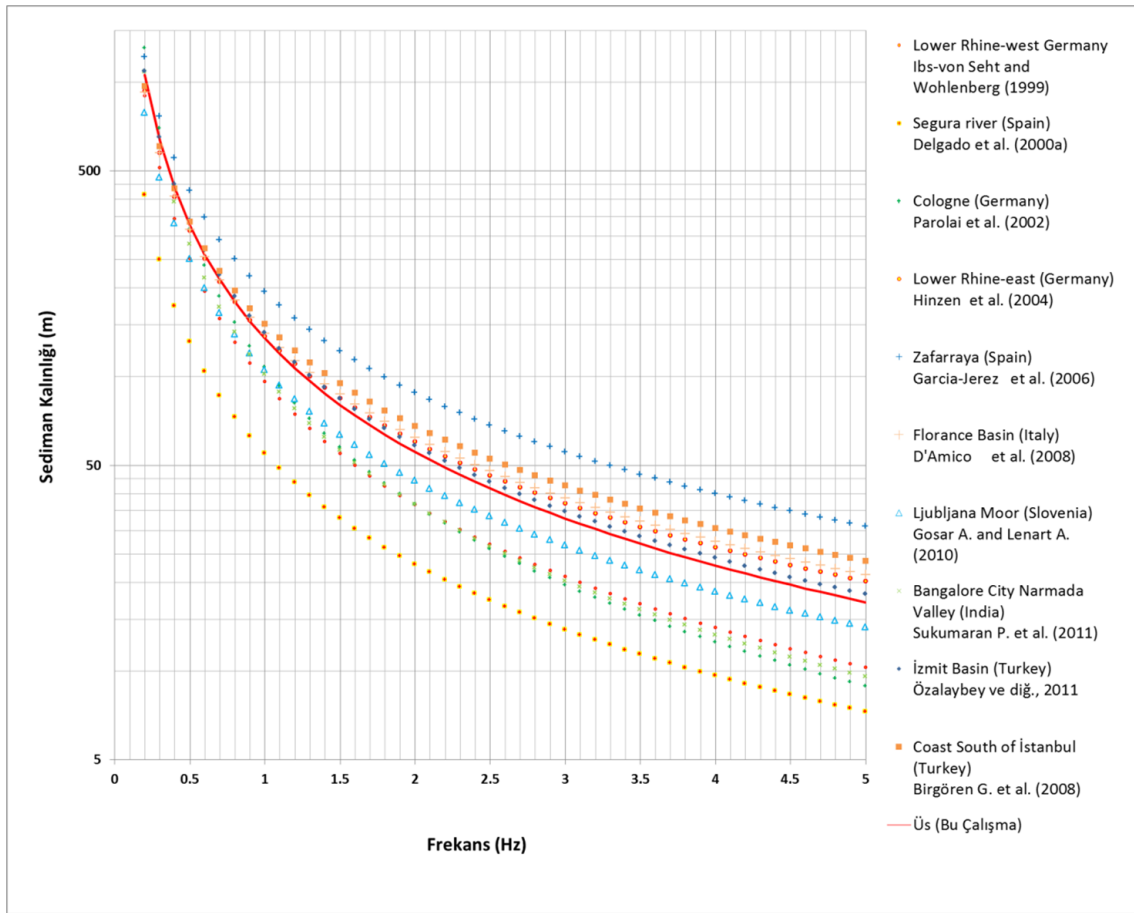
Şekil 5. 4: SPAC ölçüm yerleri ve dalga hız (V_s) yapısının derinliğe bağlı değişim grafikleri.

Hakim frekans değerlerinin, bölgenin jeolojik yapısı ile olan ilişkisi ve uyumunu yorumlayabilmek için, anakaya derinliği ile olan ilişkisine bakmanın daha faydalı olacağı düşünülmektedir. Bu amaçla, SPAC çözümlerinden elde edilen dalga hız yapıları, çalışma alanında daha önceden yapılmış derin sondaj ve 30 m'lik sondaj verileri, 2-9-13-4 nolu SPAC ölçüm yerlerinde yapılan derin sismik yansıma verileri kullanılarak, H/V oran eğrisindeki birinci pik ile olan ilişkisi ortaya konmuştur. 30 farklı noktadaki ölçüm sonuçları kullanılarak elde edilen hakim frekans-anakaya derinliği bağıntısı ve grafiği Şekil 4.108'de verilmiştir.

318 farklı noktada ölçülen hakim frekans değerleri, $H=136 \cdot f^{1.36}$ bağıntısında yerine konularak yapılan hesaplamalar sonucu, elde edilen anakaya derinliği değişimi haritası Şekil 5.5'de verilmiştir. Uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma yöntemi kullanılarak yapılan bu alansal değişim haritasındaki, ölçülen ve hesaplanan değerler arasındaki ilişki grafiği incelendiğinde, sonuçların birbirine yakın olduğu görülmüştür. Bu sonuç, ilgilenen alanın tamamındaki anakaya derinlik değişimini yansıtacak özellikte bir model oluşturma açısından önemlidir. Tercih edilen veri sıklığına bağlı olarak modeli iyileştirmek mümkündür. Elde edilen sonuçlardan, bu çalışmada tercih edilen veri sıklığı ve dağılımının, ova içindeki anakaya derinliğini ifade edebilme özelliğinde olduğu görülmüştür.

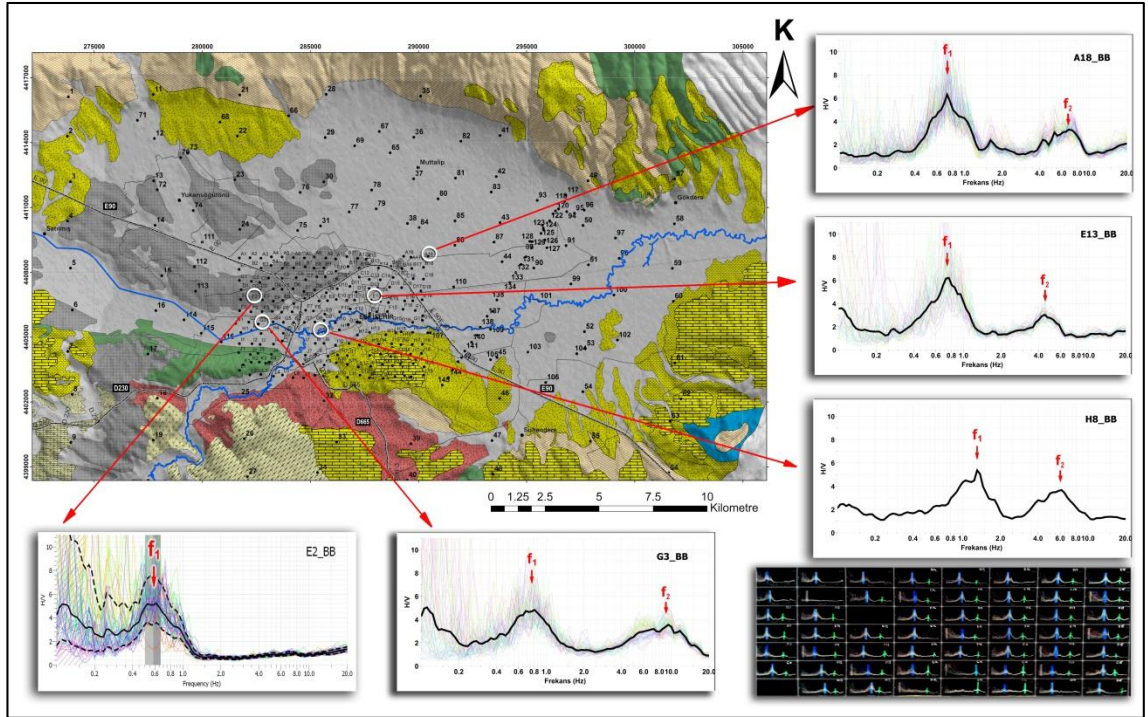


Anakaya derinliği ile-hakim frekans değeri arasında, farklı çalışma alanları için geliştirilen bağıntılar, literatürdeki yerini almış ve yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Birgoren ve diğ., 2009 ; Dinesh ve diğ., 2010 ; García-Jerez ve diğ., 2006 ; Hinzen ve diğ., 2004 ; Karabulut, 2012 ; Motamed ve diğ., 2007 ; Özalaybey ve diğ., 2011 ; Parolai ve diğ., 2002 ; Sukumaran ve diğ., 2011). Bu çalışmada elde edilen anakaya derinliği-hakim frekans bağıntısı ile diğer çalışmalardan elde edilen bağıntıların karşılaştırmalı grafik gösterimi, Şekil 5.6'da verilmiştir. Şekildeki kırmızı çizgi, bu çalışmadan elde edilen bağıntının üssel grafiğidir.



Şekil 5. 6: Farklı araştırmacıların farklı çalışma alanları için geliştirdikleri hakim frekans-ana kaya derinliği değişim grafikleri.

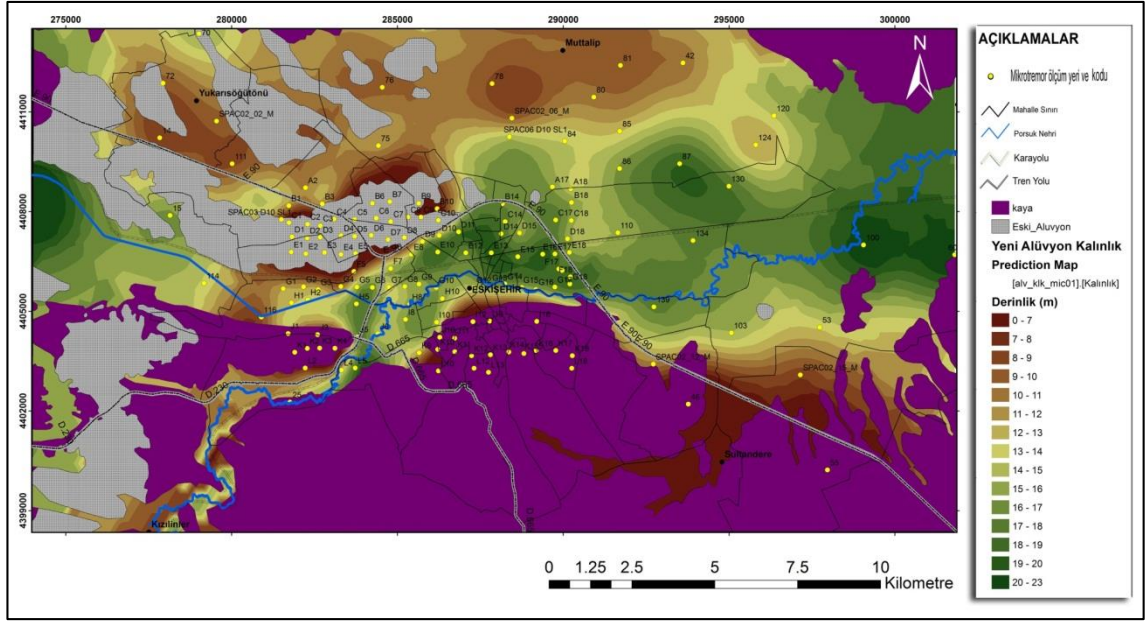
Tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden elde edilen diğer önemli bir sonuç, H/V oran eğrilerindeki ikinci piklerin, yeni alüvyon biriminin kalınlığı ile ilişkilendirilmesidir. Şekil 5.7'de yeni alüvyon zemini üzerindeki mikrotremor ölçüm sonuçlarından birkaç örnek görülmektedir.



Şekil 5. 7: Çalışma alanı mikrotremor ölçüm noktaları haritası ve 2. Pik görülen ve görülmeyen H/V spectral oran eğrilerinden örnekler.

İkinci piklerdeki hakim frekans değerleri, 4-10 Hz aralığında değişmektedir. Bu frekans aralığı düşük dalga hızlı (Vs) ve yüzey veya yüzeye yakın tabaka özelliklerine karşılık gelebileceği düşünülerek, Eskişehir Ovası'nın güncel çökelleri olarak bilinen, Porsuk nehri ve Sarısu çayının biriktirdiği çakıl, kum, silt, kil tanelerinden oluşan zemin tabakası olabileceği sonucuna varılmıştır. Bu öngörü ile yapılan değerlendirmelerde, kaya zemin, eski alüvyon ve yeni alüvyon birimleri üzerindeki mikrotremor ölçüm noktaları değerlendirildiğinde, ikinci piklerin sadece yeni alüvyon birimi üzerinde olduğu görülmüştür. Çalışma alanında daha önceden yapılmış 32 adet sondaj verisi kullanılarak, tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden elde edilen frekans değerleri, bu ölçüm noktalarındaki yeni alüvyon kalınlığı ile ilişkilendirilmiştir. Elde edilen hakim frekans-yeni alüvyon kalınlığı bağıntısı ve grafiği Şekil 4.123'de verilmiştir.

Tek istasyon mikrotremor ölçümü, hakim frekans değerleri, $H=63 \cdot f^{0.64}$ bağıntısında yerine konularak yapılan hesaplamalar sonucu elde edilen yeni alüvyon kalınlığı değişimi haritası Şekil 5.8'de verilmiştir.

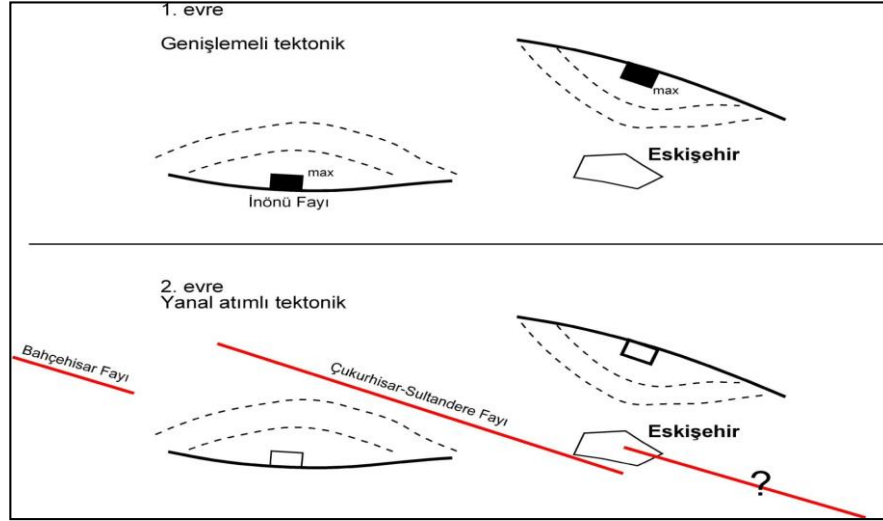


Şekil 5. 8: Çalışma alanı yeni alüvyon kalınlığı değişim haritası.

Yeni alüvyon kalınlığı değerinin, en yüksek 25 m olduğu görülmüştür. Özellikle Porsuk nehrine paralel bir zon boyunca bu kalınlığın 15-20 m aralığında değiştiği, ovanın kuzey ve güney yamaçlarına doğru ise 5-10 m aralığında değiştiği, eski alüvyon ve kaya birimi üzerinde alüvyon zemin tabakası ile ilişkilendirilebilecek ikinci pikin olmadığı görülmektedir. Bu sonuçların, bölgedeki alüvyon kalınlığının belirlenmesine yönelik daha önce yapılan çalışmaların (Akdeniz ve diğ., 2011a ; Akdeniz ve diğ., 2011b ; Azdiken ve Çatalyürekli, 2001 ; Demirörer, 1978 ; Sevinçli ve Çatalyürekli, 2001 ; Tosun ve diğ., 2011) sonuçlarıyla uyumludur.

Eskişehir bölgesinde yer alan çalışma alanının kuzey ve güneyindeki normal faylarla sınırlanan, yarı grabenlerle kontrol edilen yapıdaki bir geometri, etkisini basen-ana kaya geometrisinde de gösterdiği, tek istasyon mikrotremör ölçümü, dizilim mikrotremör ölçümü ve sismik yansıma ölçüm sonuçlarından görülmüştür. Eskişehir ovası, eski tektonik rejim olan normal faylarla sınırlanan graben geometrisinde, kuzey kenarda derinleşen sediman yapısının genişlemeli dönemdeki ana fayın kuzeyde olduğunun bir göstergesi olduğu düşünülmektedir. Bölge için 2. Evrede, günümüzde henüz tartışmalı olan yanıl atımlı bir sistem, varolan graben sistemini biçerek tektonik hareket evresini sürdürmektedir. Bu konu üzerine detaylı jeolojik ve jeofizik araştırmalar sürdürülmelidir. Eskişehir vadisinin tümüne bakılacak olursa, İnönü de D-B yönlü normal fayın, bu sefer güney kenarda yer aldığı görülmektedir. Eğer İnönü fayı

önündeki havza tabanında, aynı şekilde daha derin olduğu kabulü yapılırsa Şekil 5.9'daki gibi bir geometri oluşturulabilir (Gürol Seyitoğlu ile yazılı görüşme, 2012).



Şekil 5. 9: Çalışma bölgesi için mevcut verilerden hareketle oluşturulmuş tektonik hareket geometrileri ve evreleri (Gürol Seyitoğlu ile yazılı görüşme¹, 2012).

Anakaya derinliği geometrik yapısının belirlenmesine yönelik olarak, çalışma alanında daha önceden yapılmış detaylı çalışma bulunmamaktadır. Dolayısıyla bu çalışma kapsamında yer yapısını ortaya koyan sonuçlar, farklı amaçlarla yapılan jeolojik ve jeofizik çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından 1986 yılında açılan 750m derinliğindeki ES1 sondaj logunun bulunduğu (Ölmez ve diğ., 1986) kuyu bitirme raporuna göre, 245 m sınırında Miyosen yaşlı sedimanter kayalara girilmektedir (Şekil 4.106). Bu çalışmadaki anakaya derinliği-frekans bağıntısı kullanılarak en yakın G14 nolu mikrotremor ölçümü için yapılan hesaplamada, anakaya derinliği 221 m bulunmuştur. Anadolu Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında (Güney ve diğ., 2013 ; Devam Ediyor) 2013 yılında yapılan 90 m'lik sondaj verisi incelendiğinde ise 76 m sınırında tüf birimine girildiği görülmektedir (Şekil 4.107). Bu çalışmadaki anakaya derinliği-frekans bağıntısı kullanılarak en yakın I7 nolu mikrotremor ölçümü için yapılan hesaplamada, anakaya derinliği 78 m bulunmuştur. Farklı yöntemlerle elde edilen anakaya derinliği sonuçlarının, birbiriyle uyumlu olduğu görülmüştür.

Bu tez çalışması kapsamında, çalışma alanında yapılan 2 nolu sismik yansıma ölçümünde, 470 m lik hat boyunca, 1500 m derinliğinde sismik yansıma kesiti elde

¹ Tez çalışması kapsamında elde edilen Vs derinlik değişimine bağlı yer yapısı modeli hakkında 09.10.2012 tarihinde Prof. Dr. Gürol Seyitoğlu'ndan yazılı görüş alınmıştır.

edilmiştir (Şekil 4.53). Bu kesitte, derinliği 230-260m seviyesinde değişen, yansıma yüzeyi görülmektedir. Bu çalışmadaki anakaya derinliği-frekans bağıntısı kullanılarak hat üzerinde alınan mikrotremor ölçümü için yapılan hesaplamada, anakaya derinliği 250 m bulunmuştur.

4 nolu sismik yansıma ölçümünde, 715 m lik hat boyunca, 1500 m derinliğinde sismik yansıma kesiti elde edilmiştir (Şekil 4.64). Bu kesitte, derinliği hattın güney ucunda 120 m olan ve hattın kuzey ucunda ise 250 m seviyesine ulaşan, yansıma yüzeyi görülmektedir. Yapılan hesaplamada, anakaya derinliği, hattın güney ucuna yakın I2 kodlu mikrotremor ölçüm noktası için 120 m, hattın kuzey ucuna yakın H3 kodlu mikrotremor ölçüm noktası için ise 250 m olarak bulunmuştur.

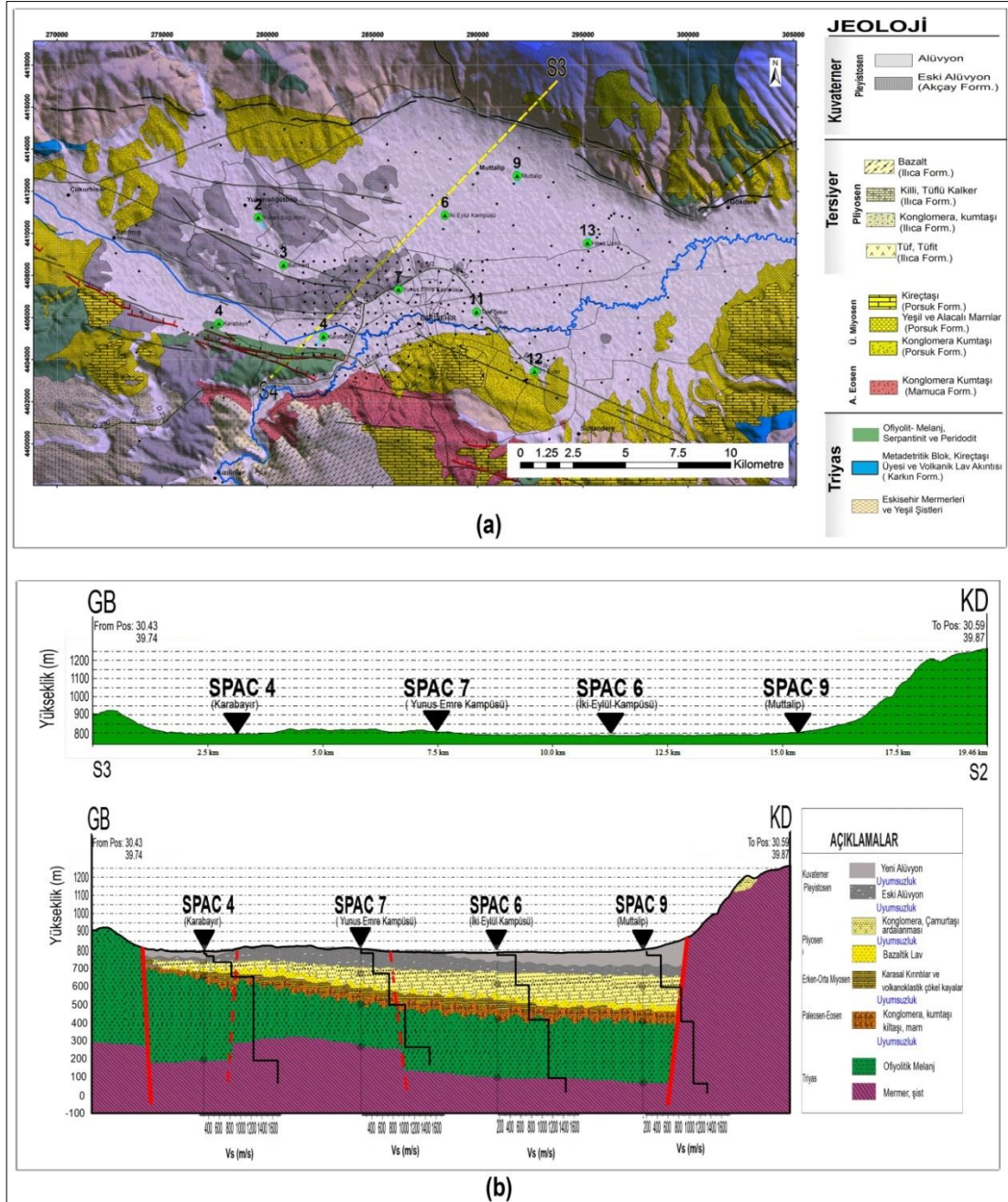
9 nolu sismik yansıma ölçümünde, 715 m lik hat boyunca, 2000 m derinliğinde sismik yansıma kesiti elde edilmiştir (Şekil 4.75). Bu kesitte, derinliği hattın kuzey ucunda 380 m, hattın güney ucunda 430 m'ye ulaşan yansıma yüzeyi görülmektedir. Hattın güney ucuna en yakın 81 nolu mikrotremor ölçüm noktası verileri kullanılarak yapılan hesaplamada, anakaya derinliği 430 m bulunmuştur.

13 nolu sismik yansıma ölçümünde, 470 m lik hat boyunca, 1400 m derinliğinde sismik yansıma kesiti elde edilmiştir (Şekil 4.85). Bu kesitte, derinliği 500-525 m seviyesinde değişen, yansıma yüzeyi görülmektedir. Bu çalışmadaki anakaya derinliği-frekans bağıntısı kullanılarak, sismik hatta en yakın 89 ve 1 nolu mikrotremor ölçümleri için yapılan hesaplamada, anakaya derinliği sırasıyla 500 m ve 525 m olarak belirlenmiştir.

Sismik yansıma verilerinden elde edilen kesitler ile aynı noktada yapılan mikrotremor dizilimlerinden elde edilen kayma dalga hız (Vs) yapısı karşılaştırıldığında, sonuçların birbirleriyle uyumlu olduğu görülmüştür. Eskişehir Ovası'nı KD-GB yönlü kesen ve SPAC4-SİSMİK YANSIMA 4, SPAC7, SPAC6, SPAC9-SİSMİK YANSIMA 9 ölçüm verilerini içeren topoğrafik kesitli S2-S3 hattı derinliğe bağlı 2 boyutlu dalga hız yapısı kesitinde görmek mümkündür (Şekil 4.97).

Elde edilen sonuçların, daha önceden hazırlanan Eskişehir ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Gözler ve diğ., 1996 ; Gözler ve diğ., 1985) ile olan uyumuna

bakılmıştır. Eskişehir Ovası'nı dolduran alüvyal sediman (pekişmemiş çakıl, kum, silt, kil türü malzemelerden oluşan genç çökeller) ve yarım graben yapısında şekillenmiş sedimanter kayaçların hemen altında yer alan metamorfik kayaç şeklinde gelişen yer yapısı ile ifade edilebilecek sonuç çıkmaktadır (Şekil 5.10).



Şekil 5. 10: Bölgenin jeolojisi ile birlikte mikrotremor dizilim ölçümü S2-S3 hattı ve 2-b jeolojik kesit (Gürol Seyitoğlu, Emrah Pekkan, Akın Kürçer ile yazılı görüşme katkılarıyla).

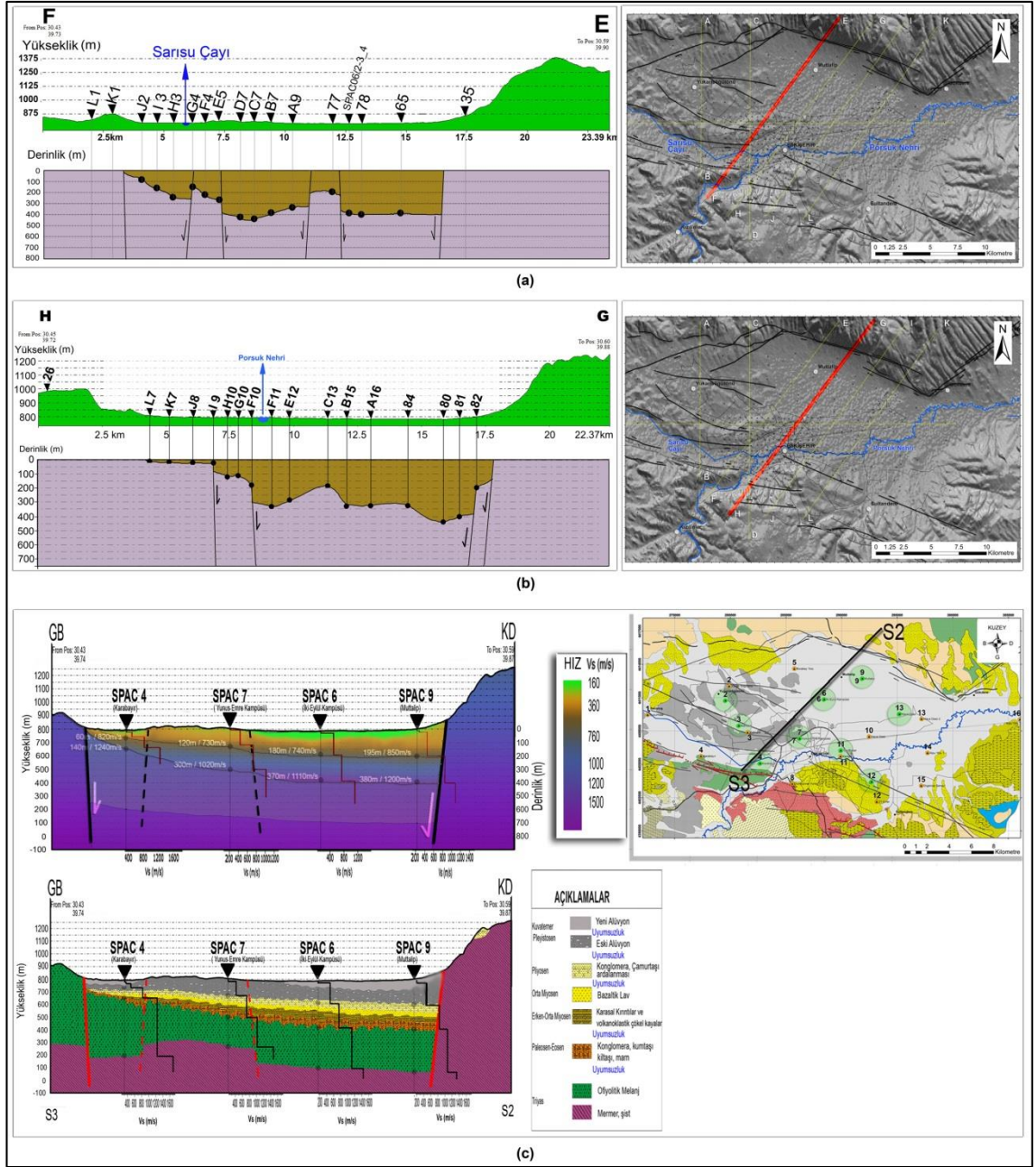
Mikrotremor dizilim ölçümlerinden hesaplanan kayma dalgası hız (Vs) yapısı ve sismik yansıma verisi sonuçları kullanılarak oluşturulan S1-S2 kesitinin, jeolojik yapıyla olan

ilişkisi incelendiğinde, fay yapıları ile şekillenebileceği düşünülen anakaya taban geometrisi karşımıza çıkmaktadır. Çalışma alanında yapılan jeolojik araştırmalarda, fay yapıları detaylı olarak ortaya konulmuştur (Altunel ve Barka, 1998 ; Ocakoğlu, 2007 ; Ocakoğlu ve Açıkalin, 2010 ; Ocakoglu ve diğ., 2007 ; Ocakoğlu ve diğ., 2005). Şekil 5.10-b de verilen kesitte, SPAC04-SPAC07 nolu ölçüm noktaları arasında görülen, anakaya üst sınırındaki yükselim kesikli kırmızı çizgi ile gösterilen eğimli normal faylarla ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Bu yükselimin yüzeyde, Pliyosen çökellerini, Kuvaterner çökellerini daha yüksek kotlara çıkarttığı ve bu yüzeylenen birimin, jeolojik haritalarda eski alüvyon olarak tanımlandığı bilinmektedir.

1976 yılında, T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı DSI Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı Suları Dairesi Başkanlığı tarafından hazırlanan, Eskişehir ve İnönü Ovaları Hidrojeoloji Haritası'nda (Esen ve diğ., 1976) verilen jeolojik kesitler ile modelden elde edilen kesitler karşılaştırılmıştır (Şekil 5.12-13-14-15).

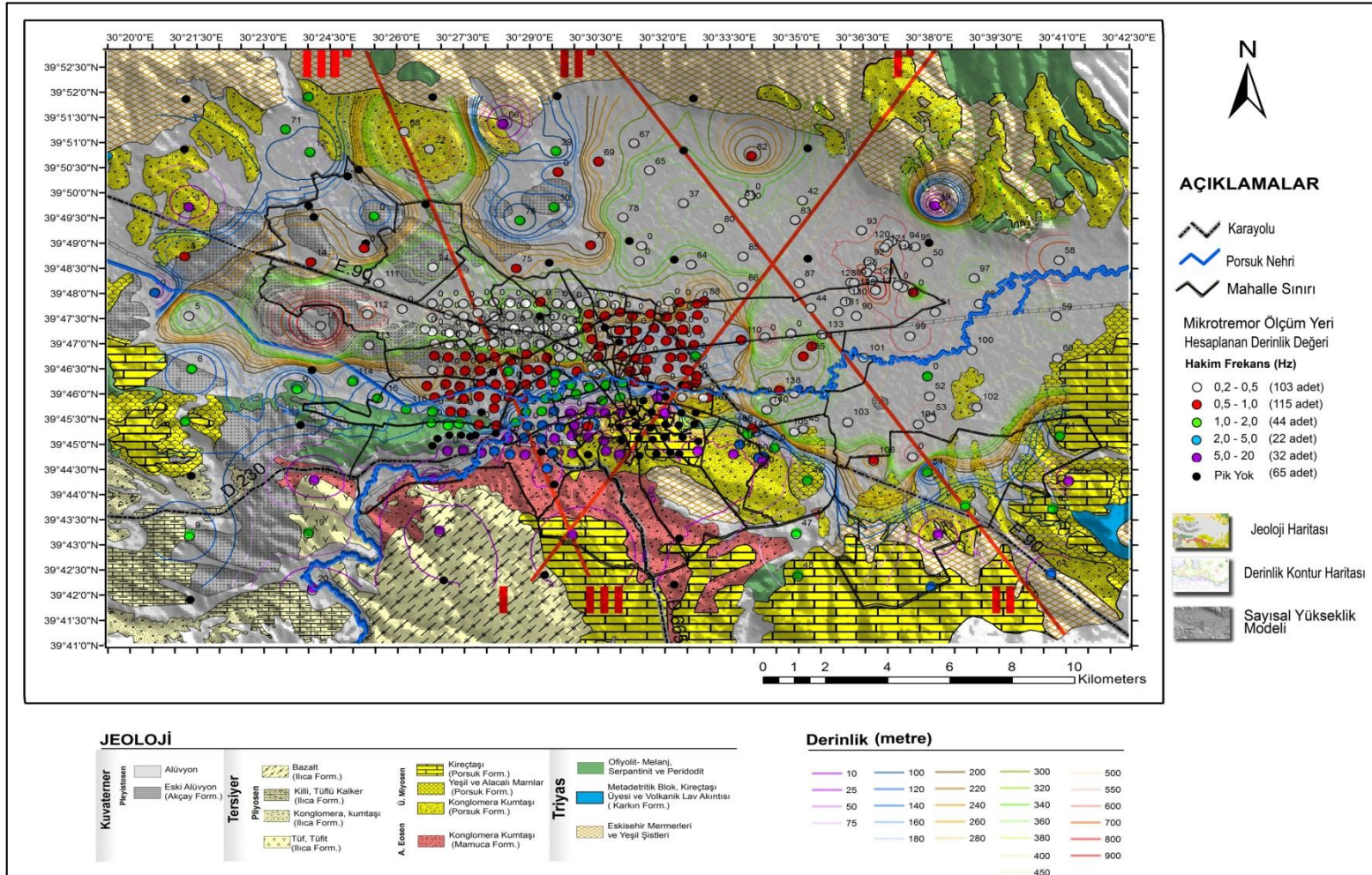
1976 yılında hazırlanan bu jeolojik kesitler, mevcut sondaj kuyusu verilerinden yararlanılarak hazırlanmış ve birçok noktada mevcut sondaj ana-kaya derinliğine kadar ulaşmamış olmasına rağmen, kestirim yoluyla ana-kaya derinliği çizilmiştir. Dolayısıyla basen- ana kaya geometrisi için kullanılabilir veri kaynağı olmamasına karşın, çalışma kapsamında bulunan modellerle karşılaştırılabileceği düşünülmüştür. 3 Boyutlu modelden alınan kesitlerin, Jeolojik kesitlerdeki basen derinlik modeli ve fay etkileri ile genel olarak uyumlu olduğu görülmüştür.

Şekil 4.110'da 3 boyutlu model kesitinin, ana kaya derinliği geometrisi hakkında genel bir bilgi verebileceği ve hızlı değerlendirmeler yapılabileceği, ancak kesitin jeolojik yapıyla uyumunun denetlenmesinde çok faydalı olamayacağı görülmüştür. Buna karşın belirli bir hat boyunca çalışılan 2 Boyutlu model, hidrojeoloji haritası kesitindeki model ile uyumlu olmasının yanında jeofizik verilerle destekli bir kesit olarak kullanılabileceği düşünülmektedir.

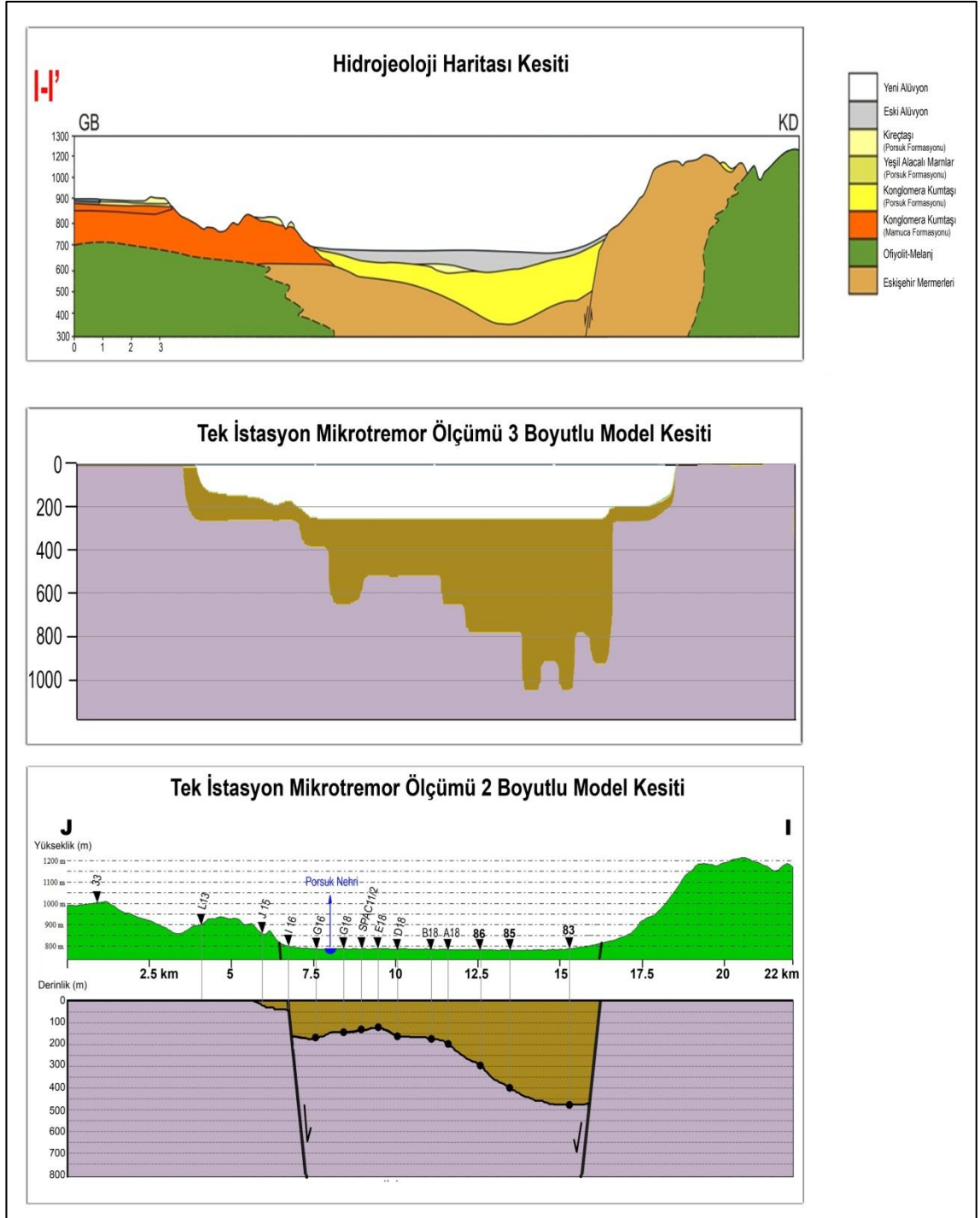


Şekil 5. 11: E-F, G-H ve S2-S3 kesitlerinin karşılaştırması.

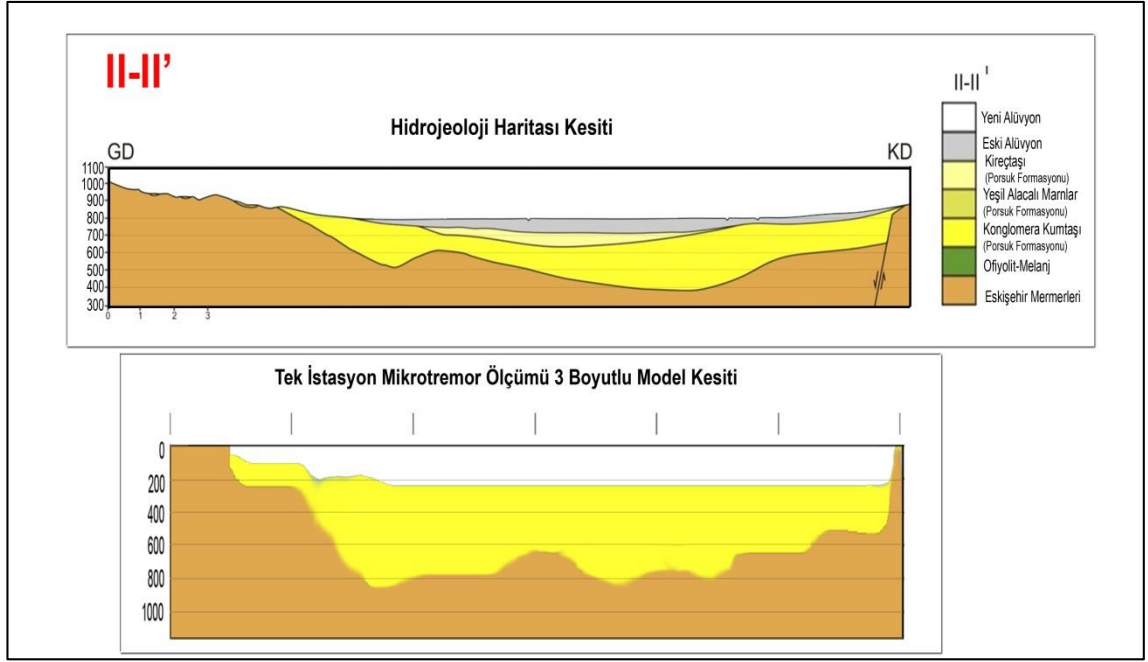
Tek istasyon mikrotremör ölçüm sonuçlarından elde edilen ve Şekil 5.10’da verilen kesite yakın hat boyunca oluşturulan anakaya derinlik geometrisi karşılaştırılmıştır (Şekil 5.11). Sonuç olarak, yer tepkisi ve kayma dalgı hız (Vs) yapısının belirlenmesi amacıyla, tek istasyon mikrotremör ölçüm ve mikrotremör dizilim ölçüm yöntemlerinin güvenilir sonuçlar verdiği düşünülmektedir.



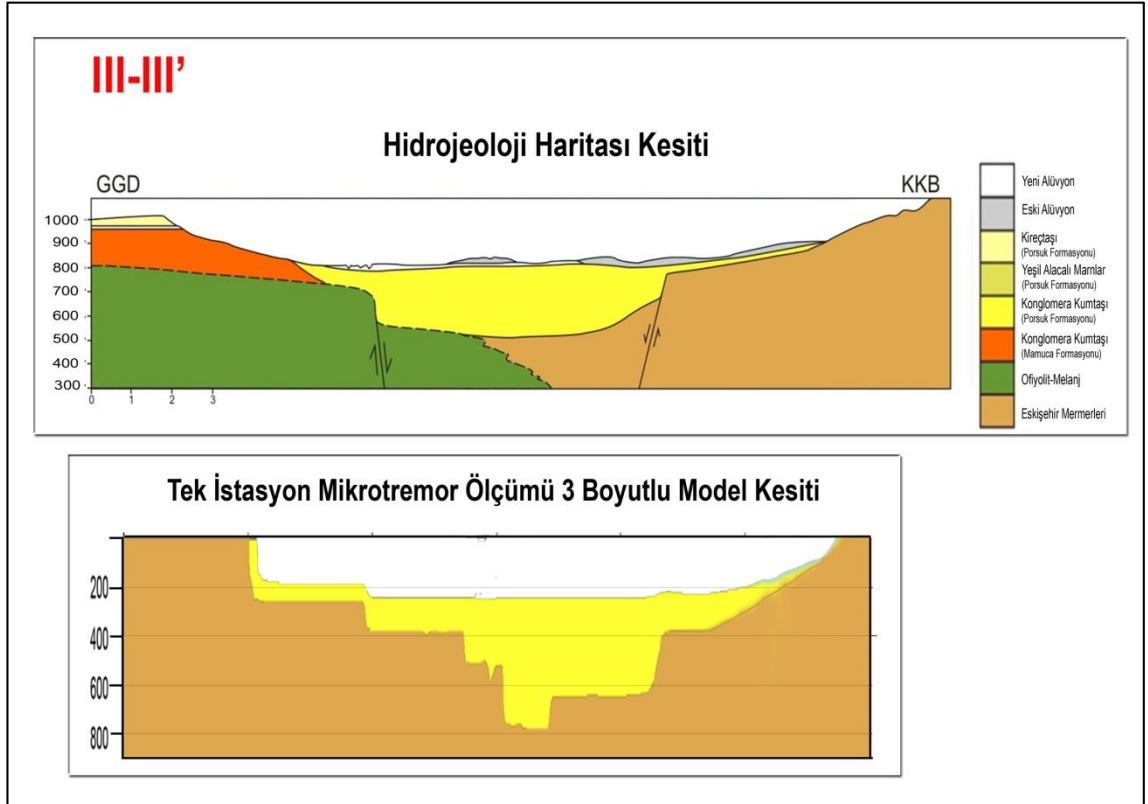
Şekil 5. 12: 1976 yılında T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı DSİ Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı Suları Dairesi Başkanlığı tarafından hazırlanan Eskişehir ve İnönü Ovaları Hidrojeoloji Haritası'nda verilen I, II ve III numaralı jeolojik kesitlerin yerlerini gösteren harita.



Şekil 5. 13: Hidrojeoloji Haritası Kesiti, 3 Boyutlu model kesiti ve 2 Boyutlu Model Kesitleri.



Şekil 5. 14: Hidrojeoloji Haritası Kesiti ve 3 Boyutlu model kesiti karşılaştırması.



Şekil 5. 15: Hidrojeoloji Haritası Kesiti ve 3 Boyutlu model kesiti karşılaştırması.

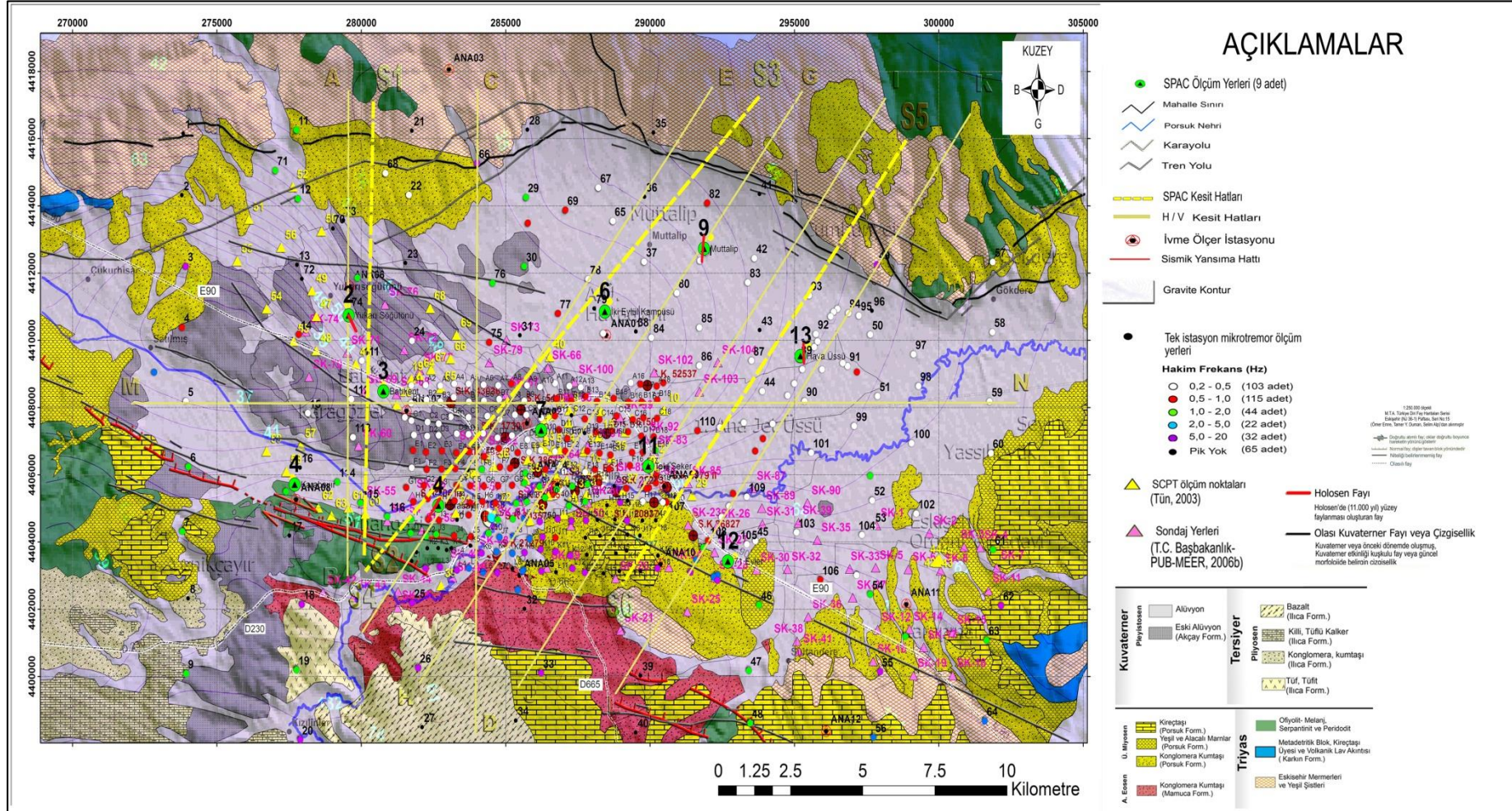
Çalışma kapsamında toplanan jeolojik, jeofizik ve geoteknik verilerin tamamı coğrafi konuma dayalı verilerdir. Dolayısıyla coğrafi konumuyla ilişkilendirilmemiş veya yanlış

ilişkilendirilmiş bir deney sonucu, daha sonra kullanılamayacaktır. Veri kullanılsa bile, elde edilen modeller, bölgedeki yapıyı doğru olarak yansıtmayacak ve uygulayıcıları yanlış yönlendirebilecektir. Bu nedenlerden dolayı, arazide yapılan testlerin coğrafi koordinatları, doğru bir şekilde alınmalı ve bilgi sistemleri kullanılarak kayıt altında tutulmalıdır.

Bu çalışma ve daha önceden yapılan çalışmalar kapsamında, Eskişehir Ovası'nda yapılmış jeolojik, jeofizik ve geoteknik veriler derlenmiş ve Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) ortamında haritalanmıştır. Coğrafi konumlarıyla da ilişkilendirilmiş tüm bu veriler için, bir veri tabanı tasarımı yapılmış ve her bir veri kümesi için öznitelik bilgileri tanımlanmıştır. Böylelikle CBS çözüm tekniklerinden etkin bir şekilde yararlanılması amaçlanmıştır.

Bu çalışmada, ölçüm planlamaları, ölçümlerin alınması, verilerin depolanması, verilerin analizi, ölçüm noktaları arasındaki değişimin analiz edilerek alansal değişimlerinin konumsal tahmin yöntemleriyle yorumlanabilmesi, haritalanması ve modellenmesi çalışmalarını yürütmek için, etkin bir araç olan CBS çözüm tekniklerinden yararlanılmıştır. CBS çözüm teknikleri veri setlerinin katman mantığı ile veri tabanında depolanması imkanı, verilere kolay ulaşım ve veri cinslerini gruplayabilme olanakları sağlaması açısından kullanıcılara son derece büyük kolaylıklar sağlamaktadır.

Sismik mikrobölgeleme çalışmalarında kullanılacak deney yöntemlerinin belirlenmesi, gruplanması, veri kümelerinin oluşturulması, belirlenen veri setlerinin öznitelik bilgilerinin tanımlanması, veri tabanı modelleme çalışmalarının ilk ve en önemli evresidir. Bu çalışma kapsamında hazırlanan veri tabanı modeli, sahada alınan mikrotremor ölçümleri ve bu ölçümlerin diğer jeofizik, jeolojik ve geoteknik verilerle uyumu sağlıklı ve etkin bir şekilde yapabilme imkanı tanımıştır. Ayrıca istenilen verinin öznitelik bilgilerine (örn.: mikrotremor ölçüm bilgi formu, hakim frekans, uygulama kodu, ...) hızlı ve kolay bir şekilde ulaşma ve coğrafi konumlarıyla ilişkili olarak görüntüleme imkanı tanıyan CBS, verilerin alansal değişimlerinin haritalanması ve farklı veri kümelerinin birbirleriyle olan uyumlarının sorgulanması, denetlenmesine yönelik çözümler sunmaktadır. Bu çalışma kapsamında kullanılan tüm veri kümelerini gösteren örnek bir harita, Şekil 5.16'da verilmiştir.



Şekil 5. 16: Çalışma kapsamında kullanılan veri kümelerini gösteren örnek harita.

5.1 ÖNERİLER

Sismik mikrobölgeleme çalışmalarında, mikrotremor ölçümleri hızlı değerlendirme imkanı sağladığından tercih nedeni olarak görülmesine karşın, elde edilen sonuçların küçük ölçekli çalışmalarda, diğer jeolojik, jeofizik ve geoteknik yöntemlerle doğrulanması gerektiği düşünülmektedir.

Geniş bir çalışma bölgesi için yapılacak mikrotremor ölçüm çalışmalarında, ölçüm noktası aralığının başlangıçta 4 km*4 km olarak alınması ve bölge hakkında genel bir değerlendirme yaptıktan sonra, hızlı değişim gözlenen alanlarda ölçüm noktası aralıklarının daha yakın tutulması önerilmektedir. Böylelikle zamanı etkin bir şekilde kullanmanın yanında gereksiz ölçüm almanın önüne geçilebileceği düşünülmektedir.

Çalışma alanındaki yer yapısı düşünüldüğünde, bölgenin jeolojik özellikleri ve yer yüzeyi topoğrafyasıyla ilişkilendirebilecek detayda çözümlere ulaşmak için, alt bölgeler için belirlenen hatlar boyunca, ölçüm noktaları arası en fazla 250 m olacak şekilde tek istasyon mikrotremor ölçümleri alınmasının gerektiği düşünülmektedir. Böylece, elde edilen bulguların, jeolojik yapı ile olan ilişkisi daha sağlıklı bir şekilde ortaya konulabilecektir.

Sismik mikrobölgeleme çalışmalarına başlamadan önce, veri kümelerinin tanımlanması ve buna bağlı olarak veri tabanının tasarlanması, istenilen hedeflere daha hızlı ve güvenilir sonuçlarla ulaşılmasına imkan tanıyacaktır. Ayrıca, çalışma öncesi planlama, veri toplama, veri analizi, veri yorumlama ve sonuç çıktıları alma evrelerinde, CBS çözüm tekniklerinden etkin bir şekilde yararlanmak için, veri tabanı tasarımının oluşturulması son derece önemlidir. Toplanan verilere, aynı anda birden fazla kullanıcının hızlı bir şekilde ulaşmasına ve veriler üzerinde sorgulama yapabilmesine imkan tanıyan CBS çözüm tekniklerinin, sismik mikrobölgeleme çalışmalarında etkin bir şekilde kullanılması önerilmektedir.

KAYNAKLAR

- AÇIKALIN, S. ve OCAKOĞLU, F. 2005. 20 Şubat 1956 Eskişehir Depremi Hangi Faydan Kaynaklanmış Olabilir? *Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremsellliği Çalıştayı*. Eskişehir Osmangazi Üniversitesi.
- AFAD 2011. Ulusal Deprem Stratejisi ve Eylem Planı UDSEP (2012-2023). T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı.
- AKDENİZ, E. 2012. *Eskişehir Zemini İçin Kayma Dalgası Hizi (Vs) İle Standart Penetrasyon (SPT) Sayısı Arasındaki İlişkinin Modellenmesi*. Yüksek lisans, Anadolu Üniversitesi.
- AKDENİZ, E., GÜNEY, Y., PEKKAN, E., AVDAN, U., TÜN, M. ve ECEVİTOĞLU, B. 2011a. Temel Zeminine Ait Jeo-Mühendislik Özelliklerin Coğrafi Bilgi Sistemi Kullanılarak Değerlendirilmesi: Eskişehir İli, Güllük, Yenibağlar ve Bahçelievler Mahalleleri Örneği. 6. *International Advanced Technologies Symposium (IATS'11)*. Elazığ, Turkey.
- AKDENİZ, E., MUTLU, S., PEKKAN, E., TUN, M., AVDAN, U., GUNAY, Y., TUNCAN, A. ve SGEM 2011b. DETERMINATION OF 3D MODELLING METHOD OF SOIL CLASSES. *11th International Multidisciplinary Scientific Geoconference*.
- AKI, K. 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors.
- AKI, K. 1965. A note on the use of microseisms in determining the shallow structure of the Earth's crust. *Geophysics*, 30, 665-666.
- ALTAN, O., TOZ, G., KULUR, S., SEKER, D., VOLZ, S., FRITSCH, D. ve SESTER, M. 2001. Photogrammetry and geographic information systems for quick assessment, documentation and analysis of earthquakes. *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, 55, 359-372.
- ALTUNEL, E. ve BARKA, A. 1998. Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere arasında neotektonik aktivitesi. *Geological Bulletin of Turkey*, 41, 41-52.
- ANSAL, A. 2004. *Recent advances in earthquake geotechnical engineering and microzonation*, Springer.
- ANSAL, A., ERDIK, M., KURTULUS, A., ERKEN, A., ŞEŞEYTAN, K., SIYAHİ, B., SPRINGMAN, S. ve LAUE, J. 2004a. *Belediyeler için Sismik Mikrobölgeleme Bilimsel Son Durum Raporu*, Türkiye Cumhuriyeti Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, DRM World Institute for Disaster Risk Management.
- ANSAL, A., KURTULUŞ, A. ve TÖNÜK, G. 2010. Seismic microzonation and earthquake damage scenarios for urban areas. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 30, 1319-1328.
- ANSAL, A., LAUE, J., BUCHHEISTER, J., ERDIK, M., SPRINGMAN, S., STUDER, J. ve KOKSAL, D. Site characterization and site amplification for a seismic microzonation study in Turkey. *Proceedings of the 11th Intl. Conf. on Soil Dyn. & Earthquake Engng.(11th ICSDEE) & the 3rd Intl. Conf. on Earthquake Geotech. Engng.(3rd ICEGE)*, January 7–9, Berkeley, 2004b. 53-60.

- ANTONIOU, A., PAPADIMITRIOU, A. ve TSIAMBAOS, G. 2008. A geographical information system managing geotechnical data for Athens (Greece) and its use for automated seismic microzonation. *Natural hazards*, 47, 369-395.
- ARAI, H. ve TOKIMATSU, K. 2005. S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 1766-1778.
- ARCTUR, D. ve ZEILER, M. 2004. *Designing Geodatabases: case studies in GIS data modeling*, Esri Press.
- ASTEN, M. ve HENSTRIDGE, J. 1984. Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49, 1828-1837.
- ASTEN, M. W. 1978. Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 1623-1636.
- ASTEN, M. W. The Spatial Auto-Correlation Method for Phase Velocity of Microseisms—Another Method for Characterisation of Sedimentary Overburden: in Earthquake Codes in the Real World, Australian Earthquake Engineering Soc. Proceedings of the 2001 Conference, Canberra, Paper, 2001.
- ASTEN, M. W., DHU, T. ve LAM, N. Optimised array design for microtremor array studies applied to site classification; comparison of results with SCPT logs. Proc. of the 13th World Conf. on Earthquake Engineering, 2004.
- ASTEN, M. W., STEPHENSON, W. R. B. ve DAVENPORT, P. N. 2005. Shear-wave velocity profile for Holocene sediments measured from microtremor array studies, SCPT, and seismic refraction. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 10, 235-242.
- ATAKAN, K., BARD, P. Y., KIND, F., MORENO, B., ROQUETTE, P. ve TENTO, A. J-SESAME: A standardized software solution for the H/V spectral ratio technique. Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, 2004a. 1-6.
- ATAKAN, K., DUVAL, A., THEODULIDIS, N., GUILLIER, B., CHATELAIN, J., BARD, P. ve 2004., S.-T. The H/V spectral ratio technique: experimental conditions, data processing and empirical reliability assessment. 13th world conference in Earthquake Engineering, Vancouver, Paper, 2004b.
- AVDAN, U. 2011. *Yerel Sismik Ağ ve Mikrobölgeleme Verilerine Dayalı Afet (Deprem) Bilgi Sistemi İçin Bir Veri Tabanı Analiz Ve Tasarımı (Eskişehir İli Örneğinde)*. Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi.
- AVDAN, U. ve ALKİŞ, A. 2011. Doğal Afetlere Yönelik Bütünleşik Konumsal Veri Tabanı Modelinin Geliştirilmesi. *Electronic Journal of Map Technologies*, 3, 17-26.
- AVDAN, U., TÜN, M., PEKKAN, E. ve ALTAN, M. 2006a. Analysis of Urbanization Change According to NEHRP Soil Classification Map.
- AVDAN, U., TÜN, M., PEKKAN, E. ve ALTAN, M. 2006b. Analysis of Urbanization Change According to NEHRP Soil Classification Map. *9th AGILE Conference on Geographic Information Science*. Visegrád, Hungary.
- AZDIKEN, S. ve ÇATALYÜREKLI, E. 2001. Eskişehir Odunpazarı Belediyesi Jeofizik Rezistivite Etüt Raporu. DSİ III. Bölge Müdürlüğü.
- BACKUS, G. E. ve GILBERT, J. 1967. Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 13, 247-276.

- BACKUS, G. E. ve GILBERT, J. 1968. The resolving power of gross Earth data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 16, 169-205.
- BACKUS, G. E. ve GILBERT, J. 1970. Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data. *Philos. Trans. R. Soc. London*.
- BALAN, S. F., CIOFLAN, C. O., APOSTOL, B. F., TATARU, D. ve GRECU, B. The Resonance of the Surface Waves. The H/ V Ratio in the Metropolitan Area of Bucharest. AIP Conference Proceedings, 2008. 207.
- BARD, P. 1998. Microtremor measurements: A tool for site effect estimation? *Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, eds. K. Irikura, K. Kudo, H. Okada and T. Sasatani (Balkema, Rotterdam), ISBN:9058090302.
- BARD, P. 1999. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. *The effects of surface geology on seismic motion*, 3, 1251-1279.
- BARD, P. Y. 2004. <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/index.htm> [Online].
- BAŞBAKANLIK-PUB-MEER, T. C. 2006a. Methodology Manual: Microzonation and Hazard Vulnerability Studies for Disaster Mitigation. In: ABS CONSULTING, A. I., ÜÇER (ed.). Republic of Turkey Prime Ministry Project Implementation Unit PIU.
- BAŞBAKANLIK-PUB-MEER, T. C. 2006b. Microzonation and Hazard Vulnerability Studies for Disaster Mitigation: Eskisehir Preliminary Disaster Mitigation Plan. ABS CONSULTING, ALTER ULUSLARARASI, ÜÇER MÜŞAVİRLİK ORTAK GİRİŞİMİ: Republic Of Turkey Prime Ministry Project Implementation Unit PIU.
- BILDIRICI, İ. Ö. 2009. 3" Çözünürlüklü Türkiye Sayısal Yükseklik Modeli: TSYM3 [Online]. Selçuk Üniversitesi. Available: <http://www.tsym3.selcuk.edu.tr/> [Accessed 01 Nisan 2011].
- BIRGOREN, G., OZEL, O. ve SIYAHİ, B. 2009. Bedrock Depth Mapping of the Coast South of Istanbul: Comparison of Analytical and Experimental Analyses. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 315-329.
- BONNEFOY-CLAUDET, S., CORNOU, C., KRISTEK, J., OHRNBERGER, M., WATHELET, M., BARD, P. Y., MOCZO, P., FÄH, D. ve COTTON, F. Simulation of seismic ambient noise: I. Results of H/V and array techniques on canonical models. Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, 1-6 August, 2004.
- BONNEFOY-CLAUDET, S., COTTON, F. ve BARD, P. Y. 2006. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79, 205-227.
- BORMANN, P. 2002. *IASPEI: New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*, GeoForschungsZentrum.
- BOUR, M., FOUISSAC, D., DOMINIQUE, P. ve MARTIN, C. 1998. On the use of microtremor recordings in seismic microzonation. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 17, 465-474.
- BROWN, L., DIEHL, J. G. ve NIGBOR, R. L. A simplified procedure to measure average shearwave velocity to a depth of 30 meters (VS30). 12th World Conf. on Earthquake Engineering, 2000. New Zealand Society for Earthquake Engineering Auckland, New Zealand.
- BÜYÜKSARAÇ, A., BEKTAŞ, Ö., YILMAZ, H. ve ARISOY, M. Ö. 2012. Preliminary seismic microzonation of Sivas city (Turkey) using microtremor and refraction microtremor (ReMi) measurements. *Journal of Seismology*, 1-11.

- CAMPILLO, M., BARD, P. Y., NICOLLIN, F. ve SÁNCHEZ-SESMA, F. 1988. The Mexico earthquake of September 19, 1985—the incident wavefield in Mexico City during the great Michoacán earthquake and its interaction with the deep basin. *Earthquake Spectra*, 4, 591.
- CANYARAN, L. ve ECEVİTOĞLU, B. 2002. *Yönlü Sismik Enerji Kaynağı*. Ankara patent application.
- CAPON, J. 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57, 1408-1418.
- CHATELAIN, J. L., GUILLIER, B., CARA, F., DUVAL, A. M., ATAKAN, K., BARD, P. Y. ve 2007., W. S. T. 2008. Evaluation of the influence of experimental conditions on H/V results from ambient noise recordings. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6, 33-74.
- CHAVEZ-GARCIA, F. J. ve CUENCA, J. 1998. Site effects and microzonation in Acapulco. *Earthquake Spectra*, 14, 75-93.
- CLAPROOD, M., ASTEN, M. ve KRISTEK, J. 2012. Combining HVSR microtremor observations with the SPAC method for site resonance study of the Tamar Valley in Launceston (Tasmania, Australia). *Geophysical Journal International*.
- CLAPROOD, M. ve ASTEN, M. W. Use of SPAC, HVSR and strong motion analysis for site hazard study over the Tamar Valley in Launceston, Tasmania. *Proceedings of Conference*, 2007.
- CLAPROOD, M. ve ASTEN, M. W. 2009. Initial results from SPAC, FK and HVSR microtremor surveys for site hazard study at Launceston, Tasmania. *Expl. Geophys*, 40, 132-142.
- CLAPROOD, M. ve ASTEN, M. W. 2010. Statistical validity control on SPAC microtremor observations recorded with a restricted number of sensors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 776-791.
- CORNOU, C., KRISTEK, J., OHRNBERGER, M., DI GIULIO, G., SCHISSELE, E., GUILLIER, B., BONNEFOY-CLAUDET, S., WATHELET, M., FÄH, D. ve BARD, P. Simulation of seismic ambient vibrations: II. H/V and array techniques for real sites. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, Canada, August 2004, Paper, 2004.
- D'AMICO, V., PICOZZI, M., ALBARELLO, D., NASO, G. ve TROPENSCOVINO, S. 2004. Quick estimates of soft sediment thicknesses from ambient noise horizontal to vertical spectral ratios: a case study in southern Italy. *Journal of earthquake engineering*, 8, 895-908.
- DAI, F., LEE, C. ve ZHANG, X. 2001. GIS-based geo-environmental evaluation for urban land-use planning: a case study. *Engineering Geology*, 61, 257-271.
- DELGADO, J., LÓPEZ CASADO, C., ESTEVEZ, A., GINER, J., CUENCA, A. ve MOLINA, S. 2000a. Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 19-32.
- DELGADO, J., LOPEZ CASADO, C., GINER, J., ESTEVEZ, A., CUENCA, A. ve MOLINA, S. 2000b. Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 1445-1462.
- DEMİRÖRER, M. 1978. Eskişehir Çevresi Rezistivite Etüdü. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel müdürlüğü.
- DI GIULIO, G., CORNOU, C., OHRNBERGER, M., WATHELET, M. ve ROVELLI, A. 2006. Deriving wavefield characteristics and shear-velocity profiles from two-dimensional small-aperture arrays analysis of ambient vibrations in a small-

- size alluvial basin, Colfiorito, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 1915-1933.
- DINESH, B., NAIR, G., PRASAD, A., NAKKEERAN, P. ve RADHAKRISHNA, M. 2010. Estimation of sedimentary layer shear wave velocity using micro-tremor H/V ratio measurements for Bangalore city. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 30, 1377-1382.
- DRAVINSKI, M., DING, G. ve WEN, K.-L. 1996. Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 646-654.
- DSİ 1975. Eskişehir ve İnönü Ovaları Hidrojeolojik Etüd Raporu. DSİ, Jeoteknik ve Yeraltısu Dairesi, Ankara.
- EKINCIOĞLU, E. E. 2007. *Dairesel Dizimli Mikrotremorlar ve SPAC Yöntemi ile Yakın Yüzey S Dalgası Hız Yapısının Belirlenmesi*. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi.
- ESEN, E., YAKAL, M., GÖKÇEN, M., MUMCU, N., TÜRKMAN, M., DIRİK, M. ve ÇUHADAR, G. 1976. *Eskişehir ve İnönü Ovaları Hidrojeoloji Haritası*. T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı DSİ Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısu Dairesi Başkanlığı.
- EU 2010. Risk Assessment and Mapping Guidelines for Disaster Management. *SEC(2010) 1626 Final*. European Commission.
- FÄH, D., KIND, F. ve GIARDINI, D. 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, 145, 535-549.
- FERRAZZINI, V., AKI, K. ve CHOUEY, B. 1991. Characteristics of seismic waves composing Hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array. *Journal of geophysical research*, 96, 6199-6209.
- FIELD, E. H. ve JACOB, K. 1993. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2925-2928.
- FOTI, S. 2000. Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves. *PhD Diss., Politecnico di Torino*, 229.
- GALLIPOLI, M. R., MUCCIARELLI, M., ALBARELLO, D., LAPENNA, V., SCHIATTARELLA, M. ve CALVANO, G. 2003. Hints about site amplification effects comparing macroseismic hazard estimate with microtremor measurements: the Agri Valley (Italy) example. *Journal of earthquake engineering*, 7, 51-72.
- GARCÍA-JEREZ, A., LUZÓN, F., NAVARRO, M. ve PÉREZ-RUIZ, J. A. 2006. Characterization of the sedimentary cover of the Zafarraya basin, southern Spain, by means of ambient noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 957-967.
- GOSAR, A. ve LENART, A. 2010. Mapping the thickness of sediments in the Ljubljana Moor basin (Slovenia) using microtremors. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8, 501-518.
- GÖZLER, M., CEVHER, F., ERGÜL, E. ve ASUTAY, H. 1997. Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi. *MTA Rapor*, 87.
- GÖZLER, M. Z., CEVHER, F., ERGÜL, E. ve ASUTAY, H. J. 1996. Orta Sakarya ve Güneyinin Jeolojisi. In: DAİRESİ, J. E. (ed.). MTA Genel Müdürlüğü.
- GÖZLER, M. Z., CEVHER, F. ve KÜÇÜKYAMAN, A. 1985. Eskişehir ve Civarının Jeolojisi ve Sıcak Su Kaynakları.
- GÜNEY, Y., ECEVİTOĞLU, B., PEKKAN, E., AVDAN, U., TÜN, M., KAPLAN, O., MUTLU, S., AKDENİZ, E. ve ... 2013 ; Devam Ediyor. Eskişehir Yerleşim

- Yerinde, CBS Teknikleri Kullanılarak Geoteknik, Yapı ve Jeofizik Bilgi Sisteminin Oluşturulması. Anadolu Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi Proje No:080240.
- GUTENBERG, B. 1958. Microseisms. *Advances in Geophysics*, 5, 53-92.
- HARKRIDER, D. G. 1964. Surface waves in multilayered elastic media I. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54, 627-679.
- HENSTRIDGE, J. D. 1979. A signal processing method for circular arrays. *Geophysics*, 44, 179-184.
- HIDAKA, E. 1985. *Phase velocity of Rayleigh waves and S-wave velocity distribution estimated from long-period microtremors*. M. Sc. thesis, Hokkaido university.
- HINZEN, K. G., WEBER, B. ve SCHERBAUM, F. 2004. On the resolution of H/V measurements to determine sediment thickness, a case study across a normal fault in the lower Rhine embayment, Germany. *Journal of earthquake engineering*, 8, 909-926.
- HORIKE, M. 1985. *Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas*. 33.
- IBS-VON SEHT, M. ve WOHLBERG, J. 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 250-259.
- İNCE, G. C., YILDIRIM, M., ÖZAYDIN, K. ve ÖZENER, P. T. 2008. Seismic microzonation of the historic peninsula of İstanbul. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 67, 41-51.
- IRIKURA, K. ve KAWANAKA, T. 1980. Characteristics of microtremors on ground with discontinuous underground structure. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, 30, 81-96.
- JICA 2002. Türkiye Cumhuriyeti İstanbul İli Sismik Mikro-Bölgeleme Dahil Afet Önleme/Azaltma Temel Planı Çalışması Sonuç Raporu. İstanbul Büyükşehir Belediyesi: Japon Uluslararası İşbirliği Ajansı (JICA).
- KAGAMI, H., DUKE, C. M., LIANG, G. C. ve OHTA, 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 deposits. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 987-998.
- KAGAMI, H., OKADA, S., SHIONO, K., ONER, M., DRAVINSKI, M. ve MAL, A. K. 1986. Observation of 1-to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two-dimensional study of site effects in the San Fernando Valley. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1801-1812.
- KAHRAMAN, S. 2010. *Sivrihisar-Kayakent (Eskişehir Arasındaki Bölgenin Neojen-Kuvaterner Tektoniği (KB Orta Anadolu-Türkiye)*. Yüksek Lisans, Hacettepe Üniversitesi.
- KANAI, K. 1961. 4. An Empirical Formula for the Spectrum of Strong Earthquake Motions.
- KANAI, K. 1965. Some New Problems of Seismic Vibrations of a Structure.
- KANAI, K. 1983. Engineering seismology. Tokyo: University of Tokyo Press, 1983, 1.
- KANAI, K. ve TANAKA, T. 1961. On microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute of Tokyo*, 39, 97-115.
- KANAI, K., TANAKA, T. ve OSADA, K. 1954. Measurement of the microtremor I. *Bulletin of the Earthquake Research Institute of Tokyo*, 32, 199-209.

- KANAI, K., TANAKA, T. ve YOSHIZAWA, S. 1959. Comparative Studies of Earthquake Motions on the Ground and Underground.(Multiple Reflection Problem).
- KARABULUT, S. 2012. *İstanbul Kenti İçin Yer Tepkisi Ve 3 Boyutlu (3-B) Kayma Dalga Hiz (Vs) Yapısının Belirlenmesi*. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi.
- KILIÇ, H., ÖZENER, P. T., ANSAL, A., YILDIRIM, M., ÖZAYDIN, K. ve ADATEPE, Ş. 2006. Microzonation of Zeytinburnu region with respect to soil amplification: A case study. *Engineering geology*, 86, 238-255.
- KIRCHER, C. A., WHITMAN, R. V. ve HOLMES, W. T. 2006. HAZUS earthquake loss estimation methods. *Natural Hazards Review*, 7, 45-59.
- KITSUNEZAKI, C., GOTO, N., KOBAYASHI, Y., IKAWA, T., HORIKE, M., SAITO, T., KUROTA, T., YAMANE, K. ve OKUZUMI, K. 1990. Estimation of P-and S-wave velocities in deep soil deposits for evaluating ground vibrations in earthquake. *Journal of the Japan Society for Natural Disaster Science*, 9, 1-17.
- KOÇAOĞLU, A. H. ve FİRTANA, K. 2011. Estimation of shear wave velocity profiles by the inversion of spatial autocorrelation coefficients. *Journal of seismology*, 15, 613-624.
- KOÇYİĞİT, A. ve ÖZACAR, A. 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta Angle, SW Turkey: new field and seismic data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 67-90.
- KÖHLER, A., OHRNBERGER, M., SCHERBAUM, F., WATHELET, M. ve CORNOU, C. 2006. Assessing the reliability of the modified three-component spatial autocorrelation technique. *Geophysical Journal International*, 168, 779-796.
- KONNO, K. ve OHMACHI, T. 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 228-241.
- KONUK, A. 2011. *Coğrafi Bilgi Sistemleri İçin Temel İstatistik*, Eskişehir.
- KRAMER, S. L. 1996. Geotechnical earthquake engineering. *Prentice-Hall Civil Engineering and Engineering Mechanics Series*, Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, c1996, 1.
- KUDO, K. Practical estimates of site response. State-of-the-art report. Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation, 1995. 17-19.
- KUDO, K., KANNO, T., OKADA, H., ÖZEL, O., ERDIK, M., SASATANI, T., HIGASHI, S., TAKAHASHI, M. ve YOSHIDA, K. 2002. Site-specific issues for strong ground motions during the Kocaeli, Turkey, earthquake of 17 August 1999, as inferred from array observations of microtremors and aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 448-465.
- KUO, C. H. 2009. *Study and Application of the Microtremor Characteristics*.
- KURTULUS, C. 2002. *Jeofizik Arama: Teori ve Uygulama*, Kocaeli Üniversitesi.
- LACHELT, C. ve BARD, P. Y. 1994. Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. *Journal of Physics of the Earth*, 42, 377-397.
- LACOSS, R., KELLY, E. ve TOKSOZ, M. 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, 34, 21-36.
- LERMO, J. ve CHÁVEZ-GARCÍA, F. J. 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 1574-1594.

- LERMO, J. ve CHÁVEZ-GARCÍA, F. J. 1994. Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1350-1364.
- LING, S. ve OKADA, H. An extended use of the spatial autocorrelation method for the estimation of geological structure using microtremors. *Proc.*, 89th Conference SEGJ, 1993. 44-48.
- MALAGNINI, L., TRICARICO, P., ROVELLI, A., HERRMANN, R., OPICE, S., BIELLA, G. ve DE FRANCO, R. 1996. Explosion, earthquake, and ambient noise recordings in a Pliocene sediment-filled valley: inferences on seismic response properties by reference-and non-reference-site techniques. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 670-682.
- MALCZEWSKI, J. 1999. *GIS and multicriteria decision analysis*, Wiley.
- MATSUOKA, T., UMEZAWA, N. ve MAKISHIMA, H. 1996. Experimental studies on the applicability of the spatial autocorrelation method for estimation of geological structures using microtremors. *Butsuri Tansa*, 49, 26-41.
- MATSUSHIMA, T. ve OKADA, H. 1990. Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors. *Butsuri-Tansa*, 43, 21-33.
- MAYNE, P. W. Enhanced geotechnical site characterization by seismic piezocone penetration tests. *Proceedings of the 4th International Geotechnical Conference, Invited Lecture, Cairo, Egypt. Edited by MM Abdel-Rahman, SW Agaiby, and MA Fam. Soil Mechanics and Foundation Research Laboratory, Faculty of Engineering, Cairo University, Egypt, 2000. 95-120.*
- MCLAUGHLIN, D. ve TOWNLEY, L. R. 1996. A reassessment of the groundwater inverse problem. *Water Resources Research*, 32, 1131-1161.
- MENKE, W. 1989. *Geophysical data analysis: discrete inverse theory* Academic Press. *San Diego, California*.
- MOTAMED, R., GHALANDARZADEH, A., TAWHATA, I. ve TABATABAEI, S. 2007. Seismic microzonation and damage assessment of Bam city, Southeastern Iran. *Journal of Earthquake Engineering*, 11, 110-132.
- MTA. 2012. *Türkiye Diri Fay Haritaları Serisi*, 1:250.000. MTA Genel Müdürlüğü.
- MUMCU, N. 1975. Eskişehir ve İnönü Ovaları Jeofizik Rezistivite Etüd Raporu. Eskişehir: DSİ III. Bölge Müdürlüğü.
- MUTLU, S. 2012. *Sismik Kırılma Yöntemi ve Mikrotremör Ölçümlerinden Elde Edilen Dinamik Zemin Parametrelerinin Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Kullanılarak Haritalanması*. Yüksek Lisans, Anadolu Üniversitesi.
- NAKAMURA, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30, 25-33.
- NAKAMURA, Y. 1996. Real-time information systems for hazards mitigation. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Capulcu, Mexico: Pergamon, Oxford.
- NAKAMURA, Y. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proceedings of the 12th world conference on earthquake engineering*, 2000. Auckland New Zealand.
- NEFESLIOGLU, H. A., TUN, M., AYDAY, C. ve GOKTAN, R. Change detection of structures in the earthquake hazard zoning map of Eskişehir City, Turkey, by using satellite images. *Remote Sensing and Data Fusion over Urban Areas*, 2003. 2nd GRSS/ISPRS Joint Workshop on, 2003. IEEE, 177-181.

- NOGOSHI, M. ve IGARASHI, T. 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *J. Seismol. Soc. Japan*, 24, 26-40.
- NOGUCHI, T., WATANABE, K., ITABA, S., NISHIDA, R. ve UMEDA, Y. 2004. Preparation and Distribution of Earthquake Information for the Disaster Prevention Program of Tottori prefecture-Preparation of a Database Using GIS. *Prev. Res. Inst., Kyoto univ*, 47, 139-147.
- OCAKOĞLU, F. 2007. A re-evaluation of the Eskişehir Fault Zone as a Recent extensional structure in NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 91-103.
- OCAKOĞLU, F. ve AÇIKALIN, S. 2010. Field evidences of secondary surface ruptures occurred during the 20 February 1956 Eskişehir earthquake in the NW Anatolia. *Journal of earth system science*, 119, 841-851.
- OCAKOĞLU, F., AÇIKALIN, S., GOKCEOĞLU, C., NEFESLIOĞLU, H. ve SONMEZ, H. 2007. Back-analysis of the source of the 1956 Eskişehir Earthquake using attenuation equation and damage data. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 66, 353-360.
- OCAKOĞLU, F., ALTUNEL, E. ve YALÇINER, Ç. 2005. Eskişehir bölgesinin neotektonik dönemdeki tektono-stratigrafik ve sedimantolojik gelişimi. *Final Raporu*. Osmangazi Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu: Osmangazi Üniversitesi.
- ÖCAL, N. 1959. 20 Şubat 1956 Eskişehir Zلزesi'nin Makro ve Mikrosismik Etüdü. İrfan Batbaası İstanbul: T.C. İstanbul Teknik Üniversitesi.
- OHORI, M., NOBATA, A. ve WAKAMATSU, K. 2002. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 2323-2332.
- OHTA, Y., KAGAMI, H., GOTO, N. ve KUDO, K. 1978. Observation of 1-to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-oki earthquake of 1968. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 767-779.
- OKADA, H. 2003. *The microtremor survey method*, Soc of Exploration Geophysicists.
- OKADA, H. 2006. Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method. *Exploration Geophysics*, 37, 73-85.
- OKADA, H., MATSUSHIMA, T. ve HIDAKA, E. 1987. Comparison of spatial autocorrelation method and frequency-wavenumber spectral method of estimating the phase velocity of Rayleigh waves in long-period microtremors. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ*, 49, 53-62.
- OKADA, H. ve SAKAJIRI, N. 1983. Estimation of an S wave velocity distribution using long-period microtremors. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ*, 42, 119-143.
- ÖLMEZ, E., DEMİREL, Z. ve UZEL, Ö. F. 1986. ESKİŞEHİR ES-1 ve ES-2 SICAKSU SONDAJLARI KUYU BİTİRME RAPORU. Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- ÖLMEZ, E. ve YÜCEL, B. 1985. Eskişehir ve Yöresinin Jeotermal Enerji Olanakları. Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi Başkanlığı: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- OMORI, F. 1908. On Micro-Tremors. *Bulletin of Earth Inv. Com.*, 2.
- ONUR, M. İ., TÜN, M., PEKKAN, E., TUNCAN, A. ve AVDAN, U. 2007. Eskişehir İlinde Deprem Etkisi Araştırması. *International Symposium on Advances in Earthquake & Structural Engineering*. Süleyman Demirel University, Isparta-Antalya, Turkey Süleyman Demirel University Civil Engineering Department.

- ORHAN, A. 2005. *Eskişehir İl Merkezi Güney Bölümü Temel Zemin Birimlerinin Jeo-Mühendislik Özellikleri ve Coğrafi Bilgi Sistemi'nin Uygulanması*. Doktora Tezi, Osmangazi Üniversitesi.
- ORHAN, A. ve TOSUN, H. 2010. Visualization of geotechnical data by means of geographic information system: a case study in Eskişehir city (NW Turkey). *Environmental Earth Sciences*, 61, 455-465.
- ÖZALAYBEY, S. 2011b. Arka Plan Sismik Gürültü İle Sismolojik Çalışmalar. 1. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*. ODTÜ, ANKARA.
- ÖZALAYBEY, S., ZOR, E., ERGINTAV, S. ve TAPIRDAMAZ, M. C. 2011. Investigation of 3-D basin structures in the İzmit Bay area (Turkey) by single-station microtremor and gravimetric methods. *Geophysical Journal International*, 186, 883-894.
- ÖZBEK, T. 1972. Eskişehir Yöresi Jeoloji-Hidrojeoloji Etüdü. MTA: MTA.
- OZEL, O., CRANSWICK, E., MEREMONTE, M., ERDIK, M. ve SAFAK, E. 2002. Site effects in Avcılar, west of Istanbul, Turkey, from strong- and weak-motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 499-508.
- OZEL, O., SASATANI, T., KUDO, K., OKADA, H., KANNO, T., TSUNO, S., YOSHIKAWA, M., NOGUCHI, S., MIYAHARA, M. ve GOTO, H. 2004. Estimation of S-Wave velocity structures in Avcılar-Istanbul from array microtremor measurements. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics*, 12, 115-129.
- PAPADIMITRIOU, A. G., ANTONIOU, A. A., BOUCKOVALAS, G. D. ve MARINOS, P. G. 2008. Methodology for automated GIS-aided seismic microzonation studies. *Computers and Geotechnics*, 35, 505-523.
- PAROLAI, S., BORMANN, P. ve MILKEREIT, C. 2001. Assessment of the natural frequency of the sedimentary cover in the Cologne area (Germany) using noise measurements. *Journal of earthquake engineering*, 5, 541-564.
- PAROLAI, S., BORMANN, P. ve MILKEREIT, C. 2002. New relationships between V_s , thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 2521-2527.
- PAROLAI, S., PICOZZI, M., RICHWALSKI, S. ve MILKEREIT, C. 2005. Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes. *Geophysical Research Letters*, 32, L01303.
- PICOZZI, M., PAROLAI, S. ve ALBARELLO, D. 2005b. Statistical analysis of noise horizontal-to-vertical spectral ratios (HVSr). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 1779-1786.
- PICOZZI, M., PAROLAI, S. ve RICHWALSKI, S. 2005a. Joint inversion of H/V ratios and dispersion curves from seismic noise: Estimating the S-wave velocity of bedrock. *Geophysical research letters*, 32, L11308.
- PICOZZI, M., STROLLO, A., PAROLAI, S., DURUKAL, E., OZEL, O., KARABULUT, S., ZSCHAU, J. ve ERDIK, M. 2009. Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 29, 469-482.
- RACKWITZ, R. 2000. Reviewing probabilistic soils modelling. *Computers and Geotechnics*, 26, 199-223.
- RIX, G. J., LAI, C. G., FOTI, S. ve ZYWICKI, D. 1998. Surface wave tests in landfills and embankments.

- ROSENBLAD, B. L. ve GOETZ, R. 2010. Study of the H/V spectral ratio method for determining average shear wave velocities in the Mississippi embayment. *Engineering Geology*, 112, 13-20.
- SAHİN, M., UÇAR, D., BAYKAL, O., TÜRKOĞLU, H., TARI, E., İPBÜKER, C., MUSAOĞLU, N., GÖKSEL, Ç., COŞKUN, M. ve KAYA, Ş. 2002. TABIS: Development of a National Database Using Geographical Information Systems and Remote Sensing System and Standards for a Disaster Management Decision Support System Project. *Istanbul: ITU*.
- ŞAHİN, M., UÇAR, D., TÜRKOĞLU, H. ve GÖKSEL, Ç. 2002. Ulusal UAS-CBS-Bazlı Veri Tabanı ve Afet Yönetimi Odaklı Karar Destek Sistemi Standardının Oluşturulması Projesi (TABIS). İstanbul: T.C. İÇİŞLERİ BAKANLIĞI ve İ.T.Ü. Çalışma Grubu.
- SAMBRIDGE, M. 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138, 479-494.
- SAMBRIDGE, M. 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm- II. Appraising the ensemble. *Geophys J Int*, 138, 727-746.
- SAMBRIDGE, M. 2002b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138, 479-494.
- SAMBRIDGE, M. 2002c. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, 138, 727-746.
- SAMBRIDGE, M. ve MOSEGAARD, K. 2002. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics*, 40, 1009.
- SÁNCHEZ-SESMA, F. J., RODRÍGUEZ, M., ITURRARÁN-VIVEROS, U., LUZÓN, F., CAMPILLO, M., MARGERIN, L., GARCÍA-JEREZ, A., SUAREZ, M., SANTOYO, M. A. ve RODRÍGUEZ-CASTELLANOS, A. 2011. A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. *Geophysical Journal International*, 186, 221-225.
- SARIİZ, K. ve ORUÇ, N. 1989. Eskişehir Yöresi'nin Jeolojisi ve Jeotermal Özellikleri. *Anadolu Üniversitesi Müh. Mim. Fak. Dergisi*, C.V, S.2, 59-81.
- SCHNEIDER, J. A., MAYNE, P. W. ve RIX, G. J. 2001. Geotechnical site characterization in the greater Memphis area using cone penetration tests. *Engineering geology*, 62, 169-184.
- SEEKINS, L. C., WENNERBERG, L., MARGHERITI, L. ve LIU, H.-P. 1996. Site amplification at five locations in San Francisco, California: A comparison of S waves, codas, and microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 627-635.
- ŞENEL, G. H. 2010. *Veritabanı Uygulamaları*, Eskişehir.
- SESAME, H. 2004. V User Guidelines, Sesame European research project WP12-Deliverable D23. 12, European Commission–Research General Directorate Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME.
- SESAME, S. E. A. U. A. 2003. Nature of noise wavefield European Commission–Research General Directorate
- SEVINÇLİ, T. ve ÇATALYÜREKLİ, E. 2001. Eskişehir Tepebaşı Belediyesi Jeofizik Rezistivite Etüt Raporu. DSİ III. Bölge Müdürlüğü.
- SNIEDER, R. 1998. The role of nonlinearity in inverse problems. *Inverse Problems*, 14, 387.
- SRBULOV, M. 2008. *Geotechnical Earthquake Engineering: Simplified Analyses with Case Studies and Examples*, Springer.

- SRBULOV, M. 2010. *Ground vibration engineering: simplified analyses with case studies and examples*, Springer.
- SRBULOV, M. 2011. *Practical soil dynamics: case studies in earthquake and geotechnical engineering*, Springer.
- STEPHENSON, W., HARTZELL, S., FRANKEL, A., ASTEN, M., CARVER, D. ve KIM, W. 2009. Site characterization for urban seismic hazards in lower Manhattan, New York City, from microtremor array analysis. *Geophysical Research Letters*, 36, L03301.
- STROBBIA, C. 2005. *Surface wave methods acquisition processing and inversion, politecnico Di Torino*. Phd Thesis, 260 pp.
- STUDER, J., ANSAL, A., KRIMGOLD, F. ve BALAMIR, M. 2004. Belediyeler için Sismik Mikrobölgeleme El Kitabı. Ocak 2004 ed. Türkiye Cumhuriyeti Bayındırlık ve İskan Bakanlığı: DRM World Institute for Disaster Risk Management.
- SUKUMARAN, P., PARVEZ, I. A., SANT, D. A., RANGARAJAN, G. ve KRISHNAN, K. 2011. Profiling of late Tertiary–early Quaternary surface in the lower reaches of Narmada valley using microtremors. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 325-334.
- TADA, T., CHO, I. ve SHINOZAKI, Y. 2009. New circular-array microtremor techniques to infer love-wave phase velocities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99, 2912-2926.
- TANIMOTO, T. 2007. Excitation of microseisms. *Geophysical research letters*, 34, 5308.
- TARI, E., ŞAHİN, M. ve BALCI, U. 2008. Rize İl Genelinde Afet Bilgi ve Meteorolojik Erken Uyarı Sistemi Kurulması Projesi (RABİS). TÜBİTAK-KAMAG Kamu Araştırmaları Grubu: TÜBİTAK Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu.
- TEKEBAŞ, S. ve YALÇINKAYA, E. 2011. MİKROTREMÖR VERİLERİNDE GÜVENİLİR H/V EĞRİSİ VE BELİRGİN T₀
- NİTELEME KOŞULLARI. 1. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*. Ankara.
- TEVES-COSTA, P., MATIAS, L. ve BARD, P. 1996. Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15, 201-209.
- TOKIMATSU, K. 1997. Geotechnical site characterization using surface waves. *Proc. IS-Tokyo '95 / 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering*. Tokyo, Japan.
- TOKIMATSU, K., KUWAYAMA, S., TAMURA, S. ve MIYADERA, Y. 1991. Vs determination from steady state Rayleigh wave method. *Soils and Foundations*, 31, 153-163.
- TOSUN, H., SEYREK, E., ORHAN, A., SAVAS, H. ve TÜRKÖZ, M. 2011. Soil liquefaction potential in Eskisehir, NW Turkey. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 11, 1071-1082.
- TÜN, M. 2003. *Eskişehir Zemininin Makaslama Dalgası Hızı (Vs) Değişimine Bağlı Özelliklerinin İncelenmesi Ve Doğal Titreşim Periyodunun (T₀) Bulunması*. Yüksek Lisans.
- TÜN, M. 2011. *Coğrafi Bilgi Sistemlerinde Proje Tasarımı ve Yönetimi-II*, Eskişehir.
- TÜN, M., AVDAN, U., ALTAN, M., AYDAY, C. 2005. SCPT'den Elde Edilen Sıvılaşma Potansiyeli ve Makaslama Dalgası Hızı (Vs) Haritalarının 3 Boyutlu

- CBS Yöntemi Kullanılarak Karşılaştırılması. *Kocaeli Deprem Sempozyumu*. Grand Yükseliş Hotel: Kocaeli Üniversitesi.
- TÜN, M., AVDAN, U., KAPLAN, O., GÜNEY, Y., ÇABUK, A., KAYPAK, B., UYAR ALDAŞ, G., ECEVİTOĞLU, B., ESAT, K. ve SEYİTOĞLU, G. 2010. A New Look to the Eskişehir Fault. 19. *INTERNATIONAL GEOPHYSICAL CONGRESS and EXHIBITION of TURKEY*. ANKARA, TURKEY.
- TURK, T., GÜMÜŞAY, U. ve TATAR, O. 2011. Creating infrastructure for seismic microzonation by Geographical Information Systems (GIS): A case study in the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). *Computers & Geosciences*.
- TÜRKYILMAZ, E. 2001. Afet Bilgi Sistemi. *Coğrafi Bilgi Sistemleri Bilişim Günleri*. Fatih Üniversitesi, İstanbul.
- UDWADIA, F. ve TRIFUNAC, M. 1973. Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63, 1227-1253.
- WATHELET, M. 2005. *Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion*. degree of Doctor, Liège University (Belgium).
- WATHELET, M. 2007. *GEOPSY Geophysical Signal Database for Noise Array Processing* [Online]. Available: <http://www.geopsy.org/> 2010].
- WATHELET, M. 2008. An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35, L09301.
- WIGHTMAN, W., JALINOOS, F., SIRLES, P. ve HANNA, K. 2003. Application of geophysical methods to highway related problems. Federal Highway Administration, Cenral Federal Lands Highway Division, Lakewood, CO.
- WIKLE, T. Computers, Maps, and Geographic Information Systems. National Forum, Summer91, 1991. 37-39.
- WOODSIDE, J., MASCLE, J., ZITTER, T., LIMONOV, A., ERGÜN, M. ve VOLKONSKAIA, A. 2002. The Florence Rise, the western bend of the Cyprus Arc. *Marine Geology*, 185, 177-194.
- WOOLERY, E. W. ve STREET, R. 2002. 3D near-surface soil response from H/V ambient-noise ratios. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 865-876.
- YALTIRAK, C. 2002. Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190, 493-529.
- YAMAMOTO, H. Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of Love-and Rayleigh-waves in microtremors. Proceedings of the 12th World Conf. on Earthquake Engineering, 2000.
- YILDIRIM, A. ve GÜRSOY, T. 1985. Eskişehir İl Merkezi ve Yakın Çevresi Detay Jeotermal Gravite Etüdü. Maden Tetkik ve Arama Genel müdürlüğü.
- YÜCEL, B. 1986. Eskişehir Sıcaksu Sondajı (ES-3) Kuyu Bitirme Raporu. Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi Başkanlığı: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- ZALD, A. E., SUMMER, S. ve WADE, T. 2006. A to Z GIS: An Illustrated Dictionary of Geographic Information Systems.
- ZIELER, M. ve ZEILER, M. 2000. *Modeling our world: the ESRI guide to geodatabase design*, ESRI press.
- ZITTER, T., HUGUEN, C. ve WOODSIDE, J. 2005. Geology of mud volcanoes in the eastern Mediterranean from combined sidescan sonar and submersible surveys. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52, 457-475.
- ZOR, E., ÖZALAYBEY, S., KARAASLAN, A., TAPIRDAMAZ, M., ÖZALAYBEY, S., TARANCIOĞLU, A. E. ve ERKAN, B. 2010. Shear-wave velocity structure

of the İzmit Bay area (Turkey) estimated from active-passive array surface wave and single-station microtremor methods. *Geophysical Journal International*, 182, 1603-1618.

<http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>

EKLER

EK 1 MİKROTREMOR ÖLÇÜMÜ H/V ORANI HAKİM FREKANS DEĞERİ TABLOSU

No	Eski Kodu	Yeni Kodu	x	y	z	H. Frkns
1	L1d	3	273916	4412238	856	5,18
2	L1e	4	273785	4410422	823	0,85
3	L1f	5	273922	4408242	829	0,47
4	L1g	6	274008	4406304	807	1,28
5	L1h	7	273797	4404384	849	1,12
6	L1j	9	273931	4400178	868	1,11
7	L2b	11	277751	4416273	926	1,12
8	L2c	12	277801	4414237	848	1,77
9	L2e	14	277833	4410221	825	0,65
10	L2f	15	278145	4407888	830	0,21
11	L2i	18	277937	4402226	874	6,04
12	L2j	19	277752	4400286	872	1,76
13	L2k	20	277880	4398217	802	5,18
14	L3c	22	281642	4414349	861	0,3
15	L3e	24	281751	4410032	815	0,48
16	L3i	25	281760	4402270	797	9,77
17	L3j	26	281962	4400347	987	16
18	L4c	29	285700	4414280	805	1,43
19	L4d	30	285638	4412235	805	1,2
20	L4j	33	286229	4400196	1010	16,33
21	L5d	37	289793	4412370	783	0,44
22	L6d	42	293611	4412475	788	0,47
23	L6f	44	293884	4408538	773	0,4
24	L6h	45	293646	4404108	824	0,44
25	L6i	46	293772	4402211	793	1,45
26	L6j	47	293417	4400262	833	1,36
27	L6k	48	293464	4398713	874	1,64
28	L7d	49	297859	4412282	768	15,68
29	L7e	50	297624	4410215	919	0,4
30	L7f	51	297879	4408392	784	0,33
31	L7g	52	297693	4405302	813	0,35
32	L7h	53	297734	4404523	824	0,33
33	L7i	54	297622	4402521	859	1,41
34	L7j	55	297967	4400230	920	8,09
35	L7k	56	297736	4398290	913	3,59
36	L8d	57	301866	4412364	948	0,55
37	L8e	58	301855	4410287	788	0,27
38	L8f	59	301759	4408232	771	0,47
39	L8g	60	301804	4406705	813	0,39
40	L8h	61	301874	4403847	812	1,34
41	L8i	62	302159	4402188	861	5,28
42	L8j	63	301652	4401166	913	1,23
43	L8k	64	301592	4398775	913	4,87
44	1	65	288707	4413577	789	0,47
45	2	66	284005	4415288	845	9
46	3	67	288206	4414564	799	0,54
47	4	68	280832	4414994	874	0,41
48	5	69	287066	4413901	795	0,6
49	7	71	277018	4415078	852	1,3
50	11	75	284425	4409986	794	0,65
51	12	76	284542	4411742	791	1,43
52	13	77	286811	4410839	792	0,81
53	14	78	287853	4411854	788	0,47
54	16	80	290922	4411447	782	0,4
55	17	81	291725	4412403	780	0,44
56	18	82	291979	4414111	799	0,77
57	19	83	293381	4411758	777	0,38
58	20	84	290045	4410123	788	0,53
59	21	85	291707	4410424	779	0,42
60	22	86	291700	4409297	778	0,54
61	24	87	293512	4409444	782	0,36
62	25	88	290458	4408788	783	0,73
63	26	89	295164	4409480	781	0,38

No	Eski_Kodu	Yeni_Kodu	<u>x</u>	<u>y</u>	<u>z</u>	H_Frks
64	27	90	295349	4408245	779	0,39
65	28	91	296840	4409283	778	0,32
66	29	92	295743	4410231	778	0,32
67	30	93	295510	4411376	781	0,36
68	31	94	296873	4410851	780	0,34
69	32	95	297231	4410777	781	0,34
70	34	97	299126	4409631	776	0,49
71	35	98	299296	4408692	771	0,35
72	36	99	297068	4407508	778	0,3
73	37	100	299056	4406997	780	0,39
74	38	101	295580	4406718	783	0,39
75	39	102	299219	4404913	784	0,42
76	40	103	295070	4404357	782	0,41
77	41	104	297338	4404283	783	0,34
78	42	105	293350	4404004	786	0,44
79	43	106	295899	4402950	790	0,63
80	44	107	290567	4405250	796	0,78
81	45	108	292010	4404107	794	1
82	46-L6G	109	293350	4405410	791	0,53
83	47	110	291645	4407369	782	0,99
84	48	111	280016	4409444	809	0,43
85	49	112	279652	4408304	814	0,28
86	50	113	279705	4407173	811	0,51
87	51	114	279169	4405847	799	1,01
88	52	115	279974	4405226	797	1,17
89	53	116	280893	4404829	795	1,2
90	C11	C11	286701	4407805		0,7
91	C8	C8	285316	4407837		0,46
92	C10	C10	286233	4407742		0,45
93	C13	C13	287740	4407717		0,85
94	C14	C14	288250	4407700		0,9
95	G6	G6	284244	4405721		0,9
96	G5	G5	283773	4405733		0,8
97	G4	G4	283294	4405747		0,9
98	H4	H4	283230	4405290		1
99	H5	H5	283764	4405225		1
100	H7	H7	284644	4405224		1
101	H8	H8	285365	4405216		1,2
102	H9	H9	285731	4405266		1,1
103	H10	H10	286357	4405386		1,1
104	D10	D10	286263	4407284		0,47
105	E8	E8	285416	4406717		0,65
106	G14	G14	288238	4405827		0,7
107	F11	F11	286864	4406346		0,5
108	H12	H12	287192	4405145		1,9
109	G11	G11	286766	4405631		1,1
110	F12	F12	287021	4406165		0,54
111	H13	H13	287756	4405266		1,6
112	E3	E3	282798	4406768		0,58
113	E2	E2	282239	4406732		0,6
114	E1	E1	281796	4406787		0,57
115	F1	F1	281742	4406268		0,55
116	A18	A18	290230	4408689		0,71
117	A17	A17	289671	4408746		0,56
118	A16	A16	289331	4408787		0,54
119	B16	B16	289253	4408214		0,6
120	B17	B17	289708	4408224		0,83
121	B18	B18	290249	4408278		0,9
122	L13	L13	287745	4403167		11
123	L12	L12	287310	4403289		5,2
124	K12	K12	287234	4403667		14
125	K11	K11	286731	4403788		13
126	L10	L10	286236	4403209		6,6
127	K10	K10	286215	4403856		17
128	K9	K9	285654	4403755		7,9
129	L9	L9	285615	4403245		3,5
131	L7	L7	284710	4403161		5,5

No	Eski_Kodu	Yeni_Kodu	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\bar{z}$	H_Frkns
132	L6	L6	284218	4403174		5
133	L5	L5	283724	4403295		3,5
134	K7	K7	284682	4403781		3,5
135	J7	J7	284785	4404210		3,5
136	J8	J8	285261	4404238		3,6
137	I7	I7	284730	4404731		1,5
138	I8	I8	285246	4404757		1,8
139	I9	I9	285640	4404757		4
140	J9	J9	285829	4404168		4,1
141	I10	I10	286181	4404675		5,6
142	I11	I11	286801	4404754		6
143	I12	I12	287275	4404693		5,5
144	I13	I13	287782	4404707		6,5
145	G13	G13	287832	4405789		1,1
146	E11	E11	286704	4406752		0,53
147	D11	D11	286844	4407394		0,67
148	E12	E12	287060	4406764		0,57
149	G18	G18	290200	4405825		0,93
150	H18	H18	290441	4405248		0,55
151	H17	H17	289744	4405271		0,54
153	I16	I16	289202	4404700		6,5
154	E17	E17	289750	4406727		0,92
155	F17	F17	289868	4406276		0,93
156	C15	C15	288845	4407807		0,85
157	C17	C17	289771	4407749		0,71
158	C18	C18	290245	4407733		0,9
159	D18	D18	290128	4407185		0,8
160	E13	E13	287828	4406763		0,7
161	E14	E14	288252	4406703		0,87
162	E15	E15	288631	4406646		0,95
163	J10	J10	286277	4404221		7,1
164	G16	G16	289177	4405661		0,65
165	K6	K6	284165	4403745		6,5
166	L4	L4	283309	4403236		7,5
167	J5	J5	283794	4404233		0,87
168	J6	J6	284409	4404332		1,4
169	J4	J4	283218	4404250		0,95
170	L3	L3	282725	4403322		7
171	L2	L2	282219	4403296		5,5
172	C7	C7	284796	4407703		0,42
173	D7	D7	284717	4407158		0,43
174	D8	D8	285211	4407224		0,44
175	E10	E10	286214	4406787		0,46
176	F7	F7	284797	4406290		0,8
177	F8	F8	285157	4406257		0,9
178	G7	G7	284740	4405731		0,8
179	G8	G8	285223	4405748		0,95
180	B3	B3	282734	4408236		0,35
181	B1	B1	281723	4408181		0,33
182	D1	D1	281819	4407244		0,55
183	D2	D2	282277	4407211		0,54
184	D3	D3	282672	4407232		0,5
185	I3	I3	282692	4404710		0,85
186	J3	J3	282591	4404300		1,3
187	J2	J2	282240	4404246		1,4
188	I2	I2	282317	4404741		0,94
189	I1	I1	281734	4404742		1,2
190	J1	J1	281702	4404335		1,4
191	L18	L18	290256	4403290		7,5
192	F3	F3	282783	4406227		0,66
193	F2	F2	282265	4406219		0,6
194	I5	I5	283717	4404867		1
195	D9	D9	285753	4407102		0,45
196	E7	E7	284760	4406841		0,62
197	E6	E6	284248	4406597		0,66
198	C4	C4	283091	4407780		0,35
199	C5	C5	283710	4407766		0,38

No	Eski_Kodu	Yeni_Kodu	<u>x</u>	<u>y</u>	<u>z</u>	H_Frks
200	B12	B12	287278	4408237		0,65
201	A12	A12	287202	4408691		0,52
202	A11	A11	286706	4408774		0,5
203	B11	B11	286760	4408315		0,6
204	B10	B10	286198	4408091		0,45
205	A10	A10	286185	4408660		0,5
206	B9	B9	285642	4408251		0,5
207	C9	C9	285710	4407836		0,46
208	B7	B7	284770	4408303		0,45
209	A7	A7	284739	4408709		0,5
210	A8	A8	285196	4408759		0,6
211	A9	A9	285736	4408708		0,52
212	A6	A6	284233	4408727		0,5
213	A5	A5	283710	4408754		0,55
214	A4	A4	283215	4408760		0,48
215	B4	B4	283195	4408362		0,38
216	B5	B5	283722	4408231		0,4
217	B6	B6	284243	4408252		0,4
218	D6	D6	284212	4407287		0,39
219	D5	D5	283708	4407260		0,35
220	D4	D4	283303	4407280		0,46
221	E5	E5	283740	4406745		0,61
222	E4	E4	283297	4406710		0,58
223	F4	F4	283254	4406240		0,75
224	F6	F6	284173	4406219		1,1
225	F9	F9	285682	4406112		1,1
226	F10	F10	286374	4406217		0,9
227	G9	G9	285649	4405819		1,1
228	H3	H3	282737	4405217		0,65
229	H2	H2	282300	4405351		0,65
230	H1	H1	281804	4405259		0,7
231	G2	G2	282168	4405743		0,67
232	G1	G1	281556	4405683		0,6
233	G3	G3	282610	4405657		0,72
234	F15	F15	288580	4406232		0,8
235	F14	F14	288091	4406220		0,7
236	B15	B15	288741	4408321		0,56
237	B13	B13	287761	4408381		0,6
238	A13	A13	287595	4408651		0,54
239	B14	B14	288164	4408239		0,6
240	E16	E16	289379	4406722		0,9
241	D17	D17	289701	4407207		0,8
242	C16	C16	289400	4407692		0,72
243	B2	B2	282254	4408285		0,35
244	C6	C6	284361	4407802		0,4
245	F16	F16	289303	4406336		0,85
246	E18	E18	290184	4406775		1,1
247	G10	G10	286170	4405716		1,2
248	F13	F13	287753	4406142		0,55
249	D15	D15	288678	4407361		1
250	D16	D16	289238	4407336		0,95
251	D14	D14	288128	4407333		0,85
252	D12	D12	287131	4407134		0,67
253	A1	A1	281729	4408708		0,43
254	A2	A2	282225	4408719		0,48
255	A3	A3	282731	4408700		0,48
256	C1	C1	281730	4407669		0,4
257	C2	C2	282288	4407627		0,37
258	C3	C3	282676	4407576		0,37
259	K8	K8	285232	4403734		3,6
260	F18	F18	290215	4406042		0,92
261	E9	E9	285811	4406734		0,47
262	G12	G12	287304	4405723		1,25
263	H6	H6	284198	4405268		0,85
264	H15	H15	288965	4405244		7
265	J11	J11	286724	4404194		0,7
266	SPAC01 D10 SL1	SPAC01_01_M	272822	4409098		4,4

No	Eski Kodu	Yeni Kodu	<u>x</u>	<u>y</u>	<u>z</u>	H Frkns
267	SPAC02 D10 SL1	SPAC01_02_M	279861	4411897		1,08
268	SPAC03 D10 SL1	SPAC01_03_M	281502	4407766		0,48
269	SPAC04 D10 SL1	SPAC01_04_M	277387	4405566		1,32
270	SPAC05 D10 SL1	SPAC01_05_M	285765	4413515		0,96
271	SPAC06 D10 SL1	SPAC01_06_M	288375	4410250		0,47
272	SPAC07 D10 SL1	SPAC01_07_M	286262	4407319		0,48
273	SPAC08 D10 SL1	SPAC01_08_M	285419	4402655		3,5
274	SPAC09 D10 SL1	SPAC01_09_M	291937	4412656		0,6
275	SPAC10 D10 SL1	SPAC01_10_M	293245	4407606		0,49
276	SPAC11 D90 SL3	SPAC01_11_SL3	289959	4405679		0,9
277	SPAC11 D90 M3	SPAC01_11_M3	289873	4405653		0,56
278	SPAC12 D10 SL1	SPAC01_12_SL1	292287	4403067		3,45
279	SPAC12 D10 SG1	SPAC01_12_SG1	292271	4403060		3,59
280	SPAC12 D10 M2	SPAC01_12_M2	292285	4403050		3,74
281	SPAC12 D30 SL2	SPAC01_12_SL2	292302	4403073		3,4
282	SPAC12 D30 SG2	SPAC01_12_SG2	292255	4403055		3,74
283	SPAC12 D90 SL3	SPAC01_12_SL3	292350	4403093		3,23
284	SPAC12 D90 SG3	SPAC01_12_SG3	292206	4403035		4,62
285	SPAC12 D90 M4	SPAC01_12_M4	292329	4402939		5,54
286	SPAC13 D10 SL1	SPAC01_13_M	296672	4409369		0,3
287	SPAC14 D10 SL1	SPAC01_14_M	297627	4406031		0,35
288	SPAC15 D10 SL1	SPAC01_15_M	298843	4401277		1,6
289	M1	SPAC02_06_M	288454	4410813		0,45
290	M1	SPAC02_15_M	297152	4403090		0,31
291	M1	SPAC02_11_M	289967	4406232		0,94
292	M1	SPAC02_12_M	292717	4403411		1,22
293	M1	SPAC02_08_M	285586	4403209		3,58
294	M1	SPAC02_03_M	280766	4408500		0,37
295	M1	SPAC02_10_M	292413	4407465		0,3
296	M1	SPAC02_09_M	291927	4412652		0,44
297	M1	SPAC02_02_M	279545	4410724		0,75
298	M1	SPAC02_13_M	297167	4409105		0,6
299	2	119	296492	4410978		0,28
300	Y2	120	296356	4410886		0,32
301	3	121	296252	4410753		0,26
302	Y3	124	295804	4410010		0,32
303	6	125	295687	4409845		0,23
304	7	126	295858	4409544		0,23
305	8	127	295957	4409184		0,23
306	9	128	295274	4409465		0,36
307	10	129	295270	4409188		0,37
308	11	130	294996	4408766		0,38
309	12	131	294762	4408410		0,39
310	14	133	294241	4407571		0,42
311	15	134	293913	4407132		0,57
312	16	135	293643	4406765		0,59
313	19	138	292875	4405508		0,63
314	20	139	292736	4405135		0,51
315	21	140	292472	4404813		0,46
316	23	142	291849	4403912		1,11
317	24	143	291598	4403541		3,74
318	25	144	291398	4403180		6

EK-2 GURALP CMG 6TD ÖZELLİKLERİ VE CİHAZIN KULLANIM BİLGİLERİ

CMG-6TD



Broadband Seismometer and Digitiser

The Güralp CMG-6TD is an ultra-lightweight three-component digital seismometer ideally suited for rapid installation in medium-noise sites.

Sismometre:

CMG-6T Üç Bileşenli Broadband sismometre

- Frekans aralığı: 10/30/60sn-100Hz
- Çıkış hassasiyeti: 2*1000 V/m/s
- Dinamik aralık > 90 dB
- Gürültü seviyesi: USGS NLNM > 10sn - 5Hz
- Kütle kilitleme gerektirmez

Sayısallaştırıcı: CMG-CD24Mk3

Sismik sayısallaştırıcı/kayıtçı

- 3 sismik kanal 1 kalibrasyon kanalı
- 24 Bit ADC
- 2GB Flash hafıza (8 GB'a kadar yükseltilebilir)
- Dinamik aralık > 137 dB
- Komple ağırlık < 3,5 kg
- IEEE 1394 "FireWire" veri çıkışı ile yüksek hızda aktarım
- 8 çevresel kanal
- LTA/STA tetikleme
- GPS anteni ve 15 m kablo
- 3m FireWire kablosu
- SCREAM uzaktan yapılandırma ve veri toplama yazılımı



Mikrotremör Kaydı

1. Daha önceden tanımlanan uygulama lokasyonuna gidilecek

A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14	A15	A16	A17	A18
B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12	B13	B14	B15	B16	B17	B18
C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17	C18
D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	D12	D13	D14	D15	D16	D17	D18
E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15	E16	E17	E18
F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	F13	F14	F15	F16	F17	F18
G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15	G16	G17	G18
H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12	H13	H14	H15	H16	H17	H18
I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	I10	I11	I12	I13	I14	I15	I16	I17	I18
J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9	J10	J11	J12	J13	J14	J15	J16	J17	J18
K1	K2	K3	K4	K5	K6	K7	K8	K9	K10	K11	K12	K13	K14	K15	K16	K17	K18
L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13	L14	L15	L16	L17	L18



Not: Çalışma alanı A-L / 1-18 (A1, A2,.....L17, L18) kodlu 500 m aralıklı karelere bölünmüştür.

2. Cihazın kurulması

- Toprak zeminde cihazın konulacağı çukur açılacak.



Çukur derinliği en az cihaz yüksekliği kadar olmalı



- Cihaz çukura naylon poşet içinde yerleştirilerek cihaz üzerinde bulunan düzeçden yararlanılarak düzeçlenecek. Cihaz kuzey yönlü olarak yerleştirilecek.
- Cihaza 1 nolu gri kablo bağlanacak
- 1 nolu kabloya 4 nolu güç kablosu bağlanarak cihaz çalıştırılacak
- 2 nolu kablo RS232-USB dönüştürücü kullanılarak bilgisayara bağlanacak.
- Scream ekranında cihaz görülecektir.

Görülmezse aşağıdaki adımları izleyin...

File

Setup---Com Ports-Baud Rate'i 19200 olarak veya Auto-Detect olarak seçin



- vii. Cihaz bileşenlerin durumunu kontrol edin, kilitleli olan bileşen varsa; scream ekranında cihaz üzerine sağ click yaparak control menüsüne girin ve mass control'den center ikonunu tıklayın
kilitleli bileşen açılmazsa hangi bileşen kilitlemiş ise o bileşen doğrultusunda cihaza dışarıdan hafifçe vurun.
- viii. 3 bileşeninde veri aldığından emin olduktan sonra cihazın bilgisayarla bağlantısını kesebilirsiniz.
- ix. Son olarak cihazın konulduğu çukurun üzerini kutu ile kapatın.

3. Formun Doldurulması

- i. Daha önceden tanımlanan koordinatdan sapma olabilir bu nedenle güncel koordinatı GPS üzerinden okuyarak x, y, z koordinatlarını formun ilgili yerine girin
- ii. Uygulama yeri kodunu girin (Ör.: A1)
- iii. Ölçüm alınan cihazı, kayıt modunu ve cihaz veri kayıt saatini girin (Ör.: 6760-BB-14:30)
- iv. Uygulama tarihini girin
- v. Kayıt süresi kısmına normal saat bilgisini girin
- vi. Açıklamalar kısmını doldurun; kayıt alındığı zamandaki hava koşulları, zemin özellikleri, yakın gürültü kaynaklarını belirtin
- vii. Kaydın alındığı zemin özelliklerini; toprak zemin, kaya zemin veya asfalt zemin gibi bilgileri mutlaka girin
- viii. Kodlama tablosu üzerine de tarih, kayıt saati, cihaz kodu, kayıt modu ve cihaz kayıt saati bilgilerini girin

 ANADOLU ÜNİVERSİTESİ Uyu ve Uzun Bilimleri Araştırma Enstitüsü Bilimsel Araştırma Projesi						
Mikrotremor Ölçümü Bilgi Formu						
Koordinat	X	287724 E	Uygulama Yeri Kodu / İsmi	K13	Kayıt Dosya İsmi	K13
	Y	4403742 N				
	Z	904				
Uygulama Adı / Soru	Muammer TUN					
Cihaz Kodu	6762-BB-12:08 6753-SP-12:10					
Cihaz Türü	CMG 6TD					
Uygulama Tarihi	24/10 / 2010					
Kayıt Süresi	Başlangıç Saati	Bitiş Saati				
	15:05	16:05	Kayıt süresi: 60 dakikadır			
Hava Koşulları	Hava Sıcaklığı (°C)	Rüzgar Var / Yok	Hava Açık / Kapalı			
	19	Yok	Açık			
AÇIKLAMALAR Bölgedeki gürültü kaynakları ve seviyesi : Dene yatağı : ? Kaya : ? Zemin özellikleri : ? Kaya : ? Zemin : Diğer : Not: Kaydedilen dosya ismi uygulama yeri kodu ile aynı olacaktır.						

3. Kaydın Sonlandırılması

1 nolu kablodan güç bağlantısı çıkarılır ve cihaz toplanır.

A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14	A15	A16	A17	A18
B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12	B13	B14	B15	B16	B17	B18
C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17	C18
D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	D12	D13	D14	D15	D16	D17	D18
E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15	E16	E17	E18
F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	F13	F14	F15	F16	F17	F18
G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15	G16	G17	G18
H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12	H13	H14	H15	H16	H17	H18
I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	I10	I11	I12	I13	I14	I15	I16	I17	I18
J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9	J10	J11	J12	J13	J14	J15	J16	J17	J18
K1	K2	K3	K4	K5	K6	K7	K8	K9	K10	K11	K12	K13	K14	K15	K16	K17	K18
L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13	L14	L15	L16	L17	L18

Not: Kayıt süresince cihaz etrafındaki gürültü oluşturabilecek kaynaklar (insan yürüyüşü...) mümkün olduğunca engellenmelidir. Cihaz kayda başladıktan sonra yanından uzaklaşılmalıdır.

Verinin Diske Alınması

Doğrudan Hard Disk (HD)'e veri alma:

- HD'i cihaza bağla
- Cihaza gücü (DC:12 V) ver
- HD'e gücü (DC:12 V) ver

Bu aşamada cihaz bilgisayara da bağlı olabilir ve Cihaza Scream menüsündeki Terminal ekranından girilerek verinin alınıp alınmadığı görülebilir.

Bu işlemde HD bilgisayara bağlı olamaz.



Bilgisayar ile Hard Disk (HD)'e veri alma:

- HD'i cihaza bağla
- Bilgisayarı cihaza bağla
- Cihaza gücü (DC:12 V) ver
- HD'e gücü (DC:12 V) ver
- Scream programını çalıştır

CİHAZ → Terminal
ok-1
flushall
...
Transfer Finished

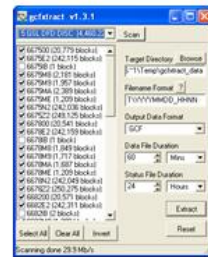
- HD ile cihaz ve güç bağlantısını kes
- HD'i bilgisayara bağla (USB Kablo)
- HD'e gücü (DC:12 V) ver
- gcfxtract programını çalıştır
- Veriyi bilgisayara al



<http://www.guralp.com/support/software/>

<http://www.guralp.com/support/software/scream/>

<http://www.guralp.com/documents/MAN-SWA-0001.pdf>



<http://www.guralp.com/support/software/>

<http://www.guralp.com/articles/20060623-software-gcfxtract/support>

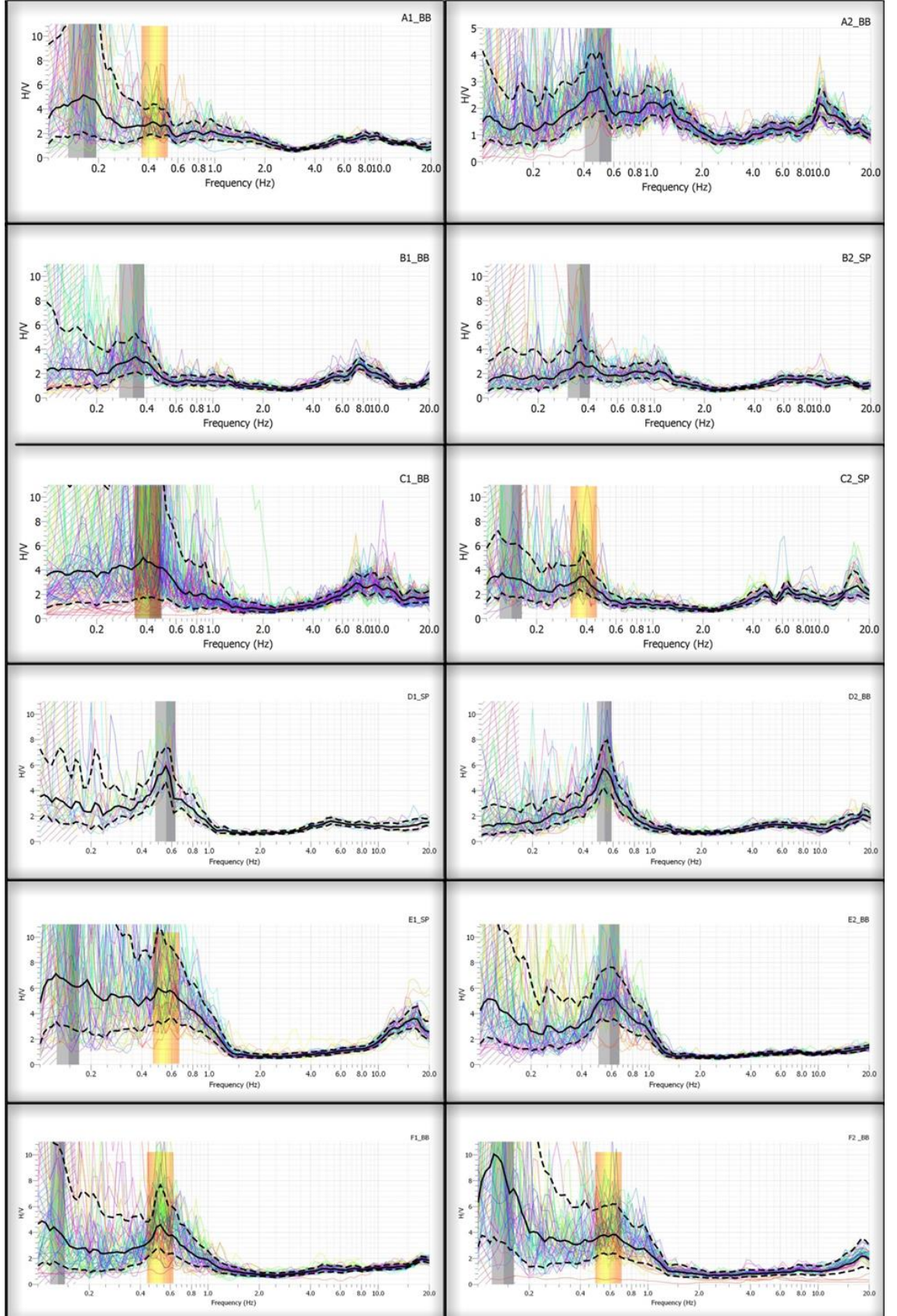
EK 3. SCPT SONUÇLARI

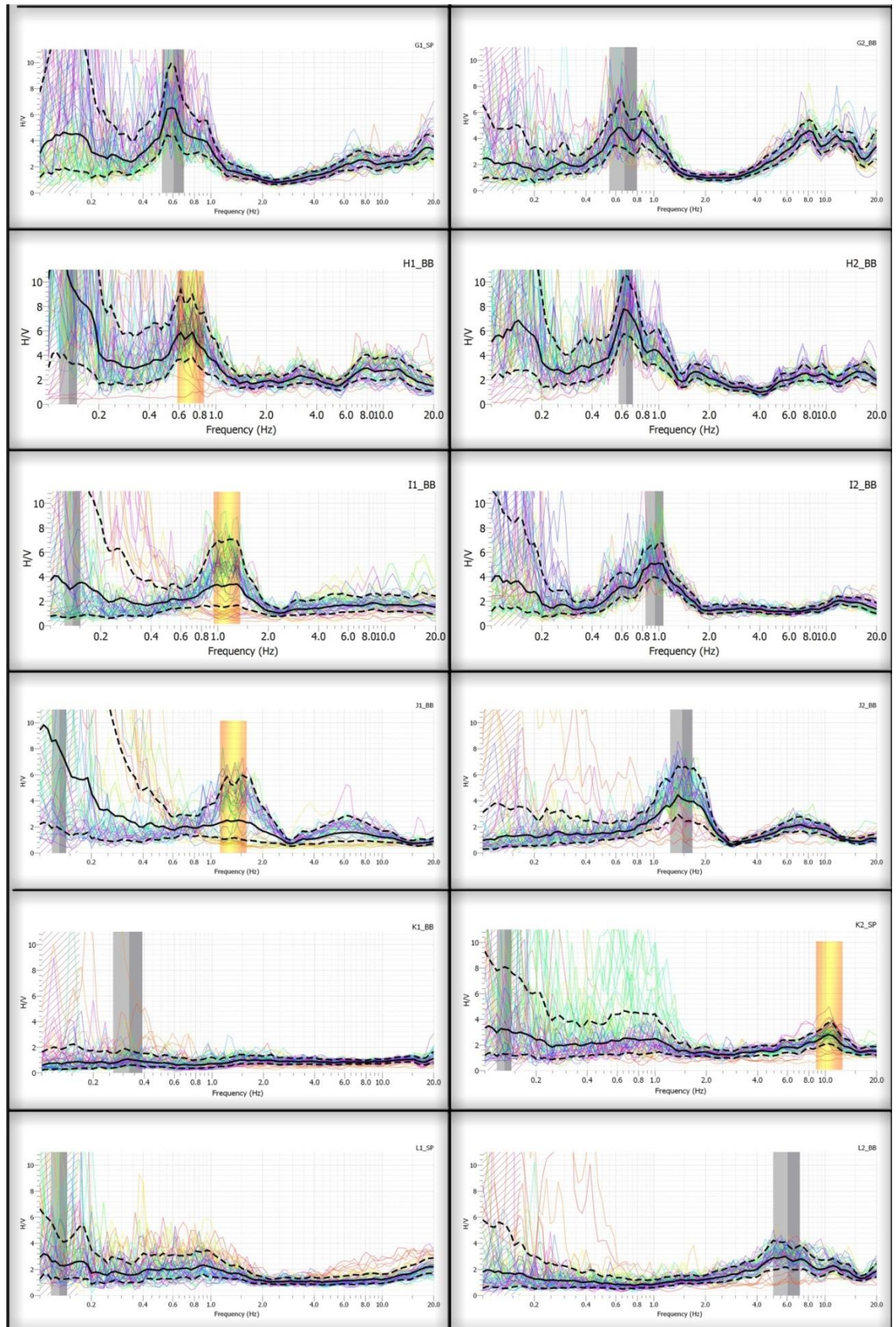
CPT	DERİNLİK(m)	Vsara(m/s)	Vsort(m/s)	CPT	DERİNLİK(m)	Vsara(m/s)	Vsort(m/s)	
1	2.0_4.0	142	156	14	3.2_4.3	169	176	
	4.0_6.0	183			4.3_5.3	159		
	6.0_8.0	148			5.3_6.3	190		
2	2.2_4.2	185	151		6.3_7.3	174		
	4.2_5.3	103			7.3_8.3	193		
	5.3_7.5	150			8.3_9.4	176		
	7.5_7.8	383		15	3.9_4.9	143	185	
3	2.2_4.2	122	162		4.9_5.96	134		
	4.2_6.2	148			5.96_6.96	231		
	6.2_8.2	220			6.96_7.98	217		
	8.2_9.1	251		7.98_9.0	217			
4	4.0_6.2	155	174	16	3.2_4.2	163	168	
	6.2_8.2	168			4.2_5.2	196		
	8.2_9.7	268			5.2_6.25	150		
5	2.0_4.0	183	193	17	3.3_4.3	131	200	
	4.0_6.2	169			4.3_5.3	187		
	6.2_8.2	202			5.3_6.3	188		
	8.2_8.8	510			6.3_7.3	198		
7	2.0_4.0	150	163		7.3_8.3	210		
	4.0_6.0	148		8.3_9.3	300			
	6.0_8.0	198		18	2.9_3.9	128	220	
8	2.0_4.0	163	205		3.9_4.9	189		
	4.0_6.0	200	4.9_6.0		220			
	6.0_8.0	256	6.0_7.0		303			
	8.0_10.0	224	7.0_8.0		270			
9	2.0_4.3	162	159	8.0_9.0	321			
	4.3_6.3	136		9.0_9.33	381			
	6.3_7.0	260		21	3.3_4.3	172	200	
10	2.3_4.3	251	214		4.3_5.3	169		
	4.3_6.4	212	5.3_6.3		183			
	6.4_8.4	174	6.3_7.4		167			
	8.4_9.65	326	7.4_8.4		239			
12	3.2_4.3	170	180	22	8.4_9.5	183	177	
	4.3_5.4	169			9.5_11.5	259		
	5.4_6.3	162			11.5_12.54	225		
	6.3_7.4	150			3.28_4.33	150		
	7.4_8.4	258			4.33_5.35	161		
	8.4_9.3	254			5.35_6.34	162		
	9.3_9.7	200			6.34_7.24	243		
13	3.2_4.3	165	192	7.24_7.8	232			
	4.3_5.3	158						
	5.3_6.4	237						
	6.4_7.4	186						
	7.4_8.3	254						

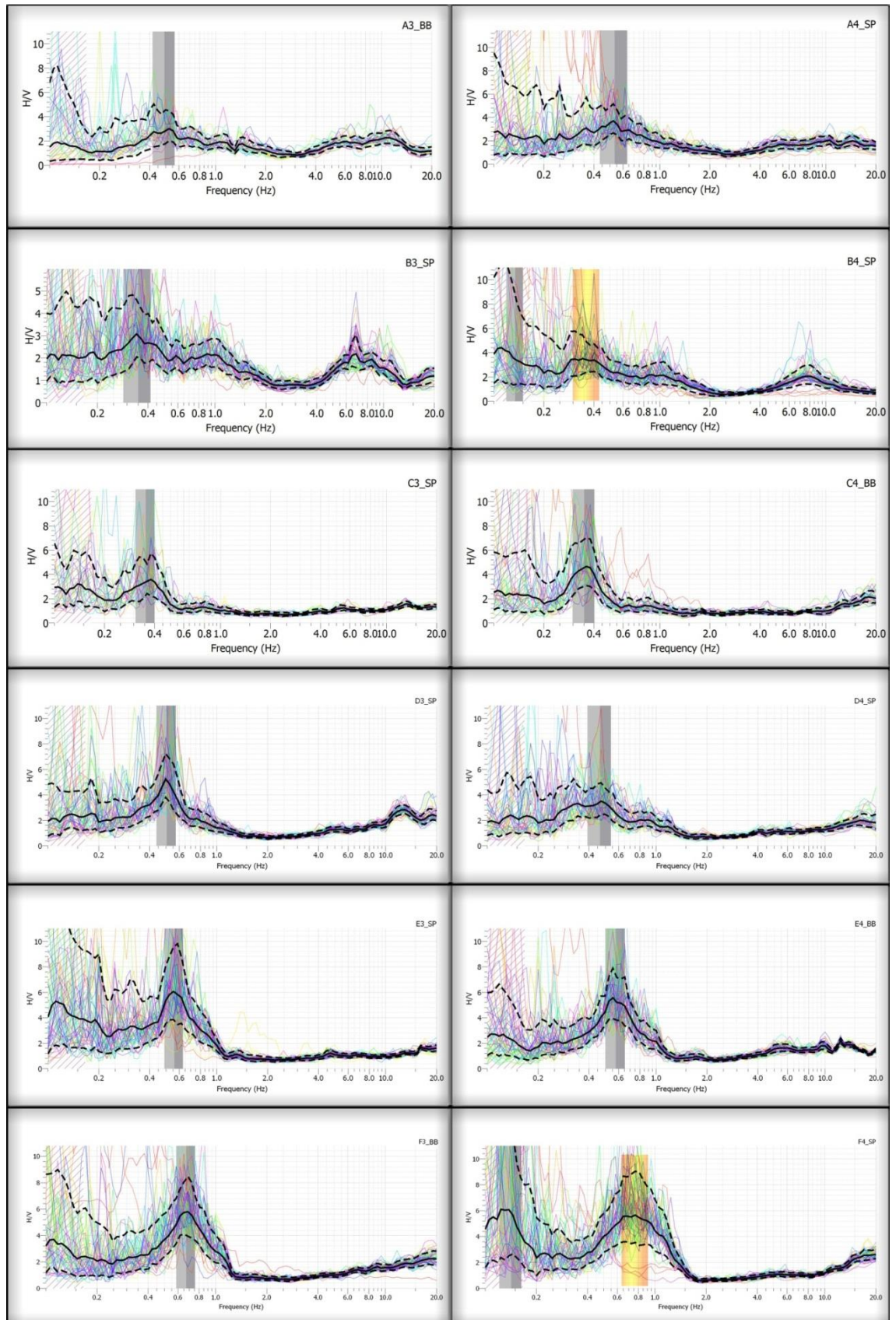
CPT	DERİNLİK(m)	V _{sara} (m/s)	V _{sort} (m/s)
23	3.25_4.27	178	193
	4.27_5.28	166	
	5.28_6.29	164	
	6.29_7.32	190	
	7.32_8.36	210	
	8.36_9.35	193	
	9.35_10.37	180	
	10.37_11.3	421	
25	3.27_4.29	152	167
	4.29_5.31	146	
	5.31_6.32	173	
	6.32_7.35	197	
	7.35_7.60	223	
26	3.27_4.27	125	190
	4.27_5.24	238	
	5.24_6.30	271	
27	3.27_4.28	132	189
	4.28_5.29	135	
	5.29_6.31	161	
	6.31_7.35	367	
	7.35_8.38	304	
	8.38_8.64	303	
28	3.30_4.30	300	300
30	3.34_4.32	164	188
	4.32_5.29	140	
	5.29_6.35	195	
	6.35_7.36	280	
	7.36_8.12	233	
31	3.15_4.16	180	167
	4.16_5.18	168	
	5.18_6.19	154	
	6.19_7.21	168	
32	3.26_4.28	153	192
	4.28_5.29	153	
	5.29_6.33	162	
	6.33_7.35	292	
	7.35_8.85	250	
33	3.25_4.26	137	197
	4.26_5.27	154	
	5.27_6.29	225	
	6.29_7.32	330	
	7.32_7.86	298	

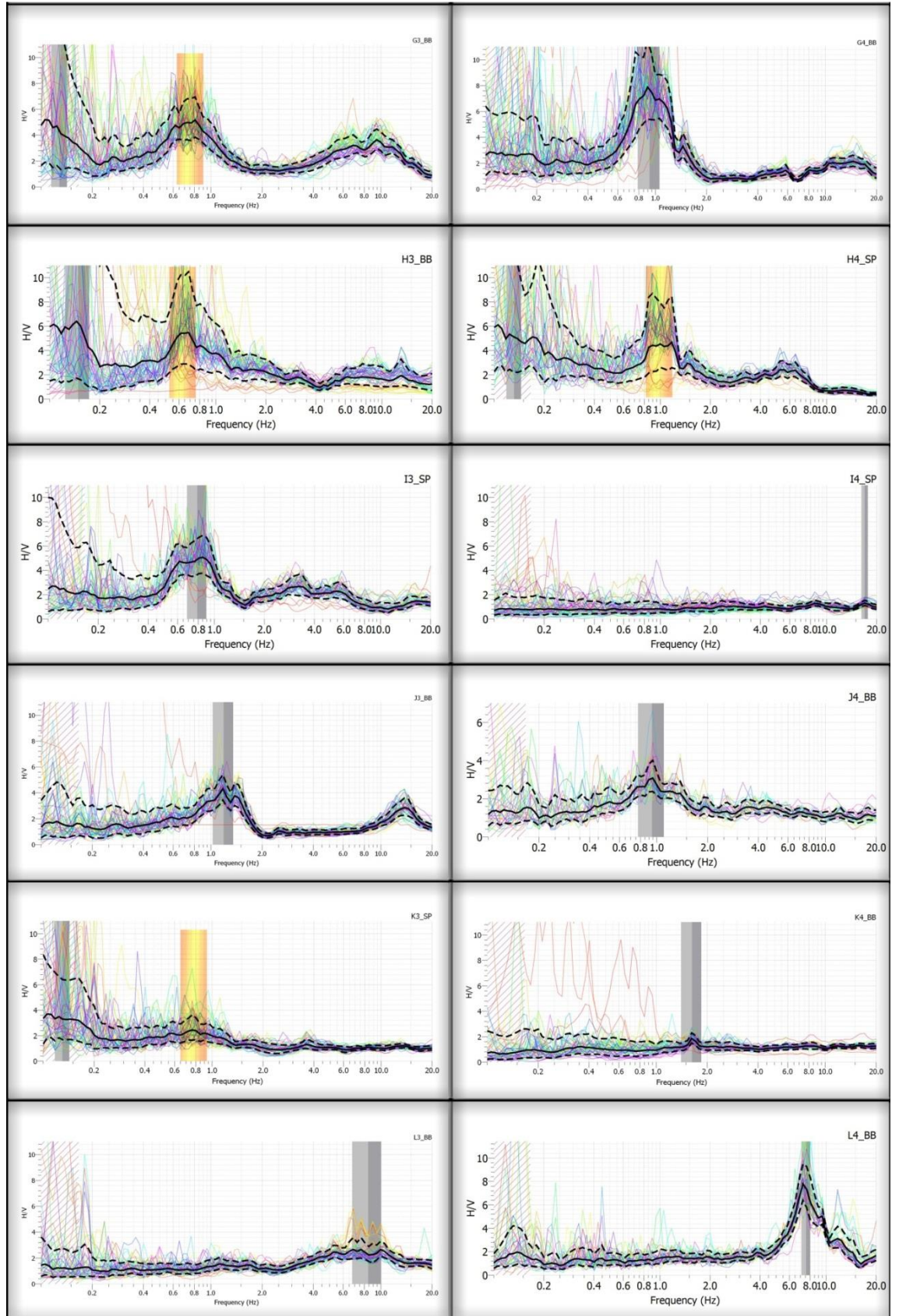
CPT	DERİNLİK(m)	V _{sara} (m/s)	V _{sort} (m/s)
34	3.29_4.29	160	189
	4.29_5.30	134	
	5.30_6.33	176	
	6.33_7.35	256	
	7.35_8.33	237	
	8.33_9.05	257	
35	3.19_4.17	190	178
	4.17_5.18	208	
	5.18_6.17	146	
	6.17_7.19	160	
	7.19_8.18	268	
36	3.28_4.33	179	218
	4.33_6.36	196	
	6.36_7.38	237	
	7.38_8.39	177	
	8.39_9.44	361	
37	2.92_3.84	257	203
	3.84_4.89	230	
	4.89_5.91	230	
	5.91_6.93	170	
	6.93_7.97	157	
38	7.97_9.00	219	181
	3.05_4.06	117	
	4.06_5.07	132	
	5.07_6.09	173	
	6.09_7.11	204	
	7.11_8.11	228	
	8.11_9.13	377	
	9.13_9.55	232	

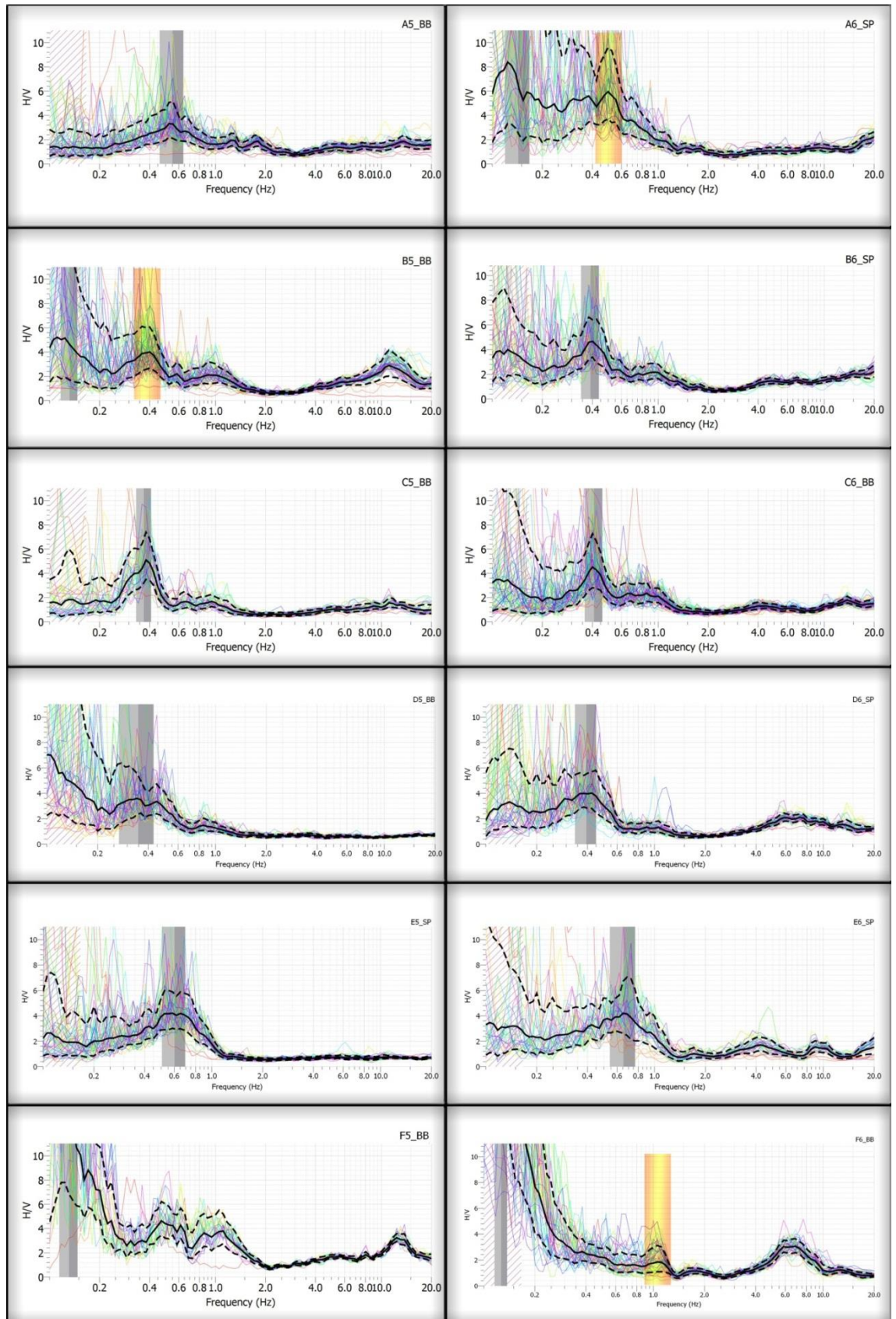
EK-4 TEK İSTASYON MİKROTREMOR ÖLÇÜMÜ H/V EĞRİLERİ

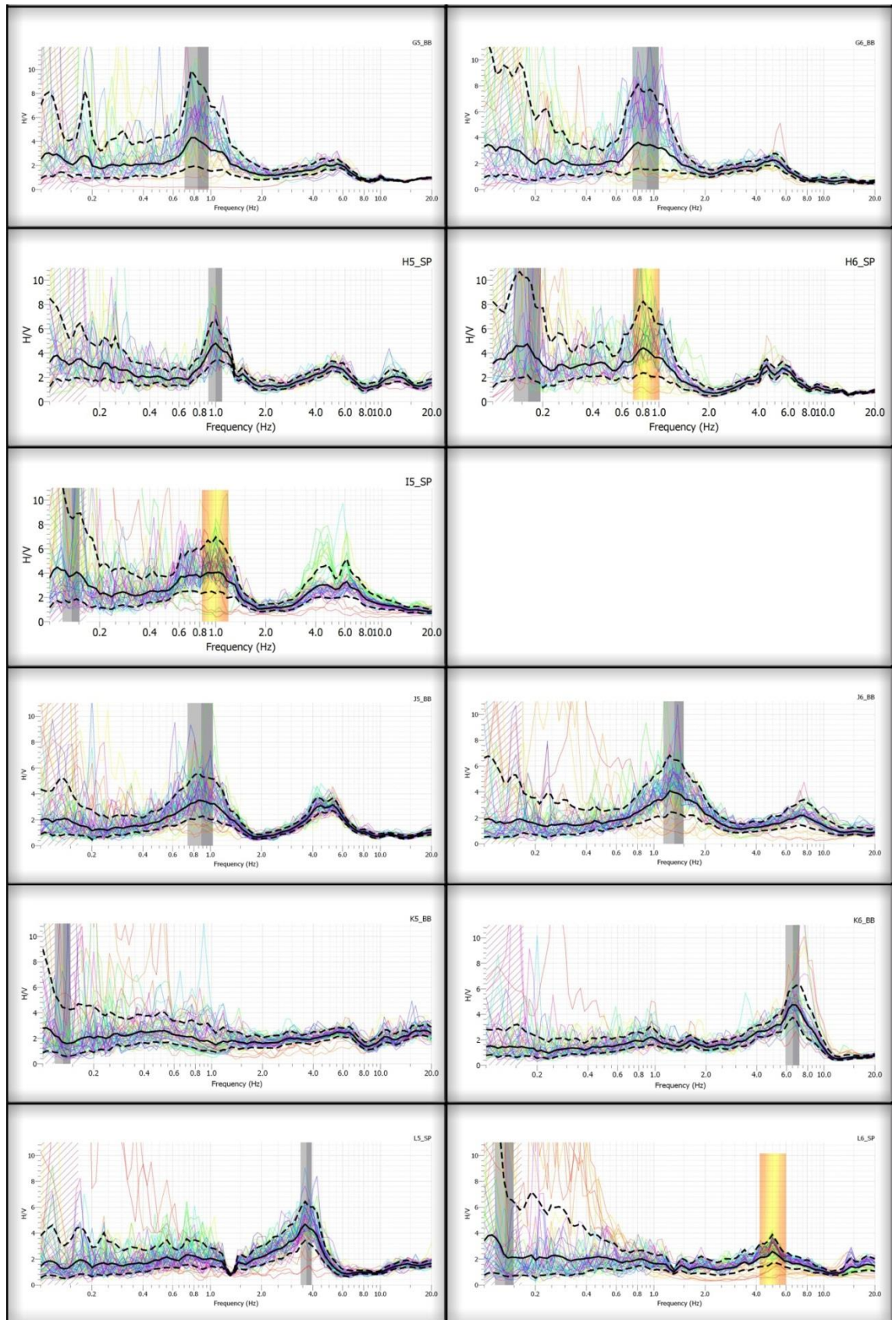


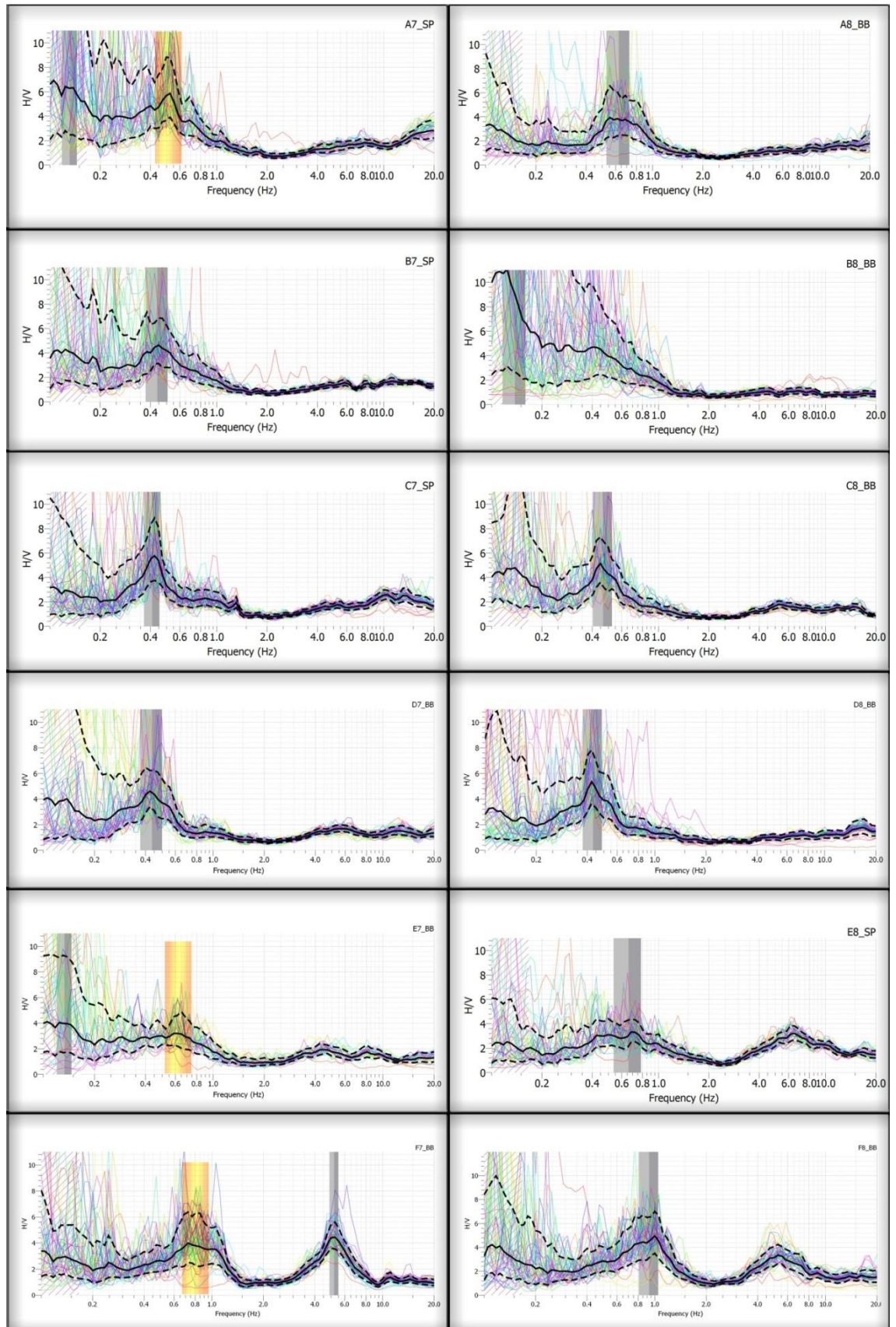


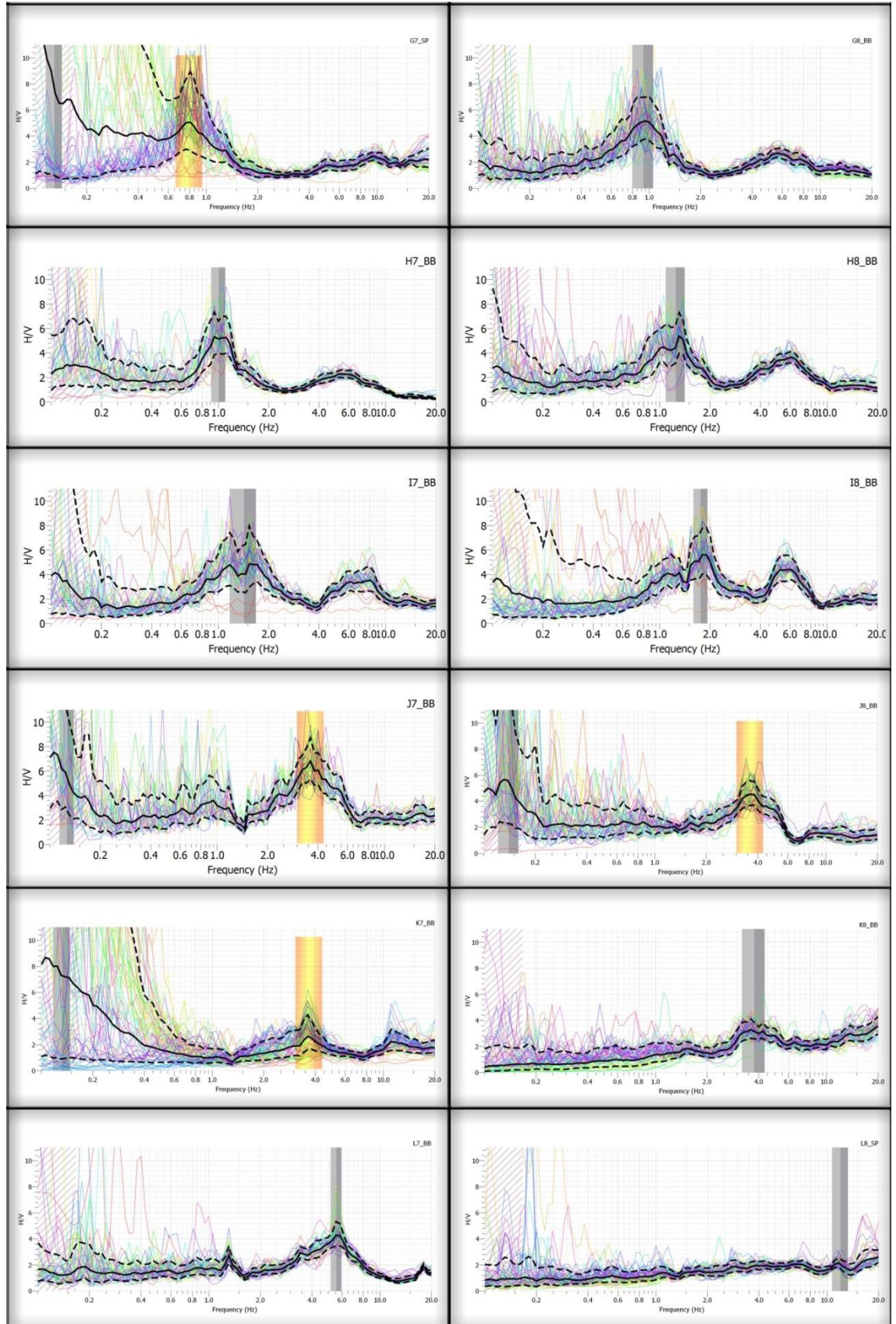


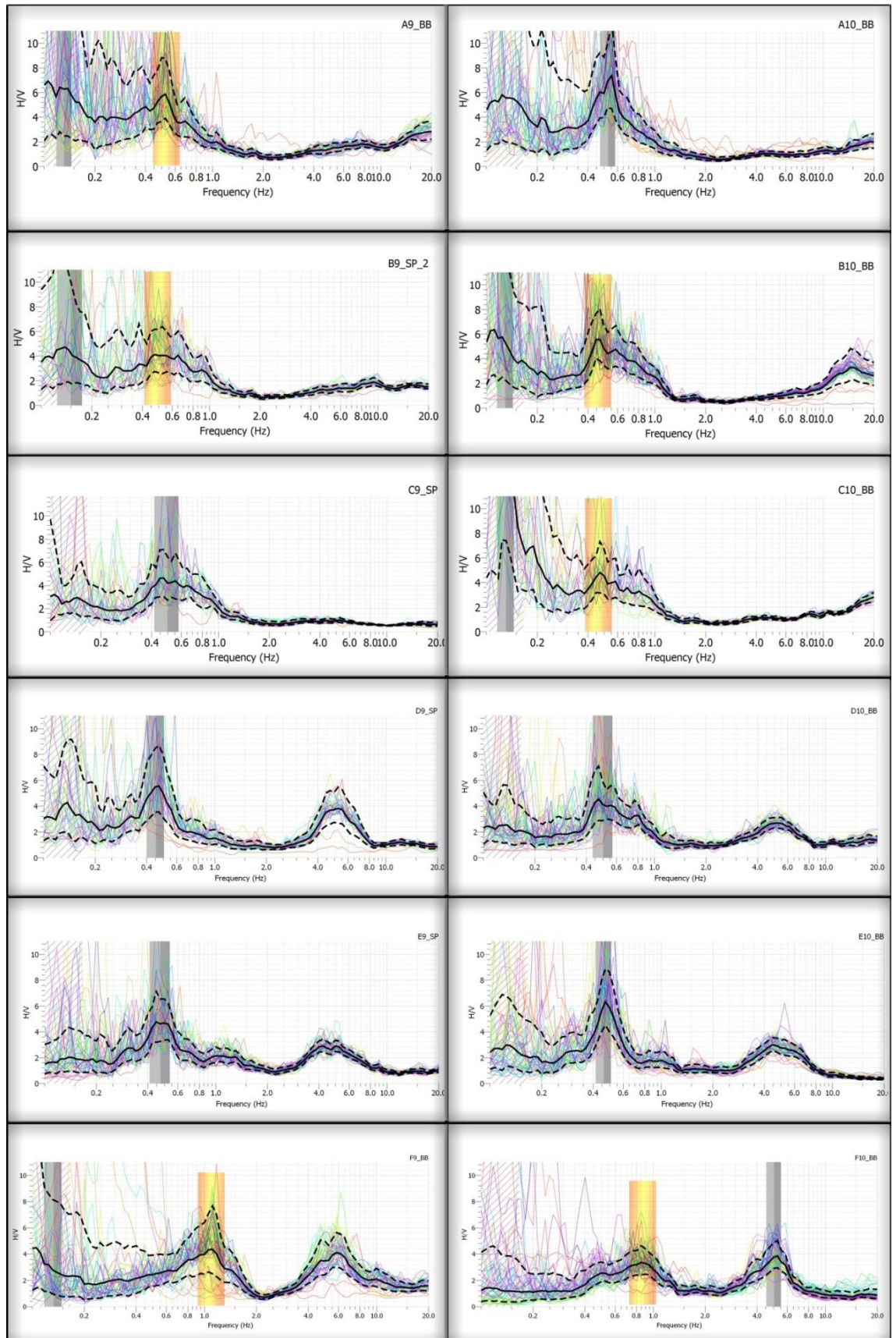


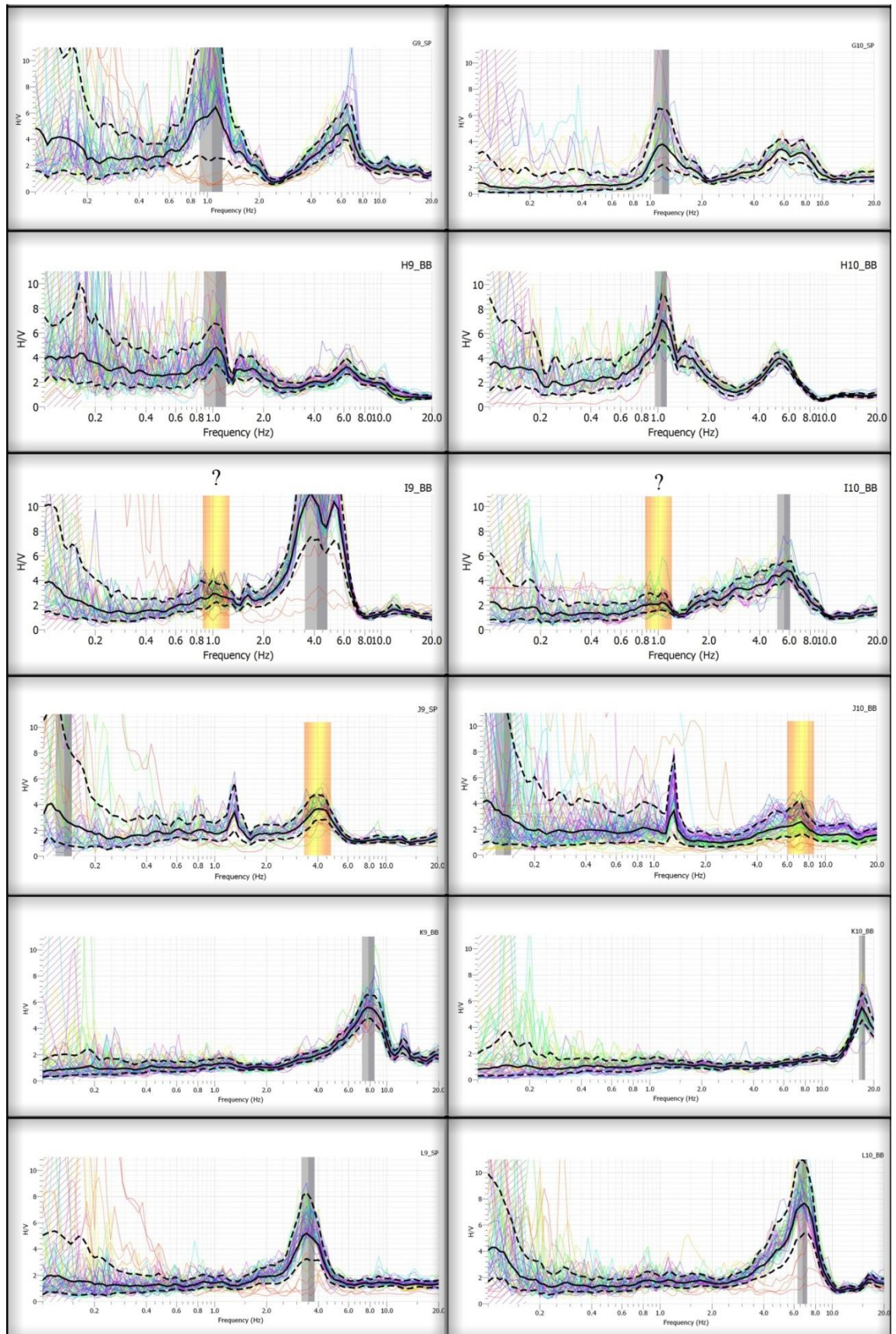


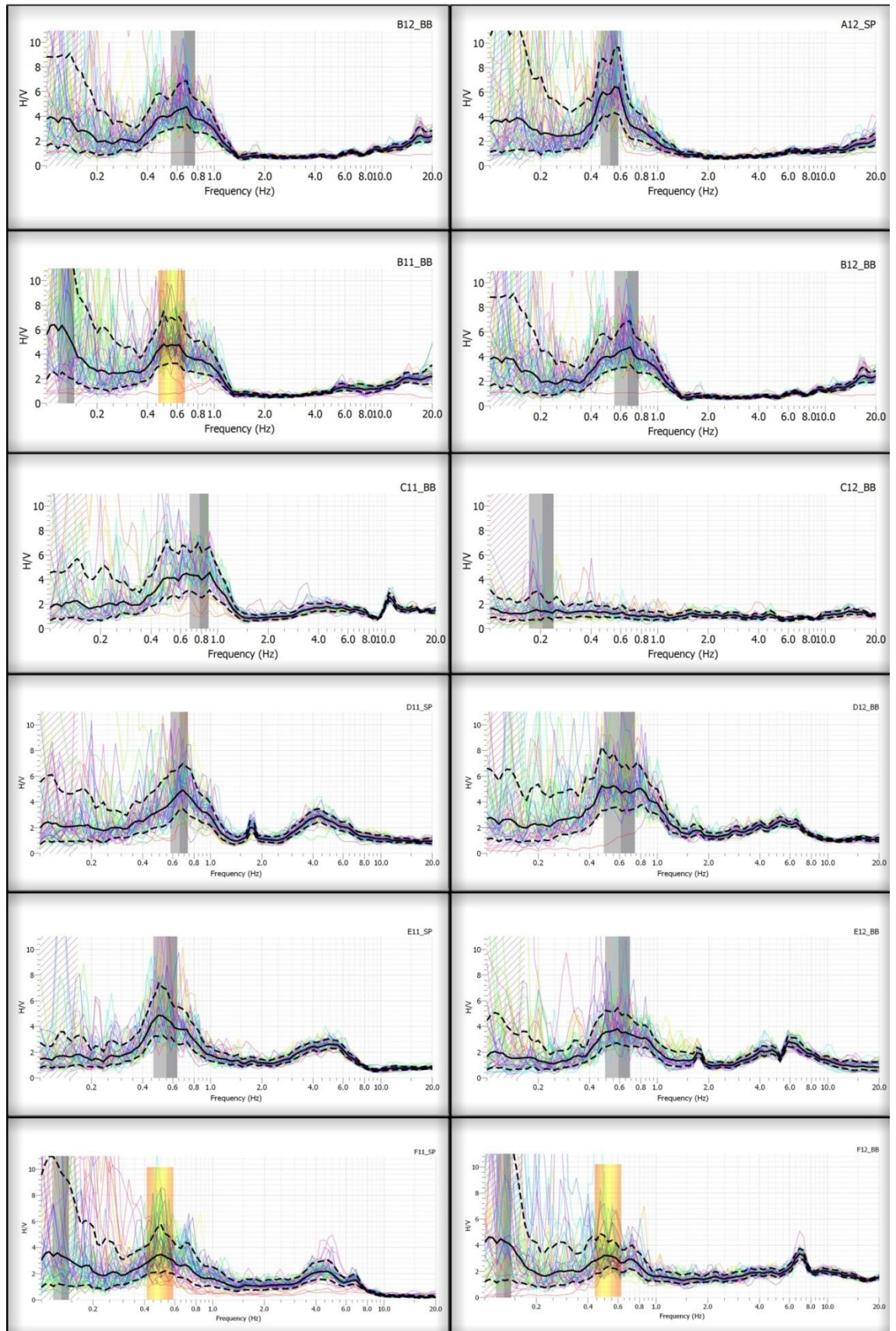


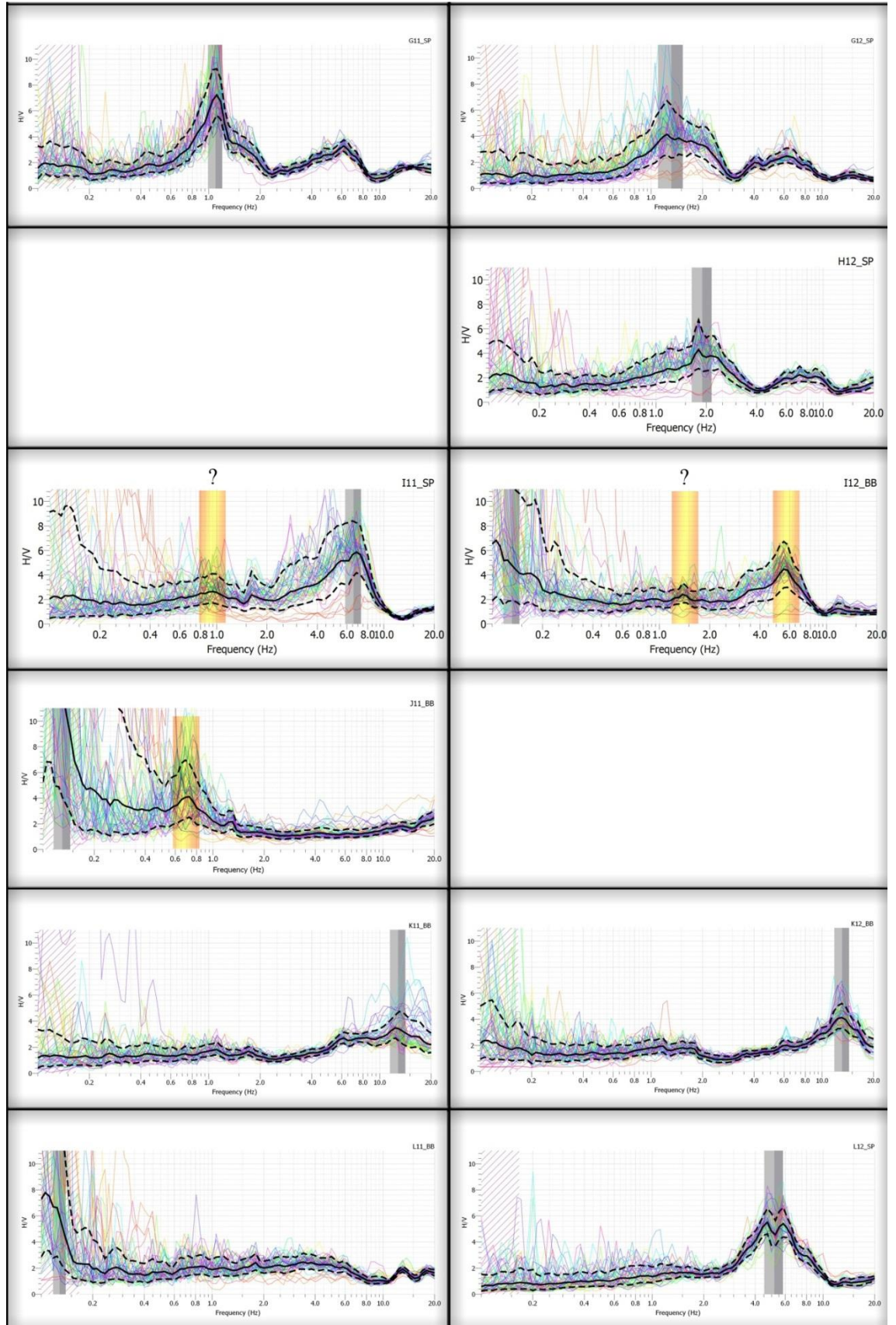


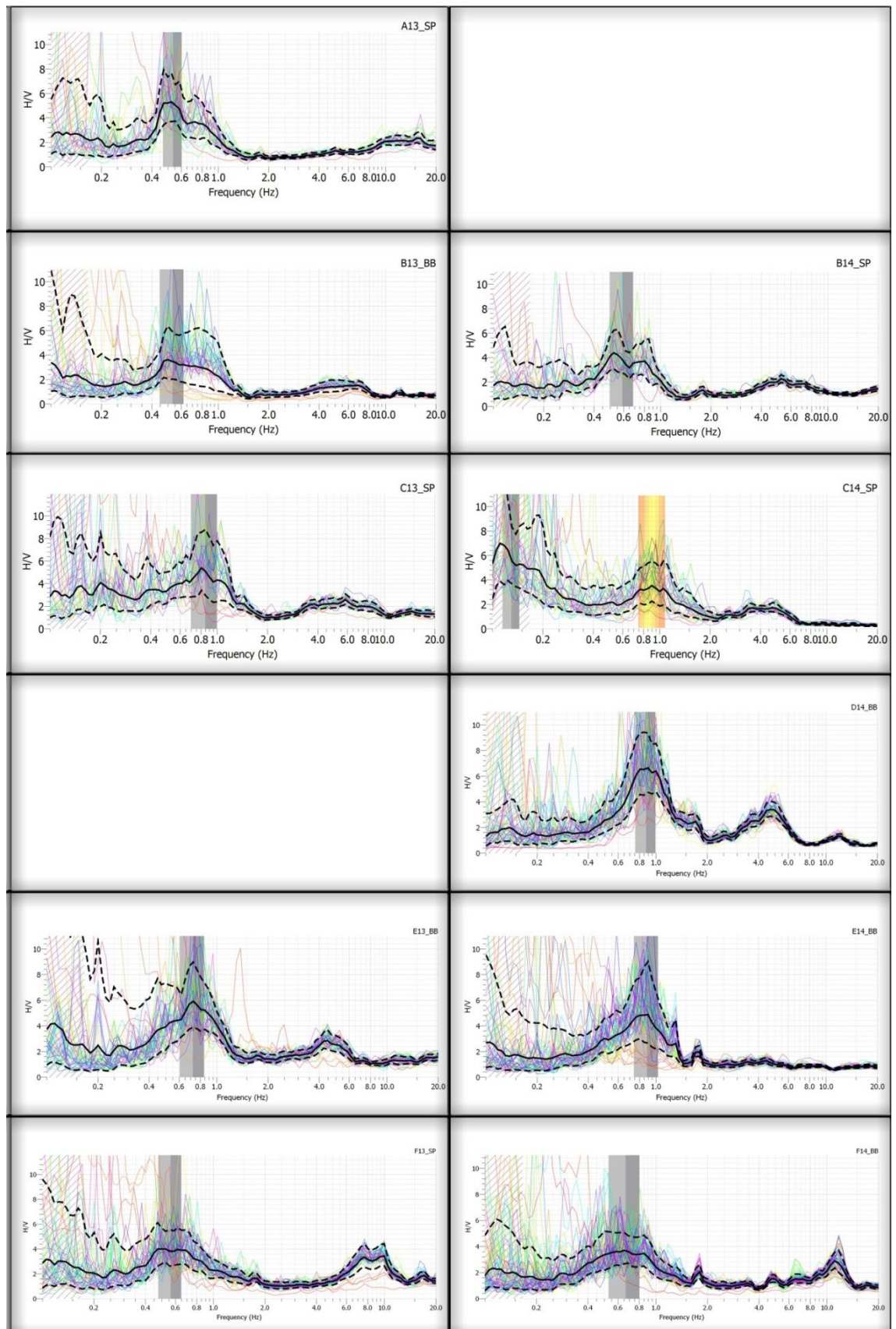


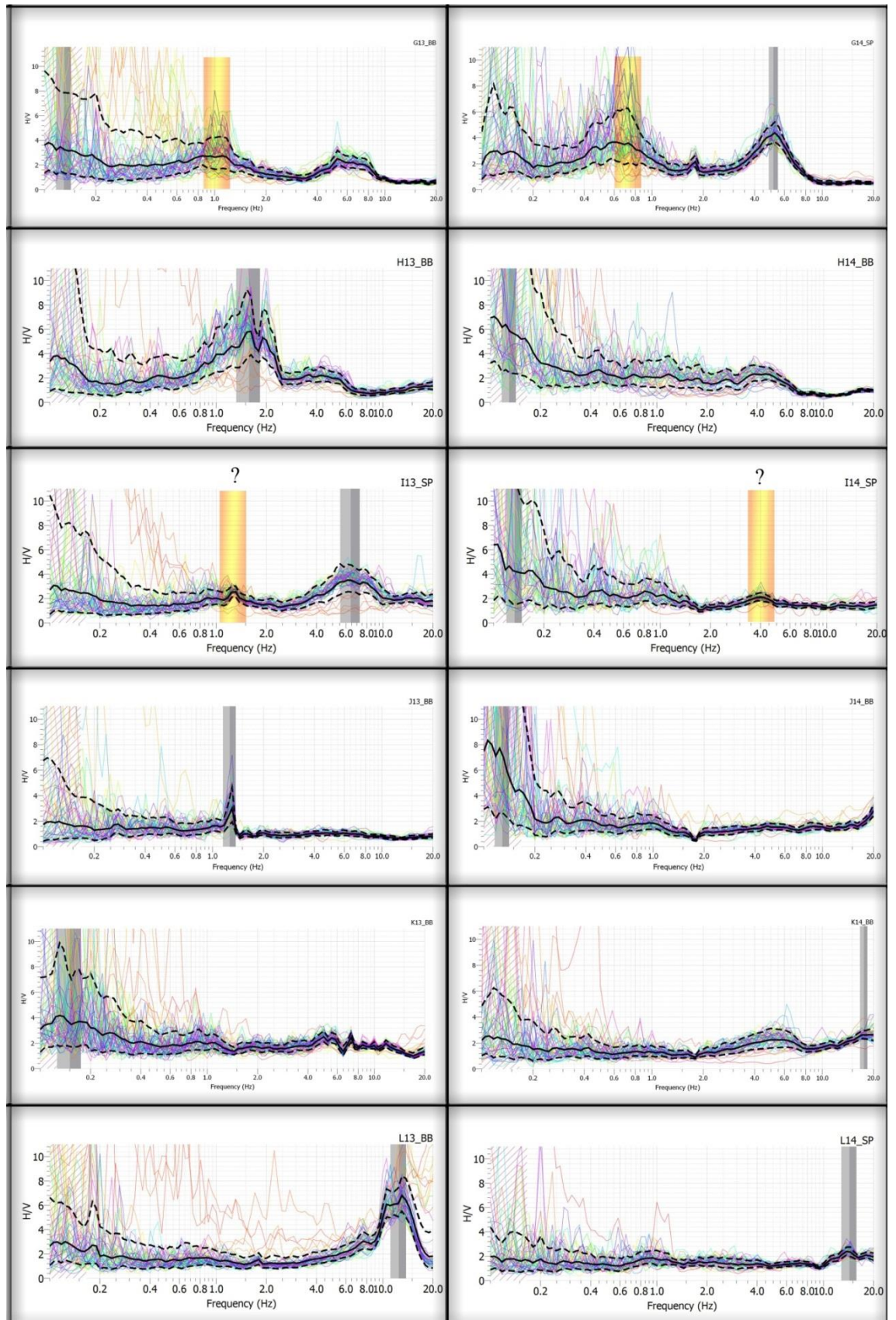


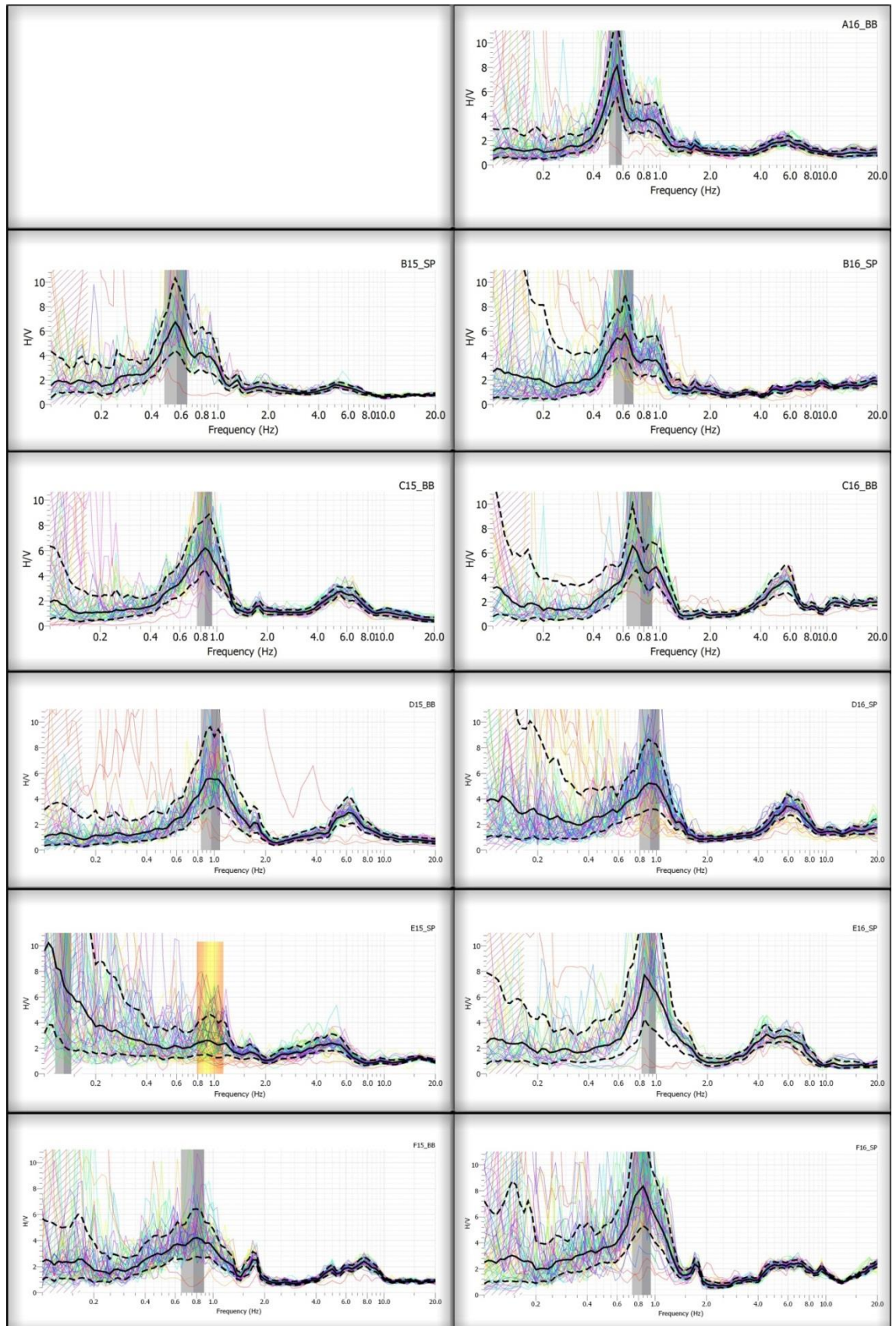


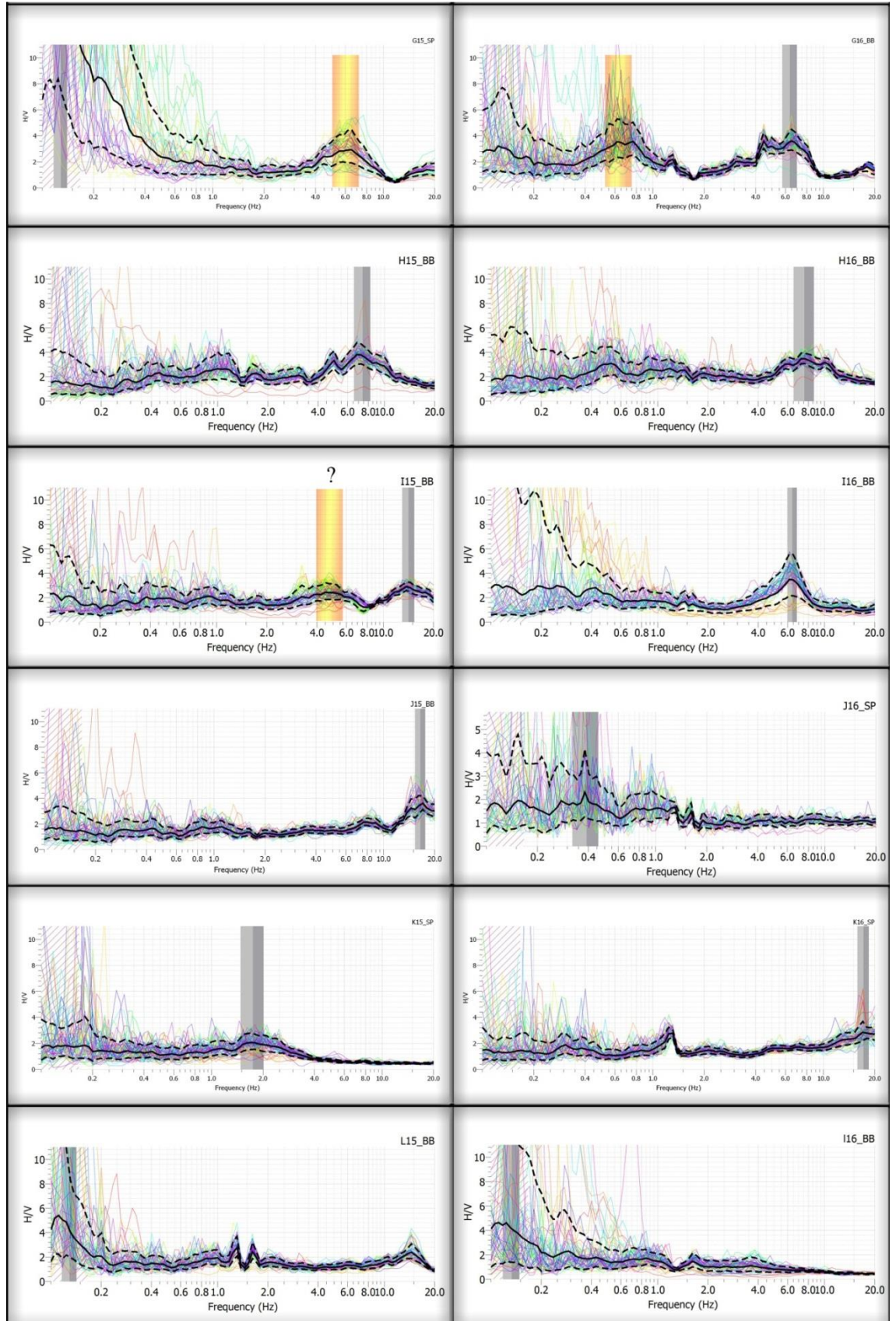


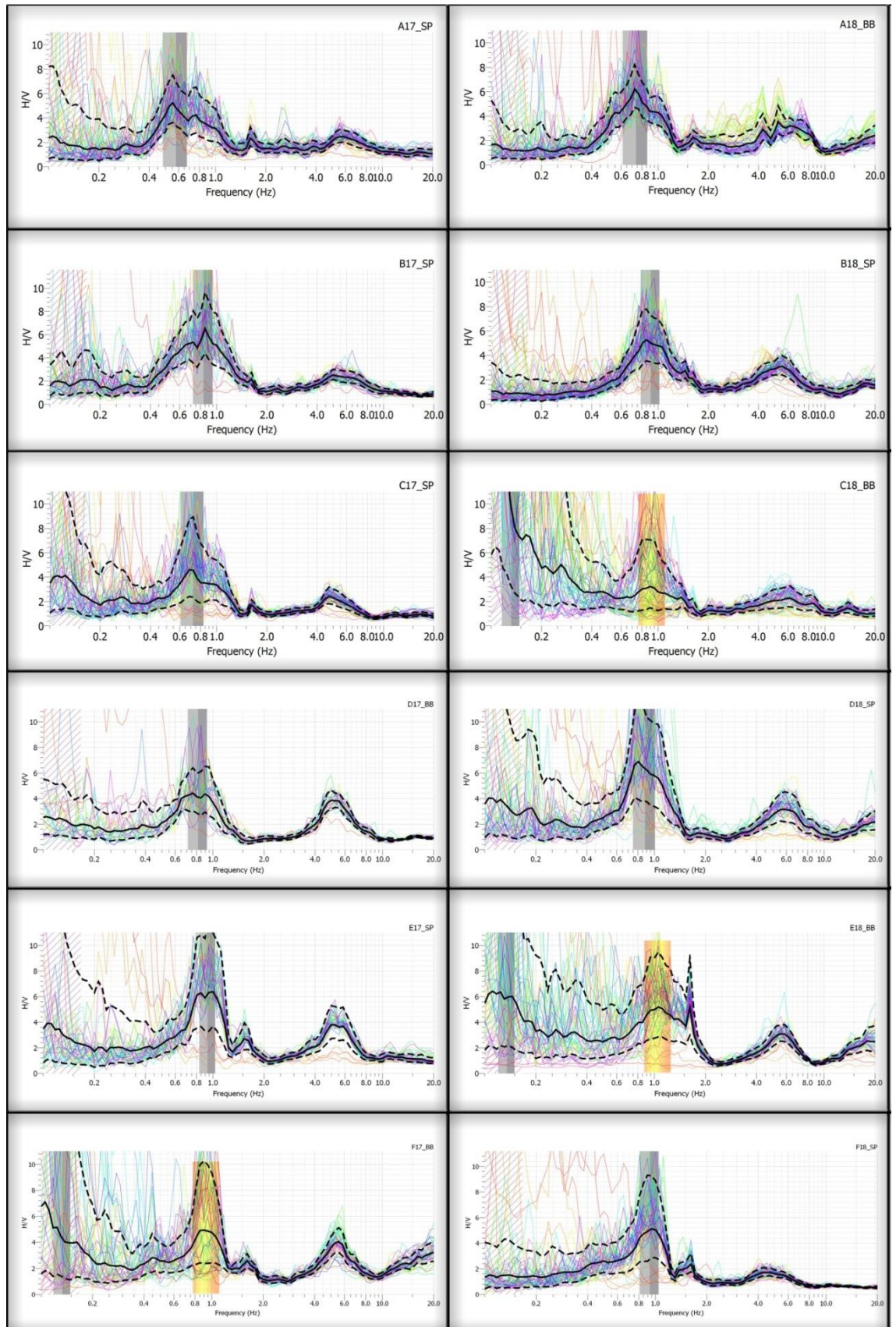




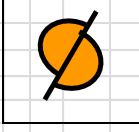


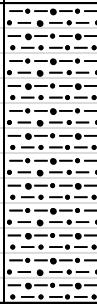
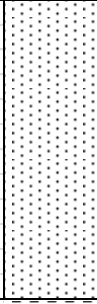
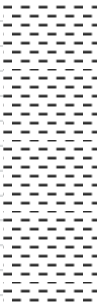
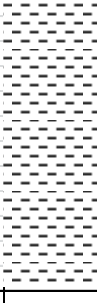




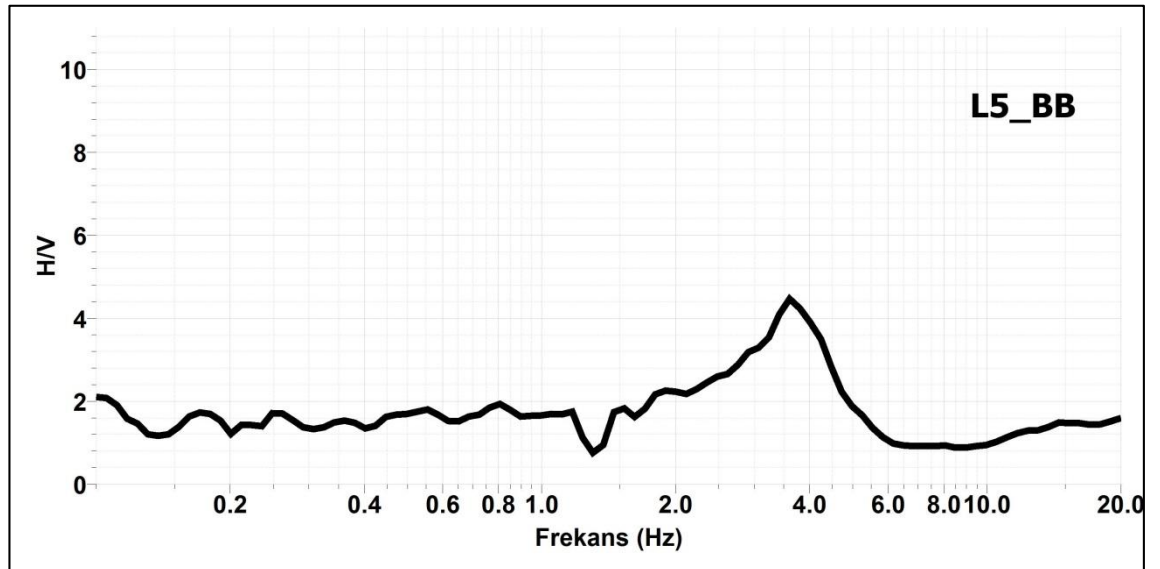


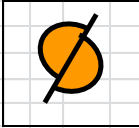
EK-5 SONDAJ LOGLARI

		İNSİTU JEOLJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.		Sayfa		1											
				Bölge		Eskişehir (Kısım-II)											
				Kuyu No		S-47											
				Sondör		Musa GÖKMEN											
SONDAJ LOGU																	
PROJE ADI				Eskişehir Pilot Belediyesi Afete Duyarlı Planlama İçin Kentsel Risk Analizi ve Mikrobölgeleme Çalışması													
Sondaj Derinliği (m)		25,50		Sondaj Makinesi ve Yöntemi		B-80 Auger											
Kuyu Çapı (mm)		76		Muhafaza Boru Derinliği (m)		-											
Koordinatlar (D - B) X		283938,47		Başlangıç Tarihi		13.11.2005											
Koordinatlar (K - G) Y		4403134,11		Bitiş Tarihi		14.11.2005											
Zemin Kotu (m) Z		815,25		Yeraltısuyu (m)		7,00											
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ						JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %	
			Darbe Sayısı		GRAFİK												
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm	N											
1		1,00															
	SPT-1		20	30	38	68											
		1,45															
2																	
	UD-1	2,50															
3		3,00															
	SPT-2		16	25	33	58											
		3,45															
4		4,00															
	SPT-3		15	22	27	49											
		4,45															
5																	
	UD-2	5,50															
6		6,00															
	SPT-4		16	20	27	47											
		6,45															
7		7,00															
	SPT-5		15	23	29	52											
		7,45															
DAYANIMLILIK			AYRIŞMA			İNCE DANELİ			İRİ DANELİ								
I DAYANIMLI			I TAZE			N : 0-2 ÇOK YUMUŞAK			N : 0-4 ÇOK GEVŞEK								
II ORTA DAYANIMLI			II AZ AYRIŞMIŞ			N : 3-4 YUMUŞAK			N : 5-10 GEVŞEK								
III ORTA ZAYIF DAYANIMLI			III ORTA DERECE AYRIŞMIŞ			N : 5-8 ORTA KATI			N : 11-30 ORTA SIKI								
IV ZAYIF DAYANIMLI			IV ÇOK AYRIŞMIŞ			N : 9-15 KATI			N : 31-50 SIKI								
V ÇOK ZAYIF DAYANIMLI			V TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ			N : 16-30 ÇOK KATI			N : >50 ÇOK SIKI								
KAYA KALİTESİ TANIMI - RQD			KIRIK SIKLIĞI			ORANLAR											
% 0-25 ÇOK ZAYIF			>2m Çok Geniş (VWS)			5% PEK AZ			5% PEK AZ								
% 25-50 ZAYIF			600mm-2m Geniş (WS)			% 5-15 AZ			% 5-20 AZ								
% 50-75 ORTA			200-600 mm Orta Geniş (MWS)			%15-35 ÇOK			%20-50 ÇOK								
% 75-90 İYİ			60-200 mm Sık (CS)														
% 90-100 ÇOK İYİ			< 60 mm Çok Sık (VCS)														
YERİNDE DENEYLER						LOGU YAPAN			KONTROL								
SPT Standart Penetrasyon Testi						İSİM			Kaler SÜMERMAN								
UD Örselenmemiş Numune						Türkey COŞKUNER											
D Örselenmiş Numune																	
DN Denison																	
Yeraltı Su Seviyesi						İMZA											

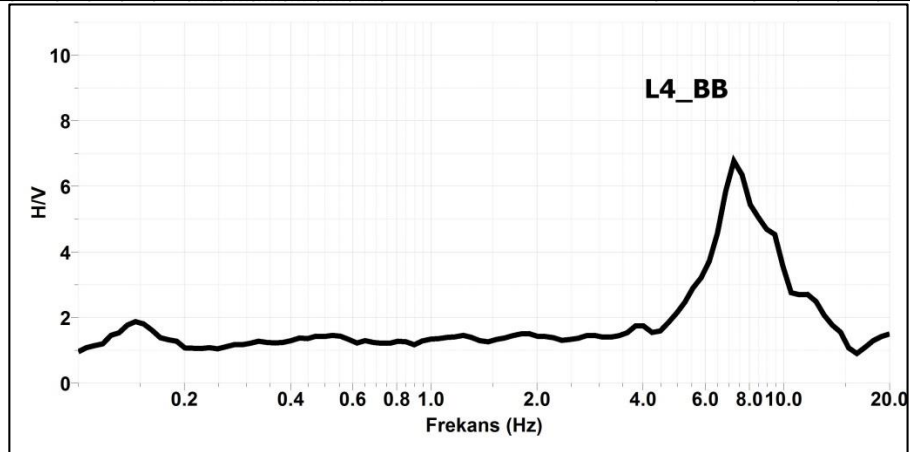
 İNSİTU JEOLJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.										Sayfa		2			
										Bölge		Eskişehir (Kısım-II)			
										Kuyu No		S-47			
										Sondör		Musa GÖKMEN			
SONDAJ LOGU															
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ				GRAFİK	JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %
			Darbe Sayısı		N										
			0 - 15 cm	15 - 30 cm		30 - 45 cm									
9	UD-3	8,50						SİTLİ KİL : Kırmızımsı kahve renkli, sert, çok az iri kumlu ve ince-iri çakıllı, orta-yüksek plastisiteli.							
	SPT-6	9,00	12	16	20	36									
10		9,45						10,95 m.							
	SPT-7	10,00	13	17	24	41									
11		10,45						KUM : Açık kahve-bej renkli, çok sıkı, ince-iri taneli, köşeli ince-iri çakıllı.							
	SPT-8	11,50	24	50/14 cm	R										
12		11,79						14,10 m.							
	SPT-9	13,00	30	50/10 cm	R										
13		13,25						KİL : Kırmızımsı kahverengi, sert, ince kumlu, az siltli, az ince-orta yarı yuvarlak-yarı köşeli çakıllı, düşük plastisiteli.							
	SPT-10	14,50	30	50/10 cm	R										
14		14,79						20,00 m.							
	SPT-11	16,00	50/13 cm	R											
15		16,13													
	SPT-12	17,50	40	50/10 cm	R										
16		17,75													
	SPT-13	19,50	50/17 cm	R											
17		19,57													
18															
19															
20															
Logu Yapan								Kontrol							
Türkey COŞKUNER								Kaler SÜMERMAN							
İmza								İmza							

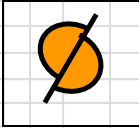
 İNSİTU JEOLJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.										Sayfa	3									
										Bölge	Eskişehir (Kısım-II)									
										Kuyu No	S-47									
										Sondör	Musa GÖKMEN									
SONDAJ LOGU																				
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ						JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %				
			Darbe Sayısı		GRAFİK															
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm	N														
							10	20									30	40	50	60
21		21,50							KİLTAŞI : Koyu kahverengi, taze, üst yüksek ayrılmış, ince silttaşı tabakaları ile ara katkılı, orta geniş eklemli, zayıf dirençli, kalsit		61	19				21				
22		22,50									83	26				41				
23		23,50									82	40	I	IV	MWS	58				
24		24,50									78	33				53				
25		25,50									81	51				51				
25,50 m.																				
KUYU SONU																				



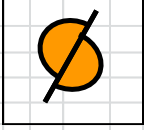
		İNSİTU JEOLJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.		Sayfa		1												
				Bölge		Eskişehir (Kısım-II)												
				Kuyu No		S-46												
				Sondör		Musa GÖKMEN												
SONDAJ LOGU																		
PROJE ADI				Eskişehir Pilot Belediyesi Afete Duyarlı Planlama İçin Kentsel Risk Analizi ve Mikrobölgeleme Çalışması														
Sondaj Derinliği (m)		18		Sondaj Makinesi ve Yöntemi		B-80 Auger												
Kuyu Çapı (mm)		76		Muhafaza Boru Derinliği (m)														
Koordinatlar (D - B) X		283124,58		Başlangıç Tarihi		29.10.2005												
Koordinatlar (K - G) Y		4402800,38		Bitiş Tarihi		30.10.2005												
Zemin Kotu (m) Z		800,20		Yeraltısuyu (m)		2,00												
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ						JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %		
			Darbe Sayısı		GRAFİK													
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm	N	10	20	30	40	50	60						
1	SPT-1	1,00	5	6	7	13												
2		1,45																
3	SPT-2	3,00	11	8	7	15												
4		3,45																
5	SPT-3	4,50	4	5	5	10												
6		4,95																
7	SPT-4	5,50	8	11	15	26												
8		5,95																
		6,45																
		7,00																
	SPT-5	7,45	7	9	14	23												
DAYANIMLILIK			AYRIŞMA			İNCE DANELİ			İRİ DANELİ									
I DAYANIMLI			I TAZE			N : 0-2 ÇOK YUMUŞAK			N : 0-4 ÇOK GEVŞEK									
II ORTA DAYANIMLI			II AZ AYRIŞMIŞ			N : 3-4 YUMUŞAK			N : 5-10 GEVŞEK									
III ORTA ZAYIF DAYANIMLI			III ORTA DERECE AYRIŞMIŞ			N : 5-8 ORTA KATI			N : 11-30 ORTA SIKI									
IV ZAYIF DAYANIMLI			IV ÇOK AYRIŞMIŞ			N : 9-15 KATI			N : 31-50 SIKI									
V ÇOK ZAYIF DAYANIMLI			V TUMÜYLE AYRIŞMIŞ			N : 16-30 ÇOK KATI			N : >50 ÇOK SIKI									
N : >30 SERT																		
KAYA KALİTESİ TANIMI - RQD			KIRIK SIKLIĞI			ORANLAR												
% 0-25 ÇOK ZAYIF			>2m Çok Geniş (VWS)			5% PEK AZ			5% PEK AZ									
% 25-50 ZAYIF			600mm-2m Geniş (WS)			% 5-15 AZ			% 5-20 AZ									
% 50-75 ORTA			200-600 mm Orta Geniş (MWS)			%15-35 ÇOK			%20-50 ÇOK									
% 75-90 İYİ			60-200 mm Sık (CS)															
% 90-100 ÇOK İYİ			< 60 mm Çok Sık (VCS)															
YERİNDE DENEYLER						LOGU YAPAN			KONTROL									
SPT Standart Penetrasyon Testi						İSİM			Kaler SÜMERMAN									
UD Örselenmemiş Numune						Türkay COŞKUNER												
D Örselenmiş Numune																		
DN Denison																		
Yeraltı Su Seviyesi						İMZA												

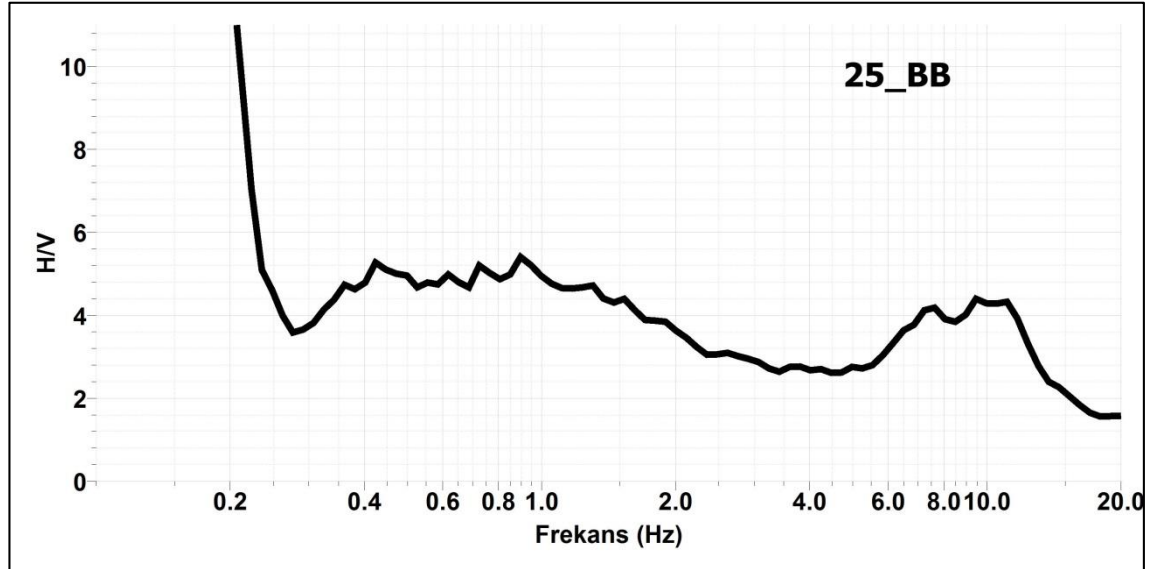
 İNSİTU JEOLOJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.										Sayfa	2								
										Bölge	Eskişehir (Kısım-II)								
										Kuyu No	S-46								
SONDAJ LOGU										Sondör	Musa GÖKMEN								
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ					JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %				
			Darbe Sayısı		GRAFİK														
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm	N													
							10									20	30	40	50
		8,50															Tanımlama 1. Sayfadadır.		
9	SPT-6		21	26	29	55													
		8,95																	
10		10,00																	
	SPT-7		15	23	27	50													
		10,45																	
11		11,50																	
	SPT-8	11,55	50/5 cm			R											11,50 m.		
12																	Kireçli KİLTAŞI: Yeşilimsi siyah, 14,50 m'ye kadar orta-yüksek ayrılmış, 14,50-18,00 arası taze, kalsit damarlı, çok geniş eklemlerli.		
13		13																	
14		14																	
15		15																	
16		16																	
17		17																	
18		18															18,00 m.		
KUYU SONU																			



		İNSİTU JEOLJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.		Sayfa		1											
				Bölge		Eskişehir (Kısım-II)											
				Kuyu No		S-44											
				Sondör		Musa GÖKMEN											
SONDAJ LOGU																	
PROJE ADI				Eskişehir Pilot Belediyesi Afete Duyarlı Planlama İçin Kentsel Risk Analizi ve Mikrobölgeleme Çalışması													
Sondaj Derinliği (m)		20,50 m.		Sondaj Makinesi ve Yöntemi		B-80 Auger											
Kuyu Çapı (mm)		76		Muhafaza Boru Derinliği (m)													
Koordinatlar (D - B) X		281270,83		Başlangıç Tarihi		28.10.2005											
Koordinatlar (K - G) Y		4402395,41		Bitiş Tarihi		29.10.2005											
Zemin Kotu (m) Z		800,15		Yeraltısuyu (m)		2,50											
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ						JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %	
			Darbe Sayısı		GRAFİK												
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm	N											
1																	
		1,50															
2	SPT-1		2	4	4	8											
		1,95															
	UD-1	2,50															
3		3,00															
	SPT-2		2	3	2	5											
		3,45															
4		4,00															
	SPT-3		3	1	1	2											
		4,45															
5																	
	UD-2	5,50															
6		6,00															
	SPT-4		4	7	7	14											
		6,45															
7		7,00															
	SPT-5		6	8	9	17											
		7,45															
8																	
DAYANIMLILIK			AYRIŞMA			İNCE DANELİ			İRİ DANELİ								
I	DAYANIMLI		I	TAZE		N : 0-2	ÇOK YUMUŞAK		N : 0-4	ÇOK GEVŞEK							
II	ORTA DAYANIMLI		II	AZ AYRIŞMIŞ		N : 3-4	YUMUŞAK		N : 5-10	GEVŞEK							
III	ORTA ZAYIF DAYANIMLI		III	ORTA DERECE AYRIŞMIŞ		N : 5-8	ORTA KATI		N : 11-30	ORTA SIKI							
IV	ZAYIF DAYANIMLI		IV	ÇOK AYRIŞMIŞ		N : 9-15	KATI		N : 31-50	SIKI							
V	ÇOK ZAYIF DAYANIMLI		V	TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ		N : 16-30	ÇOK KATI		N : >50	ÇOK SIKI							
						N : >30	SERT										
KAYA KALİTESİ TANIMI - RQD			KIRIK SIKLIĞI			ORANLAR											
% 0-25	ÇOK ZAYIF		>2m	Çok Geniş (VWS)		5%	PEK AZ		5%	PEK AZ							
% 25-50	ZAYIF		600mm-2m	Geniş (WS)		% 5-15	AZ		% 5-20	AZ							
% 50-75	ORTA		200-600 mm	Orta Geniş (MWS)		%15-35	ÇOK		%20-50	ÇOK							
% 75-90	İYİ		60-200 mm	Sık (CS)													
% 90-100	ÇOK İYİ		< 60 mm	Çok Sık (VCS)													
YERİNDE DENEYLER						LOGU YAPAN			KONTROL								
SPT	Standart Penetrasyon Testi					İSİM			Türkey COŞKUNER								
UD	Örselenmemiş Numune					İMZA			Kaler SÜMERMAN								
D	Örselenmiş Numune																
DN	Denison																
↓	Yeraltı Su Seviyesi																

 İNSİTU JEOLÖJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.										Sayfa	2				
										Bölge	Eskişehir (Kısım-II)				
										Kuyu No	S-44				
										Sondör	Musa GÖKMEN				
SONDAJ LOGU															
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ				GRAFİK	JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %
			Darbe Sayısı		N										
			0 - 15 cm	15 - 30 cm											
8,50															
9	SPT-6	10	13	10	23										
8,95															
10,00															
10	SPT-7	8	11	14											
10,45															
11,50															
12	SPT-8	23	50	714	R										
11,79															
13,00															
13	SPT-9	16	25	30	55										
13,45															
14,50															
14	SPT-10	50/10	cm	R											
14,60															
15															
16,00															
16															
17,00															
17															
18,00															
18															
19,00															
19															
20															
Logu Yapan								Kontrol							
Türkey COŞKUNER								Kaler SÜMERMAN							
İmza								İmza							

		İNSİTU JEOLJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.										Sayfa		3		
												Bölge		Eskişehir (Kısım-II)		
												Kuyu No		S-44		
												Sondör		Musa GÖKMEN		
SONDAJ LOGU																
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ						JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %
			Darbe Sayısı		GRAFİK											
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm	N	10	20								
		20,50								T%anımılama 2. Sayfadadır. 20,50 m	90	90	I	III	MWS	90
										KUYU SONU						

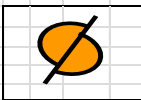


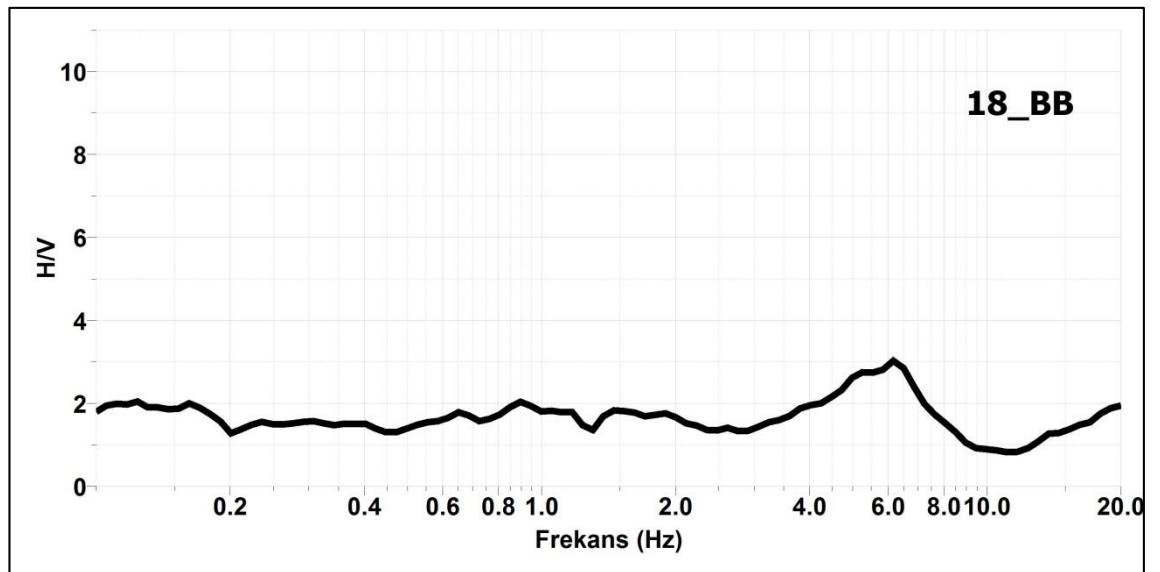
SONDAJ LOGU

Sayfa	1
Bölge	Eskişehir (Kısım-II)
Kuyu No	S-42
Sondör	Abdurrahim ÇİÇEK

PROJE ADI		Eskişehir Pilot Belediyesi Afete Duyarlı Planlama İçin Kentsel Risk Analizi ve Mikrobölgeleme Çalışması	
Sondaj Derinliği (m)	: 20	Sondaj Makinesi ve Yöntemi	: D-500 Rotari
Kuyu Çapı (mm)	: 76	Muhafaza Boru Derinliği (m)	:
Koordinatlar (D - B) X	: 278731,48	Başlangıç Tarihi	: 27.10.2005
Koordinatlar (K - G) Y	: 4402370,30	Bitiş Tarihi	: 30.10.2005
Zemin Kotu (m) Z	: 833,25	Yeraltısuyu (m)	: Yoktur.

Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ										JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
			Darbe Sayısı		GRAFİK																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm	N	10	20	30	40	50	60																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
1		1,50																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													</

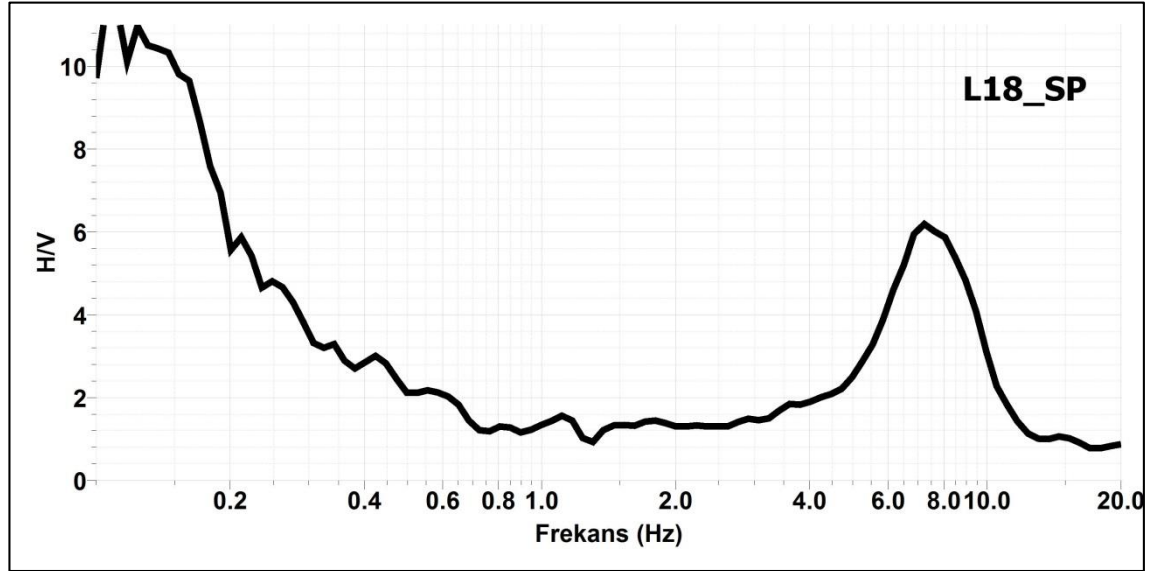
		İNSİTÜ JEOLJİ JEOTEKNİK SONDAJÇILIK LTD. ŞTİ.										Sayfa	2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
												Bölge	Eskişehir (Kısım-II)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
												Kuyu No	S-42																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
SONDAJ LOGU												Sondör	Abdurrahim ÇİÇEK																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ										JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
			Darbe Sayısı		Z	GRAFİK																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
			0 - 15 cm	15 - 30 cm		30 - 45 cm	10	20	30	40	50	60																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
9		8,50																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							</



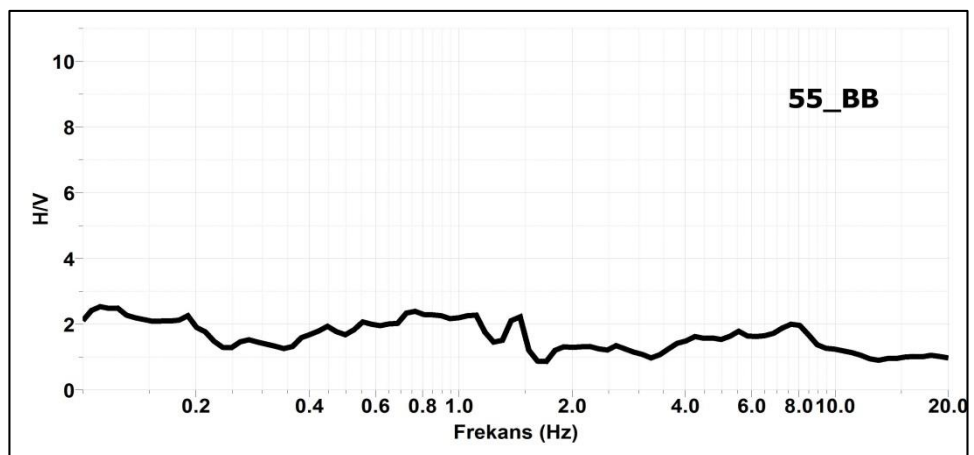
İLİ		YERİ	PROJE ADI	BÖLGE NO	ROPER NO	KOTU	
PROVINCE		LOCATION	PROJECT	DISTRICT	B.M. NO.	B.M.ELEVATION	
ESKİŞEHİR		MERKEZ	MIKROBÖLGELEME ÇALIŞMASI			36 288649E - 4402785 N	
SONDAJ MTD	BAŞLAMA	BİTME TARİHİ	ÇALIŞILAN İŞ SAATİ	LOGU HAZIRLAYAN			
BORING MTD	INITIATION	TERMIATION	WORKING HOURS	PREPARED BY			
ROTARY	10/12/2005	10/13/2005		SEFER DANAKOL			
DELİK NO	ZEMİN KOT	YERALTISUYU KOTU	KUYU DERİNLİĞİ	SONDÖR			
BORING NO	GROUND EL	GROUND WATER ELE	BORING DEPTH	OPERATOR			
SK-20	956	---	12.00	MUSA GÖKMEN			
MUHAFAZA BORUSU CASING				NUMUNE ALICININ SAMPLER			
DİŞ ÇAPI	İÇ ÇAPI	TOKMAK AG ve DÜŞÜŞ YÜK	DİŞ ÇAPI	İÇ ÇAPI	TOKMAK AĞ	DÜŞÜŞ YÜK	
φ OUTSIDE	φ INSIDE	HAMMER WT	φ OUTSIDE	φ INSIDE	HAMMER WT	FALLING H.	
			50.80 mm	34.9 mm	63.5 kg	0.76 m	
DERİNLİK	TCR	SCR	RQD	ZEMİN CİNSİ	SPT	N 30	PROFİL
m	%	%	%				
				Bitkisel Toprak			WIIWIIWIIW
				-----0.20-----			- - - -
							- - - -
							- - - -
							- - - -
1,50-1,95		SPT-1			7 19 19	38	- - - -
							- - - -
							- - - -
							- - - -
3,00-3,10		SPT-2			50/10		- - - -
							- - - -
							- - - -
4.00				Kirli-beyaz krem renkli			- - - -
				ileri derecede ayrılmış,			- - - -
	60	40	10	yer yer marm bantları içeren			- - - -
5.00				killi			- - - -
				KİREÇTAŞI			- - - -
	40	15	---				- - - -
6.00				(tabakalı yapıda, kireçtaşı			- - - -
				tabakaları 5-6 mm. Çapında			- - - -
	30	---	---	erime boşluklu)			- - - -
7.00							- - - -
							- - - -
	40	---	---				- - - -
8.00							- - - -
							- - - -
	30	---	---				- - - -
9.00							- - - -
							- - - -
	50	---	---				- - - -
							- - - -
10.00							- - - -
							- - - -
	50	---	---				- - - -
							- - - -

İLİ		YERİ	PROJE ADI	BÖLGE NO	ROPER NO	KOTU	
PROVINCE		LOCATION	PROJECT	DISTRICT	B.M. NO.	B.M.ELEVATION	
ESKİŞEHİR		MERKEZ	MİKROBÖLGELEME ÇALIŞMASI			36 290452 E - 4403106 N	
SONDAJ MTD	BAŞLAMA	BİTME TARİHİ	ÇALIŞILAN İŞ SAATİ	LOGU HAZIRLAYAN			
BORING MTD	INITIATION	TERMINATION	WORKING HOURS	PREPARED BY			
ROTARY	10/10/2005	10/11/2005		SEFER DANAKOL			
DELİK NO	ZEMİN KOT	YEREL TISUYU KOTU	KUYU DERİNLİĞİ	SONDÖR			
BORING NO	GROUND EL	GROUND WATER ELE	BORING DEPTH	OPERATOR			
SK-24	879	---	13.00	MUSA GÖKMEN			
MUHAFAZA BORUSU CASING			NUMUNE ALICININ SAMPLER				
DİŞ ÇAPI	İÇ ÇAPI	TOKMAK AĞ ve DÜŞÜŞ YÜK	DİŞ ÇAPI	İÇ ÇAPI	TOKMAK AĞ	DÜŞÜŞ YÜK	
φ OUTSIDE	φ INSIDE	HAMMER WT	φ OUTSIDE	φ INSIDE	HAMMER WT	FALLING H.	
			50.80 mm	34.9 mm	63.5 kg	0.76 m	
DERİNLİK	TCR	SCR	RQD	ZEMİN CİNSİ	SPT	N 30	PROFİL
m	%	%	%				
				DOLGU			XXXXXXXXXX
				-----1.00-----			XXXXXXXXXX
1,50-1,75		SPT-1			41	50/10	
3,00-3,14		SPT-2			50/14		
4,50-4,60		SPT-3			50/14		
6.00				KUMTAŞI			
				kahverenkli			
	100	90	95	orta derecede çimentolu			
7.00				üst seviyeleri (0-6 m.)			
				yoğun olarak ,			
	100	90	95	diğer seviyeler			
8.00				orta derecede ayrışmış durumda			
				karot boylan genellikle			
	100	100	100	15-35 cm.			
9.00				yer yer 1 m. civarında			
	70	35	65				
10.00							
	100	70	90				
10.50							

DERİNLİK m	TCR %	SCR %	RQD %	ZEMİN CİNSİ	SPT	N 30	PROFİL	
11.00				KUMTAŞI				
	100	70	90					
12.00								
	70	35	65					
13.00				13.00				
13.50				KUYU SONU				
AYRIŞMA		DAYANIMLILIK		KIRIKLAR		KAYA KALİTESİ		
I	TAZE	I	ÇOK ZAYIF	<1	SEYREK	%0-25	ÇOK ZAYIF	
II	AZ AYRIŞMIŞ	II	ZAYIF	1-2	ORTA	%25-50	ZAYIF	
III	ORTA d. AYRIŞ.	III	ORTA ZAYIF	3-10	SIK	%50-75	ORTA	
IV	ÇOK AYRIŞMIŞ	IV	ORTA DAYANIMLI	11-20	ÇOK SIK	%75-90	İYİ	
V	TAMAMEN AYRIŞ.	V	DAYANIMLI	>20	PARÇALI	%90-100	ÇOK İYİ	



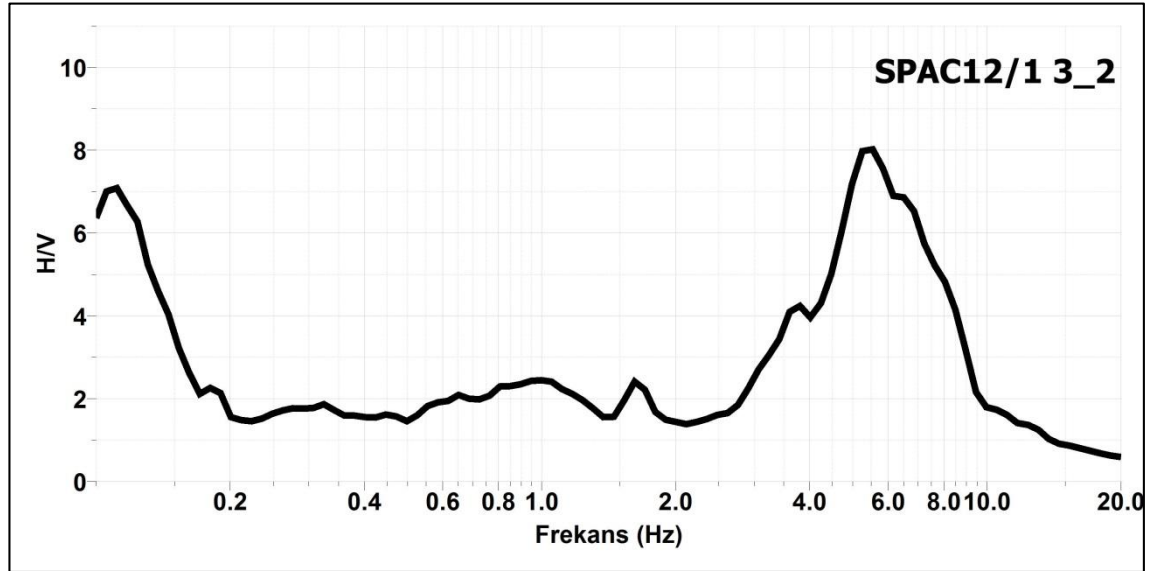
						Sayfa		1																					
JEOLOJİ JEOTEKNİK SONDACILIK LTD. ŞTİ.						Bölge		Eskişehir (Kısım-II)																					
SONDAJ LOGU						Kuyu No		S-16																					
						Sondör		Abdullah ÜNALDI																					
PROJE ADI : Eskişehir Pilot Belediyesi Afete Duyarlı Planlama İçin Kentsel Risk Analizi ve Mikrobölgeleme Çalışması																													
Sondaj Derinliği (m) : 30						Sondaj Makinesi ve Yöntemi : D-500 Rotari																							
Kuyu Çapı (mm) : 76						Muhafaza Boru Derinliği (m) :																							
Koordinatlar (D - B) X : 297378,66						Başlangıç Tarihi : 18.11.2005																							
Koordinatlar (K - G) Y : 4400368,14						Bitiş Tarihi : 19.11.2005																							
Zemin Kotu (m) Z : 844,70						Yeraltısuyu (m) :																							
STANDART PENETRASYON TESTİ						JEOTEKNİK TANIMLAMA				PROFİL		KAROT %		RQD %		AYRIŞMA		DAYANIMLILIK		KIRIK SIKLIĞI		SCR %							
NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney		Manevra		Darbe Sayısı																				GRAFİK					
Sondaj Derinliği (m)				N		10 20 30 40 50 60																							
1																													
		1,50				8 9 10 19																							
2																													
		1,95																											
3																													
		3,00																											
4																													
		3,05																											
5																													
		4,50																											
6																													
		4,70																											
7																													
		6,00																											
8																													
DAYANIMLILIK						AYRIŞMA						İNCE DANELİ						İRİ DANELİ											
I DAYANIMLI						I TAZE						N : 0-2 ÇOK YUMUŞAK						N : 0-4 ÇOK GEVŞEK											
II ORTA DAYANIMLI						II AZ AYRIŞMIŞ						N : 3-4 YUMUŞAK						N : 5-10 GEVŞEK											
III ORTA ZAYIF DAYANIMLI						III ORTA DERECE AYRIŞMIŞ						N : 5-8 ORTA KATI						N : 11-30 ORTA SIKI											
IV ZAYIF DAYANIMLI						IV ÇOK AYRIŞMIŞ						N : 9-15 KATI						N : 31-50 SIKI											
V ÇOK ZAYIF DAYANIMLI						V TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ						N : 16-30 ÇOK KATI						N : >50 ÇOK SIKI											
N : >30 SERT																													
KAYA KALİTESİ TANIMI - RQD						KIRIK SIKLIĞI						ORANLAR																	
% 0-25 ÇOK ZAYIF						>2m Çok Geniş (VWS)						5% PEK AZ						5% PEK AZ											
% 25-50 ZAYIF						600mm-2m Geniş (WS)						% 5-15 AZ						% 5-20 AZ											
% 50-75 ORTA						200-600 mm Orta Geniş (MWS)						%15-35 ÇOK						%20-50 ÇOK											
% 75-90 İYİ						60-200 mm Sık (CS)																							
% 90-100 ÇOK İYİ						< 60 mm Çok Sık (VCS)																							
YERİNDE DENEYLER						LOGU YAPAN						KONTROL																	
SPT Standart Penetrasyon Testi						İSİM						Türkey COŞKUNER						Kaler SÜMERMAN											
UD Örselenmemiş Numune						İMZA																							
DN Örselenmiş Numune																													
D Denison																													
↓ Yeraltı Su Seviyesi																													



İLİ		YERİ	PROJE ADI	BÖLGE NO	ROPER NO	KOTU	
PROVINCE		LOCATION	PROJECT	DISTRICT	B.M. NO.	B.M.ELEVATION	
ESKİŞEHİR		MERKEZ	MİKRO BÖLGELEME ÇALIŞMASI			36 292013 E - 4402807 N	
SONDAJ MTD	BAŞLAMA TRH	BİTME TARİHİ	ÇALIŞILAN İŞ SAATİ				
BORING MTD	INITIATION D	TERMIATION	WORKING HOURS	PREPARED BY			
AUGER	10/7/2005	10/8/2005		SEFER DANAKOL			
DELİK NO	ZEMİN KOTU	YEREL TISUYU KOTU	KUYU DERİNLİĞİ	SONDÖR			
BORING NO	GROUND EL.	GROUND WATER ELE.	BORING DEPTH	OPERATOR			
SK-28	822	15.20	30 m	İSMET KOÇ			
MUHAFAZA BORUSU CASING			NUMUNE ALICININ SAMPLER				
DIŞ ÇAPI	İÇ ÇAPI	TOKMAK AĞ ve DÜŞÜŞ YÜK	DIŞ ÇAPI	İÇ ÇAPI	TOKMAK AĞ	DÜŞÜŞ YÜK	
OUTSIDE	INSIDE	HAMMER WT	OUTSIDE	INSIDE	HAMMER WT	FALLING H.	
			50.80 mm	34.9 mm	63.5 kg	0.76 m	
DERİNLİK	NUMUNE	GRUP	ZEMİN CİNSİ	SPT	N 30	PROFİL	
m.	NO						
			Bitkisel Toprak			WIWIWIWIWIWI	
			-----0.50-----				
1.00-1.45	SPT-1			5	7	7	14
							0 -
							0 -
1.50							0 -
							0 -
							0 -
2.50-3.00	UD-1(örselen)						0 -
3.00-3.45	SPT-2			18	17	18	35
							0 -
							0 -
			Yer yer az çakıllı,				0 -
			yoğun olarak ince kumlu,				0 -
4.00-4.45	SPT-3		karbonat katkılı	12	16	18	34
4.50			gri-kahverenkli,				0 -
			konsolide				0 -
			KİL				0 -
							0 -
5.50-6.00	UD-2						0 -
6.00-6.45	SPT-4			10	15	17	32
							0 -
							0 -
							0 -
7.00-7.45	SPT-5			16	18	24	42
7.50							0 -
							0 -
							0 -
8.50-8.95	SPT-6			18	25	33	58
							0 -
9.00							0 -
			Yer yer çakıllı,				0 -
			siltli,				0 -
			KUM				0 -
10.00-10.43	SPT-7		(yer yer gevşek çimentolu	29	34	50/13	0 -
10.50			kumtaşı görünümünde)				0 -

DERİNLİK m.	NUMUNE NO	GRUP	ZEMİN CİNSİ	SPT	N 30	PROFİL
						0.
						
						0.
12.00	11.50-11.77	SPT-8		20 50/12		-0.....
						0.
						
						0.
						-0.....
13.50	13.00-13.45	SPT-9		13 29 36	65	0.
						
						0.
						-0.....
						0.
15.00	14.50-14.95	SPT-10		11 18 27	45	-0.....
						0.
						0.
						-0.....
16.50	16.00-16.28	SPT-11		31 50/13		0.
						
			Yer yer çakıllı, siltli, KUM			0.
						-0.....
						0.
18.00	17.50-17.75	SPT-12	(yer yer gevşek çimentolu kumtaşı görünümünde)	23 50/12		-0.....
						0.
						0.
						-0.....
19.50	19.00-19.14	SPT-13		50/14		0.
						
						0.
						-0.....
						0.
21.00	20.50-20.75	SPT-14		35 50/10		-0.....
						0.
						0.
						-0.....
22.50	22.00-22.21	SPT-15		41 50/6		0.
						
						0.
						-0.....
						0.
24.00	23.50-23.59	SPT-16		50/9		-0.....
						0.
						
						0.
						-0.....
25.50	25.00-25.18	SPT-17		40 50/3		0.
						
						0.
						-0.....

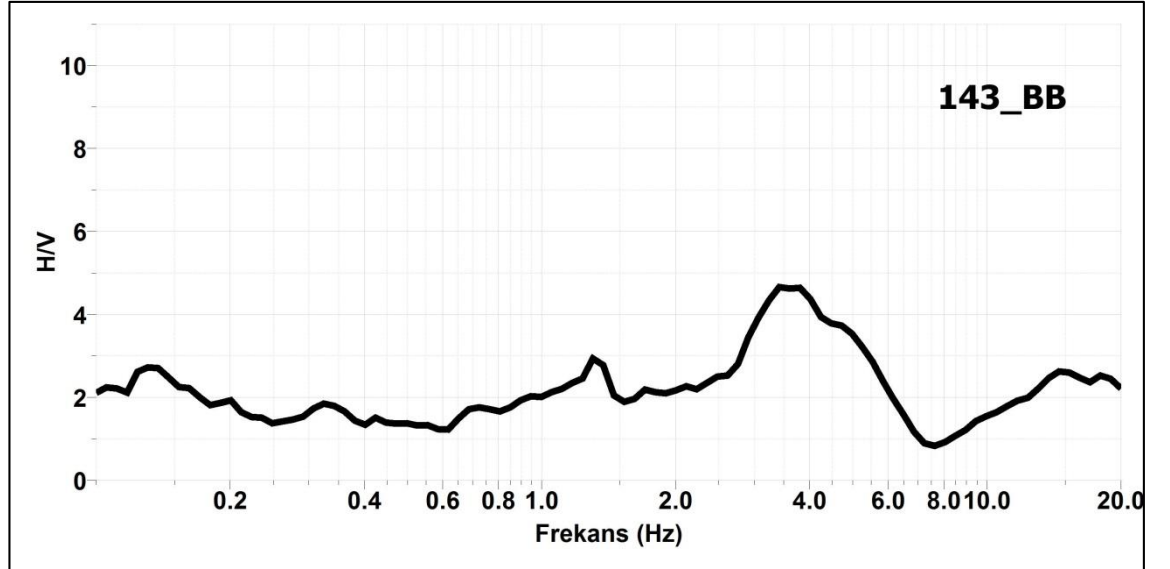
DERİNLİK m.	NUMUNE NO	GRUP	ZEMİN CİNSİ	SPT	N 30	PROFİL
27.00	26.50-26.90	SPT-18		31 39 50/5		
						0.....
						-0.....
						-0.....
						-0.....
						-0.....
28.50	28.00-28.22	SPT-19	Yer yer çakıllı, siltli, KUM (yer yer gevşek çimentolu kumtaşı görünümünde)	40 50/7		0.....
						-0.....
						-0.....
						-0.....
30.00	29.50-29.80	SPT-20		26 50		0.....
						-0.....
						-0.....
			-----30.00-----			-----
			KUYU SONU			

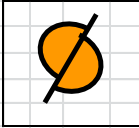


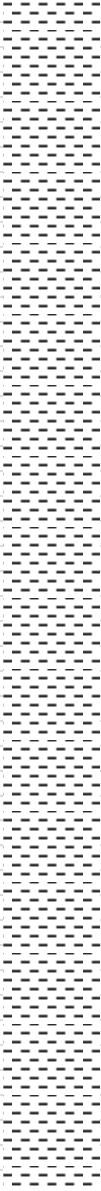
		TEKAR TEKNİK ARAŞTIRMA LTD. ŞTİ. SONDAJ ARAZİ CETVELİ BORING FIELD REPORT					
İLİ	YERİ	PROJE ADI	BÖLGE NO	ROPER NO	KOTU		
PROVINCE	LOCATION	PROJECT	DISTRICT	B.M. NO.	B.M.ELEVATION		
ESKİŞEHİR	MERKEZ	MİKROBÖLGELEME ÇALIŞMASI			36 29 1999E - 4403540 N		
SONDAJ MTD	BAŞLAMA TRH	BİTME TARİHİ	ÇALIŞILAN İŞ SAATİ		LOGU HAZIRLAYAN		
BORING MTD	INITIATION D	TERMIATION	WORKING HOURS		PREPARED BY		
AUGER	10/4/2005	10/5/2005			SEFER DANAKOL		
DELİK NO	ZEMİN KOTU	YERALTISUYU KOTU	KUYU DERİNLİĞİ		SONDÖR		
BORING NO	GROUND EL.	GROUND WATER ELE.	BORING DEPTH		OPERATOR		
SK-27	802	7.15	30 m.		İSMET KOÇ		
MUHAFAZA BORUSU CASING			NUMUNE ALICININ SAMPLER				
DIŞ ÇAPI	İÇ ÇAPI	TOKMAK AĞ ve DÜŞÜŞ YÜKÜ	DIŞ ÇAPI	İÇ ÇAPI	TOKMAK AĞ	DÜŞÜŞ YÜKÜ	
OUTSIDE	INSIDE	HAMMER WT	OUTSIDE	INSIDE	HAMMER WT	FALLING H.	
			50.80 mm	34.9 mm	63.5 kg	0.76 m	
DERİNLİK m.	NUMUNE NO	GRUP	ZEMİN CİNSİ	SPT	N 30	PROFİL	
		KUVATERNER	Bitkisel Toprak			WIIWIIWIIW	
			-----0.50-----				
1.00-1.45	SPT-1				5	7	9
1.50				Siltli, çakıllı, KUM			
		NEOJEN					
2.50-2.80	UD-1						
3.00	SPT-2				7	9	13
				-----3.25-----			
4.00-4.45	SPT-3				13	17	21
4.50							
5.50-6.00	UD-2						
6.00	SPT-4		Yer yer az çakıllı, yoğun olarak ince kumlu, karbonat katkılı gri-kahverenkli, konsolide KİL	6	6	7	
7.00-7.45	SPT-5			9	10	11	
7.50							
8.50-8.90	UD-3						
9.00	SPT-6			5	8	13	
10.00-10.45	SPT-7			8	9	13	
10.50							

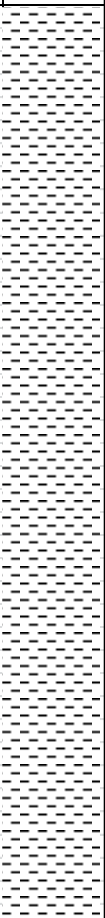
DERİNLİK m.		NUMUNE NO	GRUP	ZEMİN CİNSİ	SPT			N 30	PROFİL	
			NEOJEN	Yer yer az çakıllı, yoğun olarak ince kumlu, karbonat katkılı gri-kahverenkli, konsolide KİL -----12.50-----	12	21	22	43	_____. - - _____. - 0 - _____. - - - _____. 0 - - - _____. - - - _____. - 0 - _____. - 0 - _____. - - - _____. - - - _____. 0 - - - _____. 0 - - - _____. - - - _____. - - - _____. 0 - - - _____. 0 - - - _____. - - - _____. - - - _____. - 0 - _____. - 0 - _____. - -	

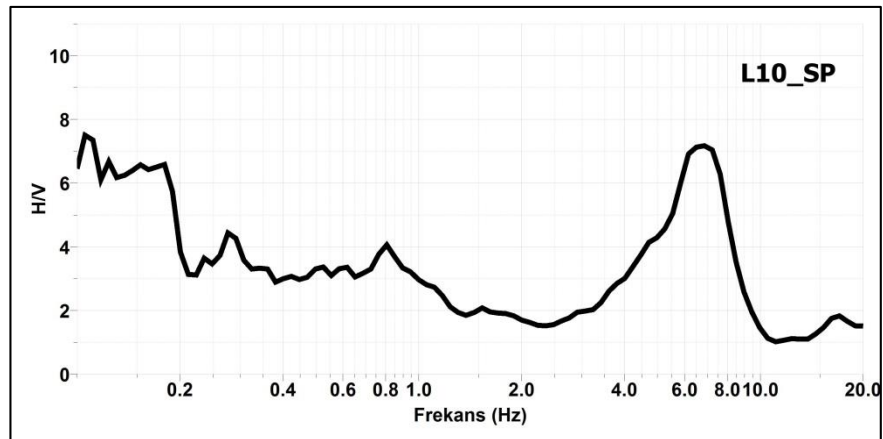
DERİNLİK m.	NUMUNE NO	GRUP	ZEMİN CİNSİ	SPT	N 30	PROFİL
27.00	26.50-26.72	SPT-18	NEOJEN Yer yer çakıllı, siltli, KUM (yer yer gevşek çimentolu kumtaşı görünümünde)	30	50/7	0.
						
						0.
						0.
						
28.50	28.00-28.35	SPT-19		32	40 50/5	0.
						0.
						0.
						0.
						0.
30.00	29.50-29.91	SPT-20		21	38 50/11	
						0.
			-----30.00-----			-----
			KUYU SONU			



		İNSİTU JEOLJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.		Sayfa		1										
				Bölge		Eskişehir (Kısım-II)										
				Kuyu No		S-49										
				Sondör		Hamit AKSOY										
SONDAJ LOGU																
PROJE ADI				Eskişehir Pilot Belediyesi Afete Duyarlı Planlama İçin Kentsel Risk Analizi ve Mikrobölgeleme Çalışması												
Sondaj Derinliği (m)		30		Sondaj Makinesi ve Yöntemi		D-500 Rotari										
Kuyu Çapı (mm)		76		Muhafaza Boru Derinliği (m)												
Koordinatlar (D - B) X		286320,81		Başlangıç Tarihi		27.10.2005										
Koordinatlar (K - G) Y		4403090,33		Bitiş Tarihi		29.10.2005										
Zemin Kotu (m) Z		810,25		Yeraltısuyu (m)		Yoktur										
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ						JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %
			Darbe Sayısı		GRAFİK											
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm	N										
1		1,50														
2	SPT-1	1,95	3	6	7	13										
3	UD-1	2,50	Alınamadı													
	SPT-2	3,00	5	8	7	15										
4		3,45														
		4,50														
5	SPT-3	4,95	3	5	4	9										
	UD-2	5,50														
6	SPT-4	6,00	6	8	9	17										
		6,45														
7		7,50														
	SPT-5	7,95	5	6	8	14										
8		7,95														
DAYANIMLILIK			AYRIŞMA			İNCE DANELİ			İRİ DANELİ							
I DAYANIMLI			I TAZE			N : 0-2 ÇOK YUMUŞAK			N : 0-4 ÇOK GEVŞEK							
II ORTA DAYANIMLI			II AZ AYRIŞMIŞ			N : 3-4 YUMUŞAK			N : 5-10 GEVŞEK							
III ORTA ZAYIF DAYANIMLI			III ORTA DERECE AYRIŞMIŞ			N : 5-8 ORTA KATI			N : 11-30 ORTA SIKI							
IV ZAYIF DAYANIMLI			IV ÇOK AYRIŞMIŞ			N : 9-15 KATI			N : 31-50 SIKI							
V ÇOK ZAYIF DAYANIMLI			V TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ			N : 16-30 ÇOK KATI			N : >50 ÇOK SIKI							
N : >30 SERT																
KAYA KALİTESİ TANIMI - RQD			KIRIK SIKLIĞI			ORANLAR										
% 0-25 ÇOK ZAYIF			>2m Çok Geniş (VWS)			5% PEK AZ			5% PEK AZ							
% 25-50 ZAYIF			600mm-2m Geniş (WS)			% 5-15 AZ			% 5-20 AZ							
% 50-75 ORTA			200-600 mm Orta Geniş (MWS)			%15-35 ÇOK			%20-50 ÇOK							
% 75-90 İYİ			60-200 mm Sık (CS)													
% 90-100 ÇOK İYİ			< 60 mm Çok Sık (VCS)													
YERİNDE DENEYLER						LOGU YAPAN			KONTROL							
SPT Standart Penetrasyon Testi						İSİM			Türkey COŞKUNER							
UD Örselenmemiş Numune						İMZA			Kaler SÜMERMAN							
D Örselenmiş Numune																
DN Denison																
Yeraltı Su Seviyesi																

 İNSİTU JEOLÖJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.										Sayfa		2		
										Bölge		Eskişehir (Kısım-II)		
										Kuyu No		S-49		
										Sondör		Hamit AKSOY		
SONDAJ LOGU														
Sondaj Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerinde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ				JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %
			Darbe Sayısı		GRAFİK									
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm	N								
			10	20	30	40								
9	SPT-6	9,00	7	9	10	19	KİL : Kırmızımsı kahve renkli, katı (0,00-9,50 m arası), çok katı-sert (9,50-30,00 m arası), az kumlu ve ince orta çakıllı, orta plastisiteli.							
		9,45												
10		10,50												
11	SPT-7	10,95	8	11	12	23								
		12,00												
12	SPT-8	12,45	13	17	19	36								
		13,50												
13	SPT-9	13,95	17	23	26	49								
		15,00												
14	SPT-10	15,30	22	28/15 cm	R									
		16,50												
15	SPT-11	16,95	14	18	20	38								
		18,00												
16	SPT-12	18,45	17	21	22	43								
		19,50												
17	SPT-13	19,95	23	27/15 cm	R									
18														
19														
20														
							Logu Yapan		Kontrol					
							Türkay COŞKUNER		Kaler SÜMERMAN					
							İmza		İmza					

 İNSİTU JEOLOJİ JEOTEKNİK SONDAJCILIK LTD. ŞTİ.										Sayfa	3				
										Bölge	Eskişehir (Kısım-II)				
										Kuyu No	S-49				
										Sondör	Hamit AKSOY				
Sonda Derinliği (m)	NUMUNE CİNSİ ve Yerde Deney	Manevra	STANDART PENETRASYON TESTİ					JEOTEKNİK TANIMLAMA	PROFİL	KAROT %	RQD %	AYRIŞMA	DAYANIMLILIK	KIRIK SIKLIĞI	SCR %
			Darbe Sayısı			N	GRAFİK								
			0 - 15 cm	15 - 30 cm	30 - 45 cm										
			10	20	30										
21	SPT-14	21,00	19	25	26	51	KİL : Kırmızımsı kahve renkli, katı (0,00-9,50 m arası), çok katı-sert (9,50-30,00 m arası), az kumlu ve ince orta çakıllı, orta plastisiteli.								
		21,45													
22															
		22,50													
23	SPT-15		17	21	25	46									
		22,95													
24															
	SPT-16		15	18	19	37									
		24,45													
25															
		25,50													
26	SPT-17		İkileme			R									
		25,95													
27															
	SPT-18		13	14	18	32									
		27,45													
28															
		28,50													
29	SPT-19		17	21	22	43									
		28,95													
30		30,00					30,00 m.								
KUYU SONU															



ÖZGEÇMİŞ

1978’de İzmit’de doğdu. İlk ve orta öğrenimini İzmit’de tamamladı. 2000 yılında Anadolu Üniversitesi, Fen Fakültesi Fizik Bölümü’nden mezun oldu. Ardından 2003 yılında Anadolu Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Genel Fizik Anabilim Dalı’nda yüksek lisansını tamamladı. 2006 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı doktora programına katıldı.



2001 yılından bu yana Anadolu Üniversitesi, Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma Enstitüsü’nde, Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.