DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİR KÖRFEZİ KUZEYİNİN ZEMİN DİNAMİK ANALİZİ PARAMETRELERİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İRDELENMESİ

Özkan Cevdet ÖZDAĞ

Ocak, 2015
İZMİR

İZMİR KÖRFEZİ KUZEYİNİN ZEMİN DİNAMİK ANALİZİ PARAMETRELERİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İRDELENMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Özkan Cevdet ÖZDAĞ

Ocak, 2015
İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ÖZKAN CEVDET ÖZDAĞ, tarafından **YARD. DOÇ. DR. TOLGA GÖNENÇ** yönetiminde hazırlanan **"İZMİR KÖRFEZİ KUZEYİNİN ZEMİN DİNAMİK ANALİZİ PARAMETRELERİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İRDELENMESİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Yard. Doç. Dr. Tolga GÖNENÇ

Yönetici

Prof. Dr. Mustafa AKGÜN

Jüri Üyesi

Yard. Doç. Dr. Cem KINCAL

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Yüksek Lisans tez çalışmam öncesi ve sırasında yardımlarını esirgemeyen ve tez danışmanım Yard. Doç. Dr. Tolga GÖNENÇ, her ne kadar kendisi bu yazıyı okuyuncaya kadar bilmeyecek olsa da lisans öğrenimimin ilk sınıfında kendime güvenimin gelmesini sağlayan hocam Yard. Doç. Dr. Mehmet UTKU'ya ve bütün üniversite öğrenim hayatım boyunca fikir, bilgi, yönlendirme ve tecrübelerinden yararlandığım ayrıca her türlü maddi ve manevi olarak beni sürekli destekleyen değerli hocam Prof. Dr. Mustafa AKGÜN'e en içten dileklerimle teşekkür ederim.

Tez çalışmam sırasında bana çeşitli konularda yardımcı olan Araş. Gör. Dr. Aykut TUNÇEL'e, tez arazi çalışmalarımda bana yardımcı olan çalışma arkadaşlarım Jeof. Müh. Eren ŞAHİN, Jeof. Müh. Onur İLGAR, Jeof. Müh. Mesut GÜRLER'e ve adını sayamadığım nice çalışma arkadaşıma, TÜBİTAK 106G159 numaraları proje kapsamında alınmış olan çeşitli verilerin kullanım izni ve destekleri için Prof. Dr. Zafer AKÇIĞ, Doç. Dr. Oya PAMUKÇU ve Yard. Doç. Dr. Şenol ÖZYALIN'a desteklerinden dolayı teşekkür ederim.

Bugün bulunduğum konumu, durumu kısacası her şeyi sağlayan dünyanın en iyi ailesini oluşturan babam Ersan ÖZDAĞ ve annem İmran ÖZDAĞ'a her ne kadar hiçbir teşekkür yetmeyecek olsa da teşekkür ederim.

Ayrıca tanıdığım günden beri her türlü konuda bana destek olan manevi sığınağım Jeof. Müh. Yaprak İPEK'e benden çok daha iyilerini yapması, iyi yerlere gelmesi ve bütün hayallerinin gerçek olması dileğiyle teşekkür ederim.

Özkan Cevdet ÖZDAĞ

İZMİR KÖRFEZİ KUZEYİNİN ZEMİN DİNAMİK ANALİZİ PARAMETRELERİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İRDELENMESİ

ÖZ

İzmir Körfezi ve çevresi jeolojik zaman içerisinde birçok akarsu ve denizel etkiyle karşı karşıya kalmıştır. Aynı zamanda birinci derece deprem kuşağında bulunan İzmir Metropol Alanı yerleşiminin hemen hemen tamamı bu etkilere maruz kalan alanda bulunmaktadır. Bu nedenle bu alanda yapılacak yapıların mühendislik tasarımı hayati önem taşır. Bu tasarım sırasında zemin-mühendislik ana kayası modelleri kullanılmak zorundadır. Bu modellerin efektif ve hızlı bir şekilde hazırlanması ve zemin dinamik analizlerinde kullanılması gereklidir. Çeşitli yöntemlerle zemin-mühendislik ana kayası modelleri hazırlanabilir. Mühendislik ana kayasının derin olduğu alanlarda sondaj maliyeti ve zorluklarından ötürü bu modeller uygun jeofizik çalışmalar sonucu jeoloji, jeofizik ve geoteknik bilim dalları ortaklaşa çalışması ile hazırlanabilir. Bu çalışma kapsamında İzmir Körfezi Kuzeyinde seçilen ve kısmen yapılaşmış kısmen yeni yapılaşmaya açılan bir alanda yaklaşık 9 km uzunluğunda 4 profil üzerinde mikrogravite, 55 profilde çok kanallı yüzey dalgaları analizi yöntemi, 55 noktada gözlemsel zemin transfer fonksiyonu elde etmeye yönelik mikrotremor çalışması ve mühendislik ana kayası sınırına kadar yer içi S-Dalga hızı değişimlerini saptamak amacıyla 1 noktada geliştirilmiş uzaysal öz-ilişki yöntemi çalışmaları yapılmıştır. Çalışmalar sonucunda 4 profil için zemin-mühendislik ana kayası modelleri hazırlanıp uygulanan diğer jeofizik yöntemlerle birlikte irdelenmiştir.

Anahtar kelimeler: Zemin dinamik analizi, depreme dayanıklı yapı tasarımı, mikrogravite, geliştirilmiş uzaysal öz-ilişki yöntemi, gözlemsel zemin transfer fonksiyonu

INVESTIGATION OF SOIL DYNAMICS ANALYSIS PARAMETERS AT THE NORTHERN PART OF İZMİR GULF BY USING MULTI-APPROACH GEOPHYSICAL METHODS

ABSTRACT

İzmir Bay and the surrounding area has faced many rivers and marine effects in the geological time. İzmir Metropolitan Area's almost all settlements are located in active seismic zone and rivers/marine effect at the same time. Therefore, new constructions which located in the zone the engineering design of structures has vital importance. During this design process, soil-engineering bedrock models must be used. That models must be prepared effectively and rapidly therefore, will be used in soil dynamic analysis. This models can be prepared in different ways. Sometimes preparing the soil-engineering bedrock model could be difficult where engineering bedrock depth higher because of the drilling bills and hardness but it can be prepared for using proper geophysical studies jointly geology and geotechnic sciences. In this thesis study, A study area selected which both structured and new developing industrial settlements; 4 profiles microgravity (nearly 9 km), 55 profiles multi channel analysis of surface waves method, 55 stations Nakamura's single station microtremor method (which obtains soil transfer functions) and 1 station modified spatial autocorrelation method were conducted for obtaining Vs profile from soil to engineering bedrock. In conclusion, soil-engineering bedrock models were created along the 4 profile after that results were interpreted together with the other geophysical methods.

Keywords: Soil dynamic analysis, earthquake resistant building design, microgravity, modified spatial auto-correlation method, observed soil transfer function.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT v
ŞEKİLLER LİSTESİ viii

BÖLÜM BİR-GİRİŞ 1

BÖLÜM İKİ- KURAMSAL BİLGİLER 5

2.1 Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı 5
2.2 Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu Elde Edilmesi 6
2.2.1 Mikrotremor Tanımı 7
2.2.2 Mikrotremor Dalgalarının Kökeni ve Özellikleri 8
2.2.3 Mikrotremor Ölçümleri 9
2.2.4 Mikrotremor Bileşenleri ve İçeriği 10
2.2.5 Dalga Biçimi 10
2.2.6 Mikrotremorlerin Değerlendirilmesi 11
2.2.7 Nakamura (H/V Spektral Oran) Tekniği 12
2.3 Mikrogravite Yöntemi 14
2.4 Geliştirilmiş Uzaysal Öz-İlişki Yöntemi 15
2.4.1 GUÖY Yönteminde Veri Toplama 19

BÖLÜM ÜÇ- ÇALIŞMA ALANI GENEL ÖZELLİKLERİ VE UYGULANAN IN-SITU JEOFİZİK YÖNTEMLER 23

3.1 İzmir ve Yöresinin Genel Jeolojisi 23
3.2 Aktif Faylar ve Jeolojik Sorunlar 26

3.3 Uygulanan In-Situ Jeofizik Yöntemler 30
3.3.1 Ölçü Alma Kriterleri ve Kullanılan Ekipmanın Özellikleri 30
3.3.2 Veri Değerlendirme Aşamaları 32
3.3.3 Elde Edilen Çıktılar 32

BÖLÜM DÖRT- SONUÇLAR VE ÖNERİLER 37

KAYNAKLAR 40

EKLER 45

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 Tipik bir sedimanter basen yapısı 13
Şekil 2.2 Arazi uygulamasında GUÖY yöntemi için kurulan ölçü düzeneği ve ters çözüm ..... .21
Şekil 2.3 Arazi uygulamasında GUÖY yöntemi için kurulan ölçü düzeneği ..... .21
Şekil 2.4 GUÖY yöntemi ile veri analizi akış şeması ..... .22
Şekil 3.1 İzmir ve yöresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası ..... …..24
Şekil 3.2 İzmir ve yöresine ait sütun kesit ..... …..25
Şekil 3.3 Çalışma Alanı 30
Şekil 3.4 Gözlemsel zemin transfer fonksiyonu (mikrotremor) - GUÖY arazi çalışmaları 31
Şekil 3.5 Mikrogravite arazi çalışmaları. 31
Şekil 3.6 Çalışma alanı Vs30 hız dağılım haritası ve ölçüm noktaları. 33
Şekil 3.7 Geliştirilmiş uzaysal öz-ilişki yöntemi sonucunda elde edilen dispersiyon eğrisi (Solda) ve S-dalgası hızının derinlikle bir boyutlu değişimi (Sağda)34
Şekil 3.8 Çalışma alanı zemin hâkim titreşim periyodu haritası ve ölçüm noktaları. 34
Şekil 3.9 Çalışma alanı Bouguer gravite anomali haritası 34
Şekil 3.10 Çalışma alanında beklenen olası jeolojik istif ve hesaplanan yoğunlukları35
Şekil 3.11 YL1 profili iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modeli ve profil üzerinde bulunan Nakamura tek nokta mikrotremor ölçüm sonuçları.... 35
Şekil 3.12 YL2 profili iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modeli ve profil üzerinde bulunan Nakamura tek nokta mikrotremor ölçüm sonuçları.... 36
Şekil 3.13 YL3 profili iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modeli ve profil üzerinde bulunan Nakamura tek nokta mikrotremor ölçüm sonuçları.... 36
Şekil 3.14 YL4 profili iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modeli ve profil üzerinde bulunan Nakamura tek nokta mikrotremor ölçüm sonuçları.... 36

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

Depremin ölümcül sonuçlarını bertaraf etmek, deprem sırasında yapıların davranışlarını incelemek, depreme dayanıklı yapılar tasarlamak, deprem sırasında yerin nasıl davranabileceğini tahmin etmek ve deprem hasarlarını en aza indirmek için deprem ile ilgili mühendislik disiplinleri ortaya çıkmıştır. Depremin oluşumunu, yerini, zamanını, büyüklüğünü keşfetme amacıyla doğan deprem bilimi, çağımızın en önemli disiplinlerinden biri olmuştur. Deprem; Türkiye ve bölge coğrafyasının bir gerçeğidir. Mühendislik branşlarından jeofizik, jeoloji ve inşaat mühendislikleri disiplinleri tarafından ortaklaşa yapılan projeler depremin yaratabileceği hasarları önlemek için son derece etkilidir. Elde edilecek sonuçlar, depremin etkileyeceği coğrafyadaki sosyo-ekonomik zararları en aza indirgemeyi sağlayabilir. Bu doğrultuda yaşam alanlarının bu araştırmaların dikkate alınmasıyla belirlenmesi ve düzenlenmesi olası can kayıplarını azaltacak ve mal kayıplarını da asgari seviyeye çekecektir. Deprem zararlarını önlemek zemin yapısına göre yapılacak binalara bağlıdır. 1999 Kocaeli depreminde de görüldüğü gibi maalesef bilinçsizlik ile inşa edilen binalar milyonlarca insanın hayatlarını doğrudan etkilemiş on binlerce insanın hayatlarını kaybetmesine neden olmuştur.

Farklı zeminlerin farklı periyotlar da salındıklarının anlaşılmasından sonra, zeminlerin bölgelendirme çalışmalarına katılabilecek yeni parametreler olduğu ortaya çıkmıştır. Bu bağlamda, yeryüzünde alınan mikrotremor kayıtlarından elde edilen dinamik zemin parametrelerine göre mikro bölgelendirme çalışmaları yapılabileceği anlaşılmıştır. Mühendislik amaçlı uygulamalara temel oluşturması ve projelendirme çalışmaları için bilgi sağlaması açısından mikro bölgelendirme çalışmaları önem taşımaktadır. Mikro bölgelendirme çalışmaları verimlilikleri açısından içerik ve nitelik olarak bilimsel doğruluk ve geçerlikliler taşımalıdır.

Son yıllarda artan depreme dayalı can ve mal kayıpları araştırmacıları deprem, zemin ve yapı ortak davranışlarını irdelemeye ve modellemeye yönelik araştırmalara yönlendirmiştir. Depreme dayanıklı yapı tasarımında en önemli parametre yanal

deprem kuvvetinin ön kestirimidir. Bu ön kestirime bağlı olarak elde edilen deprem kuvveti etkisi ile zemin-yapı ortak davranışının zemin içerisinde yaratacağı gerilim/deformasyon değişimlerinin irdelenmesi gerekir. Bunun için yapı statik yükü, yapı yüksekliği ile beraber zemin-mühendislik ana kayası (Vs>760m/sn) modelinin değişik deprem kuvvetleri etkisindeki gerilim/deformasyon değişimleri irdelenir. Zemin-mühendislik ana kayası modeli jeoloji, jeofizik ve geoteknik mühendislerinin ortak çalışması sonucunda tanımlanırken zemin tabakaları kalınlık, derinlik, elastisite modülü (E), kayma modülü (G), poisson oranı (v), kohezyon (c), içsel sürtünme açısı (ϕ) ve yoğunluk parametreleri ile tanımlanır. Bu parametrelerin elde edilmesinde yerinde (in-situ) yöntemler kullanılmalıdır. Bu çalışmaların içeriği mühendislik ana kayası derinliğine bağlı olarak tanımlanır.

Günümüzde jeofizik yöntemlerdeki ekipman gelişimine ve bilgisayar olanaklarına bağlı olarak zemin-mühendislik ana kayası modelleri 1, 2 ve 3 boyutlu olarak hazırlanabilmektedir. Özellikle ana kayanın tanımlanabilmesi için gerekli olan Vs>760 m/sn koşulu günümüzde kilometre bazında derinliklere kadar saptanabilmektedir.

Zemin-mühendislik ana kayası modelinin bir boyutlu hazırlanması durumunda tanımlanan zemin tabakalarının yatay, yarı sonsuz, homojen ve izotrop özellik gösterdiği kabul edilir. Bu durumun gerçek doğa koşullarında geçerli olma olasılığı çok düşüktür. Bu nedenle iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modellerinin tanımlanması gerekir. Böylece zemin tabakalarının yatay ve düşey yöndeki özellikleri ayrıntılı şekilde tanımlanmış olur.

Mühendislik ana kayasının çok derin olması koşulunda zemin sondajlarının maliyetleri, laboratuvar deneyleri için örselenmemiş numune almanın zorluğuna bağlı olarak yukarıda tanımlanan parametrelerin belirlenememesi durumunda zemin tabakalarının kalınlığı, derinliği, P ve S dalga hızları ile yoğunluk parametrelerinin arazide in-situ jeofizik yöntemlerle elde edilmesi gerekir. Bu koşulda elastisite modülü (E), kayma modülü (G), poisson oranı (v) ve yoğunluk parametreleri P ve S dalga hızları kullanılarak kuramsal bağıntılarla hesaplanır. Kalın sedimanter (tortul)

tabakaların bulunduğu ovalar ve vadilerde S dalgasının 30 metreye kadar olan eşdeğer sismik hız verisi olarak kullanılmasının dahi, zeminin deprem sırasında gerçek hareketini hesaplamada yeterli olmadığını ve bu tür alanlarda ayrıntılı araştırmalar yapılmasını önerilmiştir (NEHRP, 2003).

İzmir Körfezi çevresi geçmişte yaşadığı depremlerde dikkate alındığında deprem riski açısından en tehlikeli bölgelerden biridir. Ayrıca denizel ve akarsu birikim etkilerinin her ikisini de zaman içinde karşılıklı olarak yaşamış bir bölgedir. Bu nedenlerle zemin-mühendislik ana kayası modellerinin küçük ölçeklerde ve en az iki boyutlu olarak tanımlanması ve yapı statik yüklerine bağlı olarak bu modeller kullanılarak zemin içi dinamik analizlerinin yapılması gerekir (Akgün ve diğer., 2013a).

Özellikle İzmir Körfezi kuzeyinde yer alan Gediz Nehri yatağının zaman içinde doğal ve/veya insan eliyle değiştirilmiş olması nedeniyle bu bölgede zemin içinde yanal ve düşey yöndeki fiziksel özellikler ani şekilde değişmektedir. Diğer bir deyişle zemin heterojen özellik göstermektedir. İzmir Körfezi çevresinin zemin-mühendislik ana kayası özelliklerinin araştırılması için 2008-2012 yılları arasında ve geniş ölçekte gerçekleştirilmiş 106G159 numaralı TÜBİTAK-KAMAG projesi kapsamında körfezin doğusunda ve kuzeyinde mühendislik ana kaya derinliğinin ortalama 300-350 m aralığında değiştiği saptanmıştır (Akgün ve diğer., 2013a).

Bu çalışmada İzmir Körfezi kuzeyine ait beklenen mühendislik ana kayası derinliği ortalama 300-350 m olduğu göz önüne alınarak gerekli jeofizik yöntemler kullanılmıştır. Yapılacak arazi ve büro çalışmaları 106G159 numaralı proje sonuçlarından yola çıkılarak daha küçük ölçekte zemin-mühendislik ana kayası modellerinin 2 boyutlu olarak tanımlanması hedeflenmiştir. Bunun için zemin içi yoğunluk değişimlerine duyarlı mikrogravite yöntemi, P ve S dalga hız değişimlerine duyarlı Geliştirilmiş Uzaysal Öz-İlişki Yöntemi (GUÖY) ve zemin tabakaları ara yüzeylerinde oluşan akustik empedans değişimlerine duyarlı olan mikrotremor yöntemi kullanılmıştır.

Amaca yönelik uygun ve doğru çalışmalar ile deprem ve benzeri yer hareketlerinin bölgesel etkilerinden korunmak mümkündür

Depreme dayanıklı bina tasarımı depremlerin hasarlarının azaltılmasında en önemli görevlerin başında yer almaktadır. Deprem kuvvetlerini absorbe edecek, depremin yıkıcı gücüne karşı koyabilecek bir yapı deprem felaketinin en baştan yok edilmesi için çok büyük bir avantajdır. Bu avantajı yakalamak için jeofizik, jeoloji ve inşaat mühendislerinin etkili bir biçimde çalışması gerekmektedir. Binanın yapılacağı zemin özelliklerinin bilinmesi, deprem sırasında zeminin ve üzerindeki yapının nasıl davranacağının ortaya konulması, yapının zemin özelliklerine uygun olarak inşa edilmesi depreme karşı savaşta önemli bir adımı oluşturmaktadır.

Bu çalışmada yukarıdaki amaç kapsamında 4 hat üzerinde mikrogravite çalışması, 55 noktada mikrotremor çalışması ve 1 noktada GUÖY çalışması yapılmıştır. Yapılan bu çalışmalar sonucunda 4 profil için iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modelleri, 55 nokta için gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ve 1 nokta için mühendislik ana kayası sınırına kadar olan S-dalga hızı-derinlik değişimleri elde edilmiştir. Elde edilen bütün veriler ortak yorumlanmıştır.

BÖLÜM İKİ
KURAMSAL BİLGİLER

2.1 Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı

Bilindiği gibi depremler, yapıya, zamana bağlı olarak değişen yüklerin etkimesine neden olurlar. Buna karşılık olarak da, yapıda zamana bağlı olarak değişen iç kuvvetler oluşur. Depreme dayanıklı yapı tasarımında amaç, sözü edilen bu iç kuvvetlerin etkisinde ortaya çıkması olası hasarın sınırlandırılmasıdır. Bu durumda, cevaplanması gereken iki temel soru vardır.

- Yapıda ortaya çıkması olası hasarın kabul edilebilir sınırı nedir?
- Bu kabul edilebilir hasar, hangi deprem veya depremlerin etkisinde ortaya çıkacaktır?

Bu iki soruya verilecek cevap depreme dayanıklı yapı tasarımının da temel ilkesini ortaya koyacaktır. Bu temel ilke, 1998'de yürürlüğe giren Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik (ABYYHY, 1998)'de, *"Hafif şiddetteki depremlerde binalardaki yapısal ve yapısal olmayan sistem elemanlarının herhangi bir hasar görmemesi, orta şiddetteki depremlerde yapısal ve yapısal olmayan elemanlardaki hasarın onarılabilir düzeyde olması, şiddetli depremlerde ise can kaybını önlemek amacı ile binaların kısmen veya tamamen göçmesinin önlenmesi"* şeklinde ifade edilmiştir.

Yukarıda sözü edilen şiddetli deprem, 50 yılda aşılma olasılığı %10 olan tasarım depremidir. Yani, konut ve işyeri gibi binaların tasarımında kullanılacak olan depremdir. Halkın yoğun olarak bulunduğu sinema, tiyatro, okul, spor tesisleri gibi binalar ile depremden hemen sonra kullanılması gereken binalarda (hastaneler, itfaiye, sağlık ocakları, ulaşım istasyonları, enerji tesisleri vb.) ise bina önem katsayısı kullanılmak suretiyle, söz konusu tasarım depremi büyütülerek kullanılır.

Özet olarak, eğer bir bina, ABYYHY (1998)'de verilmiş koşullara uyularak tasarlanmış ve inşa edilmiş ise ve depremler etkisinde yukarıda açıklanan depreme dayanıklı yapı tasarımının temel ilkesine uygun bir performans gösteriyorsa, tasarım amacına ulaşmış demektir.

Depreme dayanıklı bir yapının, yeterli dayanım (kapasite), yeterli rijitlik ve yeterli sünekliğe sahip olması gerekir. Esasen, depreme dayanıklı yapı tasarımıyla yapılan da, yapıya bu özelliklerin kazandırılmasıdır.

Yapılan kuramsal çalışmaların temelinde yeraltındaki bir kaynakta oluşan deprem dalgalarının yüzeye nasıl çıkacağının deprem olmadan kestirilmesi bulunmaktadır. Bu olgu basitçe doğrusal (lineer) sistem kuramına göre, ana kayadaki deprem spektrumunun zemin transfer fonksiyon spektrumu ile çarpımından ibarettir. Depremin oluştuğu noktadaki spektrumunun hesaplanması ya da tam olarak ölçülmesi günümüz teknolojisi ile mümkün değildir. Bu sebeple çeşitli kabullerde bulunulur. Bu kabullerin en temeli deprem dalgalarının sismik ana kaya içerisinde genlik ve frekans özelliklerini değiştirmediğidir. Bununla beraber deprem dalgalarının sismik ana kaya (Vs>3000 m/sn) içerisindeki enerji değişimleri ivme azalım ilişkileri ya da sönüm katsayıları ile tanımlanır. Sismik ana kaya S-Dalga hızının 3000 m/sn 'den yüksek olduğu ortamlar olarak tanımlanır. Bu çalışma kapsamında gözlemsel zemin transfer fonksiyonları kullanılmıştır.

2.2 Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu Elde Edilmesi

Bu kavram x, y, z doğrultusunda sarsıntı genliğini hız ya da ivme ölçümleri (tercihen hız) ile bularak belirlenir. Z yönünde yerin sarsıntıyı büyütmediği varsayımı ile (x, y) yatay bileşenlerinden en büyük genliklisi, Z bileşeni genliğine bölünür (Nakamura, 1989).

$$b(f_1) = \frac{A_x,y(f_1)}{A_z(f_1)} \tag{2.1}$$

Bu değer, düşey eksene göre yatay yönde yerin sarsıntıyı büyütme değerini göreceli olarak verir.

Son yıllarda ülkemizde bir deprem anında meydana gelebilecek can ve mal kaybını önlemek ya da asgariye indirmek için yapılan çalışmalar daha da önem kazanmıştır. Bu çalışmaların amacı, yüzey tabakalarının dinamik özelliklerini tespit etmektir. Bu parametreler doğru belirlendiğinde üretilecek deprem senaryoları gerçeğe yakın olacaktır. Yüzey tabakalarının dinamik parametrelerinin belirlenmesinde sondaj ve mikrotremor dünyada bilinen ve en çok kullanılan yöntemler olmuşlardır. Mikrotremor yöntemi kısa zaman da yapılabilmesi, düşük maliyetli olması, uygulama kolaylığı ve hızlı çözümlenebilmesi açısından avantajlara sahiptir. Ayrıca zemin hâkim titreşim periyodunun doğrudan elde edilmesini sağlamasıyla önemi daha da artmıştır.

2.2.1 Mikrotremor Tanımı

Doğal dönem ve genlik ya da yapay etkenlerden oluşmuş, dönemi 0.05–2 saniye, genlikleri ise 0.01–1 mikron arasında değişen yer titreşimlerine mikrotremor denir. Bunlar trafik, endüstri makineleri, rüzgâr gibi etkenler nedeni ile oluşmakta, gündüzleri geceden daha etkin olup, dalga biçimleri düzensizdir. Sert yerlerde dönem ve genlikleri, yumuşak yerlere oranla daha küçüktür. Dolayısıyla baskın dönem süresi de o denli kısadır. Mikrotremorların periyot spektrumları alınan zemin yapısına bağlı olarak benzer özellikler gösterebilmektedir.

Kanai ve Tanaka (1961), geliştirmiş olduğu bir yöntemle mikrotremorlar ile depremler arasında yakın bir ilişkinin olduğunu; depremler sırasındaki yerin baskın dönemlerinin, mikrotremor ölçümlerinden elde edilen yerin baskın dönemi ile yakın bir ilişki içerisinde olduğunu, özellikle yerin yalın ve tekdüze olması durumunda bu benzerliğin daha çok olduğunu belirtmiştir. Mikrotremorlar, yerin çok küçük genlikli titreşimleridir. Titreşimcik genlikleri genellikle 0.0001–0.01 mm arasında değerler almaktadır. Titreşimcikler rüzgâr, okyanus dalgaları, jeotermal etkileri, küçük yer sarsıntıları gibi doğal etkiler yanında kültürel etki olarak tanımlanan ve başta trafik

olmak üzere insanların yaşam sürecinde neden oldukları devinimlerden kaynaklanmaktadır.

2.2.2 Mikrotremor Dalgalarının Kökeni ve Özellikleri

Yeryüzünde çok küçük salınımlar olarak nitelendirebileceğimiz mikrotremorların yüzey dalgaları mı yoksa cisim dalgaları mı olduğu hakkında çeşitli araştırmacıların değişik görüşleri bulunmaktadır. Genel olarak mikro depremler ve diğer bazı derin kaynaklardan oluşan salınımları karakterleri cisim dalgaları ile ilişkilendirilirken; rüzgâr ve insan kaynaklı diğer sığ gürültüler ise yüzey dalgaları yaklaşımı ile ilişkilendirilirler. Kanai ve Tanaka (1961)' e göre mikro salınımların kaynağını yer içinde ilerleyerek tekrarlı yansımalar yapan S dalgaları oluşturmaktadır. Bu tez çalışmasında da yöntemi uygulanan Nakamura ve bazı diğer araştırmacılar ise mikrotremorların karakterlerinin Rayleigh dalga türü ile ilişkili olduğu görüşündedirler. Aki (1957), mikrotremorları, yüzey dalgalarından olan Love dalgaları ile ilişkilendirmiştir.

Mikrotremor, farklı kaynaklardan yayılan yeryüzündeki sürekli titreşimlerdir. Bu mikro sarsıntıların kaynağı da çeşitlilik gösterir. Yerkürenin belli bir eksende dönmesi, gelgit etkisi, jeotermal aktiviteler, yeraltındaki sismik aktiviteler, atmosfer etkileri, rüzgâr ve kültürel gürültüler (trafik, endüstriyel aktiviteler ve diğer bazı 28 insan kaynaklı etkiler). Bütün bu etkenler yeryüzünde titreşim olarak algılanabilir. Bu titreşimlerin genlikleri 0.01 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 saniye ve 2 saniye arasında değişir (Kanai ve Tanaka, 1965). Frekans ve genlik içeriklerine göre bu sürekli titreşimler sismik gürültüler olarak da adlandırılabilir. Düşük periyotlu gürültülerin kaynağı rüzgâr, trafik ve diğer endüstriyel aktivitelerken, daha uzun periyotlu hareketlerin kaynağı ise alçak basınç ve okyanus etkileşimi, okyanusların oluşturduğu etkiler ve gelgit gibi etkenlerdir. Mikrotremor çalışmaları, sismoloji bilimi ile paralel olarak 1900' lü yılların başından beri özellikle Japonya'da yapılmaktadır. 1960 yılından sonra sismolojideki öneminden dolayı gelişmiştir (Alçık ve diğer., 1995). Mikrotremor çalışmaları ile yerin dinamik özelliklerinin incelenmesine Kanai ve arkadaşları öncülük etmişlerdir. Kanai'ye göre farklı yer

yapılı bölgelerde, yerin doğal salınım özellikleri de kesinlikle farklı olmaktadır. Bu düşüncesini de farklı yerlerde aldığı mikrotremor ölçümleri ve bunların sonuçları ile desteklemiştir (Kanai, 1983).

2.2.3 Mikrotremor Ölçümleri

Mikrotremor ölçümleri ayrı noktalarda ayrı zamanlarda alınabildiği gibi bir bölgedeki titreşim özelliklerinin noktalar arasında ya da seçilen bir bağıl noktaya göre gösterdiği değişimin belirlenmesi istendiğinde, genellikle bir çizgi üzerine yerleştirilen çok sayıda sismometreden oluşan düzenlerle eş zamanlı olarak da alınabilir.

Gece yapılan titreşimcik gözlemlerinden elde edilen baskın dönemlerin, depremlerdeki baskın dönemleri ile uymaktadır. Nakamura (1989), yeryüzündeki tortul katmanın düşey sismik dalgaları büyütemeyeceğinden yola çıkarak sismik hareketteki Rayleigh dalgasının etkilerini düşey bileşen algılarında,

$$R(f) = \frac{Vs(f)}{Vb(f)} \tag{2.2}$$

bağıntısı ile kestirilebileceğini belirtir. Buna göre Rayleigh dalgasının yatay ve düşey bileşenlerdeki etkileri aynı olmak koşuluyla R(f) sismik ölçümlerinden bulunan dönüşüm işlevleri üzerindeki Rayleigh dalgası etkilerinin ortadan kaldırılması için kullanılabilen S dalgalarının düşey bileşen hareketlerindeki yer büyütmelerinin olmadığı varsayımından yola çıkarak

$$Zv(f) = 1 \tag{2.3}$$

şeklinde bir bağıntı yazılabilir. Bundan başka tortul kütlenin tabanında (kaya yüzeyinde) yer büyütmesinin yörüngesel genliğinin her iki bileşen için aynı olduğu varsayıldığından yatay bileşenlerdeki yer büyütmesinin f frekansının değişkeni olarak verilir.

$$Zu(f) = \frac{Us(f)}{Vs(f)} \tag{2.4}$$

2.2.4 Mikrotremor Bileşenleri ve İçeriği

Alınan zaman verileri için Fourier dönüşümü yapılarak frekans spektrumuna bakılır. Frekans spektrumunda tüm enerji ya bir çan biçimli doruk altında ya da tüm frekans aralığında birkaç tane çan biçimli doruk altında toplanır. Her doruk noktası, o yeri etkileyen ayrı bir titreşim ya da salınım bileşenini gösterir. Bunlara harmonik denir (f_1, f_2, f_3,..... f_n). Bunlar f_1, f_2, f_3, ..., fn frekanslarında g_1, g_2, g_3, ..., g_n genlikleri ile oluşurlar. Bu harmoniklerden küçük frekanslı olanlar tüm derinlikleri (f_1) orta frekanslar orta derinlikleri (f_2, f_3, ...) en yüksek frekanslı olan (sağa doğru = f_n) sığ derinliklerde oluşan titreşimlerdir. O nedenle, yapı statiğinde kullanılmak üzere tüm yapıyı simgeleyen f1 frekansı ($1/T_1$) ya da en büyük enerjiyi içeren baskın periyot (T_B) alınır. Kimi durumlarda T_1 ve T_B aynı olabilirler. Hangi doruk bileşen çanı altında kalan yüzey büyük ise, o frekansa denk gelen titreşim yöreyi en çok etkileyen titreşim kaynağıdır.

2.2.5 Dalga Biçimi

Mikrotremorlar yüzey dalgaları mı yoksa cisim dalgaları mı olduğu konusunda çeşitli araştırmacılarca ayrı ayrı görüşler ileri sürülmektedir. Kanai ve Tanaka (1961), titreşimciklerin yer içinde S dalgalarının yinelenmeli yansımaları sonucunda ortaya çıktıklarını belirtir. Wilson 4–100 Hz frekans aralığındaki titreşimcikleri incelemiş ve üç bileşenli sismometre kullanarak yaptığı ölçümler sonucunda parçacık deviniminin Rayleigh dalga türüne oldukça benzer olduğunu, 9 Hz den yüksek olanların ise yüzey dalgalarından oluştuğunu belirtmiştir. Aki (1957), yapmış olduğu çalışmalarda titreşimciklerin verilen bir frekansta belirli bir hıza edinmiş yüzey dalgaları olduğunu belirlemiş ve yatay devinimleri Love dalgaları olarak nitelemiştir. Genel olarak rüzgâr, okyanus dalgaları ve kültürel gürültü gibi yüzeysel kaynakların yüzey dalgaları ürettikleri, buna karşın derin kaynaklı ve küçük depremlerin neden olduğu titreşimlerin ise düşey yönlü cisim dalgaları olarak yayıldıkları benimsenir.

2.2.6 Mikrotremorların Değerlendirilmesi

Gerçekte mikrotremorların periyot dağılım eğrileri büyük ölçüde yerin ilk katmanının özelliklerinin etkisinde kalmaktadır. Titreşimcik özellikleriyle, en büyük genlik, ortalama, baskın ve en büyük periyotlarla, yer sınıflaması yapılmaktadır. Genel olarak spektral analiz yöntemleri kullanılarak sismik dalga karakteristikleri tanımlanmaya çalışılır. Bu amaçla Fourier dönüşüm tekniği ile kayıtların spektrumları elde edilir. Veriler değerlendirilirken dört teknik kullanılır.

1. Sert zeminde veya kaya üzerinde bulunan bir referans istasyonuna göre spektral oranların elde edilmesi

2. Fourier genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi,

3. Yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenine göre spektral oranlarının belirlenmesi (Nakamura Yöntemi) yöntemi

4. Sıfır kesme yöntemi (Kanai Yöntemi)

İlk üç yöntemin ortak özelliği, yerel zemin etkisinin elastik yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan tek bir yumuşak zemin tabakasından kaynaklandığını kabul etmeleridir. Fourier genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi sonucu zemin hâkim periyodunun bulunması ve referans istasyonuna göre spektral oranların elde edilmesi veya yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenlerine göre spektral oranların belirlenmesi sonucunda zeminlerdeki büyütme seviyelerinin belirlenmesi mümkün olmaktadır. Bu durumda iki boyutlu ve üç boyutlu yerel zemin etkileri ihmal edilmiştir (Lermo ve Chavez-Garcia, 1994).

2.2.7 Nakamura (H/V Spektral Oran) Tekniği

Yapılan birçok araştırma, tek bir yerdeki mikrotremorların yatay spektrumlarının düşey spektrumlarına oranlanmasıyla bölgesel yer etkilerinin hesaplanabildiğini göstermiştir (Mirzaoğlu ve Dikmen, 2003). Bu fikir 1989' da Yutaka Nakamura tarafından açıklanmıştır. Yüzey jeolojisinden kaynaklanan yer etkileri genellikle yüzeydeki yumuşak zemindeki (H_S) deprem kayıtlarının yatay bileşeni ile temel kayanın (H_B) yüzeydeki yatay bileşeni arasındaki spektral oran (S_R) olarak kabul edilir.

$$S_R = \frac{H_S}{H_B} \tag{2.5}$$

Bu teknik Nakamura (1989) tarafından denenmiş ve Japonya'da uzun zamandır kullanılmaktadır. Ülkemizde de aktif olarak kullanılan bir tekniktir. Teknik aşağıdaki varsayımlara dayanmaktadır:

- ✓ Mikrotremorlar, birçok dalgadan özellikle temel kaya çevresinde yüzeylenen yumuşak zeminden yayılan Rayleigh dalgasından oluşur.
- ✓ Rayleigh dalgası etkisi (E_{RW}) gürültüdür ve tabaka tabanından (V_B) değil de yüzeydeki (V_S) düşey spektrumdan kaynaklanır.

$$E_{RW} = V_s/V_B$$
(2.6)

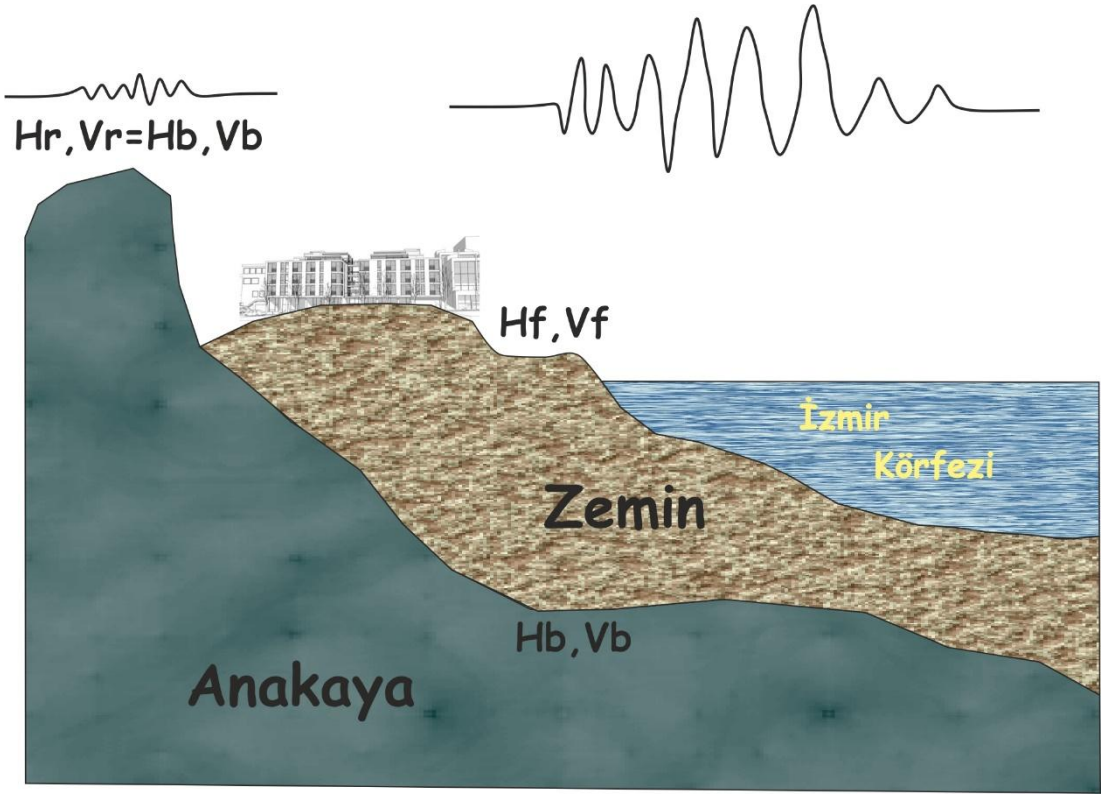
- ✓ Mikrotremor hareketinin düşey bileşeni yumuşak zemin tarafından büyütülmez.
- ✓ Mikrotremor hareketi üzerindeki Rayleigh dalgası etkisi düşey ve yatay bileşene eşittir. Geniş bir frekans aralığında (0.2–20 Hz) temel kayada yatay ve düşey bileşen bir farklılık göstermez.

$$\frac{H_B}{V_B} = 1 \tag{2.7}$$

- ✓ Yatay ve düşey bileşen arasında spektral oran arka planda yumuşak zeminden kaynaklanan Rayleigh dalgası etkisi gürültü olarak kaydedildiğinde bu etkiyi elemek gerekmektedir.

$$S_E = \frac{S_R}{E_{RW}} = H_S/V_S \tag{2.8}$$

Nakamura modeli daha detaylı olarak aşağıda açıklanmıştır (Şekil 2.1.).



Şekil 2.1 Tipik bir sedimenter basen yapısı (Akgün ve diğer.. 2013a' dan değiştirilmiştir.).

Hb ve Vb temel kayanın düşey ve yatay spektrumlarıdır. Hs ve Vs Rayleigh dalgalarının düşey ve yatay doğrultudaki spektrumlarıdır. Th ve Vh basen kenarındaki kaya tabanının gizlediği sismik hareket üzerindeki yüzey sedimanter tabakanın düşey ve yatay büyütme faktörüdür.

Burada yer hareketinin izahı ve farklı yerlerdeki spektraları tanımlanmıştır. Titreşimcikler Rayleigh ve diğer dalgaları kapsadığından iki bölüme ayrılmıştır.

Sedimanter basenin (H_f, V_f) yüzey tabakasındaki yatay ve düşey spektrumları şöyle yazılabilir.

$$H_f = A_h * H_B + H_s \tag{2.9}$$

$$V_f = A_v * V_b + V_s \tag{2.10}$$

$$T_h = \frac{H_f}{H_b}, T_v = \frac{V_f}{V_b} \tag{2.11}$$

Burada A_h ve A_v doğrudan yüzey dalgalarına bağlı yatay ve düşey hareketlerin büyütme faktörüdür. Genelde P dalga hızı S dalga hızından 3 – 4 kat fazladır. Böyle sedimanter ortamlarda yatay bileşenlerin maksimum büyütme verdikleri frekans çevresinde düşey bileşende bir büyütme olmaz (A_v=1). Eğer Rayleigh dalgasının etkisi yoksa $V_f \neq V_b$ olur. Diğer taraftan V_f, V_b den daha büyükse, yüzey dalgalarının etkisi olarak düşünülebilir. Rayleigh dalgası etkisi V_f/V_b (= T_v) olarak tahmin edilir ve yatay büyütme aşağıdaki gibi yazılır:

$$T_h = \frac{T_h}{T_v} = \frac{\frac{H_f}{V_f}}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{QTS}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{V_b}\right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b}\right]} \tag{2.12}$$

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{V_b}\right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b}\right]} \tag{2.13}$$

Bu denklemde $H_b/V_b \cong 1$ dir. H_s/H_b ve V_s/V_b Rayleigh dalgası enerjisi oranıyla ilgilidir. Burada Rayleigh dalgası etkisi yoksa QTS = A_h/A_v olur (Nakamura, 2000).

2.3 Mikrogravite Yöntemi

Mikrogravite yöntemi doğal kaynaklı Jeofizik yöntemlerden olup yoğunluk farkından kaynaklanan yerçekimi ivmesinin düşey bileşeninin mGal cinsinden ölçülmesi esasına dayanır.

Yöntem kurgusu itibarı ile yoğunluk farkına dayalı olarak yer altı yapısının tanımlanması ile birlikte özellikle komşu kayaçlar ile yüksek yoğunluk kontrastı oluşturan alanlarda son derece etkilidir. Sismolojik veya mühendislik ana kayası gibi

yapıların komşu yerleşiği olası alüvyon ortamlar ise yer altı taban geometrisinin ortaya konmasında mikrogravite yöntemi diğer tüm Jeofizik yöntemlerden elde edilen sonuçların harmanlanmasında stratejik bir özelliğe sahiptir.

Son yıllarda mikrogravite yöntemi derin zemin araştırmalarında kullanılmaya başlamıştır (Butler, 1984; Issawy ve diğer., 2010; Akgün ve diğer., 2013a). Mikrogravite arazi çalışmaları zemin kalınlığının tespit edilmesinde diğer jeofizik yöntemlere kıyasla ucuz bir yöntemdir. Jeotiknik sondaj çalışmaları ve sismik araştırmalarla karşılaştırıldığında ölçüm maliyeti, çevresel etkiler ve ölçü alma hızı açısından mikrogravite yöntemi oldukça avantajlıdır.

Bu nedenler ile nedeniyle beklenilen yer altı topoğrafya geometrisini tanımlamak için tez çalışması kapsamında Scintrex Cg-5 cihazı ile elde edilmiş olan veri gurubu tez kapsamında kullanılmıştır.

2.4 Geliştirilmiş Uzaysal Öz-İlişki Yöntemi

Deprem sırasında zeminin dinamik davranışlarını araştırmak için zeminin ana kaya derinliği boyunca Vs dalga hız yapısının ortamın jeolojik yapısına uygun modellenmesi gerekir. Bu konuyla ilgili Foti 2000, Kramer 1996 yaptığı çalışmalarda, depreme karşı hazırlıklı olmak için yalnızca depremin büyüklüğüne bağlı kalmadan yapı kalitesine ve zemin özelliklerine bağlı olarak da oluşabilecek hasarların dikkate alınmasını ve bunun içinde yüzey dalgası yöntemlerinin kullanılmasını önermiştir. Ayrıca temel kaya derinliği ve bunun üzerinde bulunan zemin tabakaların kalınlık ve hızlarının da araştırılmasını ve modellenmesini belirtmişlerdir.

Genellikle zemin tabakalarının çalışma amacına uygun olarak (zemin-yapı temeli ve/veya zemin-ana kaya-yapı ilişkilerinin araştırılması) Vs dalga hızını araştırmak için, sismik kırılma, yansıma ve kuyu içi sismik çalışmalar kullanılır. Ana kayanın 30 m. den sığ olduğu bölgelerde yüzeyden yapılacak sismik kırılma çalışmaları ile sonuca gidilebilir (Whiteley, 1994). Bu konuda NEHRP (2003) yönetmeliklerinde

ayrıntılı tanımlaması yapılmıştır. Ancak Vs hız modelleri oluşturulması aşamasında, sismik kırılma yönteminin kullanılmasında bazı kısıtlamalar olabilir. Bunlar yüksek hızlı tabakaların altındaki düşük hız tabakasının elde edilmesinin mümkün olmaması (Whiteley ve Greenhalg, 1979; Roberts ve diğer., 2004) ile ana kaya derinliği arttıkça sismik kırılma çalışmalarındaki enerji sorunudur. Çünkü, yerleşim alanlarındaki sismik kırılma ve yansıma uygulamalarında kullanılan sinyal kaynağının sınırlı olması ve bu kaynaklara bağlı olarak da enerjinin derinlere iletilememesi sismik kırılma çalışmalarını sınırlar. Ayrıca, kuyu içi sismik çalışmalardaki kuyu derinliğine bağlı olarak oluşabilecek düşey sapmalarının (kuyu eğiminin) kontrol edilememesi ve zemin sondaj çalışmalarında numune alma zorluğu ve bu işlem için maliyetin fazla olması zemin ana kaya ilişkisinin araştırılmasında karşılaşılacak diğer problemlerdir. Bu koşullarda söz konusu bu yöntemlerin olumsuzluklarını azaltmak ve zemin çalışmalarındaki jeofizik yöntemlerin kullanılabilirliğine arttırmak için yüzey dalgaları analizleri yöntemleri zemin çalışmalarında kullanılmaya başlamıştır.

Zemin amaçlı arazi çalışmalarında yüzey dalgası analizi yöntemleri, aktif ve pasif kaynaklı olmak üzere iki türlü uygulanabilir. Kaynak gücüne bağlı olarak aktif kaynaklı yöntemler iyi sonuçlar üretebilir. Ancak yine de aktif kaynaklı çalışmalardaki araştırma derinlikleri pasif kaynaklı yöntemlere göre daha azdır. Zeminin doğal titreşimini enerji kaynağı olarak kullanan pasif kaynaklı yöntemlerle daha derinlere ulaşma olasılığı artar. Yüzey dalgası yöntemlerinin tümünde önce çalışma alanına ait dispersiyon eğrisi ve daha sonra bu eğriden zemine ait Vs-Derinlik değerleri elde edilir. (Spectral Analysis of Surface Waves-SASW) (Nazarian ve Desai, 1993; Kramer, 1996; Zywicki, 1999), Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (Multichannel Analysis of Surface Waves-MASW) (Park ve diğer., 1999). Sığ araştırmalarda en çok kullanılan aktif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleridir. Bununla beraber son dönemlerde uygulaması sürekli artan pasif kaynaklı Kırılma – Mikrotremor (Refraction-Microtremor - ReMi) ve f-k (Frekans – Dalga Sayısı) (Capon, 1969; Capon, 1973) yöntemleri de araştırmalarda kullanılmaya başlamıştır.

Son yıllarda, ana kaya derinliği arttıkça ve buna bağlı olarak zemin kalınlığı da arttıkça, dairesel dizilim geometrisi kullanılarak yapılan pasif kaynaklı Uzaysal Öz-ilişki Yöntemi (GUÖY) ile veri toplama ve veri işleme kuramları da geliştirilmiştir (Aki, 1957; Toksöz, 1964; Okada, 2003; Tokimatsu, 1997; Asten ve diğer., 2003). Kullanılan yöntemlerin temelini yüzey dalgalarının özellikleri oluşturur. Yüzey dalgaları dispersiyon özelliği gösterir ve bunun anlamı farklı derinliklerdeki tabakalara ait bilgilerin farklı frekanslı ya da farklı periyoda sahip dalga boylarıyla taşınmasını tanımlar. Bu kapsamda özellikle Rayleigh yüzey dalgasının hızları kullanılır çünkü rayleigh dalga hız içeriğinin ortalama %90 değeri Vs hızı içermektedir. Yöntemde, Roberts ve Asten (2004)'ün de bahsettiği gibi mikro titreşim kayıtlarının dispersif özelliğinden yararlanarak frekansa bağlı faz hızları elde edilir. Ayrıca frekans arttıkça, faz hızı azalır (Lay ve Wallace, 1995). Elde edilen bu verilere uygulanan ters-çözüm işlemi sonucunda zemine ait Vs hız-derinlik değişimi elde edilir.

Özet olarak, GUÖY arazi çalışmalarının ve veri değerlendirmesinin izlencesin de aşağıdaki adımlar uygulanır (Şekil 2.2, 2.3 ve 2.4).

1. Aşama veri toplama, (En az 4 Sismometrenin dairesel dizilim geometrisi ile zemine yerleştirilerek kayıt alınması)
2. Aşama veri işleme aşamaları (verilerin çeşitli veri işlem teknikleri ile işlenmesi)
3. Aşama GUÖY katsayılarının elde edilmesi
4. Aşama çalışma bölgesine ait dispersiyon eğrisinin elde edilmesi
5. Aşama, bu dispersiyon eğrilerinin hızlı delta dizey yöntemi ile hesaplanması ve en küçük kareler ters-çözümü ile gerçek ve kuramsal dispersiyon eğrilerinin çakıştırılması sonucu bölgeye ait bir-boyutlu S dalga hız yapısının elde edilmesidir.

GUÖY yöntemin çalışma temelini, yerin doğal salınım (titreşim) kayıtlarından Rayleigh dalgalarının elde edilmesi oluşturur ve Aki (1957), yaptığı çalışmaya göre yöntem titreşimlerin zaman–uzayda stokastik bir olay olduğu varsayımına dayanmaktadır. Stokastik bir işlem olan GUÖY yönteminin kuramına göre tüm

yönlerden gelen izotropik dalgalar olarak adlandırılan titreşimlerden alınan kayıtlarla yakın yüzey yer yapısını belirlemeye çalışılır. GUÖY yönteminin temel ilkeleri;

1. Titreşimlerin karmaşık dalga hareketlerinin, zamanda ve uzayda yapılan stokastik bir işlem olduğu düşünülen bir yöntemdir.
2. Dairesel dizilimle belirlenen titreşim verisi için, uzaysal öz-ilişki katsayısı, yüzey dalgaları gibi dispersif olan titreşimlerin oluşturduğu dalgalarla tanımlanabilir.
3. Uzaysal öz-ilişki katsayısı, faz hızı ve frekansın bir fonksiyonudur.

Sonuç olarak, GUÖY yöntemi, titreşimlerden yüzey dalgalarının ayırt edilebilmesi konusunda en uygun yöntem olarak tanımlanır Basit bir deyişle, yöntem, gürültüden zemin özelliklerini tanımlamada kullanılacak sinyalleri belirleme kuramı üzerine kurulmuştur (Aki, 1957; Okada, 2003).

Yöntem son yıllarda, mühendislik amaçlı çalışmalarda ve diğer birçok alanda kullanılmaktadır. Dairesel dizilim geometrisi kullanılarak zemine yerleştirilen titreşim ölçen aletlerle kaydedilen titreşimlerden dispersiyon eğrisi elde edilir. Dispersiyon eğrilerinden de alıcılar arasında kalan alana ait ortamın Vs hız-derinlik profili elde edilir.

GUÖY yöntemi ile arazide ölçü alma işleminde minimum 4 adet sismometre kullanılmalıdır. Bu sismometreler her bir daire çevresine en az üç ve daire merkezine de bir adet olarak yerleştirilir (Şekil 2.2 ve 2.3). En az farklı yarıçaplı 3 daire üzerinde ölçüler alınması gerekir. Bu ölçümler sırasında daire merkezindeki sismometre daima sabit konumda bırakılır. Okada (2003) çalışmasında her bir daire üzerine yerleştirilecek sismometre sayısı arttıkça (3 den fazla) daha iyi sonuçlar elde edildiği vurgulanmıştır. Veri değerlendirme aşamasında, GUÖY çalışmalarından kaydedilen üç bileşenden (N-S, W-E ve Z bileşen verileri) sadece düşey bileşen verileri kullanılır. Bunun nedeni değerlendirmede dispersif özellik gösteren Rayleigh dalgasının kullanılmasıdır. Diğer bir değişle, dairesel dizilime göre zemine yerleştirilen sismometrelere farklı azimutal açılarda gelen Rayleigh dalgası yayılımı irdelenerek çalışılan alana ait jeolojik yapı (Vs hız değerleri) hakkında bilgiler

sağlanabilir. Bunun anlamı, zemin doğal titreşim hareketlerinin irdelenmesi ile zemin dinamik özellikleri hakkında bilgi edilebilir. Sonuç olarak, yüzey dalgalarının dispersiyonu hızları tabaka kalınlığı, P, S dalga ve yoğunluk parametrelerine bağlıdır ve dispersiyon eğrisi kullanılarak zeminin Vs dalga hız yapısı belirlenebilir. Özet olarak, pasif kaynaklı Uzaysal Öz-ilişki (GUÖY) yöntemi ile önce arazi Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi hesaplanır. Daha sonra da bir-boyutlu modellere ait P, S dalga hızları, tabaka kalınlıkları ve yoğunlukları verilerek hızlı delta dizey yöntemi ile model Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri hesaplamaları yapılır ve birbiri ile karşılaştırılır. Son olarak, en küçük kareler ters çözüm yöntemi ile arazi verisi ve kuramsal bir-boyutlu S dalga hız – derinlik profili karşılaştırılır ve belli bir hata payı ile sonuç elde edilir. Diğer bir değişle, Mikrotremor ölçüm sonuçları bulunan Vs hız değerleri yatay tabakalı bir yer modeli için tanımlanır (Şekil 2.4). Bir başlangıç Vs Hız-Derinlik zemin modelinden yola çıkılır ve en uygun S dalga hız – derinlik kesitini elde edilinceye kadar yineleme işlemi sürdürülür. Bu işlem sırasında, Vs Hız-Derinlik eğrisi yineleme yaptırılarak değiştirilir ve hata oranı kontrol edilerek en uygun hale getirilmeye çalışılır. Toplanan verinin analizi, yatay ve yarı sonsuz tabakalı yer modeli için kullanılacağından, bu modeli oluşturan tabakaların da kendi içinde homojen ve izotrop birimlerden oluştuğu dikkate alınmalıdır. Buradaki önemli dört parametre S dalga hızı ve P dalga hızı, kalınlık, yoğunluktur. Buradan elde edilecek dispersiyon eğrisi sonuçları, tabaka kalınlığı ve S dalga hız değişimlerine duyarlıdır (Roberts ve Asten ve diğer., 2004). Yöntem, 1B Vs dalga hız yapısını ortaya çıkarmaktadır ve sismik yöntemlerle karşılaştırıldığı zaman, özellikle yerleşim alanlarında yapılacak araştırmalarda kullanılmaktadır (Roberts ve diğer., 2004; Apostolidis ve diğer., 2004).

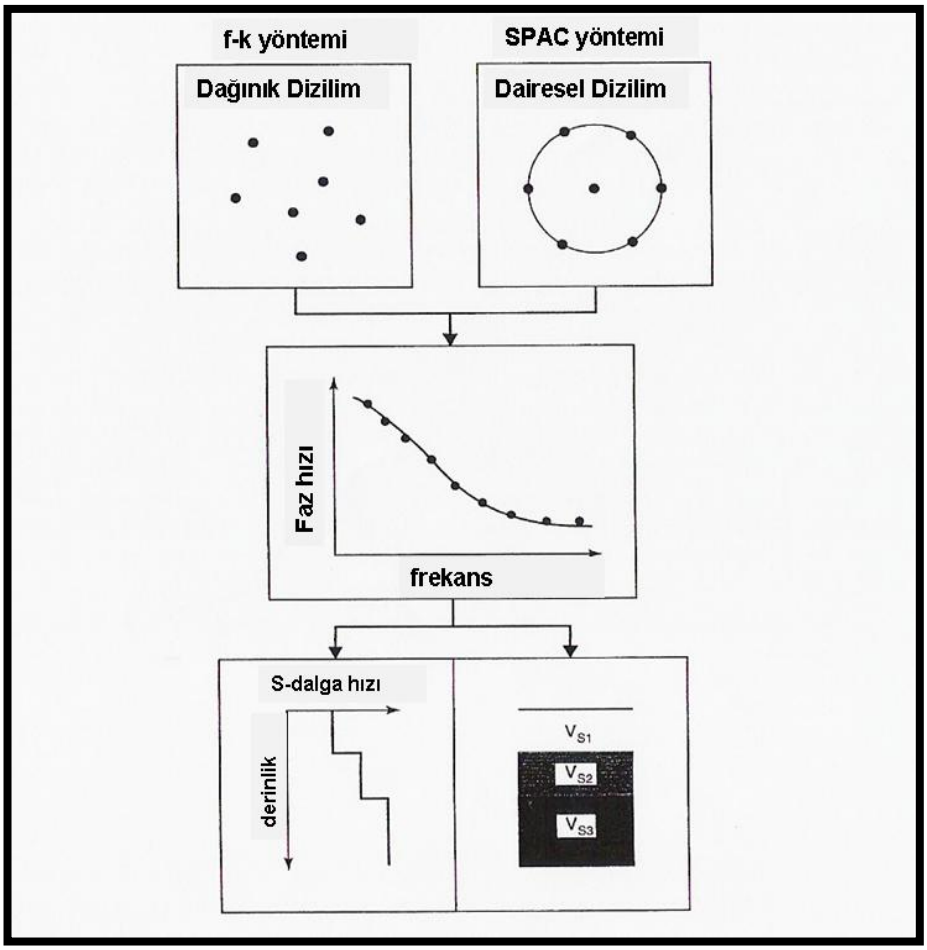
2.4.1 GUÖY Yönteminde Veri Toplama

GUÖY yönteminde üç bileşenli sismometrenin dairesel dizilim geometrisi kullanılarak veri toplanır. Alınan kayıtlar üç bileşenli olduğundan içeriğinde Love ya da Rayleigh dalgaları vardır. Bu çalışmada, Rayleigh dalgaları ile ilgilendiğinden toplanan verilerin yalnızca düşey bileşenleri veri değerlendirmede kullanılmıştır. İki tür veri toplama sistemi vardır. Ya her istasyon birbirinden bağımsız olacak şekilde

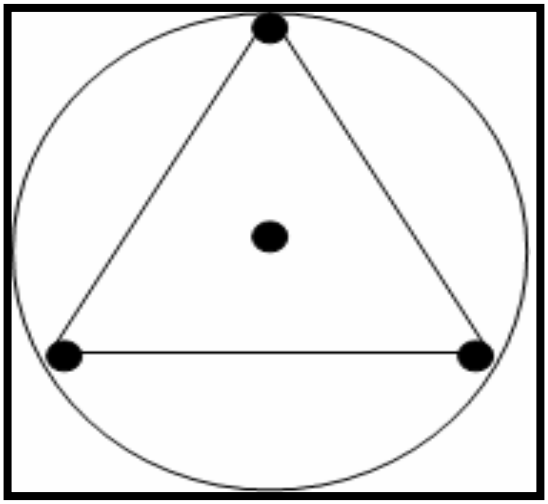
ya da dizilimdeki tüm istasyonlar birbirleriyle bağlanılarak çok kanallı olarak kayıt alınır. İlk sistem, zaman doğrulaması gerekmediği için avantajlıdır. Tüm istasyonlarda, aynı zamanda kayıt alınır. Bu sistem küçük dizilimler için daha uygundur. Böylece daha sığ yer yapısı hakkında bilgi elde edilebilir. İkinci sistem, istasyonlar arasında bir zaman kalibrasyonu gerektirir. Bu da GPS saati kullanılarak, her kayıtçının düzgün bir biçimde kayıt alınması ile sağlanır. Tüm avantaj ve dezavantajlar düşünülürse, birbirinden bağımsız olan sistem, titreşim kaydı için daha uygundur (Okada, 2003). Bu çalışmada her istasyonda GPS zaman kalibrasyonu ile ölçü alınmıştır.

Gündüz ya da gece veri toplamak, veri içeriğini etkilemez. Veri uzunluğu tipik olarak, uzun periyoda sahip mikro titreşimler için, 45 dakika - 60 dakika arasındadır. Bu nedenle özellikle yerleşim alanlarında her daire için ortalama 60 dk. Kayıt alınması önerilir. Birbirinden bağımsız istasyonlarda kaydedilen titreşim verisi bazı işlemler gerektirir. Bunlardan biri de istasyonlar arasındaki zamanın ayarlanmasıdır (Okada, 2003). Bu çalışmada zaman ayarlamak için GPS zamanı kullanılmıştır.

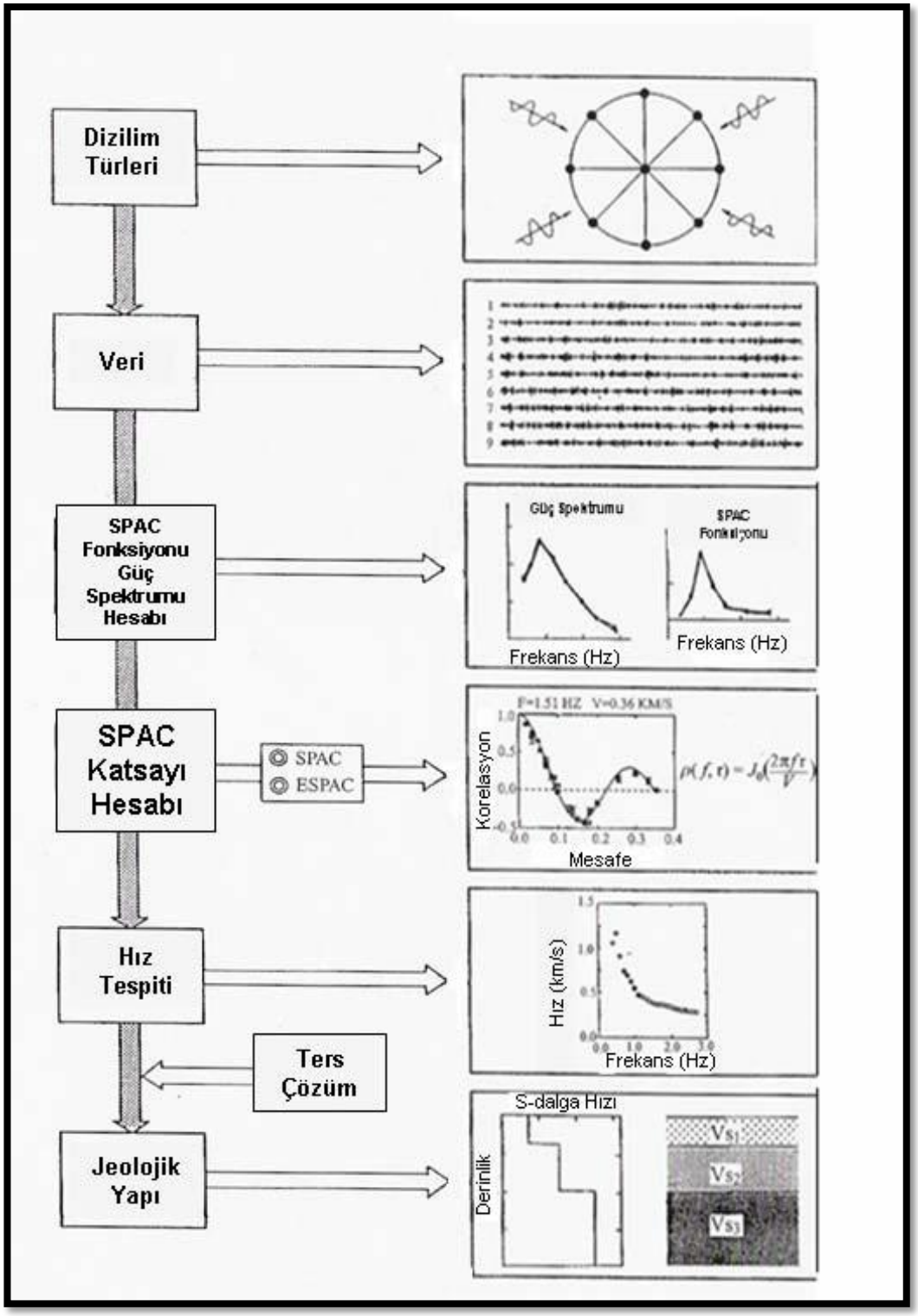
GUÖY yöntemi uygulanırken en önemli unsur, arazide titreşim kaydı alan aletleri nasıl yerleştireceğimizi belirlemektir. Arazide, alıcılar farklı şekillerde daire üzerine yerleştirilebilirler. GUÖY yöntemi için alıcı konumları birbirlerine eşit mesafelerde olmalıdır. En çok bilinen arazi düzeneği, en az dört noktada kayıt alan dizilim türüdür. Bu dizilim türü için en az dört adet titreşim kaydı alabilen sismometreler kullanılmalıdır. Bunlardan bir tanesi dairenin merkezi olarak kabul edilen belirli bir noktaya yerleştirilir. Bu merkez etrafındaki belirli yarıçaplı çemberler üzerine yerleştirilir. Bu noktalar, merkezdeki alet ağırlık merkezi olarak kabul edilirse, oluşan eşkenar üçgenin köşelerine karşılık gelen yerler olarak ta tanımlanır (Şekil 2.2 ve 2.3).



Şekil 2.2 Arazi uygulamasında GUÖY yöntemi için kurulan ölçü düzeneği ve ters çözüm



Şekil 2.3 Arazi uygulamasında GUÖY yöntemi için kurulan ölçü düzeneği



Şekil 2.4 GUÖY yöntemi ile veri analizi akış şeması (Okada, 2003'den değiştirilmiştir.)

BÖLÜM ÜÇ
ÇALIŞMA ALANI GENEL ÖZELLİKLERİ VE UYGULANAN IN-SITU JEOFİZİK YÖNTEMLER

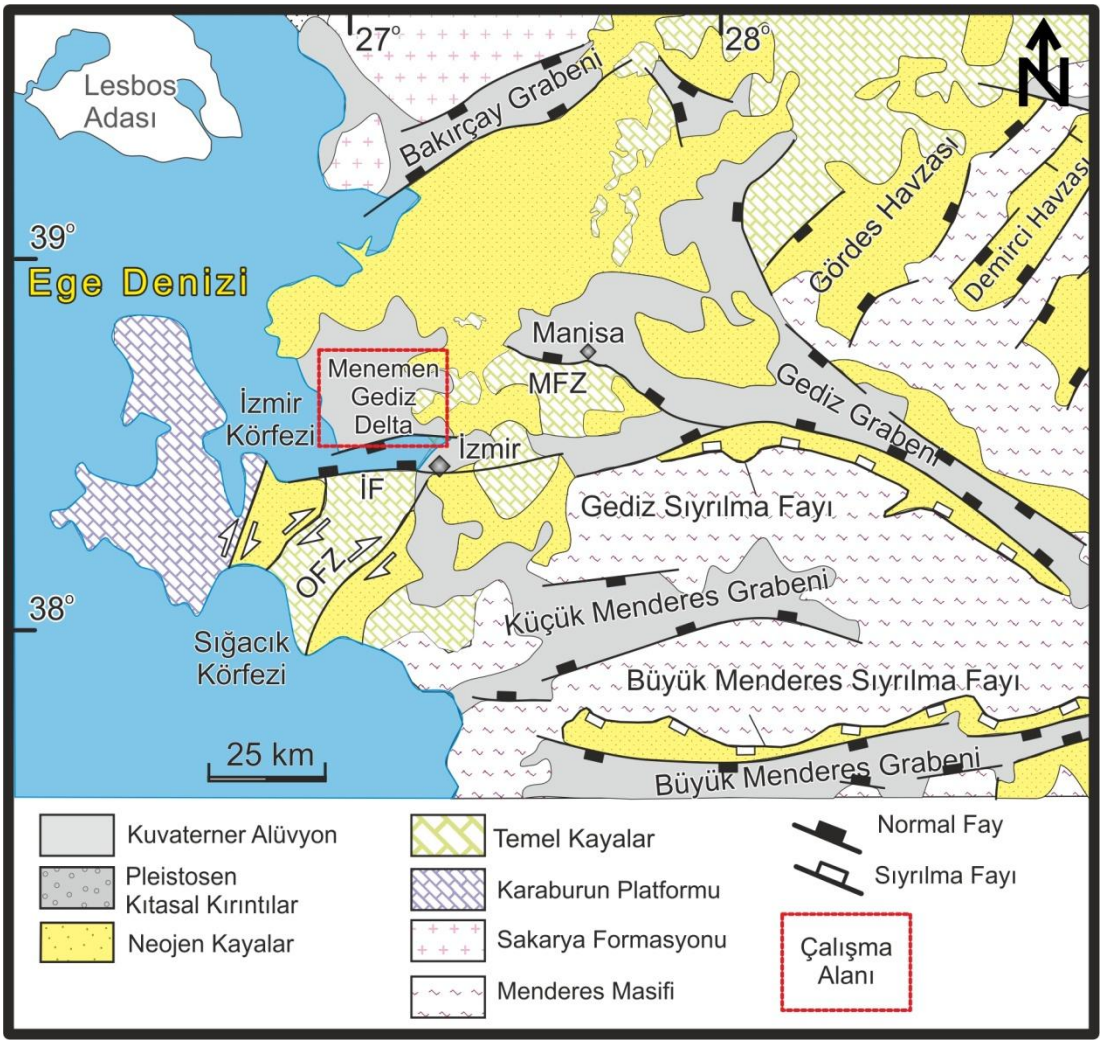
3.1 İzmir ve Yöresinin Genel Jeolojisi

Günümüze değin yapılan çalışmalarda mühendislik ana kayası ve zemin özelliklerinin S dalga hızı ve yoğunluk değişimleri ile ilişkili olduğu saptanmıştır. Bazı koşullarda jeolojik olarak tanımlanan zemin ve kaya birimleri ile P-S dalga hızları arasında doğrudan kullanılabilecek bir ilişki bulunmaktadır. Örneğin tortul kayaçların yoğunluğu ile P-S dalga hız değerleri magmatik ve metamorfik kayaçlara göre daha düşüktür. Bu durumda yapılacak jeolojik çalışmalarla tanımlanacak kaya ve kayaç birimleri ile jeofizik çalışmalar yönlendirilebilir.

İzmir ve yöresinde temeli, Üst Kretase yaşlı Bornova Melanjı oluşturur (Özbek, 1981). Melanjın matriksinden daha yaşlı kireçtaşı mega-olistolitleri Bornova Melanjı'nın matriksi içinde gelişigüzel bir düzen içinde bulunurlar. Bahsedilen kireçtaşları, Altındağ ve yöresinde Işıklar kireçtaşı olarak bilinir (Özer ve İrtem, 1982). Bornova Melanjı (karmaşığı), kumtaşı/şeyl-kalkerli şeyl ardalanmasından oluşmuş matriks içerisinde yüzen platform türü kireçtaşı ve diyabaz bloklarından ve çakıltaşı mercek/kanal dolgularından meydana gelmiştir (Erdoğan, 1990). Neojen yaşlı gölsel tortullar Bornova Melanjı'nın üzerine açısal uyumsuz olarak gelir. Yamanlar volkanitleri de mevcut birimleri uyumsuz olarak örter. Kuvaterner yaşlı alüvyon alanda mevcut tüm birimleri uyumsuz olarak üstler (Kıncal, 2005) (Şekil 3.1).

İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir merkezi- Seferihisar arasında kalan bölgede yapılan çalışmada, üç farklı tektonik kuşağın varlığından tespit edilmiştir. Bu kuşaklar; Menderes Masifi, İzmir-Ankara Zonu ve Karaburun Kuşağı'dır. Bölgede, Üst Kretase sırasında, Karaburun platformu ile bitişik olan İzmir-Ankara Zonu'nun açılımı sonucunda bloklu içyapı sunan Bornova Karmaşığı'nın çökeldiği gözlenmiştir. Bu karmaşık birim, bir filiş matriks ve içerisinde yüzen platform türü

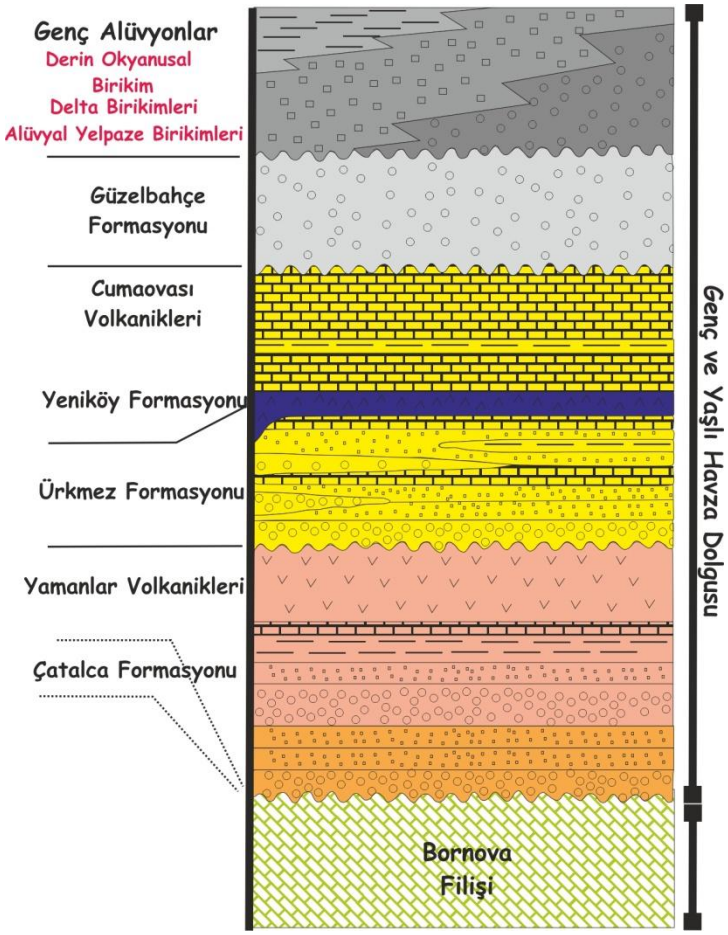
kireçtaşı bloklarından meydana gelmiştir. Bu bloklar yer yer 20 km boya erişmektedir. Ayrıca, birim içerisinde yer yer mafik volkanik ara katkılar, çakıl taşı ve kalkerli-şeyl merceklerine rastlanmıştır. Fosil determinasyonlarına ve birimlerin stratigrafik konumuna bağlı olarak, Bornova Karmaşığı'nın yaşı Kampaniyen ile Daniyen arasında değişmektedir. Blok yerleşiminin ardından, Bornova Karmaşığı'nın şiddetli gevrek deformasyona uğradığı ve bunun sonucunda küçük ölçekli sıyrılmaların meydana geldiği tespit edilmiştir (Erdoğan, 1990).



Şekil 3.1 İzmir ve yöresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Uzel ve diğer.. 2012'den değiştirilmiştir.)

İzmir ve yakın yöresinde temeli Bornova Karmaşığına ait tortul kayalar oluşturur. Bornova Karmaşığına ait kayalar, matriks ve bu matriks içerisinde yer alan değişik büyüklükte ve yaşta olistolitlerden olmak üzere iki ana başlık altında incelenmiştir.

Matriksi, başlıca kumtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan derin deniz fasiyesine ait tortul kayalar oluştururken, olistolitleri değişik yaşlarda (Jura, Triyas ve Üst Kretase yaşlı olistolitler) kireçtaşları oluşturmaktadır. Bu temel üzerine uyumsuzlukla gelen Neojen yaşlı gölsel tortullar alttan üste doğru çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltaşı, marn ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimler yer yer yanal ve düşey olarak geçişli dokanaklar sunarlar. Tüm bu birimler, dasitik ve andezitik bileşimli volkanik lavlar ve piroklastikleri tarafından üstlenmiş durumdadır (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 İzmir ve yöresine ait sütun kesit (Uzel ve diğer.. 2012'den değiştirilmiştir.)

Yamaç molozları, temel kayalardan türeme blok ve çakılların silt ve kil içerikli olarak kum matriks içinde bulunduğu bir malzeme özelliği sunmaktadır. Bu zeminin özelliği, üzerinde bulunduğu ana kayanın özelliklerine göre de değişmektedir. Marnlar üzerinde yer alan yamaç molozlarının matriksi silt-kil içerikliyken, çakıltaşlarının üzerinde yer alanların matriksi ince-orta kum boyutuna sahip

malzemelerden oluşmaktadır. Yamaç molozları arazi genelinde, topoğrafyanın sekiler oluşturduğu ve eğimin nispeten düşük olduğu alanlarda ve derelerle sınırlı alanlarda gözlenmiştir (Kıncal, 2005).

Temelde aynı karasal dolgular üzerinde gelişmekle birlikte, İzmir Körfezi çevresindeki bugünkü alüvyal düzlükler jeomorfolojik oluşumları bakımından farklılıklar gösterir. İç körfez kıyılarında, güneyde Balçova ve Alsancak, kuzeyde Karşıyaka deltaları dağ derelerinin önünde gelişmiş basit delta düzlükleridir. Buna karşılık Gediz Deltası, Batı Anadolu'nun geniş bir bölümünün sularını toplayan Gediz Irmağı'nın alüvyonları ile şekillenmiş, büyük ve karmaşık bir jeomorfolojik oluşumdur. Doğuda Bornova düzlüğü ise, kıyıdan başlamakla birlikte, tipik bir delta düzlüğü değildir. Bunun nedeni, öncelikle Bornova'dan denize ulaşan büyük bir akarsuyun bulunmamasıdır. Gerçekten, Bornova'ya inen dağ derelerinin su bölümü çizgisi ovaya çok yakındır (Kayan, 2000).

Orta Miyosen'den itibaren tüm bölgede Neotektonik koşullar geçerli olmaya başlamıştır. Bu evrede, değişik tip ve büyüklükteki bölgesel gerilmelerin etkisi altında kalan bütün birimlerde ve jeolojik ortamlarda deformasyonlar gelişmiş, bunun sonucunda da Batı Anadolu'nun tipik graben-horst yapıları ortaya çıkmıştır.

3.2 Aktif Faylar ve Jeolojik Sorunlar

Ege bölgesindeki önemli yapı unsuru olan yaklaşık doğu-batı uzanımlı grabenler, Orta-Geç Miyosen'den sonra olasılıkla Pliyosen sonu ve Pleyistosen'de gelişmeye başlamıştır. Bunlar, Anadolu ve Ege Denizi'ni belirli aralıklarla ve az çok D-B gidişli dar yapısal havzalar halinde bölmüştür. Bu grabenler, Ege Denizi içinde de deniz taban topoğrafyasını şekillendirmiştir. Bölgedeki gerilme sistemi içerisinde gelişen bu grabenlerde ve yakın çevresinde kıta kabuğunun 30 km'den daha inceldiği değişik araştırıcılar tarafından belirtilmektedir (Maden Tetkik Arama [MTA], 1979). Grabenler, çoğunlukla her iki tarafları da faylı olmakla birlikte, asimetrik bir gelişim göstermiştir. Gerilmenin giderek geliştiği Kuvaterner'de hızla yeniden yükselen Menderes Masifi'nin aşındırılmasının sağladığı klastik gereç sığ sahil ortamlarını kaplamış, son dönemlerde denizin yerel doldurulup antik kentlerin kara içerisinde

kalmasına yol açmıştır. Ege Bölgesi, günümüzde kıta içlerinde aktif gerilmenin hızlı geliştiği yörelere iyi bir örnektir. Litosferin incelmesi, bölgenin jeotermal enerji potansiyelini arttırırken, sismik aktivite birçok yıkıcı depremin de nedeni olmaktadır.

İzmir ve yakın çevresi, tarihsel dönemlerden bu yana yoğun deprem aktivitesine sahne olmuştur. Bölgedeki deprem episantırlarının çoğunluğu Ege Denizi'ndedir ve Karaburun-Sakız Adası, İzmir Körfezi-Midilli Adası, Doğanbey Burnu-Sisam Adası arasına rastlamaktadır. Bir kısım depremler ise Gediz grabeninin batı yarısı ile Ege Denizi arasında kalan kara kütlesi üzerinde gerçekleşmektedir. İzmir kenti merkez olmak üzere, yaklaşık 50-60 km yarıçaplı bir alanda yer alan ve üretebilecekleri olası depremlerle, İzmir Metropolü ve yakın çevresi için tehlike oluşturabilecek aktif faylar; Gediz grabeni batı yarısında yer alan Manisa ve Kemalpaşa Fayları, körfez güneyindeki İzmir Fayı, Cumaovası-Doğanbey Burnu arasındaki Tuzla Fayı ve Karaburun Yarımadası'nda yer alan Gülbahçe-Karaburun Fayıdır. Aliağa yöresinde mevcut, uzun devamlılıkları olan yanal atımlı KD-GB gidişli faylar da önemli depremler üretmişlerdir. Cumaovası-Dumanlıdağ fayları ise olası aktif faylardır. Manisa Fayı yaklaşık 25 km uzunluğunda olup fay düzleminin eğimi 50-65° arasında değişmektedir. Genelde Kuvaterner çökelleri ile daha yaşlı temel kayalar arasında dokanak oluşturur. Kemalpaşa Fayı ise, kabaca D-B doğrultusunda ve yaklaşık 21 km uzunluğundadır. Doğu ucunda Kuvaterner çökellerini kesen fay, batı bölümünde Neojen-Kuvaterner dokanağında yeralır. Tuzla fayı, İzmir ile Doğanbey Burnu arasında, KD-GB doğrultusunda uzanan ve üç parçadan oluşan yapısal çizgiselliğin GB ucunu oluşturur. Cumalı kaplıcaları ile Ege Denizi arasındaki bölümü 15-16 km uzunluğundadır. Sağ yönlü doğrultu atımlı aktif bir faydır. Fay zonu boyunca aktif faylara ilişkin tüm yapısal ve morfolojik öğeler belirgindir ve çok sayıda sıcak su çıkışı izlenir. D-B doğrultunda uzanan İzmir Fayı yapısal ve morfolojik olarak İzmir körfezini güneyden sınırlandırır. Yaklaşık 35 km uzunluğunda olan bu fay iki parçadan uzanır. Körfez ile Kemalpaşa arasında uzanan doğudaki bölümü Kemalpaşa Fayı'nın devamı niteliğindedir. Batı bölümü ise, körfezin güney kıyısı boyunca kuvaterner çökelleri ile Bornova Melanjı'na ait kayalar arasında uzanır. Kent içerisinde fayın niteliği ve aktivitesine yorumlanabilecek veriler sınırlıdır. Batı ve doğu kesiminde; eğim atımlı aktif normal fay özelliğindedir. Gülbahçe-Karaburun

Fayı, Karaburun yarımadası ile İzmir Körfezi'ni ayıran önemli bir yapısal hattır. K-G uzanımındadır. Karada 14-15 km uzunluğunda olan fayın kuzeyde ve güneyde deniz içerisinde de devam ettiği sanılmaktadır. İzmir Körfezi'nin batı yarısına rastlayan depremlerin bu faydan kaynaklandığı bilinmektedir.

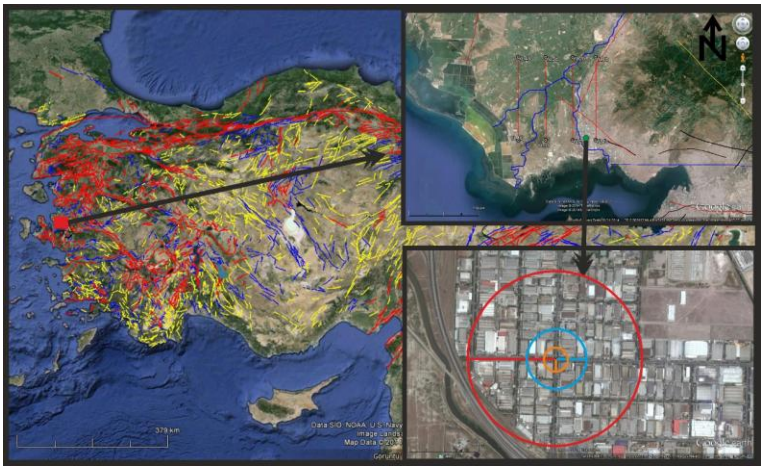
İzmir kent merkezi ve çevresi aktif olan graben fayları ve bu fayları keser konumda bulunan doğrultu atımlı faylarla iç içedir. Graben fayları normal fay özelliğinde olup, genellikle KB-BKB uzanımlıdır. Doğrultu atımlı faylar ise K20-30D uzanımlıdır (Kıncal, 2005). Bu faylar, Geç Pliyosen-Kuvaterner dönemde çalışmışlar ve morfolojiyi şekillendirmişlerdir. Grabenler, kenarlarında normal faylarla sınırlıdır. Grabenlerin kenar fay zonları 100-150 km devamlılık göstermekle birlikte, bu zon uzunlukları çoğunlukla 5-10 km'yi geçmeyen kısa faylardan oluşmuş bir fay demeti halindedir. Bu faylar, Orta-Geç Miyosen-Pliyosen boyunca gelişmiştir. Bu faylar, Erken Miyosen'de karasal bir ortamda çökelmeye başlamış Neojen yaşlı tortulları kesmektedir.

Batı Anadolu'da az-çok doğu-batı gidişli yaklaşık 10 kadar graben vardır. Bunların büyüklükleri kuzeyden güneye doğru Edremit, Bakırçay, Gediz, Büyük Menderes ve Kerme grabenleridir. Grabenlerin içlerinde Batı Anadolu'nun akarsuları akmaktadır. Bu akarsular, Batı Anadolu'nun iç kesimlerine kadar uzanan geniş bir alanı Ege Denizi'ne drene etmektedir. Akarsuların Ege Denizi'ne taşıdığı çökel gerecin miktarının yılda milyonlarca metreküp olduğu ve bu değerin yılda 0.1-1 mm aralığında çökel kalınlığına karşılık geldiği bilinmektedir. İzmir Körfezi'ni çevreleyen konumda olan bu alüvyonlar 150-300 metreye erişen kalınlıklarda ya doğrudan Bornova Karmaşığı'na ait kayaların ya da Neojen tortul kayalarının üzerine gelmektedir. Bazı kesimlerde de Neojen yaşlı gölsel tortullar üzerine gelen volkanitler de bu alüvyonlar tarafından örtülmüştür. Alüvyonların hangi kaya biriminin üzerine hangi kalınlıkta oturduğu, basamak şeklinde gelişmiş graben faylarının konumlarıyla ve taban topografyasının şekli ile de ilişkilidir. Alüvyon kalınlıkları graben ortasına doğru gidildikçe artmaktadır. Örneğin, Küçük Çiğli'den Mavişehir'e doğru alınan bir kesit üzerinde, alüvyon kalınlığının Mavişehir'e doğru artmakta olduğu ve körfeze ulaşıldığında maksimum kalınlığa eriştiği bilinmektedir.

Küçük Çiğli semti, andezitik volkanitler ve hemen altında yeralan Bornova Karmaşığı'na ait kumtaşı ve şeyllerle kaplı durumdadır. Çiğli fayı, bahsedilen andezitlerle alüvyon arasından geçmektedir. Deniz yönünde, fayın atımı kadar derinlikte bir ek yamaç molozu ve alüvyonel zemin bu eşiği doldurmuştur/doldurmaktadır. Son çalışmalar denize yakın kesimlerde ikinci bir basamak fayının D-B yönünde uzandığını ve atımının 20-25 m olduğunu göstermiştir. Bu noktada alüvyon kalınlığının ekstra 20-25 metre daha kalın olacağı açıktır. Bu örnek, sadece bir kesit üzerinde görülmüştür. İzmir'in diğer semtlerinde Karşıyaka, Naldöken, Bayraklı, Bornova, Melez Çayı deltası, Balçova ve Narlıdere yörelerinde mevcut taban kayalarından denize doğru giderek artan alüvyonların kalınlıkları net olarak bilinmemektedir. Bu duruma bağlı olarak, zemin büyütme, spektral ivme değerleri de kestirilememektedir.

3.3 Uygulanan In-Situ Jeofizik Yöntemler

İzmir ili Çiğli ilçesinde yer almakta olan ve yeni yerleşime açılan bölge çalışma alanı olarak seçilmiştir(Şekil 3.1 ve 3.3). Bu tez kapsamında çalışma alanında 55 noktada gözlemsel zemin transfer fonksiyonlarını tespit etmek amacı ile Nakamura tek nokta mikrotremor ölçümleri, yer içi zemin-mühendislik ana kayası modellerini oluşturmak amacıyla 4 profil üzerinde mikrogravite çalışmaları ve bir noktada GUÖY uygulanmıştır (Şekil 3.3).



Şekil 3.3 Çalışma alanı

3.3.1 Ölçü Alma Kriterleri ve Kullanılan Ekipmanın Özellikleri

Mikrotremor ölçümleri Guralp Systems CMG-6TD 30 Sn'lik hız ölçer sismometrelerle tamamlanmış olup ölçüm süresi en az 45 dk'dır (Şekil 3.4).

Geliştirilmiş uzaysal öz-ilişki yöntemi ölçümü Guralp Systems CMG-6TD 30 Sn'lik hız ölçer sismometrelerle tamamlanmış olup ölçüm süresi en az çember başına 75 dk'dır. Ölçümler üç farklı çember (60-Turuncu, 160-Mavi ve 420-Kırmızı m) üzerinde tamamlanmıştır (Şekil 3.2).

Mikrogravite ölçümleri Scintrex CG-5 Autograv gravimetresi ile alınmıştır. 5 tekrarlı ve 60 sn ölçüm süresi ile ölçümler tamamlanmıştır (Şekil 3.5).

Çok kanallı yüzey dalgaları analizi ölçümleri Geometrics Geode 24 kanallı sismometre ile 4,5 Hz p jeofonları kullanılarak, 5 m jeofon aralığı, 0,125 ms örnekleme aralığı ve 2 sn kayıt uzunluğu kullanılarak TÜBİTAK 106G159 numaralı proje ekibi tarafından 2007-2012 yılları arasında gerçekleştirilmiştir.

3.3.2 Veri Değerlendirme Aşamaları

Mikrotremor veri değerlendirme aşamalarında Securing the European Electricity Supply Against Mailcious and Accidental Threats Project (SESAME) projesi kapsamında yazılan açık kodlu Geopsy V 2.5.0 yazılımı kullanılmıştır. Mikrotremor verileri değerlendirilirken bu yazılımın kullandığı hızlı fourier dönüşümü (Fast Fourier Transform-FFT) ilkeleri dikkate alınarak pencere boyu 81,92 sn ve frekans ortamı örnekleme sayısı 8192 olarak belirlenmiştir.

GUÖY ölçümü Guralp Systems CMG-6TD 30 Sn'lik hız ölçer sismometrelerle tamamlanmış olup çember başına ölçüm süresi en az 75 dk'dır. Ölçümler merkezleri aynı 3 farklı yarıçaplı (60, 160 ve 420 m) çemberler üzerinde (Şekil 4.3) yapılmıştır. Veriler mikrotremor verileri ile aynı yazılımı ve ilkeler dikkate alınarak değerlendirilip elde edilen dispersiyon eğrilerinden S-Dalgası Hızı / Derinlik

değişimleri ters çözüm yöntemleri ile hesaplanmıştır. Mikrotremor ve GUÖY yöntemleri uygulanırken çevresel gürültülerden mümkün olduğunca uzak noktalar belirlenip her ölçüm için rüzgar etkisi de hesaba katılarak gerekli önlemler alınmıştır (Şekil 4.1).

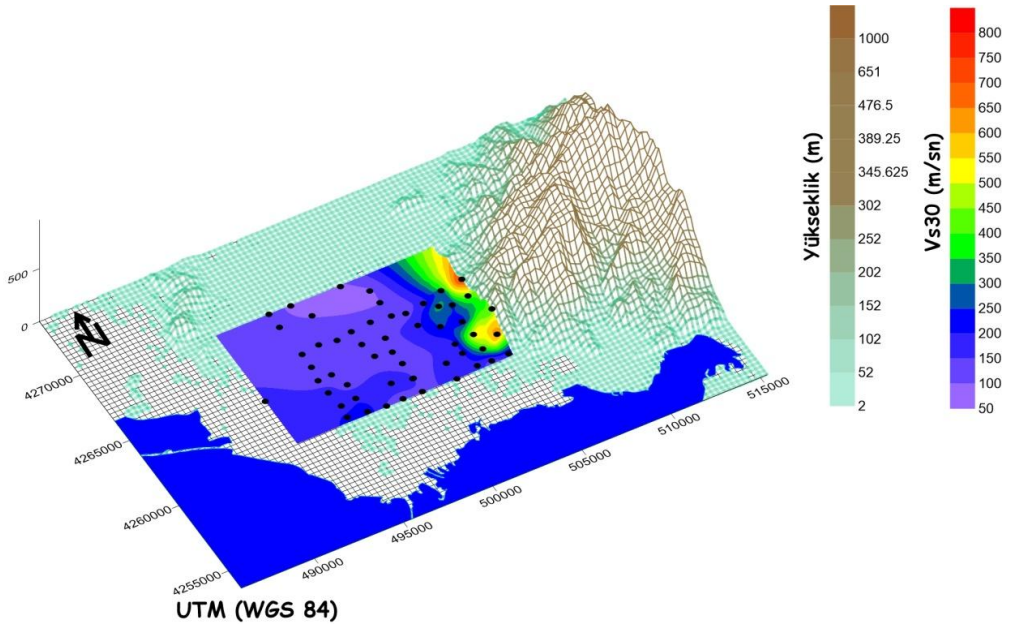
Şekil 3.4 Gözlemsel zemin transfer fonksiyonu (mikrotremor) - GUÖY arazi çalışmaları

4 Profil üzerinde uygulanan mikrogravite ölçümleri yoğunluk tayini ve gerekli düzeltme (Topografya, Bouguer) işlemlerinden sonra düz çözüm modellemesi kullanan WingLink programı yardımı ile iki boyutlu modelleme işlemlerine tabi tutulup sonuç olarak zemin-mühendislik ana kayası modelleri elde edilmiştir (Şekil 4.5, 4.6, 4.7 ve 4.8).

Şekil 3.5 Mikrogravite arazi çalışmaları

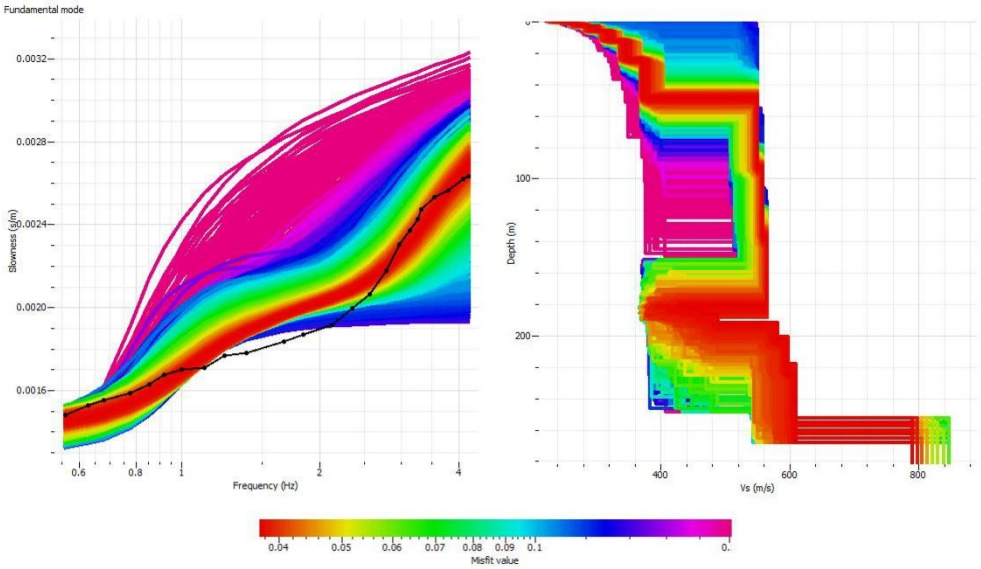
3.3.3 Elde Edilen Çıktılar

TÜBİTAK 106G159 numaralı KAMAG projesi kapsamında uygulanan ve değerlendirilen çok kanallı yüzey dalgaları analizi (Multichannel Analysis of Surface Waves-MASW) verileri çalışma alanı içerisine gelecek şekilde düzenlenmiş ve 55 profil üzerinde alanın ölçümler sonucunda proje ekibi tarafından elde edilen Vs30 hız değerleri haritalanmıştır (Şekil 3.6).



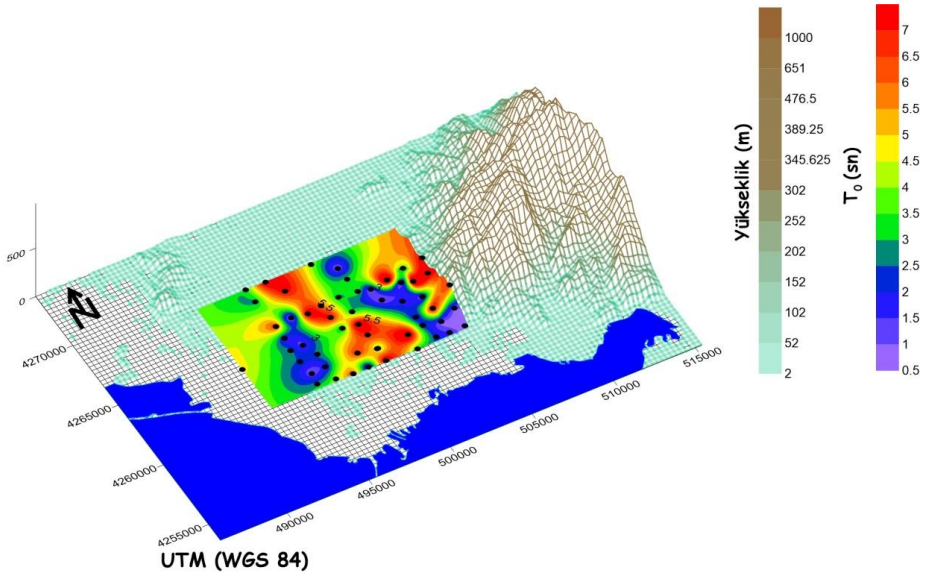
Şekil 3.6 Çalışma alanı Vs30 hız dağılım haritası ve ölçüm noktaları (TÜBİTAK 106G159 Numaralı Proje)

Bir noktada uygulanan GUÖY ile zemin-mühendislik ana kayası derinlik sınırı ve bu noktaya kadar olan dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile S-dalga hızı değişimleri tespit edilerek (Şekil 3.7) 4 profil üzerinde uygulanan mikrogravite ölçüm değerlendirmelerinde yoğunluk tayini yapmak amacıyla kullanılmıştır.



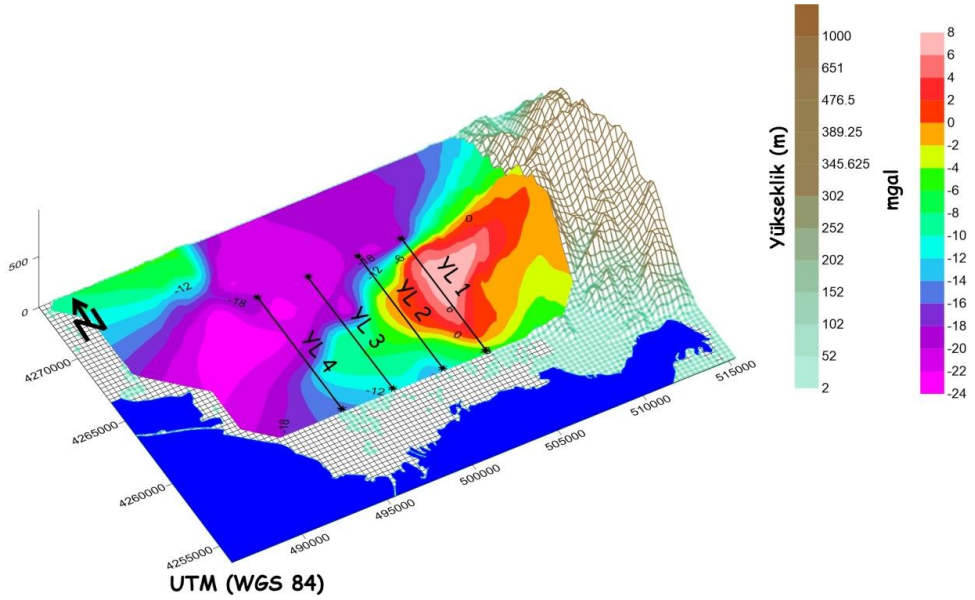
Şekil 3.7 Geliştirilmiş uzaysal öz-İlişki yöntemi sonucunda elde edilen dispersiyon eğrisi (Solda) ve S-dalgası hızının derinlikle bir boyutlu değişimi (Sağda)

55 noktada uygulanan Nakamura tek nokta mikrotremor ölçümleri sonucunda bahsi geçen 55 nokta için gözlemsel zemin transfer fonksiyonları elde edilip (Bkz. EK-1) zemin-mühendislik ana kayası modelleri ile birlikte irdelenmiştir. Ayrıca bu ölçümlerden elde edilen zemin hakim titreşim periyodu değerleri haritalanarak (Şekil 3.8) diğer yöntemlerden elde edilen sonuçlarla ortak yorumlanmıştır.



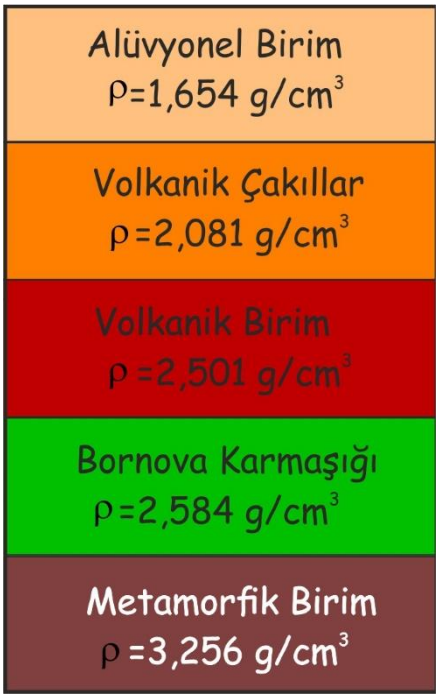
Şekil 3.8 Çalışma alanı zemin hâkim titreşim periyodu haritası ve ölçüm noktaları

Elde edilen gravite verileri gerekli düzeltmeler (Topografya, Bouguer) yapıldıktan sonra topografyaya bağlı olarak haritalanarak çalışma alanı için Bouguer gravite anomali haritası elde edilmiştir (Şekil 3.9).

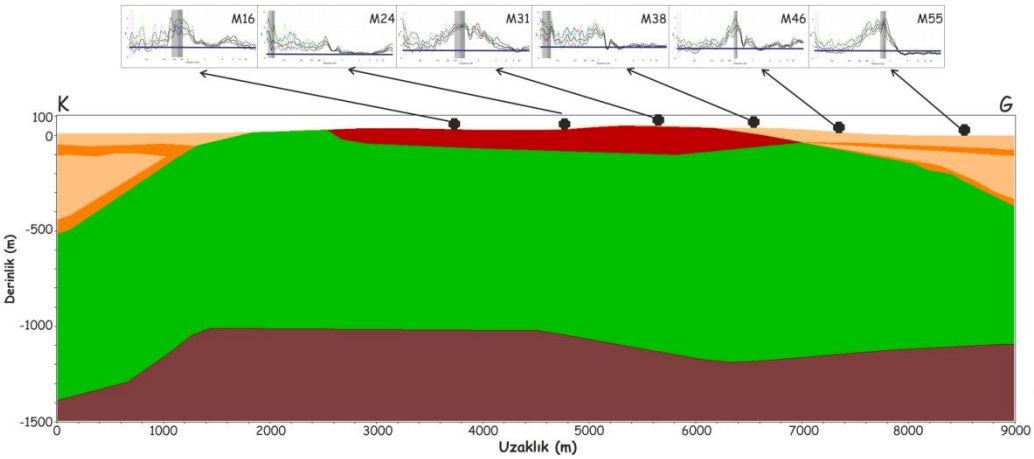


Şekil 3.9 Çalışma alanı Bouguer gravite anomali haritası

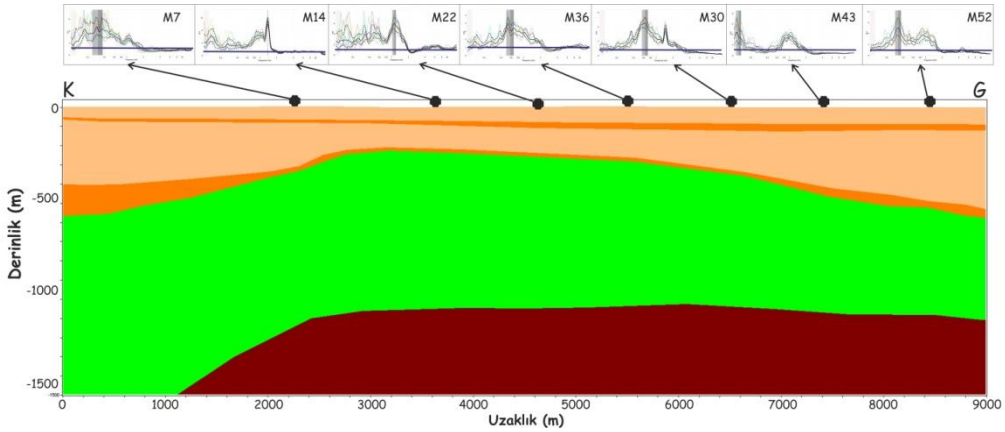
Haritalama işleminden sonra çalışma alanı için belirlenen 9 km uzunluğunda ve aralarında yaklaşık 1.6 km bulunan 4 profil üzerinde yukarıda bahsedildiği üzere GUÖY'den elde edilen S-Dalga Hızı – Derinlik profilleri birlikte kullanılarak yoğunluk tayinleri yapılmış ve düz çözüm modellemesine tabi tutulmuştur. Düz çözüm modellemesi sonucu çalışma alanında 5 adet birbirlerinden farklı yoğunluklara sahip ortam gözlenmiştir (Şekil 3.10). Düz çözüm modellemesi sonucunda elde edilen zemin-mühendislik ana kayası modelleri profiller üzerinde bulunan gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ile birlikte irdelenmiştir (Şekil 3.11, 3.12, 3.13 ve 3.14)



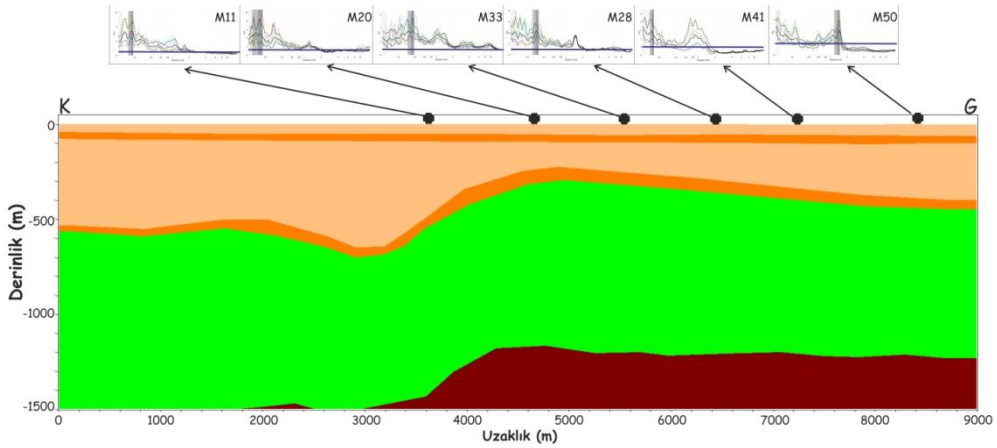
Şekil 3.10 Çalışma alanında beklenen olası jeolojik istif ve hesaplanan yoğunlukları



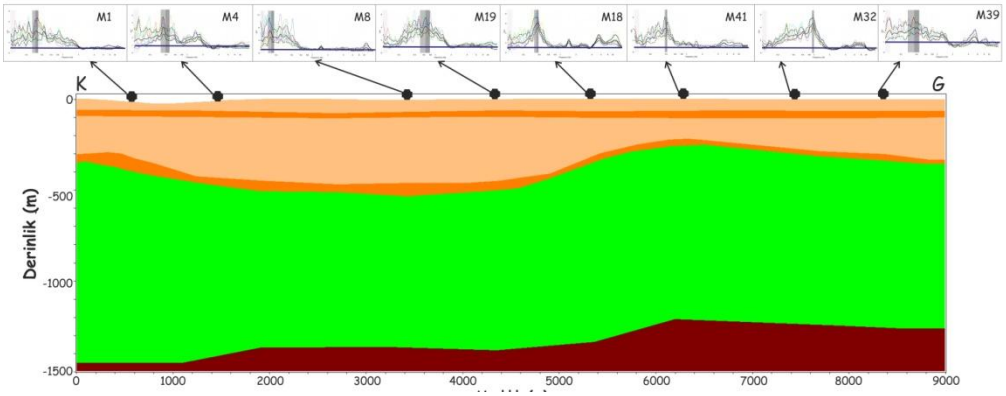
Şekil 3.11 YL1 profili iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modeli ve profil üzerinde bulunan Nakamura tek nokta mikrotremor ölçüm sonuçları



Şekil 3.12 YL2 profili iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modeli ve profil üzerinde bulunan Nakamura tek nokta mikrotremor ölçüm sonuçları



Şekil 3.13 YL3 profili iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modeli ve profil üzerinde bulunan Nakamura tek nokta mikrotremor ölçüm sonuçları



Şekil 3.14 YL4 profili iki boyutlu zemin-mühendislik ana kayası modeli ve profil üzerinde bulunan Nakamura tek nokta mikrotremor ölçüm sonuçları

BÖLÜM DÖRT
SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Deprem-zemin-yapı ortak etkileşiminin araştırılması aşamalarından en önemlisi deprem sırasında zemin yapı ortak davranışı sonucunda zemin içinde oluşacak gerilim deformasyon değişimlerindeki tehlike seviyelerinin saptanmasıdır. Bunun için zemin (Vs<760 m/sn)-Mühendislik ana kayası (Vs>760m/sn) modelinin tanımlanması gerekir.

Zemin-mühendislik ana kayası modeli oluşturulurken jeoloji, jeofizik ve geoteknik mühendislerinin ortak çalışması sonucunda zemin tabakalarına ait kalınlık, derinlik, elastisite modülü (E), kayma modülü (G), poisson oranı (v), kohezyon (c), içsel sürtünme açısı (φ) ve yoğunluk parametrelerinin (ρ) tanımlanması gerekir. Bu parametrelerin elde edilmesinde yerinde (in-situ) yöntemler kullanılması gerekir.

Bu çalışmada, zemin tabakalarının kalınlığı, derinliği, P ve S dalga hızları ile yoğunluk parametrelerinin arazide in-situ jeofizik yöntemlerle elde edilmesi konusunda İzmir Körfezi Kuzeyinde yer alan alanda çalışmalar yapılmıştır.

Geçmiş çalışma (jeotermal sondajlar, tübitak projeleri ve diğer çalışma sonuçları) sonuçlarına göre çalışma alanı ve yakın çevresinde;

- Beklenen zemin kalınlığı 300-350 m. civarındadır.
- Vs30 hız değerleri, zemin için 300 m/sn. değerlerinden küçüktür.
- Pik periyot değerleride zemin üzerinde ortalama To > 1sn'dir.
- Bu sonuçlara göre zemin mühendislik ana kayası modelleri hazırlanırken hem zemin kalınlığı hem de alçak frekans edeğerlerindeki genlik değişimlerinin dikkate alınması gerekir.

Zemin mühendislik ana kayası sınırının ön kestirilmesi için tek nokta mikrotremor ölçümlerinden elde edişen HVSR(f) spektrumları kullanılmıştır.

Mikrotremor çalışmalarından HVSR(f) değerleri elde edilirken ortalama 81,92 sn pencere boyları kullanılmıştır.

Mühendislik ana kayası modelinin tanımlanması için gerekli olan elastisite modülü (E), kayma modülü (G), poisson oranı (v) ve yoğunluk parametrelerinin elde edilmesinde P ve S dalga hızlarına bağımlı olan kuramsal bağıntılar kullanılmıştır.

S dalga hızlarının elde edilmesinde Geliştirilmiş Uzaysal Öz-İlişki Yöntemi (GUÖY) ile yoğunluk değişimlerine duyarlı Mikrogravite yöntemleri kullanılmıştır.

Çalışma alanı zaman için doğal ve yapay yollarla yatağı değiştirilmiş olan Gediz Nehrinin birikim alanı etkisinde kalmıştır.

Ayrıca denizin kara içine ilerlemesi ve çekilmesi sonucu zemin içindeki tane boyu yapısı da değişmiştir. Çalışma alanı genelinde derinliği ve kalınlığı değişen çakıl tabakası gözlenmektedir. Ancak bu tabakanın altında tane boyu tekrar azalarak hem Vs hız değerlerinin azalmasına neden olmuş hem de deprem sırasında tekrar yansımalar yaratabilecek bir kapanım oluşturmuştur.

Bu değişimler To pik genlik değerlerini etkilemiştir. Bu nedenle zemin yüzeyinde yanal yönde ani To değişimleri saptanmıştır. Bu değişim aralığı 1 sn. den daha büyüktür. Bu durum zemin içindeki tabakalar arasında oluşacak sismik empedans değişimlerinin (Vs ve yoğunluk değişimleri) yanal ve düşey yönlerde tehlikeli olacağını göstermektedir.

Mikrogravite değişimlerine göre alanın kuzeyinde zemin kalınlığının arttığı gözlenmiştir. Doğuya doğru zemin kalınlığı azalmasına bağlı olarak yüksek mgal değerleri hakimdir. Zemin içindeki bu değişimlerin HVSR(f) spektrumları ile uyumlu olduğu gözlenmiştir.

Zemin kalınlığı yanal ve düşey yönlerde çok değişken özellik sunmaktadır. Bu nedenle yapı yapılacak noktalara özel tanımlanması gerekir. Zemin dinamik

analizleri için zemin mühendislik anakayası modelleri küçük ölçeklerde tanımlanması önerilir.

KAYNAKLAR

ABYYHY. (1998). *Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik*, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Türkiye.

Akgün, M., Gönenç, T., Pamukçu,O., Özyalın, Ş. ve Özdağ, Ö.C. (2013a). Mühendislik ana kayasının belirlenmesine yönelik jeofizik yöntemlerin bütünleşik yorumu: İzmir yeni kent merkezi uygulamaları, *Jeofizik Dergisi*, doi 13.b02 jeofizik-1304-12

Akgün, M., Gönenç, T., Pamukçu,O. ve Özyalın, Ş. (2013b). Investigation of the relationship between ground and engineering bedrock at northern part of the Gulf of İzmir by borehole data supported geophysical Works, *Journal of Earth System Science, 123*, 545-564

Aki, K. (1957). SPAC and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bulletin Earthquake Research Institue Tokio University, 25*, 415-457.

Alçık, H, A., Gürbüz, C. ve Üçer, B. (1995). Kadıköy ve Üsküdar bölgelerinde yapılan mikrotremor ölçümleri ile mikrobölgelendirme, *Jeofizik Dergisi* (9, 10), 235–245.

Apostolidis, P., Dimitrios, R., Roumelioti, Z. ve Pitilakis, K. (2004). Determination of S wave velocity structure using microtremors and spac method applied in Thessaloniki (Greece), *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, *24*, 49-67.

Asten, M.W., Dhu, T., Jones, A. ve Jones, T. (2003). Comparison of shear velocities measured from microtremor array studies and SCPT data acquired for earthquake site hazard classification in the northern suburbs of Perth W.A.., *Proceedings of a Conference of the Australian Earthquake Engineering Society, 12* , Melbourne.

Asten, M.W., Dhu, T. ve Lam, N. (2004). Optimised array design for microtremor array studies applied to site classification: Comparison of results with SCPT logs. *13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, B.C., Canada.

Butler, D., K., (1984). Mictogravimetric and gravity gradient techniques for subsurface cavities. *Geophysics, 49,* 1084–1096

Capon, J. (1969). High resolution frequency-wavenumber analysis, *Proceeding Institue Electric And Electron Enginering, 57,* 1408-1418.

Capon, J. (1973). Signal processing and frequency-wavenumber spectrum analysis for a large aperture seismic array, *Methods in Computational Physics, 13,* 1-59.

Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi: *TPJP Bülteni. c. 2/1-Aralık 1990*, 1-20.

Foti, S. (2000). *Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves,* Doktora Tezi., Politecnico di Torino, Milano.

Issawy, E., A., Othman, A., A., Mrlina, J., Saad, A., M., Radwan, A,. H., Elhafeez, T., A., ve Emam, M., S. (2010) Engineering and geophysical approach for construction site selection at AL-AMAL area, southeast of Cairo, Egypt; *Exploration Geophysics Remote Sensing Environmental Journal, 44,* 56–67.

Kanai, K. ve Tanaka, T. (1961). On Microtremors, *8. Bulletin of the Earthquake Research Institute,* University of Tokyo, 97–114.

Kanai, K., Tanaka, T. ve Yoshizawa, S. (1965). On Microtremors, *9. Bulletin of the Earthquake Research Institute,* University of Tokyo, 577–588.

Kanai, K. (1983). *Engineering seismology*, Japonya: University of Tokyo, 251.

Kayan, İ. (2000). İzmir çevresinin morfotektonik birimleri ve alüvyonal Jeomorfolojisi, *Batı Anadolu Depremselliği Sempozyumu, 103.*

Kıncal, C. (2005). İ*zmir iç körfezi çevresinde yer alan birimlerin coğrafi bilgi sistemleri ve uzaktan algılama teknikleri kullanılarak mühendislik jeolojisi açısından değerlendirilmesi*, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, İzmir.

Kramer, S.L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*, Prentice-Hall, Inc.

Lay, T. ve Wallace, T.C. (1995). *Modern global seismology*, San Diego, CA: Academic Press.

Lermo, J. ve Garcia F. J. (1994). Area Microtremors useful in site response evaluation, *Bulletin of the Seismological Society of America, 84* (5), 1350 – 1364.

Mirzaoğlu, M. ve Dikmen, Ü. (2003). Application of Microtremors to Seismic Microzoning Procedure, *Journal of the Balkan Geophysical Society, 6*, 143 156.

Maden Tetkik Arama (1979). *Jeoloji haritası İzmir paftası* (1:500.000), Ankara.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of sub-surface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI, 30*,1, 25-33.

Nakamura, Y. (2000). Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Applications, *Proceeding 12th World Conferance on Earthquake Engineering*, 2656.

Nazarian, S. ve Desai, M.R. (1993). Automated surface wave method: Feild testing. *Journal of Geotechnical Engineering, 199*, 1094-1111.

NEHRP. (2003). Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings, (Fema 450).

Okada, H. (2003). T*he microtremor survey method, geophysical monograph series 12*, Society Engineering Geophysics, Tulsa.

Özbek, D. (1981). *Altındağ Köyü (İzmir) çevresinin jeoloji ve Altındağ taş ocaklarının mühendislik jeolojisi*, Bitirme Ödevi, Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir.

Özer, S. ve İrtem, O. (1982). Işıklar-Altındağ (Bornova-İzmir)alam Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikler, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 25, 41-47.

Park, C.B., Miller, R.D. ve Xia, J. (1999). Multichannel analysis of Surface Waves, *Geophysics, 64* (3), 800-808.

Roberts, J.C. ve Asten, M.W. (2004). Resolving a velocity inversion at the geotechnical scale using the microtremor (passive seismic) survey method. *Exploration Geophysics, 35*, 14-18.

Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves: in Ishihara (ed.). *Earthquake Geotechnical Engineering*, Balkema.

Toksöz, M.N. (1964). Microseisms and an attempted application to exploration. *Geophysics, 29*, 154-177.

Uzel, B, Sözbilir, H. ve Özkaymak, Ç., (2012). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in Western Anatolia: The inner bay of İzmir, *Turkey Turkish Journal of Earth Sciences, 21*, 439-471

Whiteley, R.J. (1994). Seismic refraction testing – a tutorial: in Woods, R.C. (ed.). *Geophysical Characterization of Sites, Balkema*, 45-47.

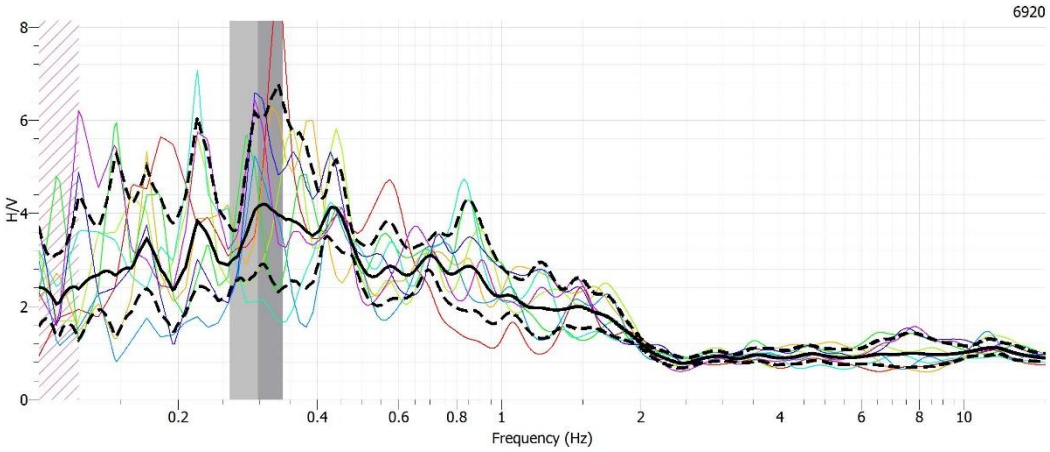
Whiteley, R.J. ve Greenhalgh, S.A. (1979). Velocity inversion and the shallow seismic refraction method. *Geoexploration, 17*, 125-141.

Zywicki, D.J. (1999). *Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves*, Doktora Tezi, Georgia Institute of Technology, Atlanta, , Amerika.

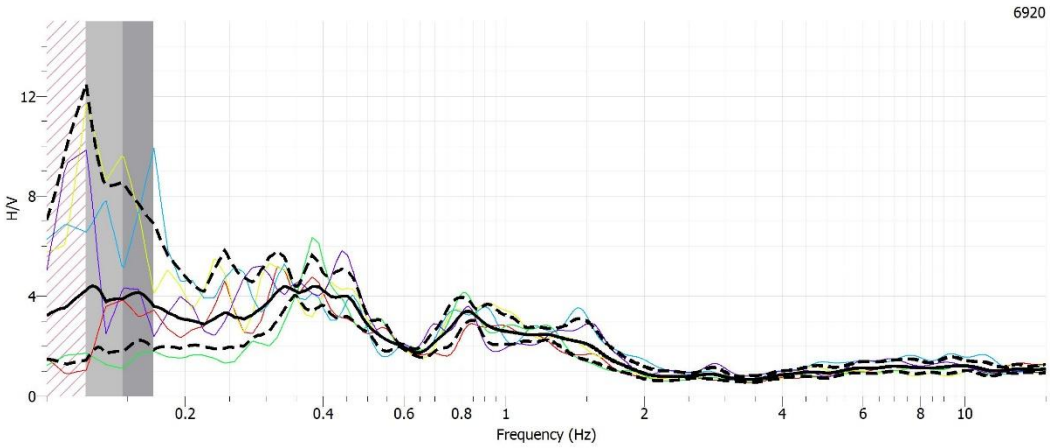
EKLER

EK-1

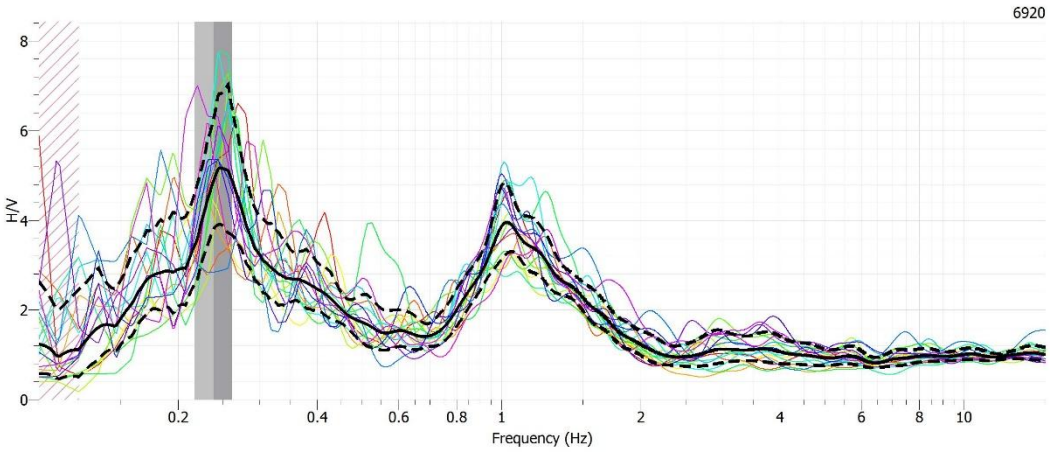
NAKAMURA TEK NOKTA MİKROTREMOR ÖLÇÜMLERİ SONUCU ELDE EDİLEN GÖZLEMSEL ZEMİN TRANSFER FONKSİYONLARI



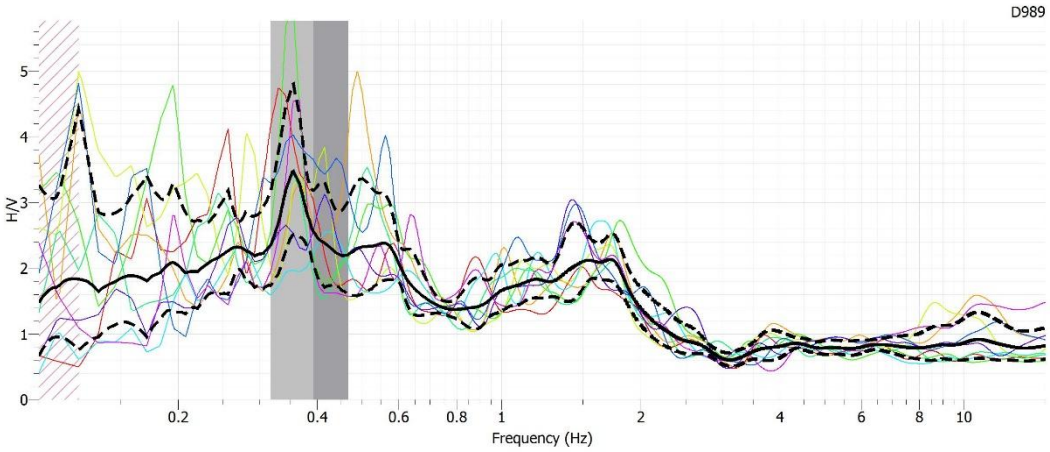
Şekil 1. M1 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



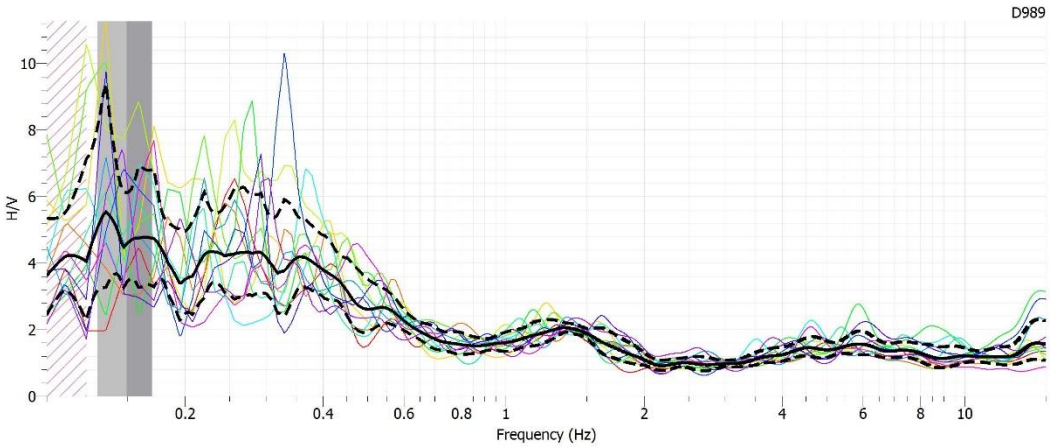
Şekil 2. M2 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



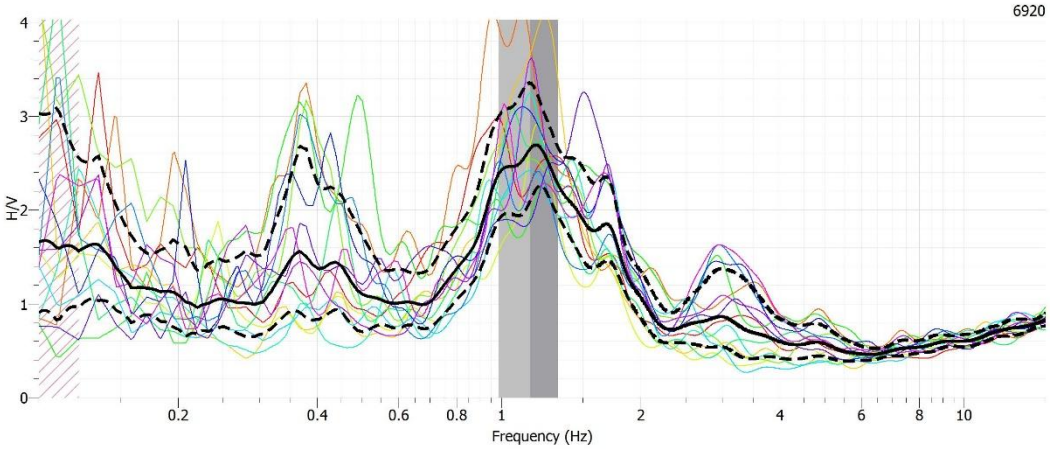
Şekil 3. M3 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



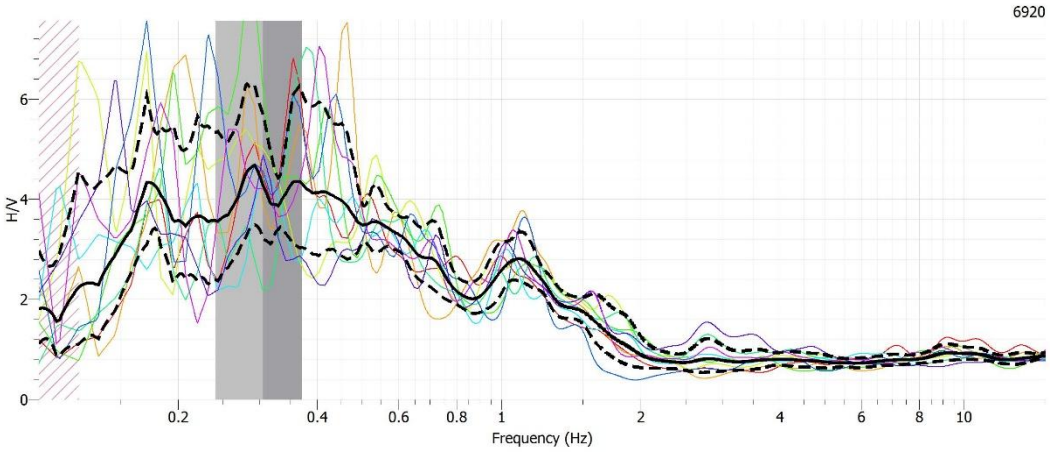
Şekil 4. M4 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



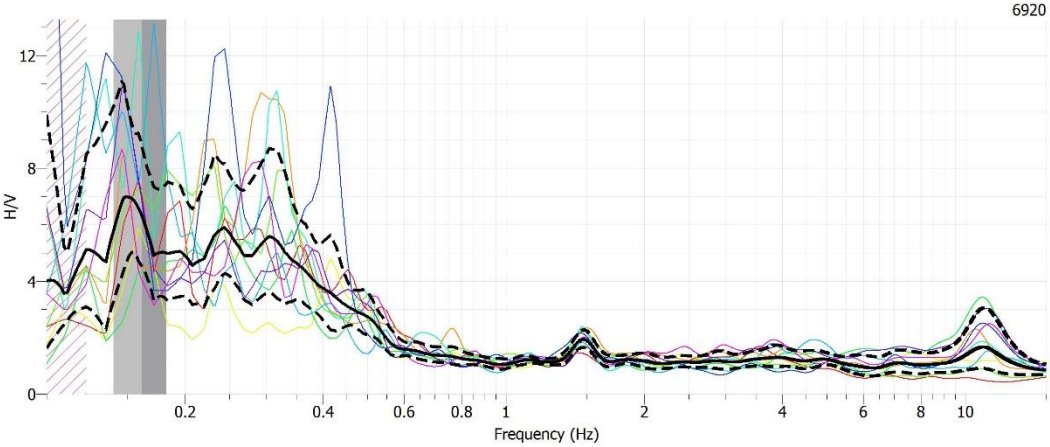
Şekil 5. M5 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



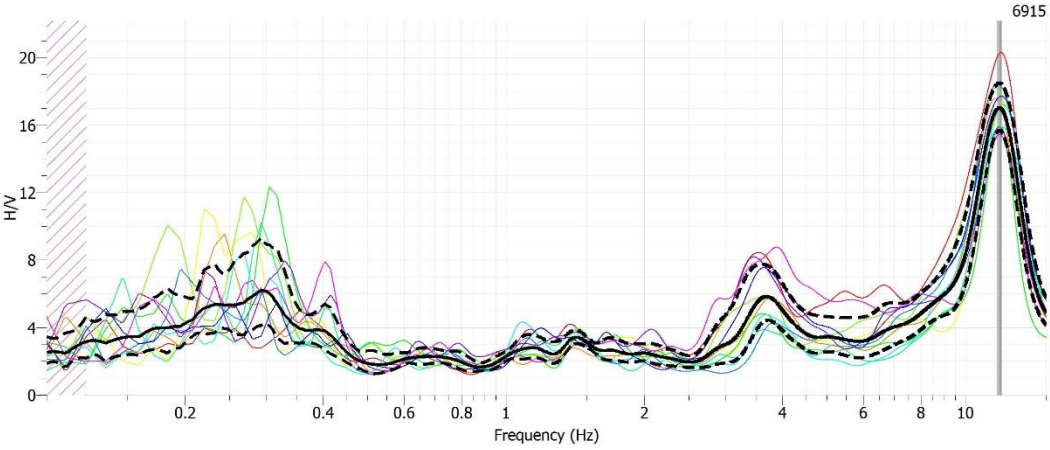
Şekil 6. M6 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



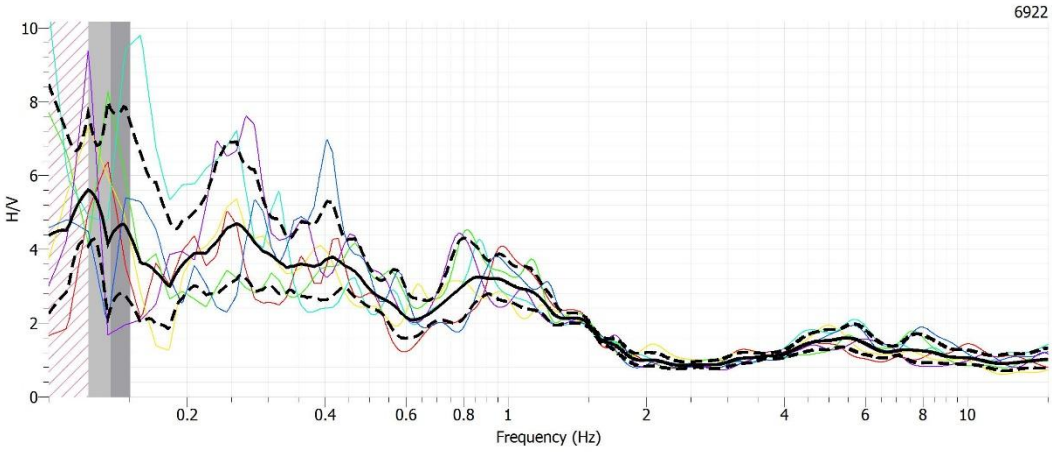
Şekil 7. M7 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



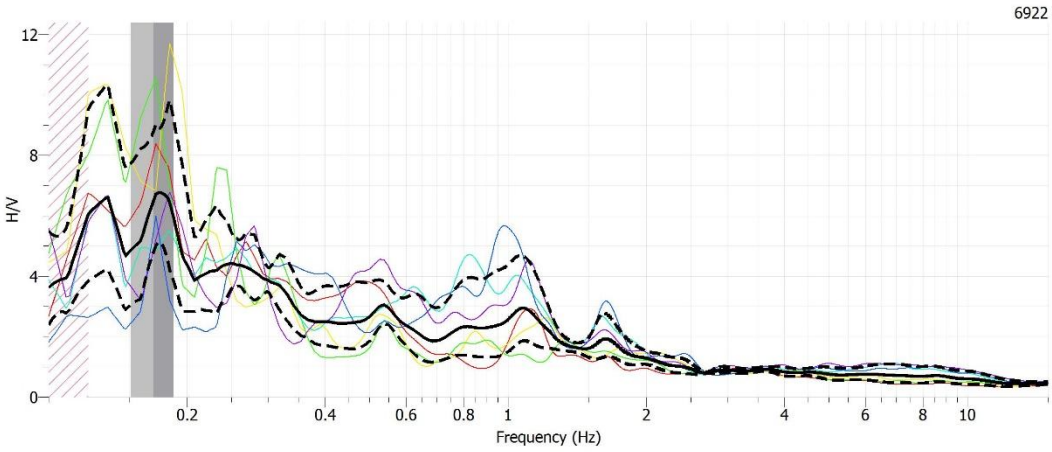
Şekil 8. M8 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



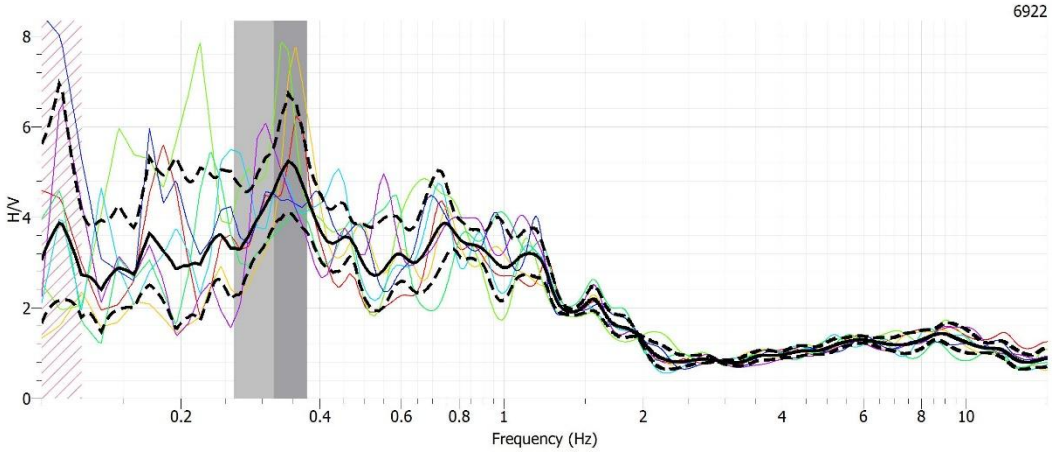
Şekil 9. M9 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



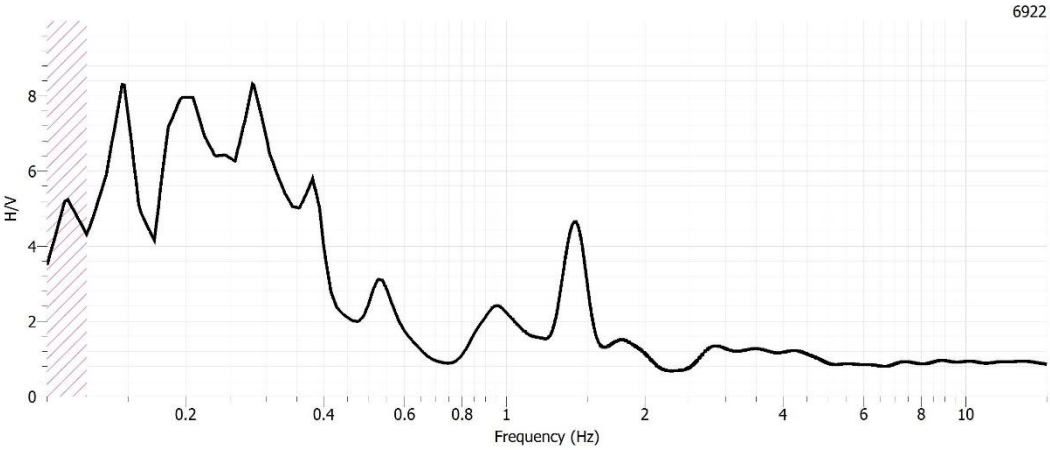
Şekil 10. M10 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



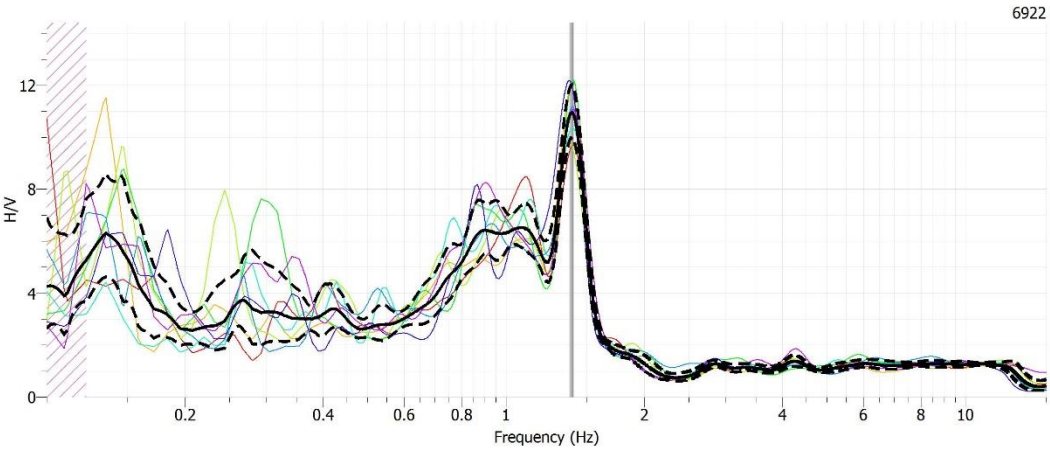
Şekil 11. M11 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



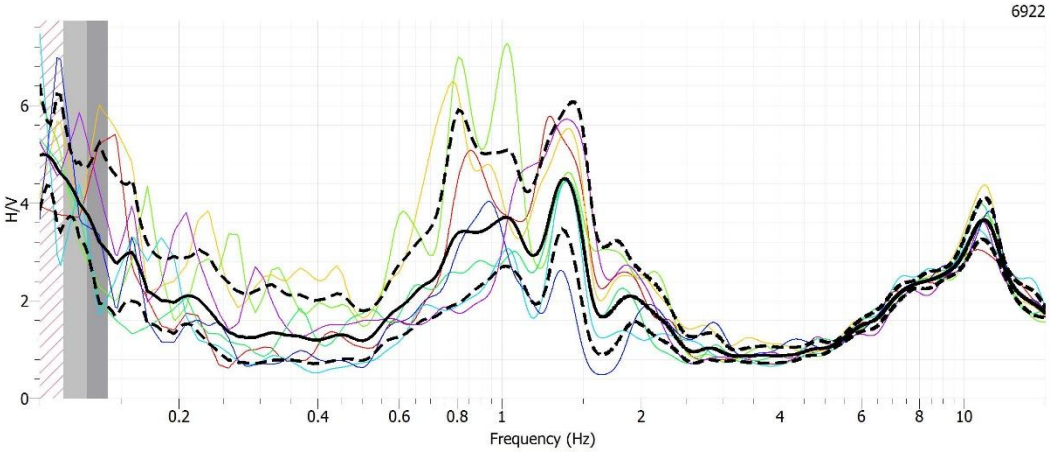
Şekil 12. M12 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



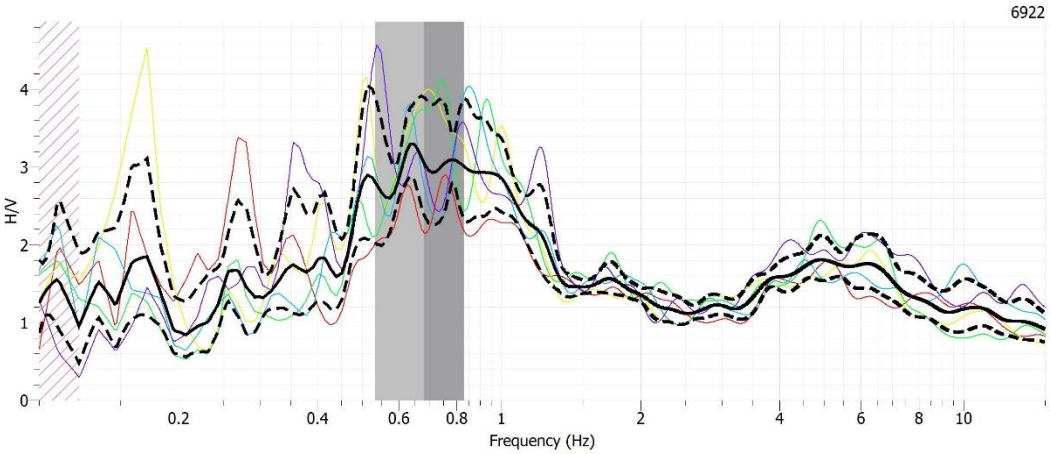
Şekil 13. M13 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



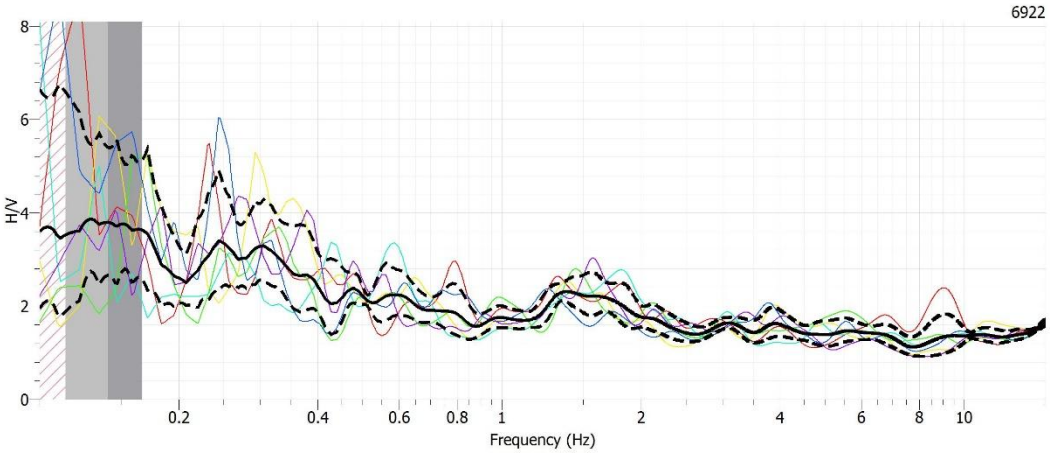
Şekil 14. M14 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



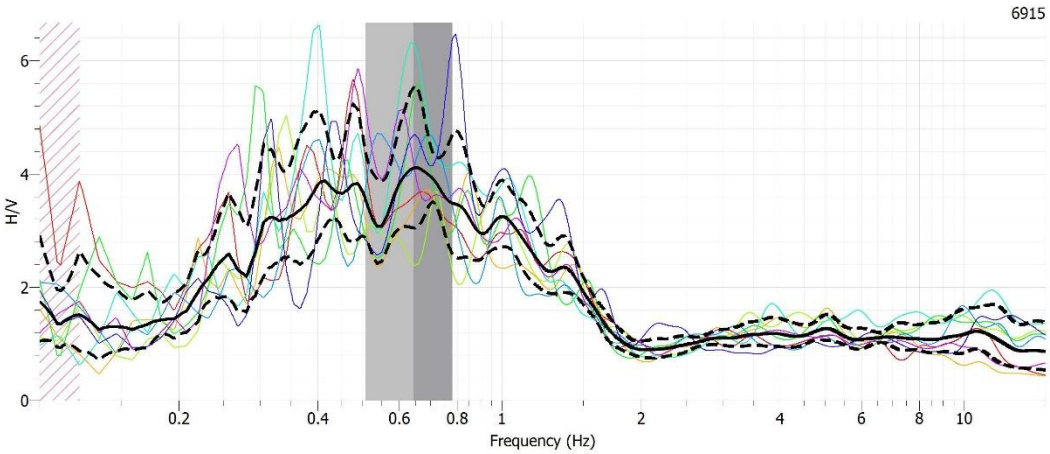
Şekil 15. M15 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



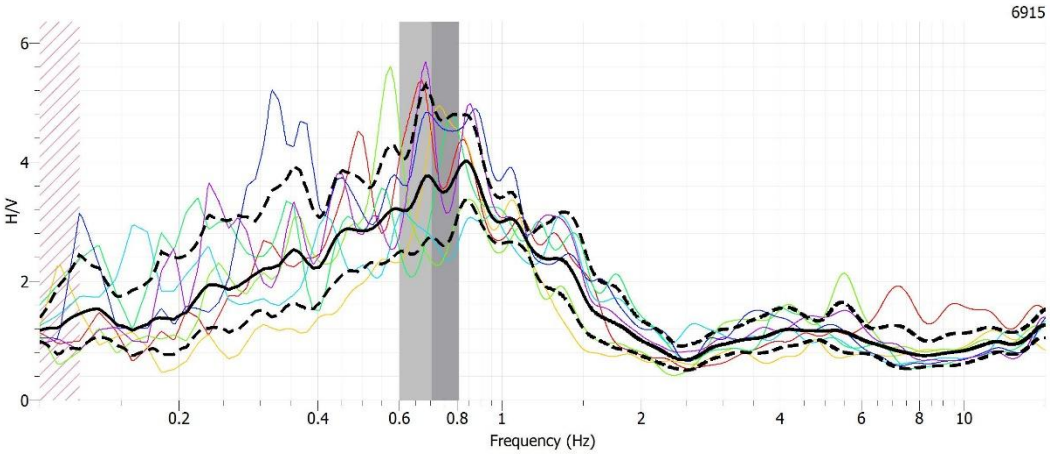
Şekil 16. M16 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



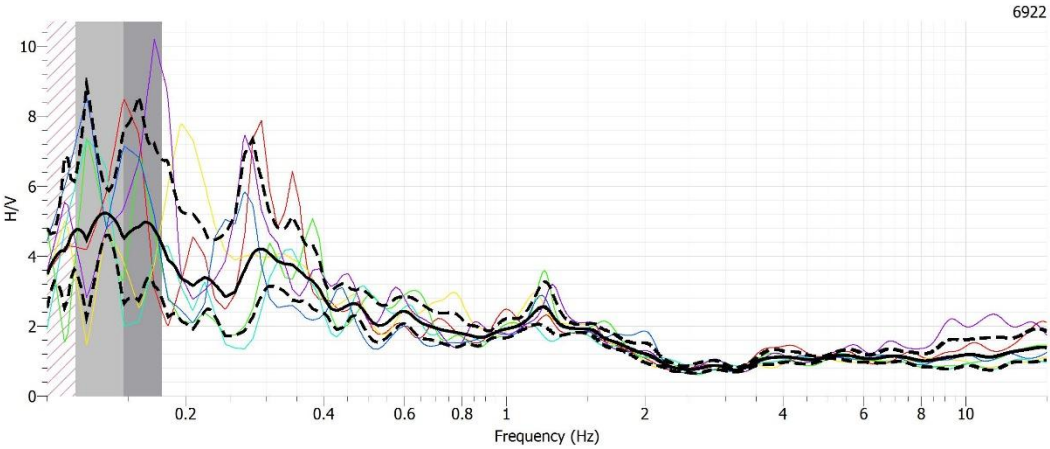
Şekil 17. M17 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



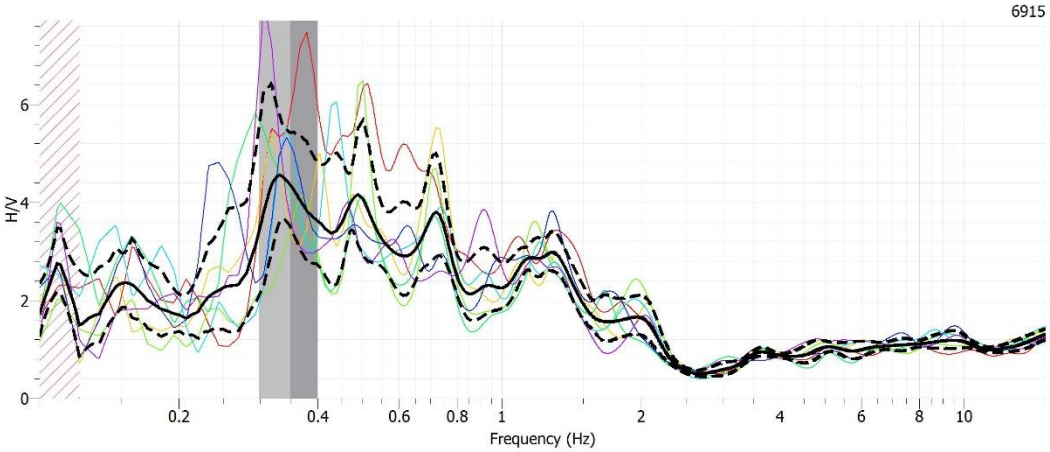
Şekil 18. M18 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



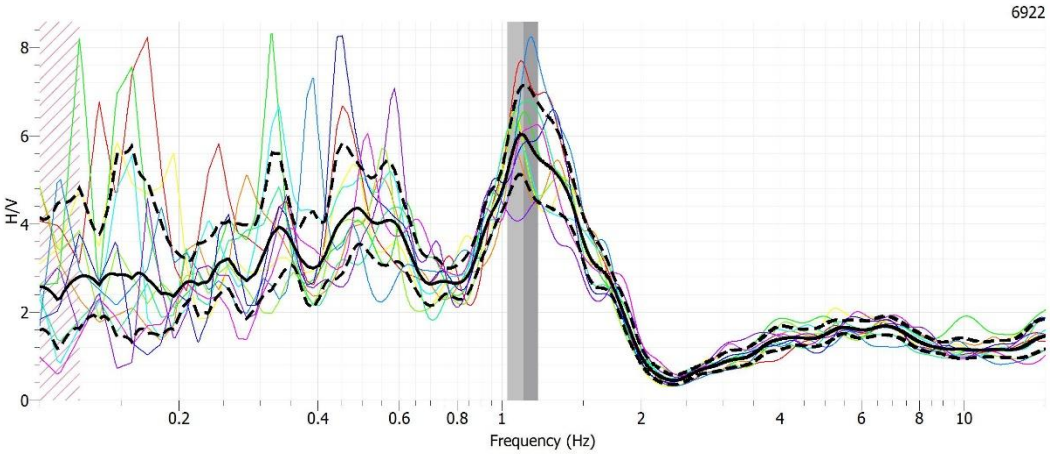
Şekil 19. M19 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



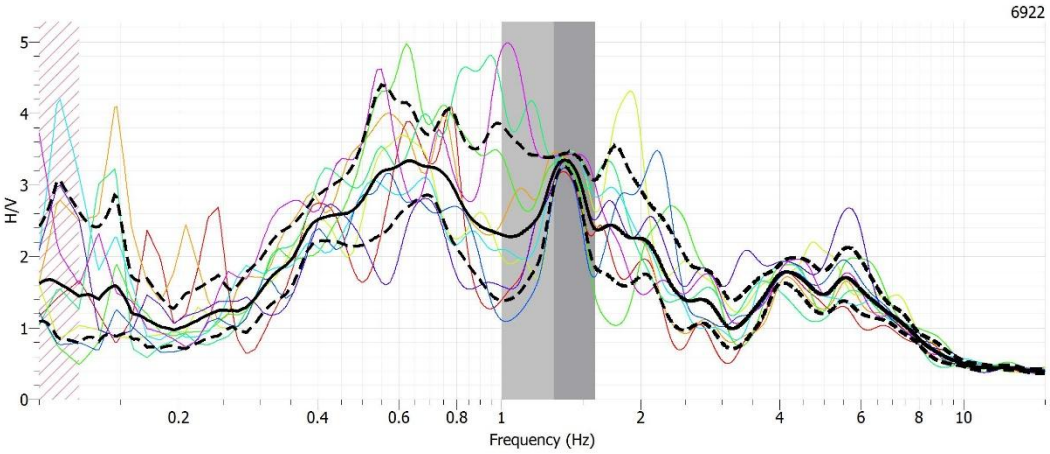
Şekil 20. M20 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



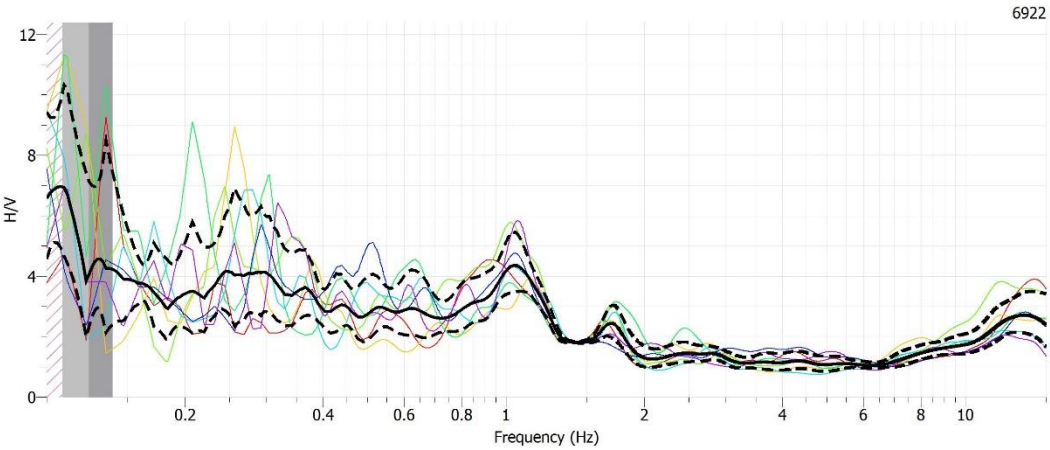
Şekil 21. M21 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



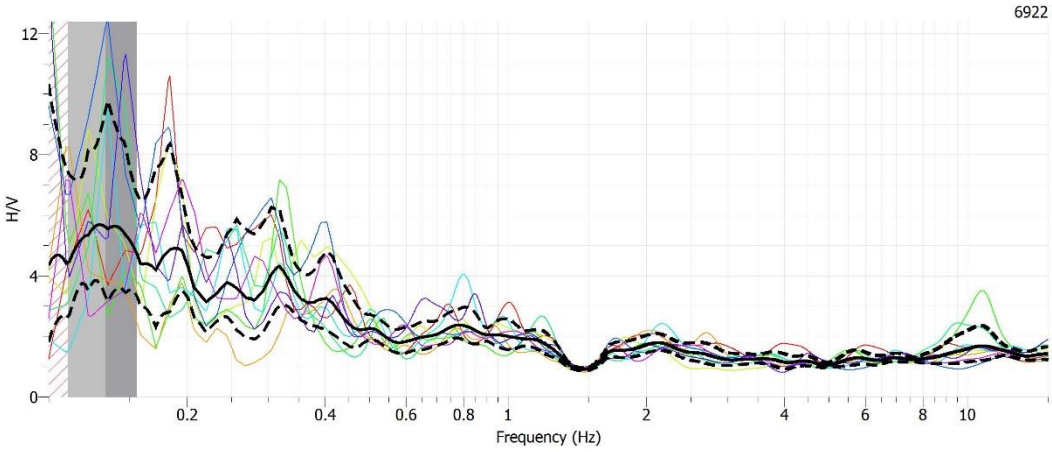
Şekil 22. M22 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



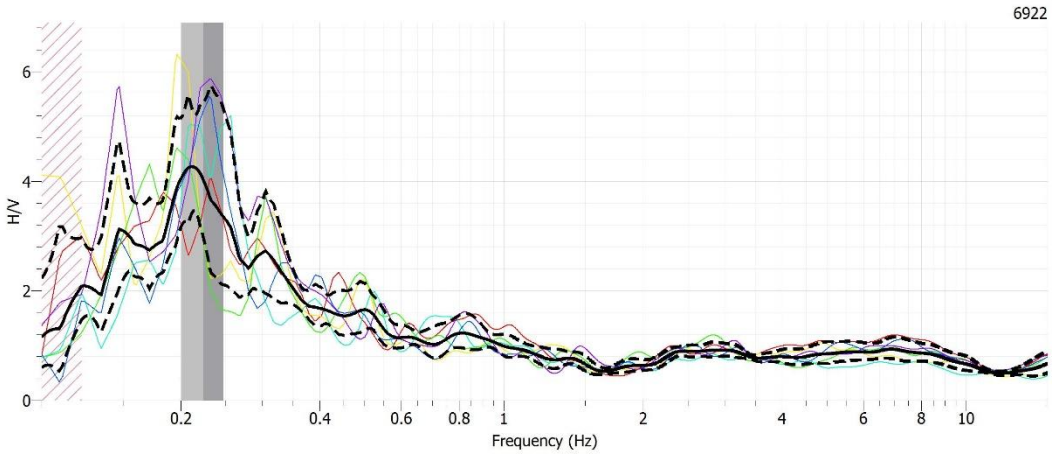
Şekil 23. M23 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



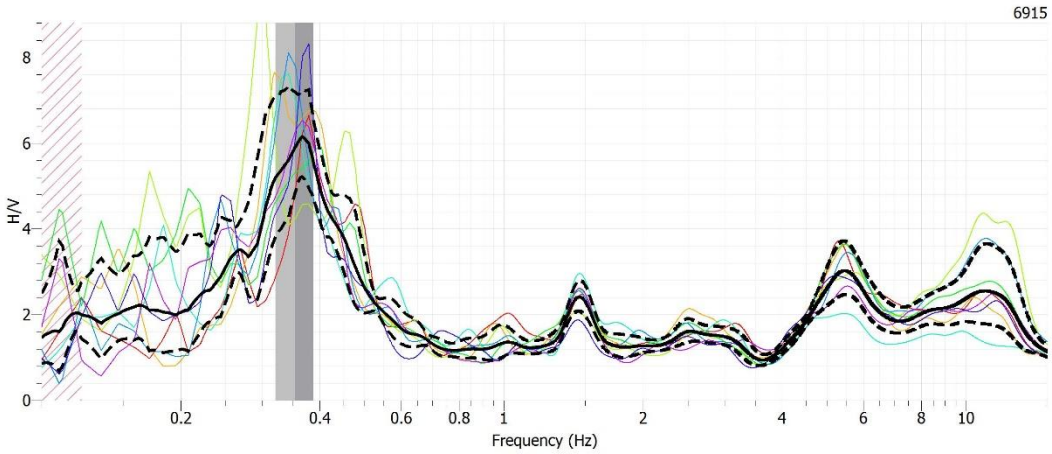
Şekil 24. M24 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



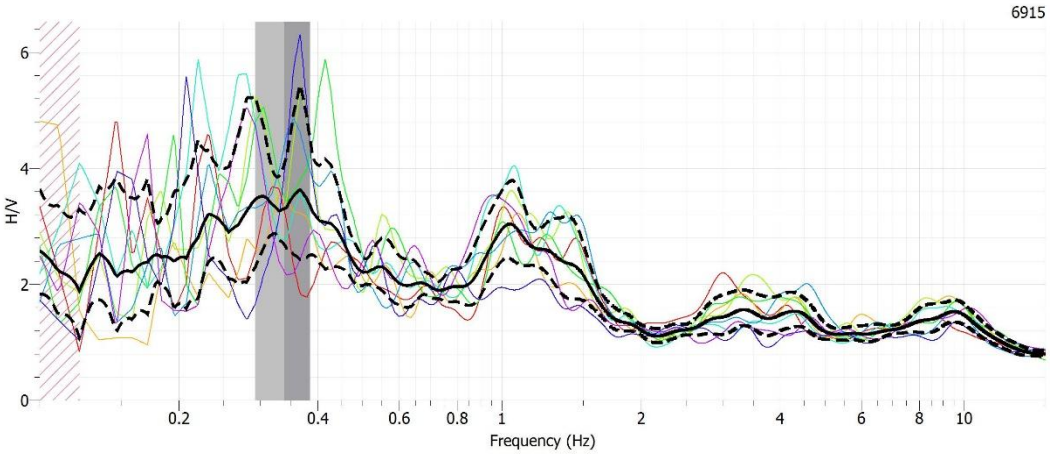
Şekil 25. M25 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



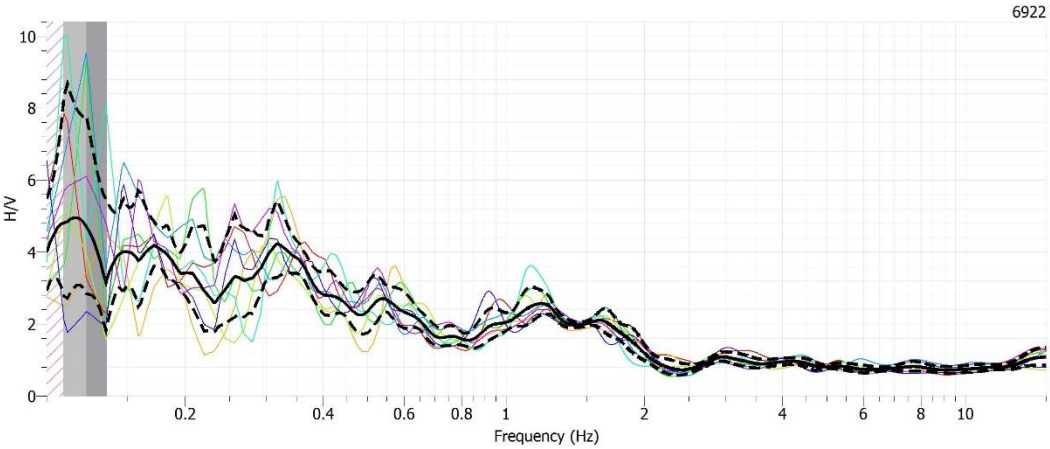
Şekil 26. M26 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



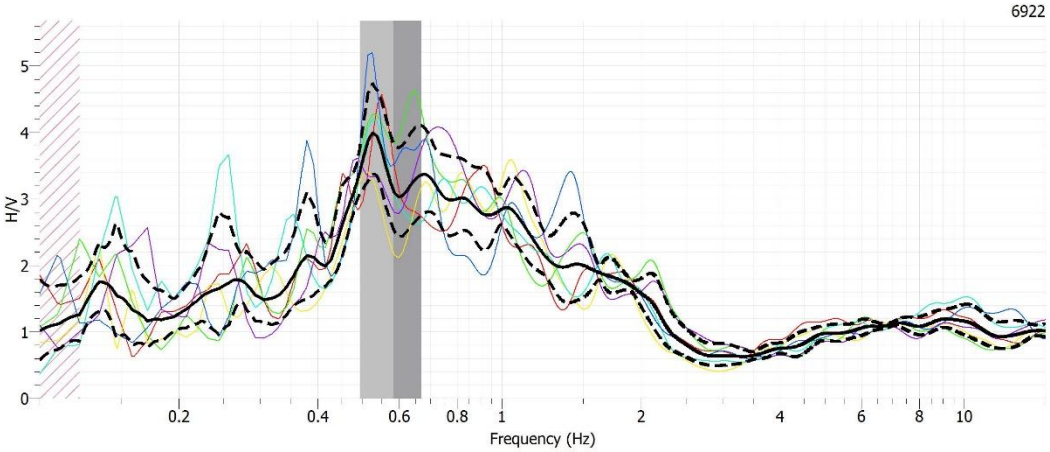
Şekil 27. M27 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



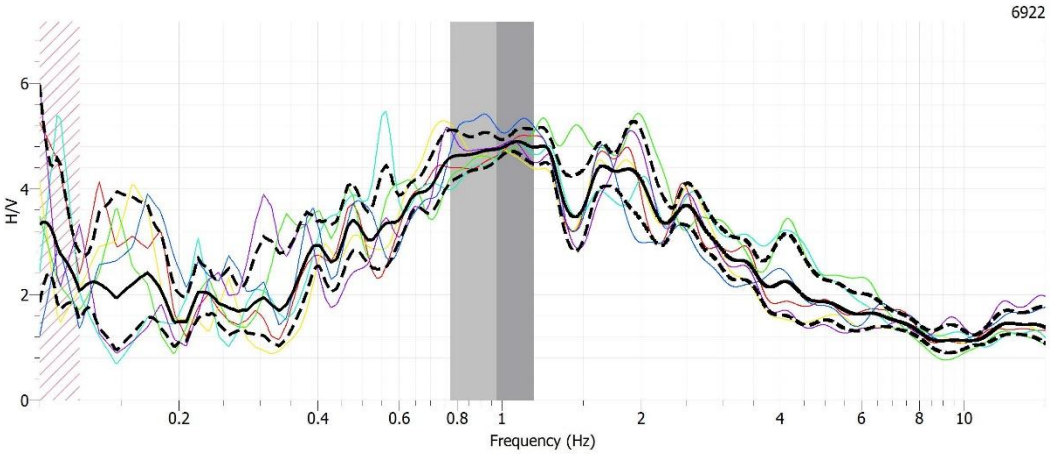
Şekil 28. M28 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



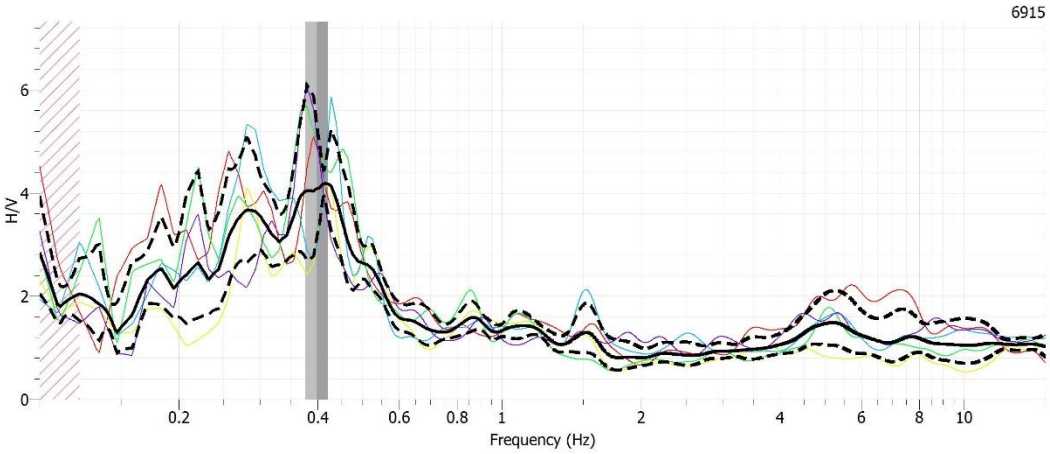
Şekil 29. M29 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



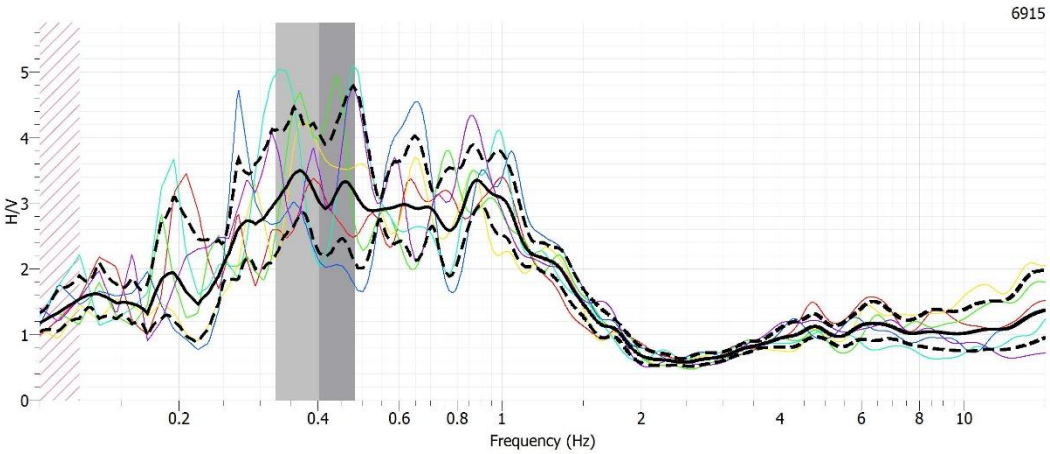
Şekil 30. M30 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



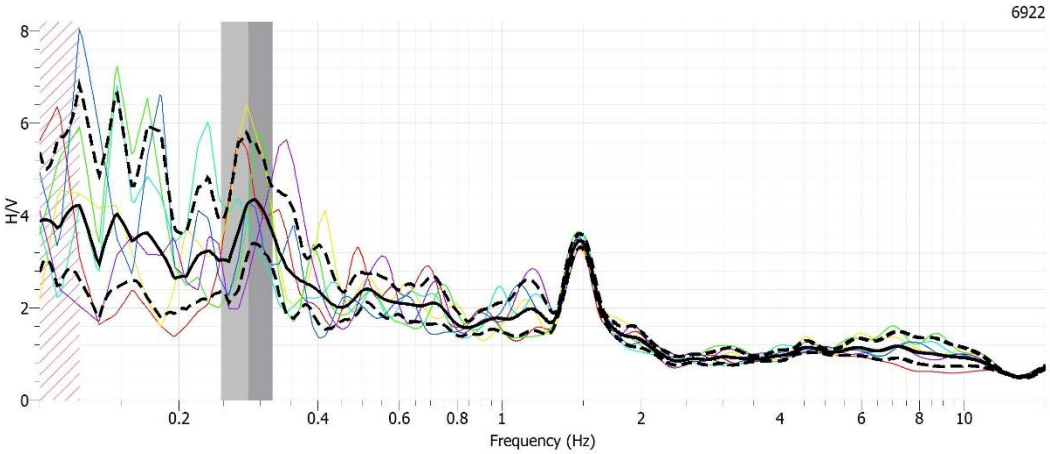
Şekil 31. M31 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



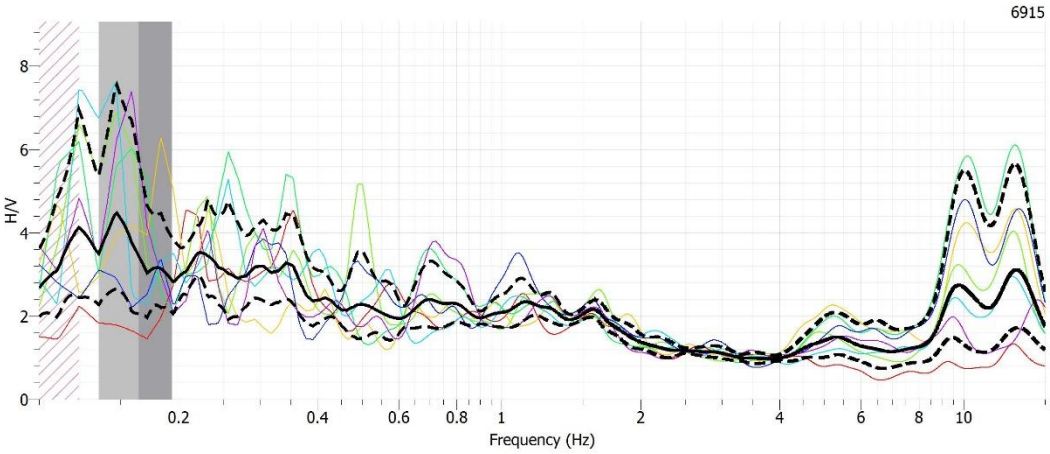
Şekil 32. M32 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



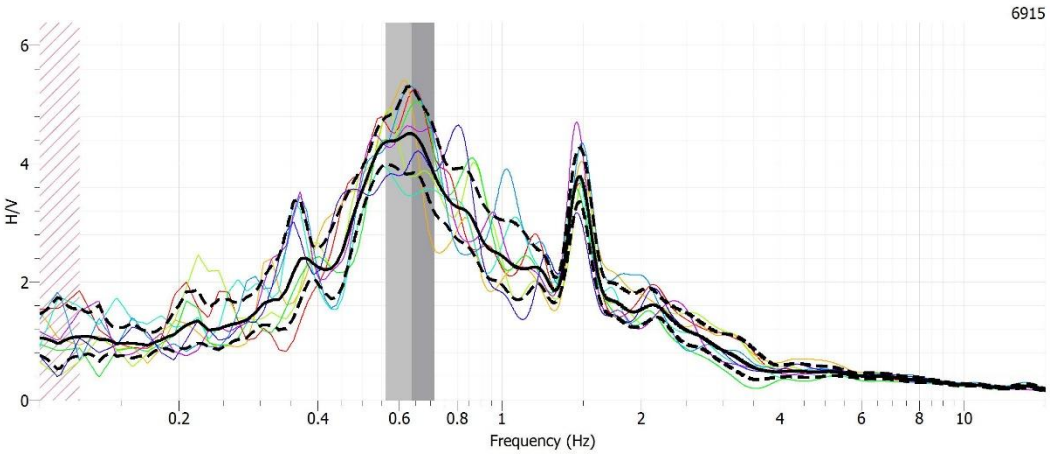
Şekil 33. M33 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



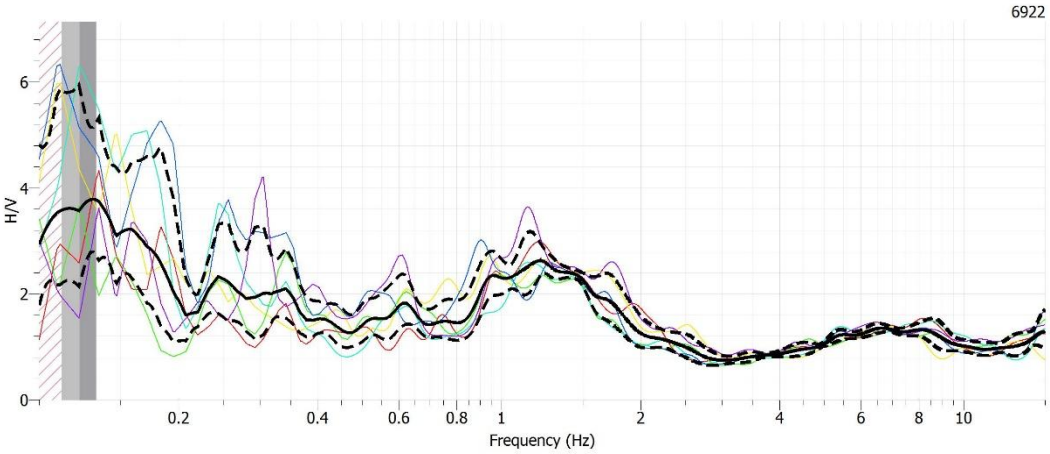
Şekil 34. M1 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



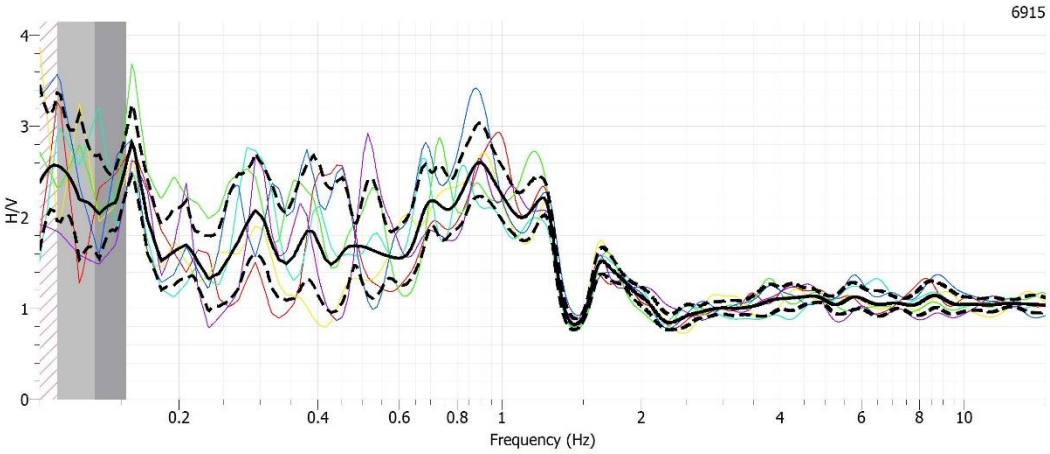
Şekil 35. M35 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



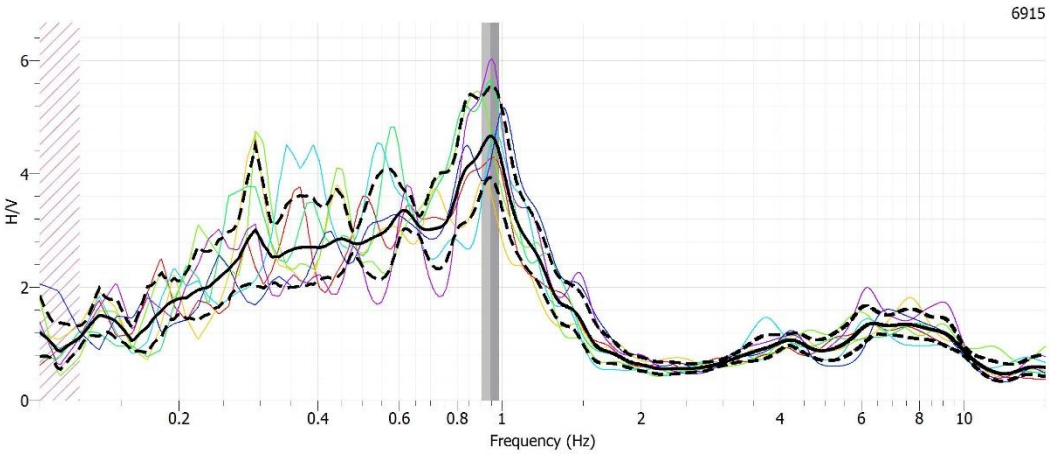
Şekil 36. M36 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



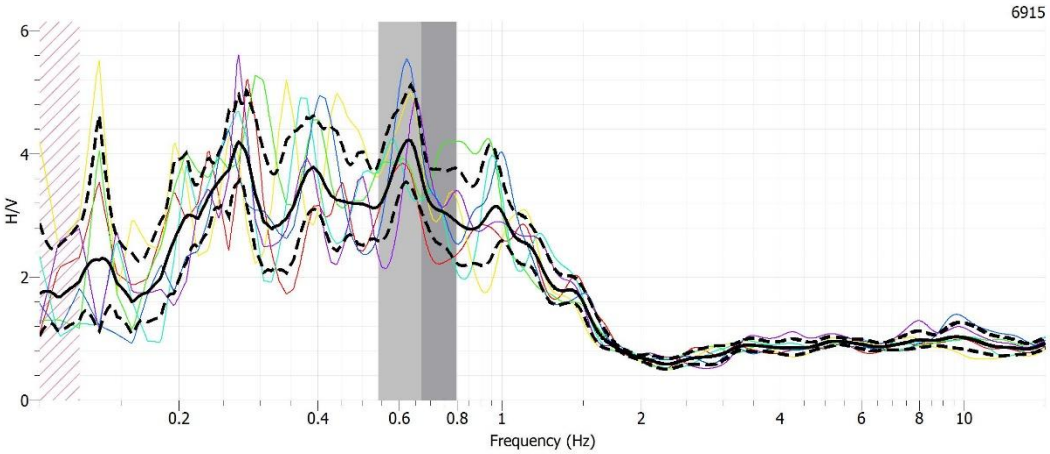
Şekil 37. M37 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



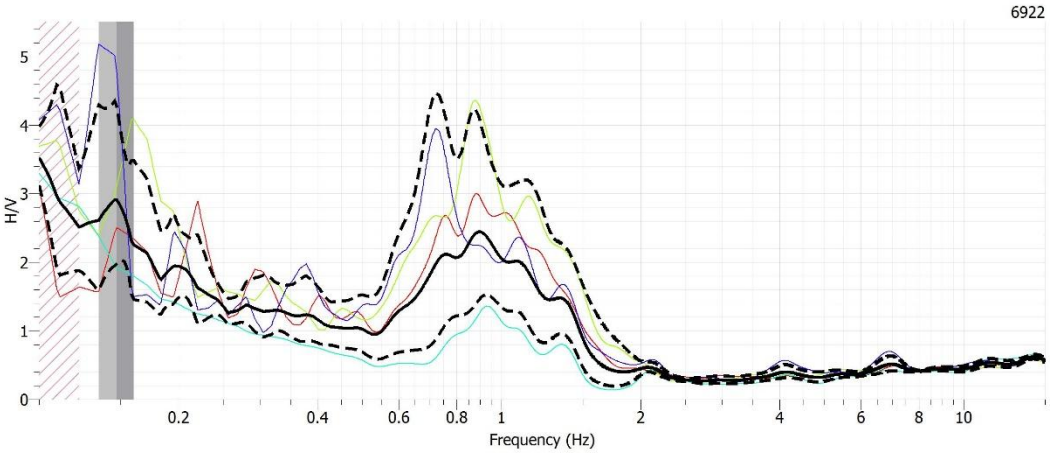
Şekil 38. M38 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



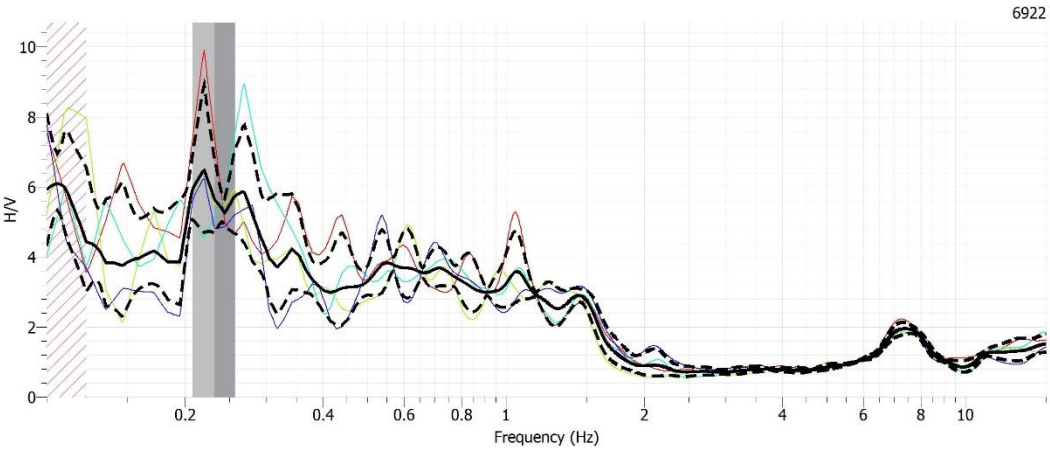
Şekil 39. M39 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



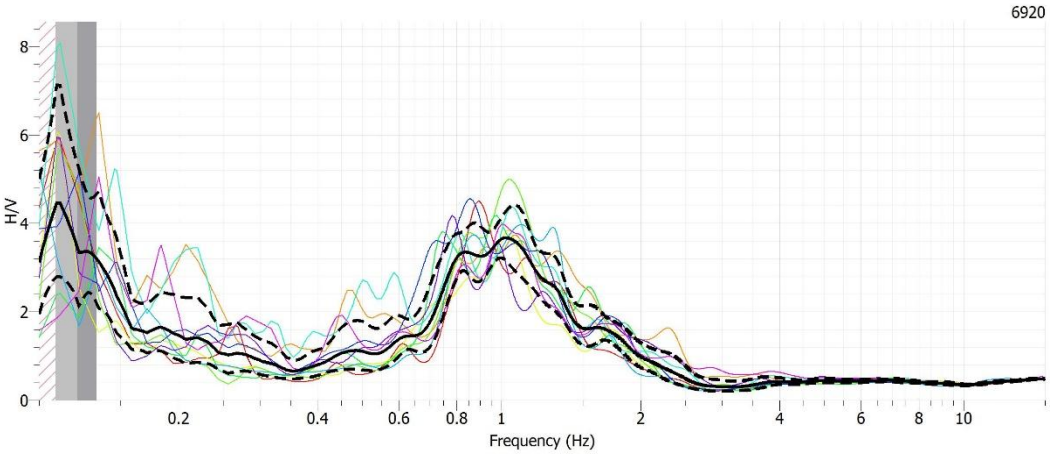
Şekil 40. M40 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



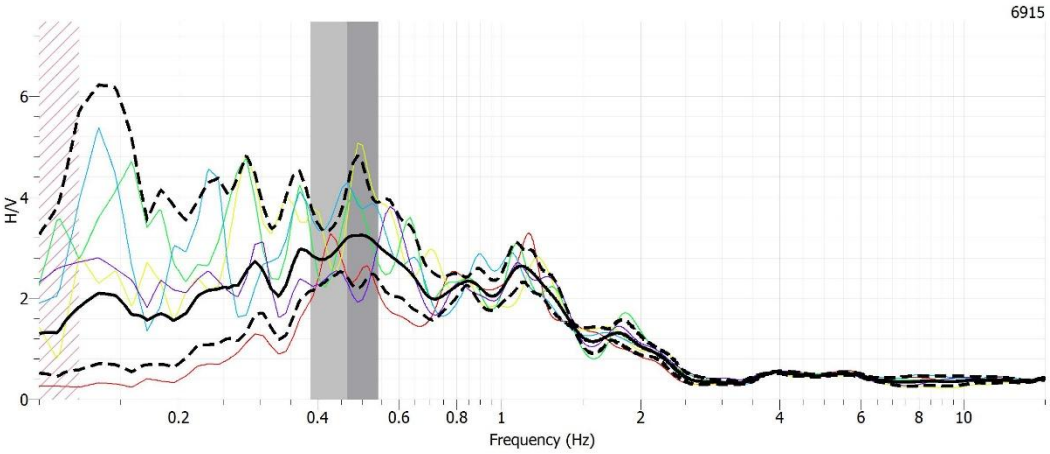
Şekil 41. M41 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



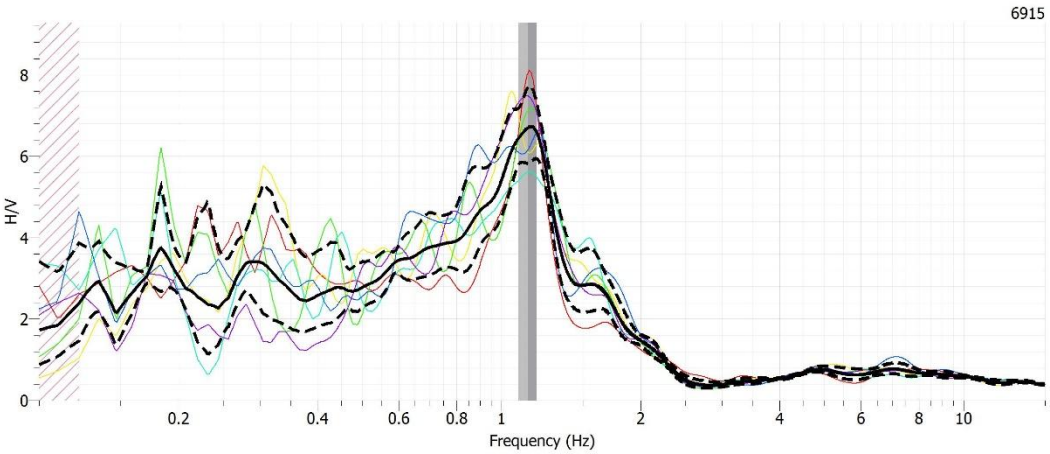
Şekil 42. M42 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



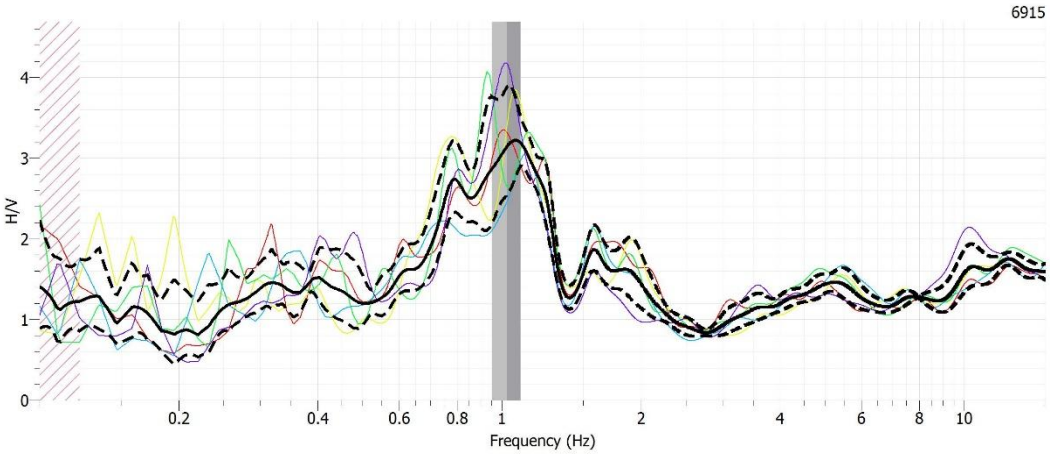
Şekil 43. M43 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



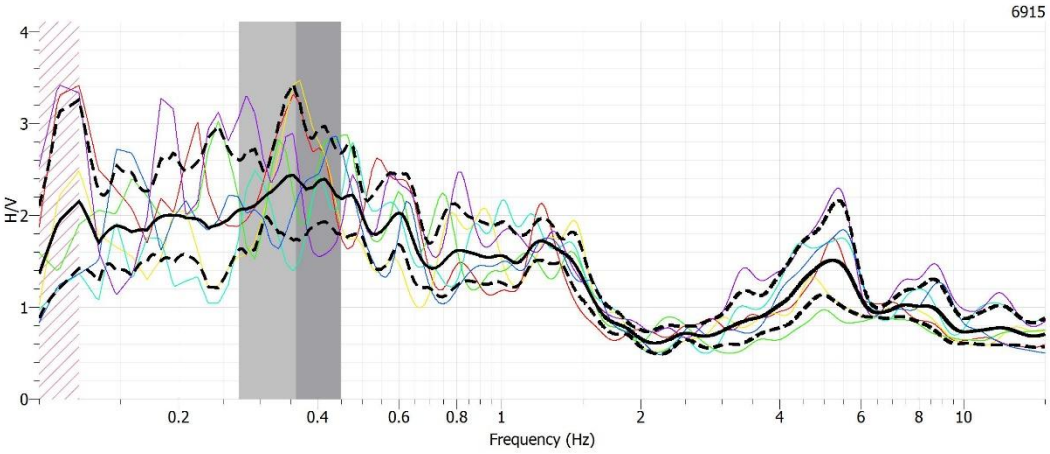
Şekil 44. M44 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



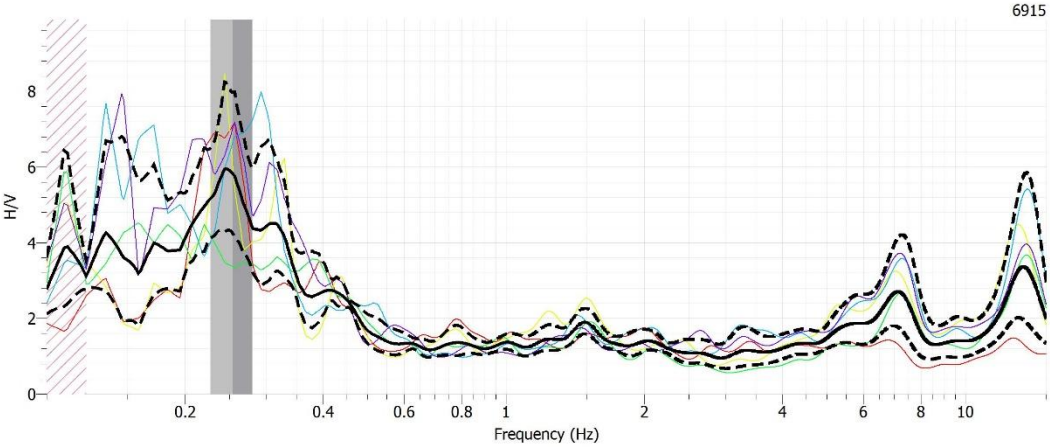
Şekil 45. M45 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



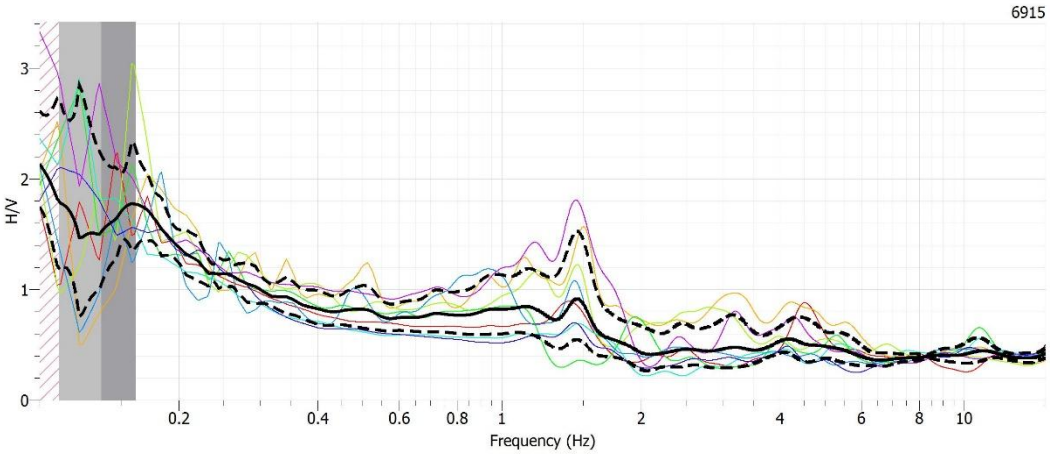
Şekil 46. M46 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



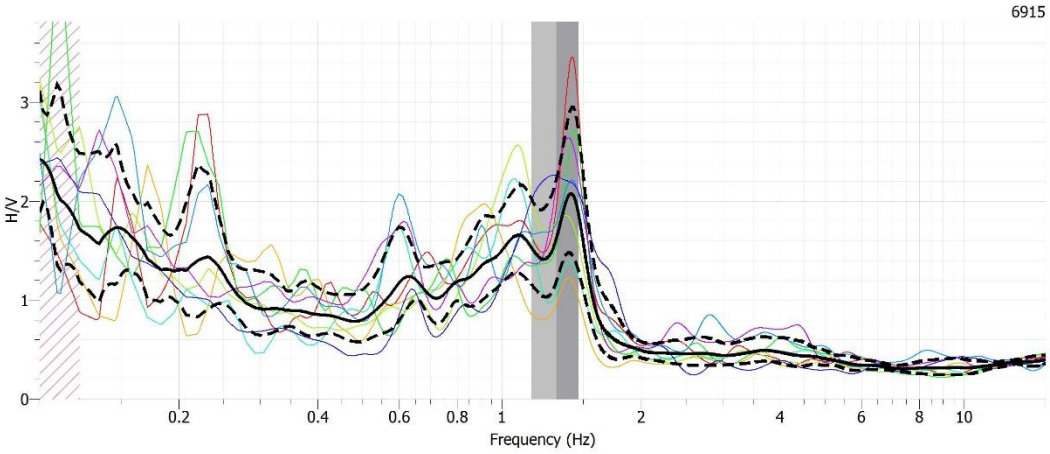
Şekil 47. M47 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



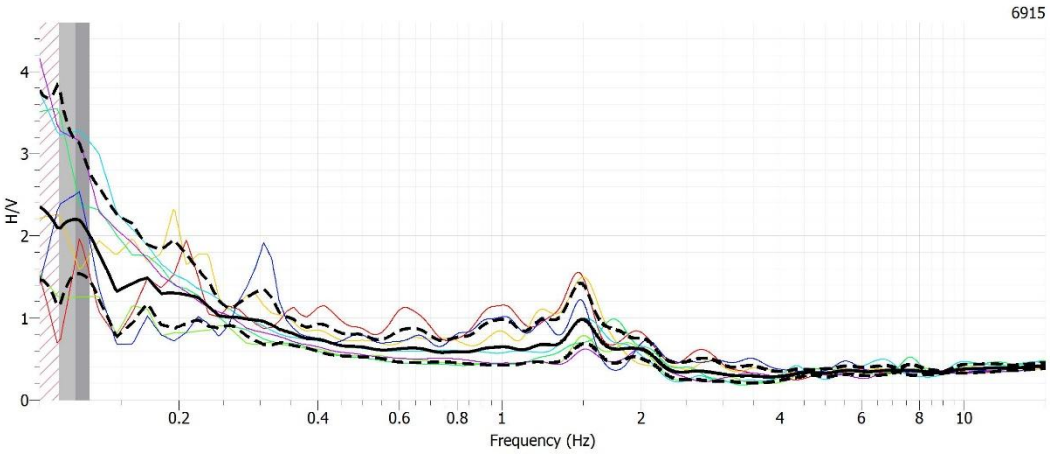
Şekil 48. M48 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



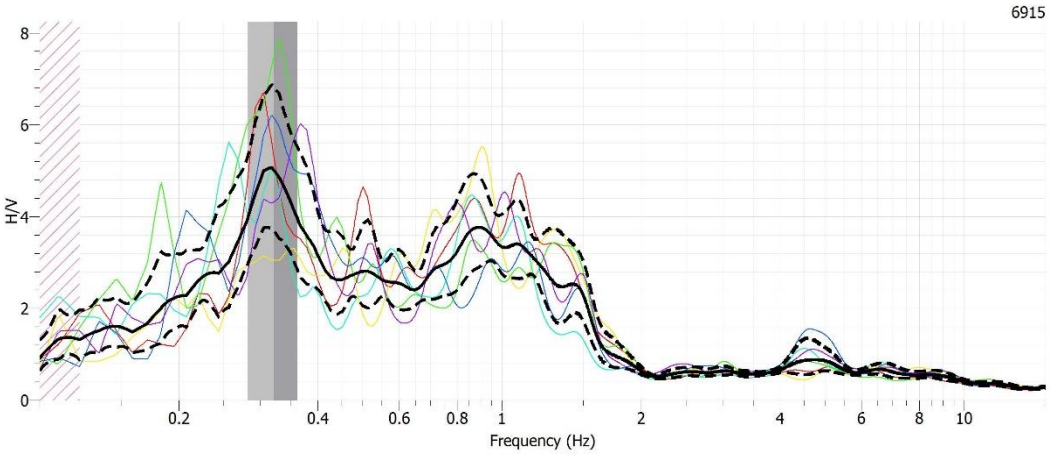
Şekil 49. M49 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



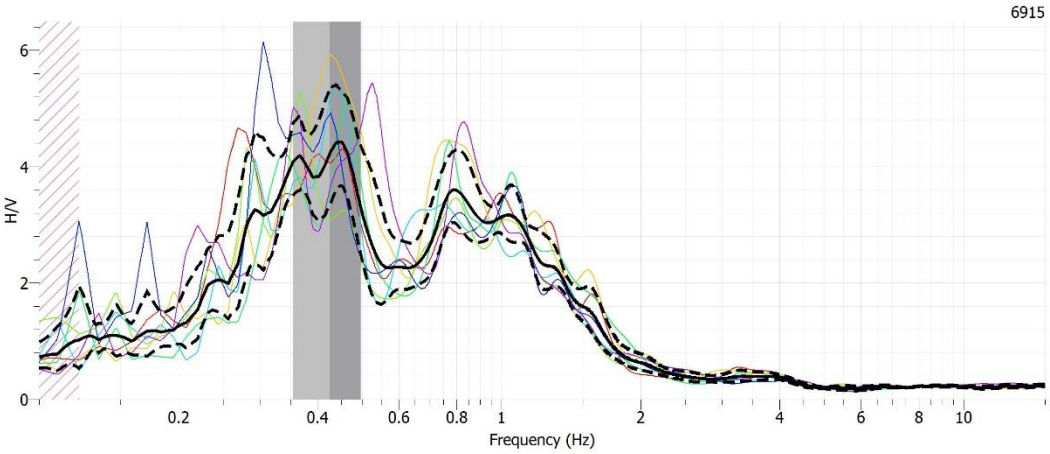
Şekil 50. M50 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



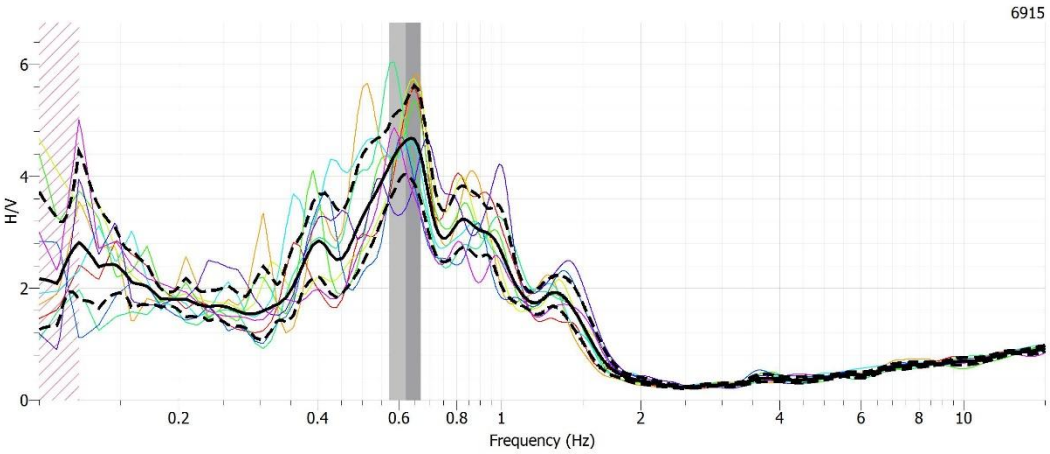
Şekil 51. M51 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



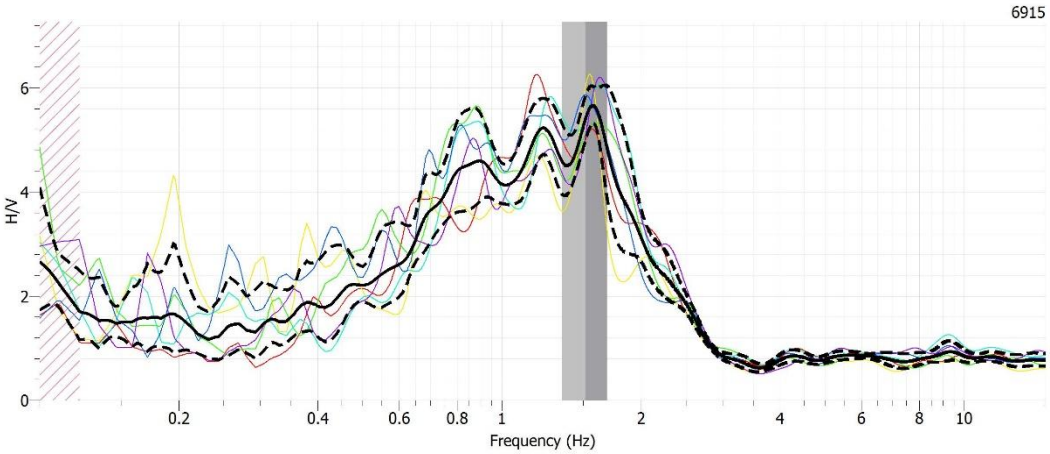
Şekil 52. M52 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



Şekil 53. M53 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



Şekil 54. M54 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)



Şekil 55. M55 Noktası Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonu (Mikrotremor)