

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**SİSMİK KIRILMA YÖNTEMİ VE MİKROTREMÖR**  
**ÖLÇÜMLERİNDEN ELDE EDİLEN**  
**DİNAMİK ZEMİN PARAMERELERİNİN**  
**KARŞILAŞTIRILMASI**

**Aykut TUNÇEL**

**Temmuz, 2008**

**İZMİR**

**SİSMİK KIRILMA YÖNTEMİ VE MİKROTREMÖR ÖLÇÜMLERİNDEN  
ELDE EDİLEN  
DİNAMİK ZEMİN PARAMERELERİNİN KARŞILAŞTIRILMASI**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü  
Yüksek Lisans Tezi  
Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Mühendisliği Anabilimdalı**

**Aykut TUNÇEL**

**Temmuz, 2008**

**İZMİR**

## YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

AYKUT TUNÇEL, tarafından Öğr.Gör.Dr. ŞENOL ÖZYALIN yönetiminde hazırlanan “SİSMİK KIRILMA YÖNTEMİ VE MİKROTREMÖR ÖLÇÜMLERİNDEN ELDE EDİLEN DİNAMİK ZEMİN PARAMERELERİNİN KARŞILAŞTIRILMASI” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Öğr.Gör.Dr. Şenol ÖZYALIN

Yönetici

Doç.Dr. Mustafa AKGÜN

Jüri Üyesi

Prof. Dr. M. Yalçın KOCA

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

## TEŞEKKÜR

Bu yüksek lisans çalışması, 2007.KB.FEN.045 No'lu Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi tarafından desteklenmiştir.

Tezimin hazırlanmasına kadar geçen tüm evrelerde yardım ve desteğini esirgemeyen ve tezime danışmanlık yapan sayın hocam Öğr.Gör.Dr. Şenol ÖZYALIN'a, çalışmalarım esnasında fikir, bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım değerli hocam Doç. Dr. Mustafa AKGÜN'e, veri toplama aşamasından tezin sonuna desteğini esirgemeyen sayın hocam Prof.Dr. Zafer AKÇIĞ'a, çalışmalarımda kullanmam için gerekli olan bilgisayar ve arazi ekipmanı desteği sağlayan ve fikir alışverişinde bulunduğum hocam Yrd.Doç.Dr. Orhan POLAT ve Uzman Elçin GÖK'e, arazi çalışmalarımda fikir ve tecrübelerinden yararlandığım Uzman Zülfikar ERHAN'a, yardımlarını esirgemeyen sayın Öğr.Gör.Dr. Mehmet KURUOĞLU'na, ders ve tez süreçleri boyunca fikir alışverişinde bulunduğum değerli arkadaşım Araş.Gör. Ayça YURDAKUL'a,

Yardımları ve veri paylaşımı için Sayın Öğr.Gör.Dr. Cem KILCAL'a ve yardımları için sayın hocam Prof.Dr. M. Yalçın KOCA'ya,

Arazi çalışmalarımda kahrımı çeken ve bana yardımlarını hiç esirgemeyen kıymetli arkadaşlarım Jeofizik Müh. Erim R. ONGUN, Jeofizik Müh. Serdar TOSUNER, Jeofizik Müh. Zeki ATEŞ, Jeofizik Müh. M. Umut ÇETİN, Jeofizik Müh. Barış BEKTAŞ, Jeofizik Müh. Koray EŞİGÜL, Jeofizik Müh. Gökhan ÖNCÜL'e,

Ayrıca bugünlere gelmemi sağlayan, tüm hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen, her şeyin üzerinde tuttuğum kıymetli Aile'me sonsuz teşekkür ederim.

Aykut TUNÇEL

# SİSMİK KIRILMA YÖNTEMİ VE MİKROTREMÖR ÖLÇÜMLERİNDEN ELDE EDİLEN DİNAMİK ZEMİN PARAMERELERİNİN KARŞILAŞTIRILMASI

## ÖZ

Deprem sırasında, zeminin sergileyeceği davranış özelliklerinin önceden belirlenmesi, yeni inşa edilecek yapılar için büyük önem taşır. Zeminin sahip olduğu dinamik parametrelerin bilinmesi yapılaşma öncesinde bir zorunluluktur. Aynı zamanda, mevcut yapıların buldukları zemin dinamik özelliklerinin bilinmesi, deprem sonrası kriz yönetiminde büyük yararlar sağlamaktadır. Zemin dinamik parametreleri farklı jeofizik yöntemler ile saptanabilir. Bu araştırma kapsamında sismik kırılma, mikrotremor ve Çok Kanalları Yüzey Dalgaları (MASW) yöntemleri kullanılmıştır. Elde edilen veriler ile zemin dinamik parametreleri saptanmış ve sonuçların kendi aralarındaki uyumuna bakılmıştır. Ayrıca, farklı yöntemlerle elde edilen aynı parametrelerin uyumu büyük önem taşır. Çalışma bölgesinde 58 noktada mikrotremor, 15 noktada masw verileri toplanmış ve daha önce doktora tezi (Kıncal, 2004) kapsamında alınan sismik kırılma verileri ile elde edilen sonuçlar karşılaştırılmıştır. Ayrıca EERA(Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses) dinamik davranış analiz programı ile 1977 İzmir depremi kullanılarak bölgenin deprem sırasındaki dinamik davranışları incelenerek karşılaştırılmaya sokulmuştur. Bu çalışmada, uygulama ve değerlendirme kolaylığı sağladığı için, mikrotremor verileri değerlendirilirken Nakamura spektral oranlar tekniği kullanılmıştır. Elde edilen dinamik zemin parametreleri kullanılarak kontur haritaları çizilmiş ve çalışma alanındaki bu parametrelerin alansal değişimleri incelenmiştir.

**Anahtar Sözcükler:** Mikrotremor, masw, sismik kırılma, Bornova grabeni

# **CORRELATION OF THE DYNAMIC SOIL PARAMETERS OBTAINED FROM THE SEISMIC REFRACTION METHOD AND MICROTREMOR MEASUREMENTS**

## **ABSTRACT**

Determining the behavior characteristics of the site, which display during earthquake, is very important before the building of new constructions. If we have the dynamic parameters of the site, we can procure a lot more secure construction, with this, to know the site dynamic properties of present constructions, ensures us more advantage for the crisis management after earthquake. Site dynamic parameters can be assigned with separate geophysical methods. In this study, the seismic refraction, microtremor and MASW (Multichannel Analyses of Surface Waves) methods were used. The site dynamic parameters obtained from the different geophysical methods were correlated. Additionally, it was also investigated whether the accordance among them was provided or not in this study and found out to be important differences among them. In the study area, at 58 spot Microtremor, at 15 spot masw data collated and correlated with the seismic refraction data which collated within the doctoral study (Kıncal, 2004). Additionally, with the dynamic behavior analyses program, using Izmir 1977 earthquake, dynamic behavior in the area during the earthquake were correlated. In this study, to analyze microtremor data, Nakamura spectral ratio technique was used due to its simplicity and accuracy of application and evaluation. The contour maps have draw using the obtained dynamic soil parameters and the aerial variation of the parameters observed.

**Key Words:** Microtremor, masw, seismic refraction, Bornova graben

## İÇİNDEKİLER

	<b>Sayfa</b>
YÜKSEK LİSANS TEZ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ.....	iv
ABSTRACT.....	v
<b>BÖLÜM BİR – GİRİŞ.....</b>	<b>1</b>
<b>BÖLÜM İKİ – JEOLJİ.....</b>	<b>4</b>
2.1 İzmir Ve Yöresinin Genel Jeolojisi.....	4
2.2 Çalışma Alanının Genel Jeolojisi.....	4
2.3 Yamaç Molozu Ve Alüvyon.....	5
<b>BÖLÜM ÜÇ - KURAMSAL BİLGİLER.....</b>	<b>10</b>
3.1 Sismik Yöntem.....	10
3.1.1 Cisim Dalgaları.....	11
3.1.1.1 Boyuna Dalgalar (P Dalgası).....	11
3.1.1.2 Enine Dalgalar (S Dalgası).....	12
3.1.2 Yüzey Dalgaları.....	14
3.1.2.1 Rayleigh (R) Dalgaları.....	14
3.1.2.2 Love (L) Dalgaları.....	15
3.1.3 Sismik Hızı Etkileyen Faktörler.....	16
3.1.4 Elastik Parametreler .....	16
3.1.4.1 Poisson Oranı.....	16
3.1.4.2 Young Modülü.....	17
3.1.4.3 Bulk Modülü.....	18
3.1.5 Elastik Parametrelerin Sismik Hızlarla İlişkileri Ve Gözeneklilik.....	19
3.1.5.1 Sismik Hızlar Oranı ‘Güvenlik Katsayısı’ (Vp/Vs).....	19
3.1.5.2 Poisson Oranı.....	20

3.1.5.3 Young Modülü.....	20
3.1.5.4 Bulk Modülü .....	20
3.1.5.5 Makaslama (Shear) Modülü.....	21
3.1.5.6 Lamé Sabiti.....	21
3.1.5.7 Yoğunluk.....	21
3.1.5.8 Gözeneklilik.....	22
3.1.6 Sismik Hızlar İle Poisson Oranı, Gözeneklilik, Basınç Arındaki İlişkiler.....	24
3.1.7 Sismik Kırılma Yöntemi.....	26
3.1.7.1 Dalga Cepheleri.....	26
3.1.7.2 Huygens İlkesi.....	27
3.1.7.3 Snell Kanunu.....	28
3.2 Mikrotremor Yöntemi.....	32
3.2.1 Giriş.....	32
3.2.2 Mikrotremor Tanımı.....	32
3.2.3 Mikrotremor Dalgalarının Kökeni.....	33
3.2.4 Mikrotremor Ve Özellikleri.....	33
3.2.5 Mikrotremor Ölçümleri.....	34
3.2.6 Mikrotremor Bileşenleri Ve İçeriği.....	35
3.2.7 Dalga Biçimi.....	35
3.2.8 Mikrotremorların Değerlendirilmesi.....	36
3.2.9 Nakamura (H/V Spektral Oran) Tekniği.....	36
3.2.10 Mikrotremorların Periyot Dağılımları.....	39
3.2.11 Mikrotremorların Genliklerinin Zamana Göre Dağılımları.....	39
3.2.12 Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları.....	40
3.2.13 Yerin Sarsıntı Büyütme Özelliği.....	42
3.2.14 Yerin Sınıflandırılması.....	43
3.2.15 Qts İle Taban Derinliği Arasındaki İlişki .....	43
3.2.16 Hasar Olasılığı İndeksleri, Zeminler İçin K Değerleri.....	44
3.2.17 Zemin Sınıflaması.....	45
3.2.18 Zemin Büyütmeleri İle Bunlara Ait Frekanların Bulunması.....	47
3.3 Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Yöntemi (Masw).....	49



3.3.1 Yöntem.....	49
3.3.2 Arazide Uygulanması.....	51
3.3.3 Değerlendirme Aşamaları.....	55
3.3.3.1 Dispersiyon Eğrilerinin Oluşturulması.....	56
3.3.3.2 Dispersiyon.....	58
3.3.3.3 Faz Hızı Ve Grup Hızı.....	59
3.4 Eera (Equivalent-Linear Earthquake Site Response Analyses) Programı.....	60
<b>BÖLÜM DÖRT - ARAZİ UYGULAMALARI.....</b>	<b>65</b>
4.1 Giriş.....	65
4.2 Mikrotremor Uygulamaları.....	67
4.2.1 Mikrotremor Uygulamaları Bölüm-1.....	71
4.2.2 Mikrotremor Uygulamaları Bölüm-2.....	91
4.3 Masw Uygulamaları.....	103
4.3.1 Profiller.....	104
4.4 Sismik Kırılma Uygulamaları.....	119
4.4.1 Sismik Profiller.....	122
4.4.2 Boyuna (P) Ve Enine Dalga (S) Hızları.....	131
4.4.3 Zemin Hakim Titreşim Periyodu.....	131
4.5 Eera Programı Uygulamaları.....	134
4.5.1 Profiller.....	134
4.6 Değerlendirmeler.....	142
<b>BÖLÜM BEŞ - TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....</b>	<b>150</b>
<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>153</b>

## BÖLÜM BİR

### GİRİŞ

Önlenmesi mümkün olmayan depremin, insan hayatı üzerindeki 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 meydana gelmesi ve depremin sonuçları, depremi tanıma, tahmin, keşfetme ve ayrıntılı bir şekilde inceleme isteği deprem bilimini doğurmuştur. Deprem gibi çok karmaşık neden-sonuç ilişkileri olan, büyük enerjileri açığa çıkaran olaylar karşısında ilgili tüm bilim ve mühendislik dalları ortak çalışmak zorundadır. Depremlerin zararlarını en aza indirmek için jeofizik, jeoloji ve inşaat mühendisliği disiplinleri tarafından yapılan araştırmalar son derece yararlı ve etkilidir. Bu açıdan bakıldığında farklı disiplinlerin ortak çalışmalarıyla depremin zararlarını azaltmak gereği önem kazanmaktadır. Deprem sonucunda karşılaşılan ağır can ve mal kayıpları konunun önemini arttırmaktadır. Depremlerin kişisel can kayıplarıyla sınırlı kalmadığı, devlet ekonomisine olan zararları da düşünüldüğünde olayın aynı zamanda ekonomik olarak sosyal bir tehlike olduğunu akla getirmektedir. Büyük depremlerin, özellikle 1999 Kocaeli depreminin ardından çekilen sıkıntılar konunun önemini ve tehlikenin boyutlarını bir kez daha ortaya koymuştur. Deprem gerçeğinin, küçümsenmemesi gereken bir doğal afet olduğu tekrar kanıtlanmıştır.

Farklı zeminlerin farklı periyotlarda salındıklarının anlaşılmasından sonra, zeminlerin bölgelendirme çalışmalarına katılabilecek yeni parametreler olduğu ortaya çıkmıştır. Bu bağlamda, yeryüzünde alınan mikrotremor kayıtlarından elde edilen dinamik zemin parametrelerine göre mikrobölgelendirme çalışmaları yapılabileceği anlaşılmıştır. Mühendislik amaçlı uygulamalara temel oluşturması ve projelendirme çalışmaları için bilgi sağlaması açısından mikrobölgelendirme çalışmaları önem taşımaktadır. Mikrobölgelendirme çalışmaları verimlilikleri açısından içerik ve nitelik olarak bilimsel doğruluk ve geçerlilikler taşımalıdır. 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 davranacağını ortaya konulması, yapının zemin özelliklerine uygun olarak inşa edilmesi depreme karşı savaşta önemli bir adımı oluşturmaktadır.

Yeryüzünde hiçbir olay durağan olmadığı gibi yeryüzünün kendisi de durağan değildir, sürekli hareket halindedir. Yeryüzündeki bu hareket, açığa çıkan enerjiye göre veya oluşan titreşimlerin genliklerinin büyüklüğüne göre çeşitlilik gösterir. Açığa çok büyük enerjiler çıkıyorsa ve yer hareketi ile yeryüzünde fark edilir ve hasar oluşturan salınımlar hissediliyorsa bunlar deprem ya da kuvvetli yer hareketi olarak isimlendirilir. Bu hissedilir ve açığa büyük enerjiler çıkaran yer hareketlerinin yanında yeryüzünde insan tarafından algılanamayan sürekli salınımlar da etkindir. Bu tür salınımlara mikrotremor (titreşimcik) denir (Tokgöz, 2002).

Zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi olası bir deprem sırasında yerel zemin tabakalarının etkisine bağlı olarak zemin yüzeyinde oluşacak deprem hareketinin özelliklerinin saptanması ve zemin üzerindeki yapının tepkisinin belirlenmesi amacı ile kullanılan önemli parametrelerdir. Zemin büyütmesi ana kaya ile zemin yüzeyinin farklı fiziksel özelliklerinden dolayı ortaya çıkan ve yüzeydeki etkinin ana kayadaki etkiye oranlanmasıyla elde edilen bir parametredir. Depremin meydana geldiği odak noktasındaki etki ile yeryüzündeki bir yapıya etki eden güç aynı değildir. Deprem meydana geldiği andan itibaren yer içinde sismik dalgalar vasıtasıyla yayılırlar. Yeryüzündeki sismik dalgalar geçtikleri ortamların özelliklerinden etkilenerek zemin üzerindeki yapılara etkiler. Zemin büyütmesi, zemin yüzeyine ulaşan deprem dalgalarının, tabaka özelliklerinin farklılıklarından dolayı uğradığı kırılma ve yansımaların bir sonucu olarak üst üste yığılması ve zemin

tabakaları içerisinde ilerleyen deprem dalgalarının genliklerinin yüzeye doğru artması ile meydana gelmektedir. Bunun sonucunda, yüzeye gelen deprem etkileri zemin tabakasının fiziksel özelliklerine göre büyütülebilirler ve daha yıkıcı olabilirler. Zemin hakim titreşim periyodu, zemin tabakalarının sertlik sıklık veya yumuşaklığı gibi fiziksel özelliklerinin elastik malzeme davranış kabulleri esas alınarak hesaplanan önemli bir parametredir. Zemin hakim periyodu, deprem zemin hasarı ile doğrudan bağlantılı bir parametre olmamakla beraber, depremler sırasında zemin ve yapı arasındaki etkileşim sonucunda ortaya çıkabilecek rezonans etkileri nedeni ile karşılaşılabilecek hasarın mertebesini arttırıcı rol oynayabilmektedir (Gülerce, 2002).

Bu tez çalışmasında, çalışma alanı olan Bornova grabeni'nde oluşabilecek bir deprem sırasında yerin fiziksel parametrelerinden olan zemin hakim titreşim periyodunun ve yerin salınımı büyültme özelliğinin belirlenmesi, MASW yöntemi, sismik yöntem ve mikrotremor yöntemi verilerinin karşılaştırılması amaçlanmıştır. Çalışma kapsamında Bornova grabeninde uygun kareajlama ile ölçüme elverişli boş alanlar seçilmiş ve bu alanlar üzerine ölçüm noktaları yerleştirilmiştir. Bölgede 58 noktada gece ve gündüz olmak üzere en az 30'ar dakikalık kayıtlar şeklinde mikrotremor ivme ölçümleri alınmıştır. Arazi çalışmaları sonucunda elde edilen mikrotremor kayıtları, Nakamura yöntemine göre değerlendirilerek, her ölçüm noktası için zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütmesi parametreleri elde edilmiştir. Elde edilen sonuçlar ise daha önce aynı sahadan alınan ölçüm sonuçları ile (Kıncal, 2004) karşılaştırılmıştır.

## BÖLÜM İKİ

### JEOLOJİ

#### 2.1 İzmir ve Yöresinin Genel Jeolojisi

İzmir ve yöresinde temeli Üst Kretase yaşlı “Bornova Karmaşığı” (melanjı) oluşturur (Erdoğan, 1990). Bu karmaşık birim, filiş matriks ile içersindeki değişik boyutlu platform türü kireçtaşı bloklarından oluşmuştur. Melanjın matriksinden daha yaşlı kireçtaşı mega-olistolitleri Bornova Melanjının matriksi içinde gelişigüzel bir düzen içinde bulunurlar. Bahsedilen kireçtaşları, Altındağ ve yöresinde Işıklar kireçtaşı olarak bilinir (Özer ve İrtəm, 1982). Bornova Melanjı (karmaşığı), kumtaşı/şeyl-kalkerli şeyl ar dalanmasından oluşmuş matriks içerisinde yüzen platform türü kireçtaşı ve diyabaz bloklarından ve çakıltaşı mercek/kanal dolgularından meydana gelmiştir (Erdoğan, 1990). Matriksin yaşı Kampaniyen – Daniyen arasında değişmektedir. Bornova Karmaşığı, Daniyen’den sonra ve muhtemelen Geç Eosen sırasında bölgesel metamorfizmasını tamamlamış olan Menderes Masifinin metamorfiklerinin üzerine itilmiştir. Neojen yaşlı görsel tortullar Bornova Melanjının üzerine açısız uyumsuz olarak gelir (Kıncal, 2005). Yamanlar volkanitleri de mevcut birimleri uyumsuz olarak örter. Kuvaterner yaşlı alüvyon alanda mevcut tüm birimleri uyumsuz olarak üstler.

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

#### 2.2 Çalışma Alanının Genel Jeolojisi

Çalışma alanı, Bornova (İzmir) grabeni üzerindeki yamaç molozu ve ağırlıklı olarak gözlenen alüvyon üzerinde yer alır. Dolayısıyla, izleyen alt bölümde Bornova grabenindeki alüvyon içerisinde gözlenen zeminlerle ilgili bilgiler verilecektir.

### 2.3 Yamaç Molozu ve Alüvyon

Yamaç molozları, temel kayalardan türeme blok ve çakılların silt ve kil içerikli olarak kum matrisi içinde bulunduğu bir malzeme özelliği sunmaktadır. Bu zeminin özelliği, üzerinde bulunduğu ana kayanın özelliklerine göre de değişmektedir. Marnlar üzerinde yer alan yamaç molozlarının matrisi silt-kil içerikliken, çakıltaşlarının üzerinde yer alanların matrisi ince-orta kum boyutuna sahip malzemelerden oluşmaktadır. Yamaç molozları arazi genelinde, topografyanın sekiler oluşturduğu ve eğimin nispeten düşük olduğu alanlarda ve derelerle sınırlı alanlarda gözlenmiştir (Kıncal, 2004)(Şekil 2.1).



Şekil 2.1 İzmir-Aydın otobanı kenarında Gökdere'nin yamaçlarında yüzlek veren alüvyon.(Kıncal, 2004)

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

Karşiyaka 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, kıyıda 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).

Bornova'ya inen dağ dereleri taşıdıkları kaba yükü dağ eteklerindeki birikinti konilerinde bırakmakta, sonra ovaya yayılan sular ince sedimanlarını da bu alana yaymaktadır. Daha sonra, çok az ince yükü denize ulaşan dere suları, denizden gelen şekillendirici etkilerin çok zayıf olduğu sığ bir su ortamında yayılmaktadır. Bununla birlikte Bornova kıyıları, bütün Batı Anadolu kıyılarında izlenen Holosen'deki kıyı çizgisi gelişme ve değişmelerine benzer bir gelişme göstermiştir. Böylece, Bornova kıyılarında tipik bir delta şeklinde olmasa da, gerideki düzlüğün devamı şeklinde bir kıyı şeridi gelişmiştir.

İlk bakışta Bornova grabeni, batıda denize açılan basit bir dağ arası havza tabanı özelliği taşımaktadır. Ancak alüvyal morfolojisi dikkatli incelendiğinde, bu taban üzerinde zemin özellikleri farklı bölümlerin bulunduğu dikkati çekmektedir. Bunlar, Bornova'ya inen derelerin hidro-jeomorfolojik özellikleri ile ilgilidir. Dağ yamaçlarından inen küçük dereler dışında, Bornova'ya gelen üç büyük dağ deresi bulunmaktadır. Bunlar, kuzeyde Yamanlar Dağı'ndan gelen ve Bornova birikinti konisini oluşturan Kocaçay, güneyde Kurudağ batısından gelen ve Işıkkent birikinti konisini oluşturan Gökdere (Arap Çayı) ve doğuda, Kemalpaşa Dağı ile Kurudağ arasındaki alanın sularını getiren Kavaklıdere veya ovadaki adıyla Manda Çayı'dır. Bu üç büyük akarsu, ovada üç büyük birikinti konisini oluşturmuştur. Bunlardan Bornova ve Işıkkent birikinti konileri, kuzeyden ve güneyden ova ortasına uzanarak tabanı daraltmakta ve çok silik bir morfoloji ile ova tabanının doğu ve batı bölümlerini ayırmaktadır. Doğuda daha geniş ve yüksek bir alandan gelen Manda Çayı kaba yükünü burada bırakmakta, bunları ovada azalan gücüyle (Bornova ve

Işıkkent konileri arasında daralan tabanda) daha ileriye, denize kolayca ulaştırılmamaktadır. Bu nedenle ovanın doğu tarafı daha yüksek bir dolgu alanı olarak şekillenmiştir. Buna karşılık, Bornova ve Işıkkent birikinti konileri arasında daralan alanın batısına ulaşan alüvyonların az ve ince olması nedeniyle, bu kesim kolayca dolarak denize doğru fazla ilerleyememiştir. Bornova kıyılarında tipik delta gelişimi görülmemesinin bir nedeni de bu durumdur (Kayan, 2000).

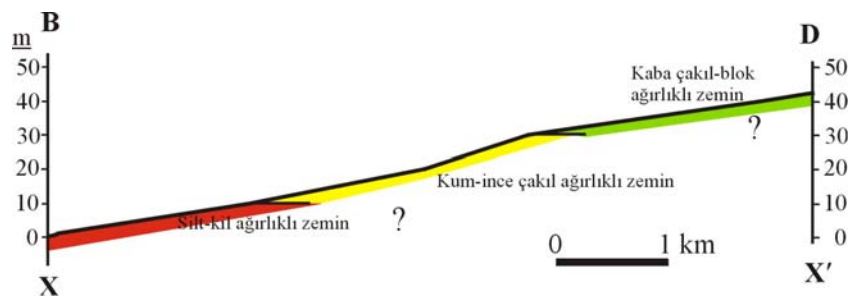
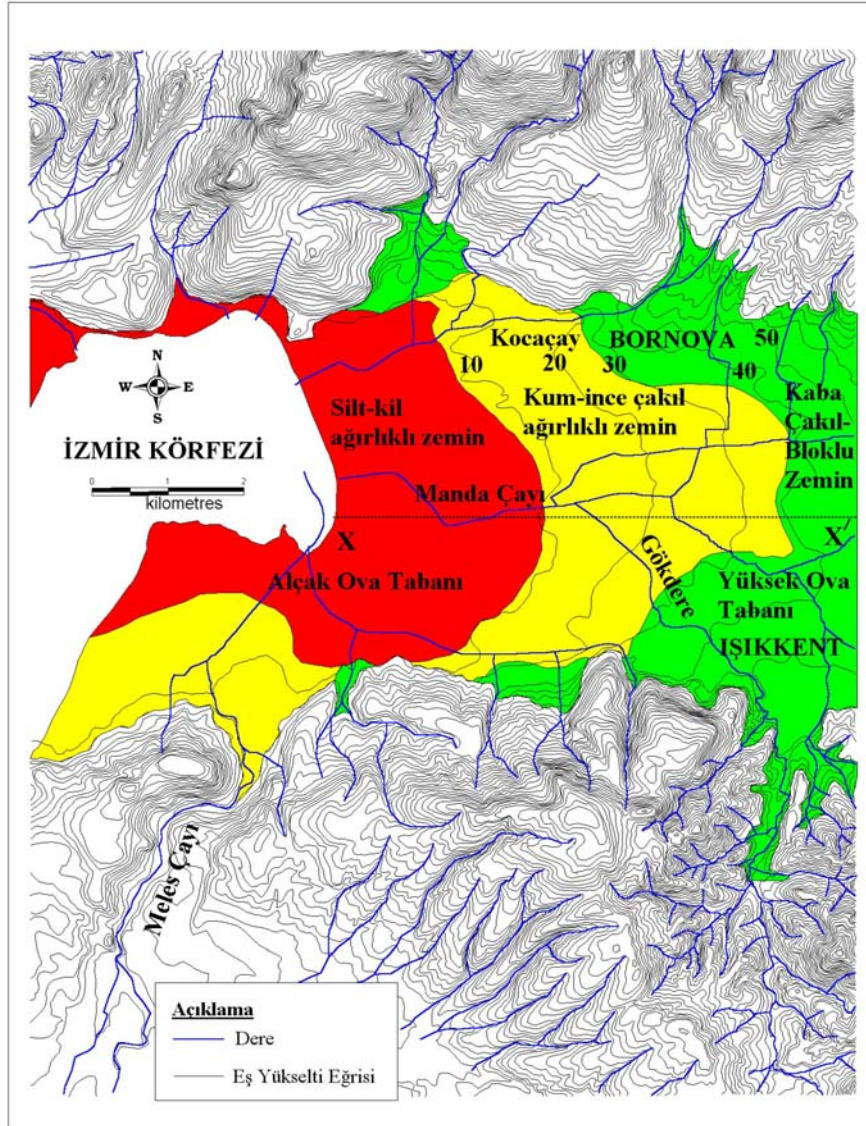
Yukarıda özetlenen alüvyal morfoloji özellikleri, Bornova'nın ayrıntılı bir topoğrafya haritası üzerinde yapılacak kartoğrafik analizle de ortaya konulabilmektedir. Şekil 2.2'de ova yüzeyinde 10 m'de bir çizilen eş yükselti eğrileri üzerine, genelleştirilmiş (aşınma girintileri düzleştirilmiş) eğriler çizilmiştir. Böylece, üç büyük birikinti konisi arasında ova tabanının doğu ve batı bölümleri, morfolojik özellikleri ile açıkça belli olmuştur. Doğudaki eşyükselti eğrilerinin akış yönünde konveks uzanımları (çıkıntı yapması), burada alüvyal birikimin etkili olduğunu göstermektedir. Buna karşılık, batıda çizgiler akış yönünde konkavdır (yüksek tarafa sokulmaktadır). Bu durum, burada kıyıya ulaşan alüvyon miktarının az olduğunu, delta gelişimine yetmediğini göstermektedir. Ayrıca, yaklaşık 10 m izohipsinin gerisinde hafif bir basamak ve silik bir aşınma zonu dikkati çekmektedir. Bunun, Holosen'de yükselen denizin içeriye en çok sokulduğu dönemdeki kıyı kuşağına karşılık geldiği söylenebilir. Ancak bunun doğrulanabilmesi için bu alanda alüvyon sondajları yapılması gereklidir.

Alüvyal gelişimde göz önünde bulundurulması gereken bir husus da, bölgenin yağış rejimidir. Yağışların kışta toplanmış olması, Akdeniz ikliminin tipik özelliği olmakla birlikte, yağışın düzensiz değişkenliği büyük önem taşımaktadır. İzmir çevresinde yıllık ortalama yağış miktarı 700 mm kadar olmasına rağmen, bu değer bazı yıllarda 1500 mm'ye kadar çıkabilmekte, bazı yıllarda 400 mm dolayında kalabilmektedir. Buna karşılık bir ayda, 500 mm, bir günde 130 mm yağış düşebilmektedir. Bu çevrede seyrek olarak meydana gelen şiddetli yağışlar, dağ derelerinin –sel tipi akışla- çok miktarda kaba yük getirmesine neden olmaktadır. Bunların, ovada azalan enerji nedeniyle eteklerde birikmesinden sonra, normal yağışlarla bu birikintilerin ince unsurları yüzeysel akışla yavaş yavaş ova tabanına



yayılmaktadır. Bu iki akış-işlenişi arasındaki denge, morfolojik gelişimi belirlemektedir. Örneğin, Bornova'nın doğu kesimine sellerle gelen yük yeterince yıkanıp boşalamadığı için bu kesim dolarak yükselmiş, düşük enerjili yağışlar batıya yeteri kadar alüvyon taşıyamadığı için de bu kesim çukur kalmıştır (Kayan, 2000).

Kayan, (2000)'in çalışması yeniden modellenerek, X-X' zemin kesiti alınmış ve bu kesit üzerinde yüzeyde ağırlıklı gözlenen zeminler gösterilmiştir (Şekil 2.2).



Şekil 2.2 Bornova Ovası'nın Alüvyal Jeomorfoloji haritası ve D-B yönlü jeoloji kesiti (Not: Kesit üzerinde zeminler yüzeyden itibaren yaklaşık 0-1 metre arası temsil etmektedir; Kınçal, 2004).

## BÖLÜM ÜÇ

### KURAMSAL BİLGİLER

#### 3.1 Sismik Yöntem

Yeri titreştirmek yoluyla meydana gelen sarsıntıyı, kaynaktan itibaren belirli aralıklarla yerleştirilmiş olan alıcılarla ve kayıtçılarla kaydettikten sonra; elde edilen verilerden yeraltının jeolojik yapısını hesaplayarak çıkarma işlemlerinin tümüne ‘sismik yöntemler’ denir. Ortamın ses dalgaları hızlarına duyarlıdır. Sismik yöntemlerde her bir alıcıda ortamda ilerleyen dalgaların varış zamanlarına göre dalga alanları kaydedilir. Buradaki dalga alanı dalgaların genliklerini göstermektedir. Yani alıcıya gelen dalgaların genlikleri zamanın fonksiyonu olarak kaydedilir.

Jeofiziğin dört ana yönteminden biri olan sismik yöntemler; sorunlara getirdiği çözümlerin boyutlarının büyüklüğü, yüksek doğruluk, yüksek ayırım gücü ve hedef derinliğin fazla olması bakımından diğer yöntemlere göre daha avantajlıdır. Petrol aramalarında büyük rol oynayan bu yöntemin en önemli özelliği çok sayıda veriyi bir araya getirmesidir.

En basit sarsıntı oluşturma yöntemi yer içine ses dalgası göndermektir. Kaynak olarak;

- Patlayıcılar
- Ağırlık düşürme
- Balyoz ile vurma
- Titreşim düzenekleri

sayılabilir. Sarsıntı sonucu oluşan dalgalar sismik dalgalar olarak adlandırılır. Bu dalgalar malzeme içinde ilerleme özelliklerine göre cisim ve yüzey dalgaları olarak ikiye ayrılırlar.

### 3.1.1 Cisim Dalgaları

Mükemmel elastik, izotrop ve homojen bir cismin içinde biri dilatasyon (genleşme = hacim değişmesi) dalgası, diğeri rotasyon dalgası olmak üzere iki tür dalga yayılır. Bunların ikisine birden ' Cisim Dalgaları ' denir. Cisim dalgaları P (Boyuna - Birincil) Dalgaları ve S (Enine - İkincil) Dalgaları olmak üzere ikiye ayrılırlar.

#### 3.1.1.1 Boyuna Dalgalar (P Dalgası)

Bu tip dalgalar, sıkışma veya ilk genleşme olarak bilinirler. Bu dalgaların yayılımı sırasında kübik bir genleşme veya hacim değişikliği (deformasyon) olur. Boyuna dalgalarda sıkışma ve genleşmeyi temsil eden titreşim doğrultusu dalga yayılım doğrultusuyla aynıdır.

Dalga yayılımında hacim değişimiyle birlikte şekil değişimi de olur. Fakat bu şekil değişimi sırasında açılar değişmez, yani küp şeklindeki bir eleman dikdörtgen prizma'ya dönüşür. P dalgaları bir ortam içindeki en hızlı dalgalar olduğundan deprem kayıtlarında en önce kaydedilirler.

P dalgasının hızı,

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1 - \sigma)}{\rho(1 + \mu)(1 - 2\mu)}} \quad (3.1.1)$$

bağıntısıyla verilir. Burada,

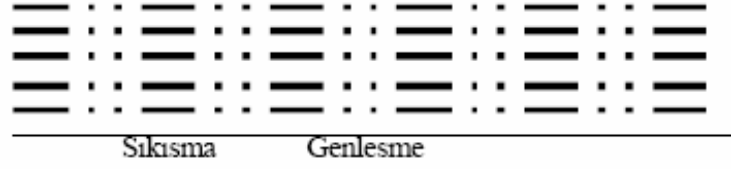
$\sigma$  = Poisson Oranı

$\mu$  = Rijidite (Kayma Modülü)

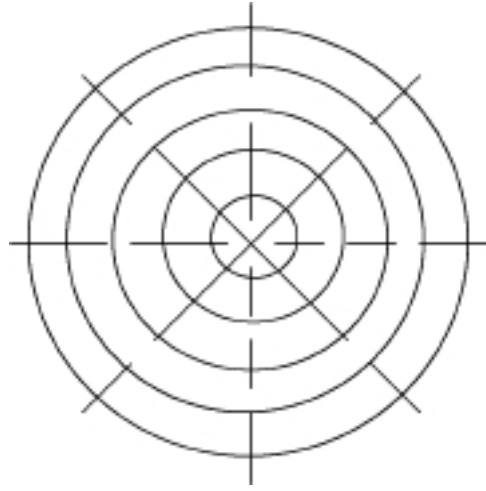
$\rho$  = Yoğunluk Modülü (Elastisite)

Yukarıdaki formül de  $\mu$  'nin sıfır olduğu, cismin şekil değişikliğe karşı direncinin sona erdiği hallerde bile, P dalgasının hızı belirli bir değer taşır.

Bunun anlamı, P dalgaları sıvı ve gaz gibi hiçbir rijiditesi olmayan maddeler içerisinde de geçebilir.



Şekil 3.1 P Dalgası Yayınımı.



Şekil 3.2 P Dalgası Küresel Yayınımı.

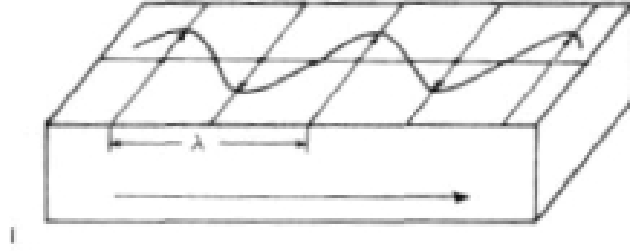
### 3.1.1.2 Enine Dalgalar (S dalgası)

Enine dalgaların yayılımı sırasında elemanlar şekil bozulmaları, yani açılarda değişim gözlenir. Bunun nedeni; dalga yayılımı arasında parçacıkların titreşim doğrultusunun, dalga yayılımı doğrultusuna dik olmasıdır. Bu tür dalgalar S dalgaları olarak adlandırılır. S dalgalarının yayılımında enine olan parçacık salınımı yatay düzlem üzerinde ise dalga SH adını alır. Eğer parçacık hareketleri düşey düzlem üzerinde kalıyorsa SV dalgası olarak adlandırılır.

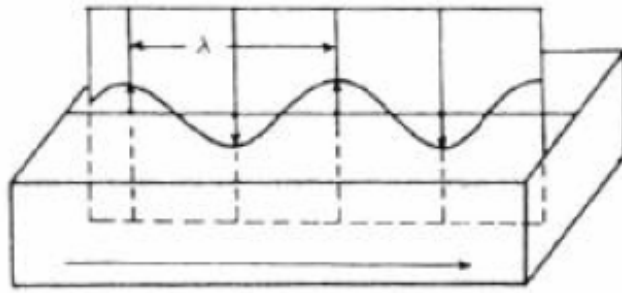
S dalgasının hızı  $V_S$  aşağıdaki bağıntı ile verilebilir.

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\mu)}} \quad (3.1.2)$$

S dalgalarının hızı, içerisinden geçtikleri cismin rijidite ve yoğunluğuna bağlıdır. Bu nedenle rijiditesi bulunmayan sıvı maddelerde S dalgaları oluşmaz.



Şekil 3.3 SH dalgası.



Şekil 3.4 SV Dalgası.

P ve S dalgalarının oranı ise,

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}} \quad (3.1.3)$$

Poisson oranının genellikle  $\frac{1}{4}$  olan değeri yukarıdaki bağıntıda yerine konulursa  $\frac{V_p}{V_s}$  oranı  $\sqrt{3}$  değerini alır. Bu da kati cisimlerde P dalgasının S dalgasından 1,7 kez daha hızlı olduğunu ifade etmektedir. P ve S dalgalarının çeşitli formasyonlardaki hız değerleri Tablo 3.1'de verilmiştir.

Tablo 3.1 P ve S dalga hızlarının bazı kayalardaki yayınma hızları (Clark, 1966).

Formasyon	P Dalga Hızı (m/s)	S Dalga Hızı (m/s)
Granit	5680	2950
Granodiorit	4780	3100
Diorit	5780	3060
Gabro	6450	3420
Bazalt	6400	3200
Dünit	8000	4080
Kumtaşı	1400-4300	-
Konglamera	2400	-
Kireçtaşı	1700-4200	2955
Kil	1100-2500	-
Gevşek kum	1800	500

### 3.1.2 Yüzey Dalgaları

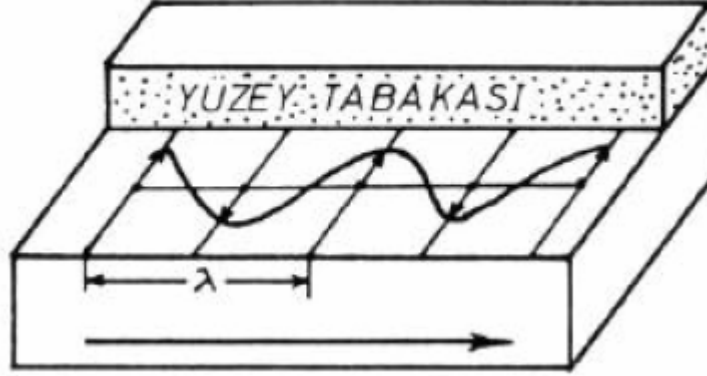
#### 3.1.2.1 Rayleigh (R) Dalgaları



Şekil 3.5 Rayleigh Dalgalarının Yayınımı Sırasında Parçacık Hareketleri.

R dalgalarının oluşabilmesi için serbest bir yüzeye sınırlanmış bir yüzeye sınırlanmış yarı sonsuz bir esnek ortamın bulunması gerekir. R dalgaları yayılırken geçtiği yol boyunca parçacıklar, elips hareketi çizerek ilerler. Bu elipsin büyük eksenini düşey olup; elipsin büyük eksenini boyunca titreşen, küçük eksenini boyunca da ilerleyen dalgalardır. Hareket, yayınım doğrultusunun tersi yönündedir. Büyük genlikli ve alçak frekanslı dalgalardır. Periyotları 3–10 sn, dalga boyları da 50–100 km arasında değişir. Dalga boyu kadar derinliğe inebilirler.

### 3.1.2.2 Love (L) Dalgaları



Şekil 3.6 Love Dalgası Yayınımında Parçacık Hareketleri.

Love dalgalarının oluşabilmesi için bir yüzey tabakasının bulunması gerekir. Yerküresinin kabuğu bu görevi görmektedir. Love dalgaları yerin serbest yüzeyi ile kabuğun tabanı arasında ardışık yansımalara uğrayan SH dalgalarının yapıcı girişiminden oluşur. Kabuk içinde hapsedilmiş olan bir tür kanal dalgalarıdır.

Love dalgalarının oluşabilmesi için üst tabakadaki S dalgasının hızı alt ortamdaki S dalgasının hızından küçük olması gerekir. Sismolojide bu dalgalara kısaca L dalgaları adı verilir. Sismograflarda da uzun periyot ve geniş genlik verirler.

Love dalgasının hızı dalga sayısına dolayısıyla dalga frekansına yada periyoduna bağlı olarak değişir. O halde her frekans değeri için ayrı bir hız elde edilir. Bu nedenle Love dalgaları saçılım (dispersiyon) gösterirler. Hızları derinlikle artar. Genlikleri eksponansiyel olarak azalır.

Bir depremde kayıt istasyonuna ilk gelen dalga P dalgasıdır. Onu S dalgası izler. Sonra yüzey dalgaları belirir. Yüzey dalgalarından önce L dalgası sonra da R dalgası belirir.



### 3.1.3 Sismik Hızı Etkileyen Faktörler

Sismik hızlar yoğunluk ve elastik parametrelerin fonksiyonu olarak

$$V = f(E, \rho, \lambda, \mu, k, \sigma) \quad (3.1.4)$$

şeklinde ifade edilir. Kısaca sismik hızı etkileyen faktörleri aşağıdaki şekilde sıralamak mümkündür

- Derinlikle, aynı kayaç için artar.
- Kayaç cinsine bağlı olarak yoğunlukla sismik hız artar.
- Basınca duyarlı kayaçlar için sismik hız artar.
- Kayaçta gözeneklilik arttıkça sismik hız düşer.

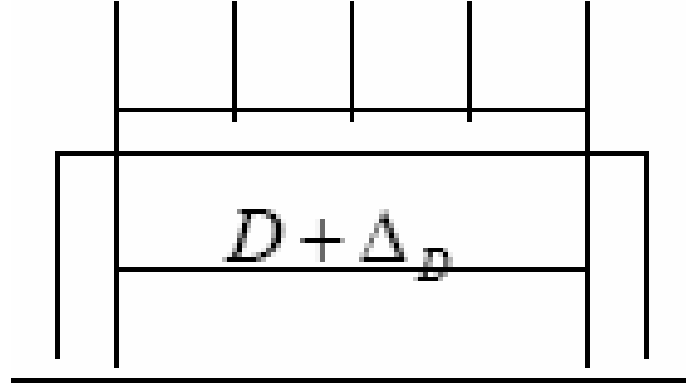
Arazi ölçülerinden elde edilen P ve S dalgaları kullanıldığı zaman bulunan  $\frac{V_P}{V_S}$  oranı, formasyonların pekleşmiş olup olmadığını, gaz veya petrol taşıyıp taşımadığını işaret eder. Büyük derinliklerdeki pekleşmiş tortullar için  $\frac{V_P}{V_S}$  oranı 1,6- 2,2 arasında olur. Az örtülü tortullar için bu oran 2,8 ve gevşek tortullar için 6 veya daha fazla olabilir.

P ve S dalga hızlarının bazı kayaçlardaki yayınma hızları Tablo 3.1 de görülmektedir.

### 3.1.4 Elastik Parametreler

#### 3.1.4.1 Poisson Oranı

Bu oran, bir gerilme- deformasyon ilişkisinin ölçüsü olmayıp, bir geometrik şekil değişmesinin ifadesidir. Enine daralmanın, boyuna uzamaya oranı olarak tanımlanır (Şekil 3.7).



Şekil 3.7 Poisson Oranı.

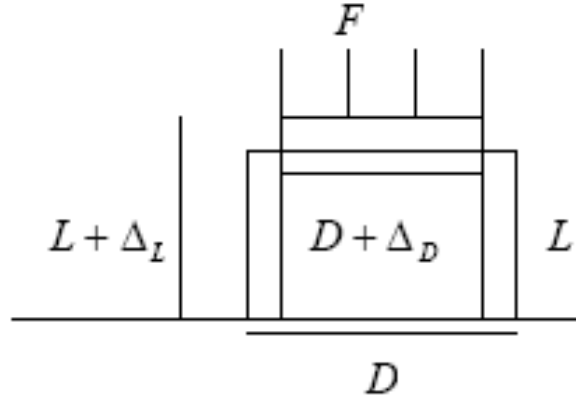
$$\sigma = \frac{\text{Enine Deformasyon}}{\text{Boyuna Deformasyon}} = \frac{\Delta D / D}{\Delta L / L} \quad (3.1.5)$$

Kayaçlar içerisindeki boşluk ve çatlaklar Poisson oranını çok etkiler ve kayacın kırıklı olup olmadığını, ayrıca kayacın gözeneklerinde su taşıyıp taşımadığını gösterir. Poisson oranı 0 (Hacimce önemli bir değişimi belirtir) -0,5 (Hacimsel bir değişimin olmadığını belirtir) arasında değişir. Çoğu elastik katılar için ortalama değeri 0,25 civarındadır.

Deformasyon kuvvetinin sıkıştırma (Basınç) veya çekme olmasına bağlı olarak farklı işarete sahiptir.

#### 3.1.4.2 Young Modülü

Sıkışma ve genişleme kuvvetleri altında enine daralmanın boyuna uzamaya oranıdır. Yani, basit bir germe (Çekme) veya sıkıştırma şeklinde gerilme-deformasyon (stress-strain) oranının ölçüsüdür (Şekil 3.8).

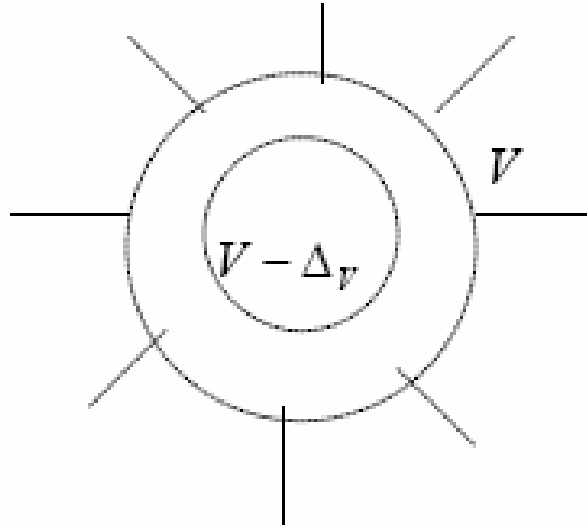


Şekil 3.8 Young Modülü.

$$E = \frac{\text{Boyuna Gerilme}}{\text{Boyuna Deformasyon}} = \frac{F / A}{\Delta_D / L} \quad (3.1.6)$$

#### 3.1.4.3 Bulk Modülü

Bulk modülü, hidrostatik basınç (P) altında kalan bir kayaçtaki gerilme - deformasyon ölçüsüdür. Diğer bir deyişle materyalin hacim değişikliğine karşı mukavemetinin ölçüsüdür (Şekil 3.9).

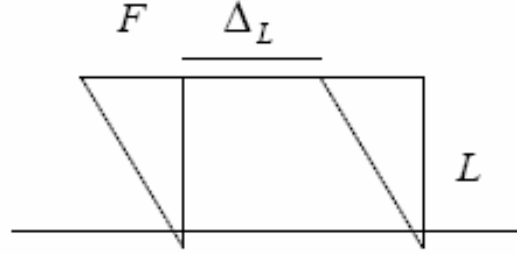


Şekil 3.9 Bulk Modülü.

$$K = \frac{\text{HacimGerilmesi}}{\text{HacimDeformasyonu}} = \frac{P}{\Delta_V / V} \quad (3.1.7)$$

#### 3.1.4.4 Makaslama (Shear) Modülü

Basit bir makaslama için Gerilme - Deformasyon oranı ölçüsüdür. Kaydırma (makaslama) kuvveti yer değiştiren yüzeye teğettir ve makaslama gerilmesi birim alandaki böyle bir kuvvettir. Makaslama deformasyonu hacimce değişmesiz meydana gelen yer değiştirmedir. Sıvıların makaslamaya karşı direnci olmadığından bu modül sıvılar için sıfırdır (Şekil 3.10).



Şekil 3.10 Shear Modülü

$$\mu = \frac{\text{KaymaGerilmesi}}{\text{KaymaDeformasyonu}} = \frac{F / A}{\tan \phi} = \frac{F / A}{\Delta_L / L} \quad (3.1.8)$$

$$\tau = \text{Kayma Gerilmesi} \quad (3.1.9)$$

$$\mu = \frac{\tau}{\tan \phi} \quad (3.1.10)$$

### 3.1.5 Elastik Parametrelerin Sismik Hızlarla İlişkileri ve Gözeneklilik

#### 3.1.5.1 Sismik Hızları Oranı ' Güvenlik Katsayısı ' (Vp/Vs)

Boyuna ve enine sismik dalga hızları birbirine oranıyla güvenlik katsayısı elde edilir. Güvenlik katsayısı formasyonların konsolide olup olmadığı, gaz ve sıvı taşıyıp taşımadığını gösterir. Bu oran tortul kayalarda geniş aralıkta değişirken (1,3 – 6,8) ; magmatik ve metamorfik kayalarda 1,7 – 1,9 arasında değişir. Kısaca VP/VS

oranındaki değişimin kayacın elastik özelliklerine sıkı sıkıya bağlı olup, orandaki büyüme; gözeneği bol gevşek tortul kayaları ve mağmatik ise eklem ve çatlak sistemlerinin artmasını gösterir (Keçeli, 1990).

### 3.1.5.2 Poisson Oranı

Kayaçların yoğunlukları dikkate alınmadan sadece hızlarına (VP ve VS) bağlı olarak hesaplanır.

$$\sigma = \frac{0.5x(Vp / Vs)^2 - 1}{(Vp / Vs)^2 - 1} \quad (3.1.11)$$

Poisson Oranı, gözeneklilik ile ters orantılıdır. Derinlik ve su doygunluğunun artmasıyla artar. Poisson oranı 0–0,5 arasında değişir. Bu oran gevşek, gözenekli ve su ile doymuş kayaçlarda yüksek olup (değeri 0,45 – 0,5), kayaçlar sertleştikçe değeri düşer. Granit, bazalt gibi sert kayaçlarda (<0,25) daha düşüktür.

### 3.1.5.3 Young Modülü

Young modülü, yoğunluk ve sismik hızlardan hesaplanır.

$$E = 2 \times \mu(1+\sigma) \quad (3.1.12)$$

Bu parametre, jeofizik birimlerinin (formasyonun) sertliğinin ve sağlamlığının bir ölçüsüdür. Eğer, Elastisite Modülü yüzeyden derinliğe doğru değişik değerler alıyorsa, zeminin farklı derinliklerde farklı sıklıkta olduğunu gösterir (Keçeli, 1990).

### 3.1.5.4 Bulk Modülü (Hacimsel Sıkışma)

Bulk Modülü, bir cismin sıkıştırılabilirlik kapasitesidir.

$$K = \frac{E}{3x(1 - 2x\sigma)} \quad (3.1.13)$$

Bazı kayaçların sıkıştırılabilirlik kapasitesi farklıdır, bu nedenle bazı kayaçlar, sismik dalgaları farklı hızlarla iletirler.

### 3.1.5.5 Makaslama (Shear) Modülü

Kayma Modülü, yalnız enine dalga hız ile yoğunluğa bağlıdır. Bunun için enine dalga hızının belirlenmesi gerekmektedir.

$$\mu = \rho \times V_s^2 \quad (3.1.14)$$

Kayma Modülü, makaslama gerilmelerine karşı formasyonun direncini gösterir. Kayma modülü ne kadar yüksek ise formasyonun makaslama gerilmelerine karşı direnci de o kadar fazla demektir. Deprem hasarlarını tahmin etmede, kayma modülünün belirlenmesi önem taşımaktadır. Elastik dalgaları denetleyen önemli bir parametredir (Keçeli, 1990).

### 3.1.5.6.Lame Sabiti

Bütün bu yukarıda sayılan parametrelerin dışında Lame parametresi olarak bilinen sabit vardır. Eğer materyal yukarıya doğru uzatılırsa, yukarıya doğru Z deformasyonu, yana doğru X gerilmesi oluşur. Cisim sıkışmaz ise  $\lambda = 0$ 'dır.

$$\lambda = \frac{Ex\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \quad (3.1.15)$$

### 3.1.5.7 Yoğunluk

Jeolojik formasyonun yoğunluğu,

$$\rho = 0,31 * V_p^{0,25} \quad (3.1.16)$$

bağıntısıyla verilir (Gardner, G.H.F. vd.,1974).

### 3.1.5.8 Gözeneklilik

Kayaç içinde çeşitli olaylar nedeniyle oluşan boşluklar ve çatlakların miktarı kayacın içerebileceği sıvı miktarı ve kayacın özdirenç değerini doğrudan etkilediği için bu durum kuyu logu ölçülerinin değerlendirilmesinde büyük önem taşır. Bu nedenle bazı durumlarda gözenekliliğin sayısal olarak hesaplanması gerekir. Gözeneklilik değerini,  $V_p$  sismik hızından yararlanılarak,

$$e = -0,175 \times \ln(V_p) + 1,56 \quad (3.1.17)$$

bağıntısından saptanabilir (Watkins et al.,1972).

Genel olarak gözeneklilik kayaçtaki boşluk hacminin toplam hacme oranı olarak ifade edilir. Yüzde olarak tanımlanan gözeneklilik,

$$\% \phi = \frac{V_B}{V_T} \quad (3.1.18)$$

bağıntısı ile hesaplanır. Bu bağıntıda,

$V_B$ = Kayaçtaki Boşluk Hacmi

$V_T$ = Kayacın Toplam Hacmi olarak tanımlanır.

Toplam hacim  $V_T$ , kayaç içindeki toplam boşluk hacmi  $V_B$  ile kayacın boşluksuz kısmını oluşturan parçasının hacminin toplamına eşit olur ve bu durum,

$$V_T = V_B + V_K \quad (3.1.19)$$

bağıntısı ile ifade edilir. Bu durumda (3.1.18) ve (3.1.19) no'lu bağıntılarından gözeneklilik,

$$e = 1 - \frac{V_K}{V_T} \quad (3.1.20)$$

bağıntısı ile de ifade edilebilir. Boşluk oranı laboratuvar koşullarında kolayca hesaplanabilir. Bunun için kayaç önce ısıtılarak tüm sıvısı buharlaştırılır ve ağırlığı ölçülür ( $W_K$ ). Daha sonra %100 suya doygun hale dönüştürülerek ağırlığı bulunur ( $W_D$ ). Böylece bu veriler,

$$\phi = \frac{W_D - W_K}{V_T} \quad (3.1.21)$$

bağıntısında kullanılarak o kayacın gözenekliliği hesaplanır. Kayaçların gözeneklilikleri tane büyüklüğüne, şekline, tanelerin sıralanmasına ve ara maddeyi oluşturan çimentolama derecesine bağlı olarak değişim gösterirler. Tanelerin üniform olup olmasına bağlı olarak gözeneklilik değişir. İrili ufaklı tanelerin oluşturduğu ortamlarda ufak taneler iri tanelerin arasını doldurduğu için gözeneklilik azalır. Ayrıca tanelerin diziliş şeklide gözeneklilik miktarını etkiler. Dik dizilişlerde gözeneklilik artarken, eğik dizilişlerde gözeneklilik azalır. Formasyonlar genelde 'Birincil' ve 'İkincil' olmak üzere iki tür gözenekliliğe sahiptir.

-Birincil gözeneklilik: kayacın ilk oluşumu sırasında kayacın kazandığı düzenli gözeneklilik olarak tanımlanır.

-İkincil gözeneklilik: kayacın ilk oluşumunda sonra geçirdiği olaylar (kayacın sıkışması, erimesi ve çatlama sonucu oluşabilen çatlaklar erime boşlukları gibi.) sonucu oluşan gözenekliliği tanımlar. Bu olay daha çok metamorfizma geçirmiş kayaçlarda gözlenir.

Formasyonlar içerdikleri gözeneklilik oranına (%  $\phi$ ) göre genel olarak,

$\% \phi > \% 25$  ise Yumuşak Formasyon

$\% 25 > \% \phi > \% 15$  ise Orta Sert Formasyon

$\% \phi < \% 15$  ise Sert Formasyon

şeklinde sınıflandırılabilir.



Tablo 3.2 Bazı kayaçların gözeneklilik değerleri (Erguvanlı &amp; Yüzer, 1987)

Kayacın cinsi	Gözeneklilik ( % )
Toprak	50-60
Kil	45-55
Silt	40-50
Kaba ve İnce Kum Karışığı	30-40
Çakıl	30-40
Kum ve Çakıl	20-35
Kumtaşı	10-20
Killi Şist (Şeyl)	1-10
Kalker	1-10

### ***3.1.6 Sismik Hızlar İle Poisson Oranı, Gözeneklilik, Basınç Arasındaki İlişkiler***

Poisson oranı ve gözeneklilik, yüzeye yakın tortullar ve yüzeysel topraklar için, sismik kırılma ölçümlerinden elde edilen sıkışma ve yatay makaslama dalgalarından saptanır. Sıkışma (P) ve Kesme (S) dalgalarının toprak, tortullar ve kayaçlar içindeki yayılımı; Litolojik (Tanelerin büyüklüğü, biçimi, tipi, dizilim ve dağılımlarının oluşturduğu formasyon yapısı, kil miktarı ve çeşidi, sertleşme, pekleşme ve çimentolaşma) Fiziksel (Gözeneklilik, Geçirgenlik, Yoğunluk, Anizotropi, Doygunluk derecesi, Doygunluk yaratan maddenin çeşidi, basınç ve sıcaklık) Elastik (Sıkışmazlık (Bulk), Kesme, Elastisite modülleri, Lamé sabiti ve Poisson oranı) özellikler gibi değişik etkenlerle düzenlenmektedir. Poisson oranı (a) derinlikle, su doyumunun artmasıyla ve gözeneklilik azalmasıyla artar. Poisson oranı (a) mühendislik, yeraltı suyu ve hidrokarbon araştırmalarında etkin olarak kullanılmaktadır. Örneğin Mann & Fatt (1960), gözenek sıvısının Poisson oranını ihmal edilebilir bir değerden 0,5 'e arttırdığını, Koefoed.(1955) Poisson oranındaki artışı ve gözeneklilik azalımı arasında açık bir ilişkinin olduğunu belirtmiştir. Pickering (1970), anizotropi zeminler için Poisson oranının 1,0 ila 0,5 arasında değiştiğini, Stoke & Woods (1972), Poisson oranının pekleşmemiş ve doyumlanmamış tortullar için  $a = 0,31$  olduğunu saptamışlardır. Gregory (1977),

Poisson oranının negatif değerlerinin yüksek gözeneklilik, hava ya da gaz doygunluğunu belirttiğini, Bishop & Hight (1977), düşük sıkışmazlığın (yüksek Bulk modülü) Poisson oranının 0,5 'e ulaşmasına neden olduğunu ve ters ilişkili olduklarını göstermişlerdir. Tatham (1982), gaza doygun tortullar için Poisson oranını 0,1 olarak saptamış, killer ve siltler gibi daha yumuşak ve küçük taneli formasyonlarda Poisson oranının daha büyük, buna karşın kumlar ve çakıllar gibi daha sert ve iri taneli formasyonlarda daha küçük olduğunu vurgulamışlardır. Hubbert & Willis (1957), Gözenek-Basınç değişiminin çatlak boyutlarının kontrol eden temel etkenler olduğunu, Poisson oranı ve diğer parametrelerden kestirilebildiğini belirtmişlerdir. Salem (2000), Poisson oranının derinlikle, su doygunluğunun artmasıyla ve gözenekliliğinin azalmasıyla arttığını saptamıştır. Farklı yüksek basınçlar altında, suya doygun gözenekli kayalarda;

- P dalga hızı, kil miktarıyla ters orantılıdır.
- P dalga hızı, artan gözeneklilik ile azalır.
- P dalga hızlarında, gözeneklilik etkisi, yaklaşık olarak kil doygunluğunun iki katidir.
- P dalga hızı artan permeabilite ile çok az artar.

Sıkışma dalga hızı VP (km/sn), ultrasonic (ses üstü) frekans 'da ve 40 MPa basınçta, gözeneklilik (j), kil doygunluğu C ve permeabilite K ile ilişkili olup,

$$V_p = 5,66 - 6,11\phi - 3,53 C + 0,0007K \quad (3.1.22)$$

bağıntısıyla verilir (Klimentos, 1991).

Kuzey Almanya 'da yerinde yapılan makaslama dalga deneylerinde, birkaç belirli özellik gözlenmiştir. Buna göre Makaslama dalgalarının (S), sıkışma dalgalarından (P) farklı olduğu saptanmıştır.

Makaslama dalgaları bu özellikleri nedeniyle; Su doygunluk derecesinden oldukça fazla etkilenmezler ve bu nedenle Vs hızı litoloji arasında daha iyi bir ilişki sağlanır. Böylece, akifer içindeki litolojik sınırlar araştırılabilir.

Poisson oranının, iri taneli killere için  $a = 0.49$  ve  $\frac{V_p}{V_s} = 9$  'dan büyük olduğu saptanmıştır. Hatta kuru ve kısmen doygun kumlarda, VP/VS oranının, 1,41-4,0 arasında değiştiği görülmüştür. Aynı frekanslı dalga boyları için, S dalgalarının dalga boyu, P 'nin dalga boyundan küçüktür.

Genellikle gaz içeren tortullar için, S dalgasındaki soğurmanın, P dalgasındakinden daha küçük olması nedeniyle S dalgaları için uygun bir penetrasyon elde edilir ve tabakaların kalınlıklarının ayrışması, çatlakların ve fay zonlarının yerlerinin daha iyi saptanabilmesi söz konusu olur ( Stuempel vd., 1984).

### **3.1.7 Sismik Kırılma Yöntemi**

#### *3.1.7.1 Dalga Cepheleeri*

Jeofiziksel araştırmaların sismik kırılma yöntemi, yapay kurallandırılmış sismik sinyaller aracılığıyla sismik hız ve absorpsiyon gibi petro-fiziksel parametrelerin uzaysal değişimlerini araştırmaktadır. Bu petro-fiziksel parametreler kaya tipi, porozite, nemlilik ve diğer jeolojik faktörlerle ilişkilidir ve jeolojide üçüncü bir boyut sağlamak için kullanılabilir. Yöntem, yerin derinliklerine kadar inerek, bir kırıcıya kadar olan sismik karmaşıklık analizine bağlıdır.

Sismik enerji, bir patlama yüklemesiyle başlar ve ses ortamındaki tüm yönlerde yayılır. Her an karışıklığın ilk hareketinde, ortamın iki parçası ayırt edilebilir. İlk parça geçilen veya geçilmekte olan ortam, diğeri de karışıklık tarafından erişilemeyen kısımdır. İki parça karışıklık dalga cephesi denilen bir yüzeyle ayrılır.

Dalga cephesi üzerindeki tüm noktalar kaynaktan seyahat zamanına sahiptir.

Dalga cephesi yayılımı, sismometre, jeofon ve hidrofon gibi detektörlerle gözlemlenebilir. Bir gözlem noktasından geçen dalga cephesi koridoru sinyal amplitüdü içerisindeki ani artışlar ile işaretlenebilir.

Dalga cephesi üzerindeki bir noktadaki hız, dalga cephesine normal olan hat boyunca ölçülür.

Sismik dalga olgusunun kuramsal tanımı kırılma ve yansıma gibi, bir arayüzeyde karşılaşan sismik dalgalardaki basınç ve kesme modları arasındaki dönüşüm gibi genel olarak elastik dalga eşitliği çözümleri aracılığı ile elde edilir.

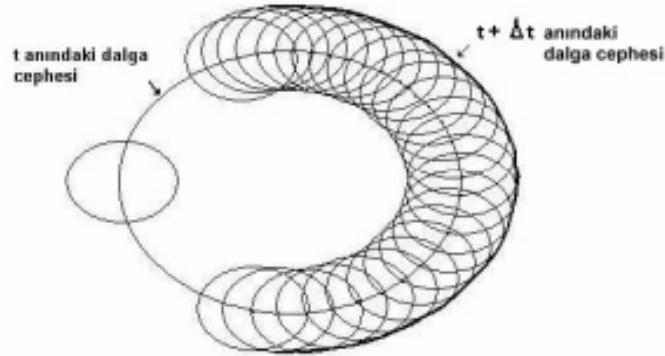
Bu biçimsel çözümlerin özeti, bu çalışmanın faaliyet alanı ötesinde, Grant ve West (1965), uygulama jeofiziğinde yorumlama teorisi çalışmasından bulunabilir. Basitleştirme sırası yerine geometrik optik yaklaşımlar kullanılacaktır.

### 3.1.7.2 Huygens İlkesi

Huygens ilkesinin temeli dalga cephesi üzerindeki her bir nokta yeni bir dalga kaynağı gibi davranır ilkesine dayanmaktadır. Bu nedenle verilen dalga cephesinin konumu bilinirse, sonraki bir zaman kesimindeki konumu, orijinal dalga cephesi üzerinde ortalanmış yüzey zarfı belirlemesi, ışın hızı şekli, enerji transfer hızı, zaman artırımını ile çarpılarak bulunabilir. Bu yüzey "Huygens dalgacı" olarak bilinir.

Genel olarak izotropik yani enerji yayılım yönünden bağımsız hız ortamı farz edilir. Huygens dalgacı küre (sayfa düzleminde daire) şeklindedir. Bununla birlikte, anizotropi hesaba katılırsa sismik hız yayılım doğrultusuna bağlı olarak değişir ve Huygens dalgacı eliptik bir şekil kazanır. Şekil 3.11' de dalga cephesi gösterilmiştir.  $t$  anındaki dalga cephesi, Huygens dalgacığının merkezi olarak kullanılır.  $t+\Delta t$  anındaki dalga cephesi bu dalgacığın zarfıdır. Yeni dalga cephesi daha geniş bir hal almasına rağmen, orijinal dalga cephesi içinde de bir zarf vardır.

Huygens ilkesi uygun olmayan bir her noktadaki dalga cephesi sonuçları kendi denge konumunun yerine konulabilir olduğu için uygun olmayan bir sav değildir ve uyum açısından bu noktalar biçimsel sismik kaynak gibi aynı yol ile ele alınabilir.



Şekil 3.11 Dalga yayılımı.

Şekil 3.11 deki örnek daha uygun olan analitik yaklaşım için daha zorlayıcı bir grafik yaklaşım önermektedir. Durum her zaman bu şekilde oluşmaz. Düzensiz arayüzler ve kompleks hız tabakaları olduğunda. Huygens prensibinin kullanımı alternatiflerinden daha kolaydır, özellikle yansıma ve kırınım daha elverişli olarak uydurulur. Ek olarak Snell kanununun kökeninin oluşturulmasında elverişli bir yaklaşım sağlar.

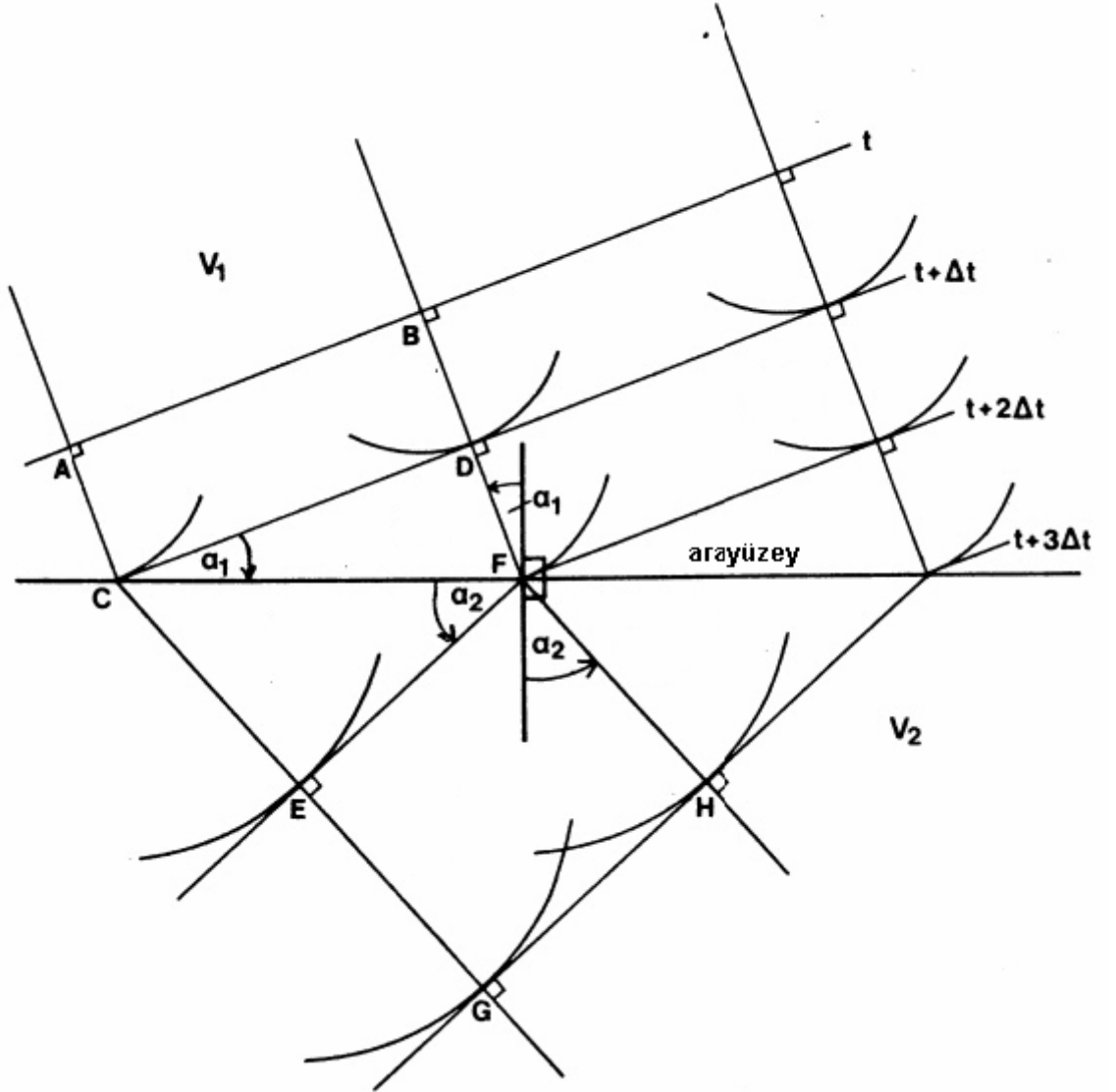
### 3.1.7.3 Snell Kanunu

Bir dalga cephesi, farklı hızlara sahip iki ortamı ayıran bir arayüzey ile karşılaşır, enerjinin bir kısmı asıl ortamın içine geri kırılır, bir kısmı da ikinci ortam içine yayılır. Arayüzeyde, bu doğrultuda yayılan dalga cephesi değişime uğrar. Her bir ortam içindeki dalga cephesi yönleri arasındaki ilişki Snell kanunu ile tanımlanır.

Şekil 3.12 de gösterilen  $t$  anındaki düzlem  $AB$  dalga cephesi aşağıya doğru  $V_1$  hızına sahip izotropik ortam içine yayılır. Bu dalga cephesinin  $t + \Delta t$  anındaki konumu  $CD$  ise ve bu  $V_1 \Delta t$  yarıçaplı dairesel bir yay olarak çizilen bir zarf ile elde edilir.

$C'$ 'de, dalga cephesi bir arayüzeyle karşılaşır ve  $V_2$  sismik hızlı izotropik bir

ikinci ortam içine yayılır. Huygens dalgacığı kullanılarak  $t+2\Delta t$  anındaki dalga cephesi konumu tespit edilir. Burada C merkez olmak üzere  $V_2\Delta t$  çaplı daire kullanılır.  $t+2\Delta t$  anındaki ikinci ortam içindeki dalga cephesi konumu F'den geçen E teğeti çizilerek bulunur.  $t+3\Delta t$  anındaki konumu GH, E ve F merkezli  $V_2\Delta t$  yarıçaplı yaylar çizilerek elde edilir.



Şekil 3.12 Snell kanunu ile tanımlanan iki izotropik ortam arayüzeyinden geçen dalga cephesi.

Dalga cephesi hareket yönü, dalga cephesinin normali yönündedir.  $\alpha_1$  ve  $\alpha_2$  her bir ortam içindeki dalga cephesinin yönünü göstermek üzere, arayüzey normalinden ölçülür. Basit trigonometri kullanılarak;

$$CF = \frac{DF}{\sin \alpha_1} = \frac{CE}{\sin \alpha_2} \quad (3.1.23)$$

$$\frac{V_1 \Delta t}{\sin \alpha_1} = \frac{V_2 \Delta t}{\sin \alpha_2} \quad (3.1.24)$$

tekrar düzenlenirse;

$$\frac{\sin \alpha_1}{V_1} = \frac{\sin \alpha_2}{V_2} \quad (3.1.25)$$

Eşitlik 3.1.23 Snell veya kırılma kanunu olarak bilinir ve bir arayüzey boyunca dalga cephesi sürekliliğinin ifadesidir. Bu kanun izotropik ortamlardaki ışınlar içinde uygulanabilir. Zarf veya dalga cephesi ve Huygens dalgacığı arasındaki bağlantı noktası yolu bir ışın olarak tanımlanabilir. Dalga cephesi üzerindeki özel bir noktanın gerçek seyahat yolu bir ışındır. İzotropik ortam içindeki Huygens dalgacığı bir dairedir ve ışınlar teğetlere diktir. Bu nedenle ışın ve dalga normalleri uyuşur ve Snell kanunu ışınlar içinde, ACEG ve BDFH' daki gibi uygulanabilir olur.

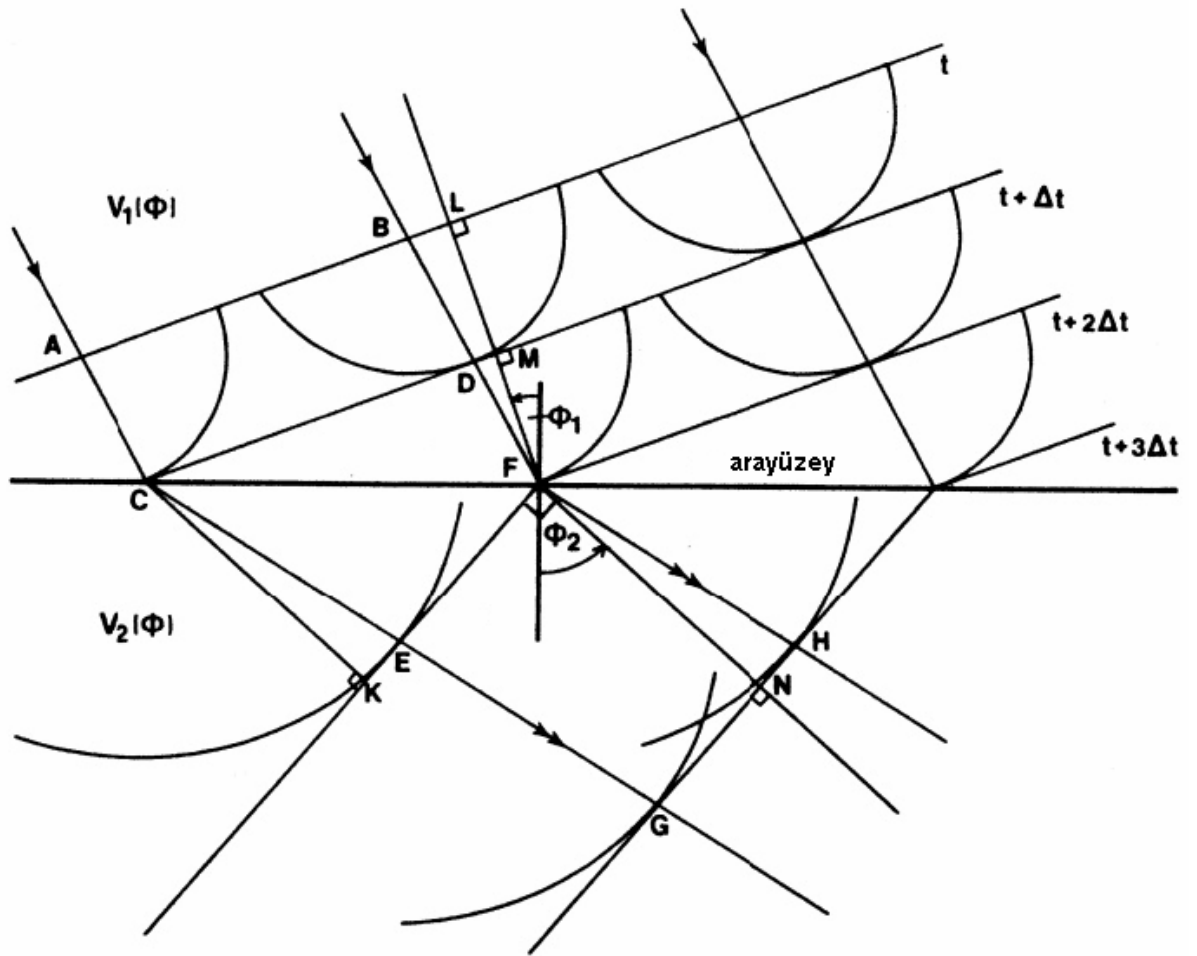
Anizotropik ortamlarda bu durum geçerli değildir. Çünkü Huygens dalgacıkları burada dairesel değildir. Şekil 3.13'te iki ortam anizotropiktir.  $\Delta t$  ile çarpılmış ışın ve dalga yüzeylerinden oluşan Huygens dalgacıkları ile yapılmış ardalanmalı dalga cepheleri elde edilir. ACEG ve BDFH ışınları üzerindeki her bir nokta bir sonraki dalgacığın merkezi olmak üzere dalga cephesinin teğet noktasıdır.

Bununla birlikte bu ışınlar dalga cephelerine dik değildirler. Basit trigonometri ile;

$$CF = \frac{MF}{\sin \Phi_1} = \frac{CK}{\sin \Phi_2} \quad (3.1.26)$$

Dalga cephesinin hızı, faz hızı, Şekil 3.13 'teki MF ve CK boyunca normal yönünde ölçülür. Eğer  $V_1(\Phi_1)$  ve  $V_2(\Phi_2)$  arayüzeye normal olan açılarının fonksiyonu şeklinde faz hızlarıysa, o zaman;

$$\frac{V_1(\Phi_1) \Delta t}{\sin \Phi_1} = \frac{V_2(\Phi_2) \Delta t}{\sin \Phi_2}$$



Şekil 3.13 İzotropik olmayan iki ortamın arayüzeyinden geçen dalga cepheleri. Snell kanunu dalga cephelerinin normaleri için uygulanır fakat ışınlar için bu geçerli değildir.

Yeniden düzenlenirse;

$$\frac{\sin \Phi_1}{V_1(\Phi_1)} = \frac{\sin \Phi_2}{V_2(\Phi_2)} \quad (3.1.27)$$

Snell kanunu bu nedenle dalga cepheleri için genel olarak uygulanabilmektedir. Ortak bir şekilde ışınlar için uygulanabilir olsa da, izotropik ortamlar için daha geçerlidir. Anizotropi jeolojik anlamda izotropiden daha uygundur.



## 3.2 Mikrotremor Yöntemi

### 3.2.1 Giriş

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.

### 3.2.2 Mikrotremor Tanımı

Doğal Dönem ve Genlik ya da yapay etkenlerden oluşmuş, dönemi 0,005–2 saniye, genlikleri ise 0,01–1 mikron arasında değişen yer titreşimlerine mikrotremor denir. Bunlar trafik, endüstri makineleri, rüzgâr gibi etkenler nedeni ile oluşmakta, gündüzleri gecedan 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 0,001–0,01 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.

### ***3.2.3 Mikrotremor dalgalarının kökeni***

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 (1961)'e göre mikro salınımların kaynağını yeriçinde 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(1993), mikrotremorları, yüzey dalgalarından olan Love dalgaları ile ilişkilendirmiştir.

### ***3.2.4 Mikrotremor ve Özellikleri***

Mikrotremor, farklı kaynaklardan yayılan yeryüzündeki sürekli titreşimlerdir. Bu mikro sarsıntıların kaynağı da çeşitlilik gösterir. Yerkürenin belli bir ekseninde dönmesi, gelgit etkisi, jeotermal aktiviteler, yeraltındaki sismik aktiviteler, atmosfer etkileri, rüzgâr ve kültürel gürültüler (trafik, endüstriyel aktiviteler ve diğer bazı 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, 1961)

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 diğ., 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).

### 3.2.5 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 büyütmeceğinden yola çıkarak sismik hareketteki Rayleigh dalgasının etkilerini düşey bileşen algılarında

$$R(f) = \frac{V_s(f)}{V_b(f)} \quad (3.2.1)$$

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 büyütmeleminin olmadığı varsayımından yola çıkarak

$$Z_v(f) = 1 \quad (3.2.2)$$

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

$$Z_u(f) = \frac{U_s(f)}{V_s(f)} \quad (3.2.3)$$

### 3.2.6 Mikrotremor Bileşenleri ve İçeriği

Alının zaman verileri için Fourier dönüşümü yapılarak 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, o yeri etkileyen ayrı bir titreşim ya da salınım bileşenini gösterir. Bunlara harmonik denir. ( $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ ). Bunlar  $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$  frekanslarında  $g_1, g_2, g_3, \dots, g_n$  genlikleri ile oluşurlar. Bu harmoniklerden küçük frekanslı olanlar tüm derinlikleri  $f_1$  orta frekanslar orta derinlikleri ( $f_2, f_3, \dots$ ) en yüksek frekanslı olan (sağa doğru) sığ derinliklerde oluşan titreşimlerdir. O nedenle, yapı statüğünde kullanılmak üzere tüm yapıyı simgeleyen  $f_1$  frekansı ( $\frac{1}{T_1}$ ) ya da en büyük enerjiyi içeren baskın periyot ( $T_B$ ) alınır. Kimi durumlarda  $T_1$  ve  $T_b$  aynı olabilirler. Ancak, yapıya gelen yorulmayı belirlemek üzere trafik, maksimum titreşimleri için yüksek frekanslar göz önünde bulundurulur. Hangi doruk bileşen çanı altında kalan yüzey büyük ise, o frekansa denk gelen titreşim yöreyi en çok etkileyen titreşim kaynağıdır.

### 3.2.7 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 (1953) 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 (1993), 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.

### **3.2.8 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. Kanai' ce geliştirilen iki analiz yöntemi ile yer dört ana kümeye ayrılmıştır. Birinci yaklaşımda; mikrotremorların en büyük ve ortalama periyotları arasındaki ilişki, ikinci yaklaşımda ise en büyük genlikle baskın periyot arasındaki ilişki incelenmektedir. Böylece, gerek fiziksel özelliklerin tam olarak bilinmemesine ve gerekse en büyük genlik değerinin yalnız zamanla değil, yapay etkenler nedeni ile de değişmesine karşın çalışılan bölgenin özellikleri üzerine bilgi edinme olanağı ortaya çıkmaktadır. Her iki yöntemden elde edilen sonuçların karşılaştırılmasıyla yerin sınıflaması yapılmaktadır.

### **3.2.9 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<sub>s</sub>) deprem kayıtlarının yatay bileşeni ile temel kayanın (H<sub>B</sub>) yüzeydeki yatay bileşeni arasındaki spektral oran (S<sub>R</sub>) olarak kabul edilir.

$$S_R = \frac{H_S}{H_B} \quad (3.2.4)$$

Bu teknik Nakamura (1989) tarafından denenmiş ve Japonya’da uzun zamandır kullanılmaktadır. Ülkemizde de yeni kullanılmaya başlanan 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.

$$E_{RW} = V_S / V_B$$

- 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.

$$H_B / V_B = 1 \quad (3.2.5)$$

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

$$S_E = S_R / E_{RW} = H_S / V_S$$

Nakamura modeli daha detaylı olarak aşağıda açıklanmıştır(Şekil 3.14).

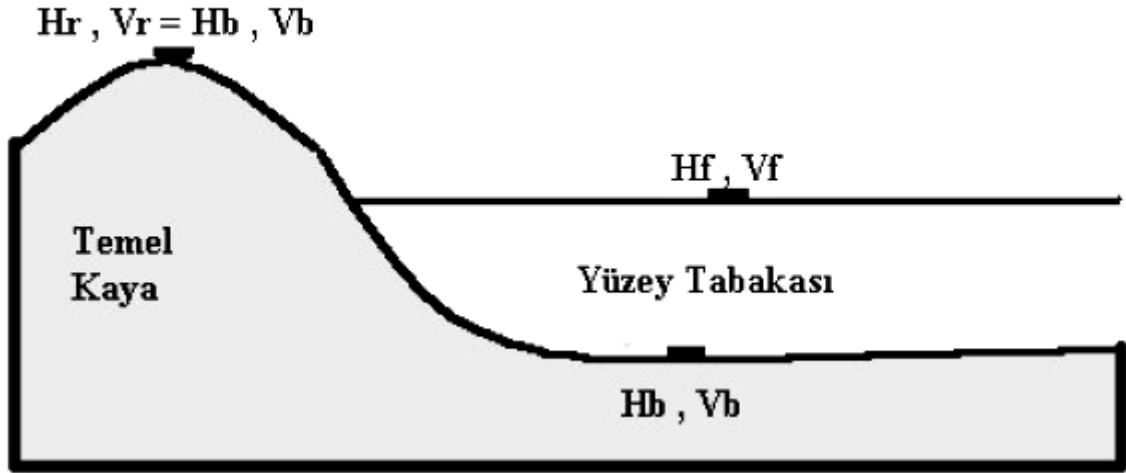
Burada yer hareketinin izahı ve farklı yerlerdeki spektralleri tanımlanmıştır. Titreşimcikler Rayleigh ve diğer dalgaları kapsadığından iki bölüme ayrılmıştır. Sedimanter basenin ( $H_f, V_f$ ) yüzey tabakasındaki yatay ve düşey spektrumları şöyle yazılabilir.

$$H_f = A_h * H_b + H_s \quad (3.2.6)$$

$$V_f = A_v * V_b + V_s \quad (3.2.7)$$

$$T_h = \frac{H_f}{H_b}, \quad T_v = \frac{V_f}{V_b} \quad (3.2.8)$$

Burada  $A_h$  ve  $A_v$  doğrudan yüzey dalgalarına bağlı yatay ve düşey hareketlerin büyütme faktörüdür.



Şekil 3.14 Tipik bir sedimanter basen yapısı (Nakamura 2000' den değiştirilmiştir.).

$H_b$  ve  $V_b$  temel kayanın düşey ve yatay spektrumlarıdır.

$H_s$  ve  $V_s$  Rayleigh dalgalarının düşey ve yatay doğrultudaki spektrumlarıdır.

$T_h$  ve  $V_h$  basen kenarındaki kaya tabanının gizlediği sismik hareket üzerindeki yüzey sedimanter tabakanın düşey ve yatay 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  $\frac{V_f}{V_b}$  ( $= T_v$ ) olarak tahmin edilir ve yatay

büyütme aşağıdaki gibi yazılır:

$$T_h = \frac{T_h}{T_v} = \frac{\frac{H_f}{V_f}}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{QTS}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{[Ah + \frac{H_s}{V_b}]}{[Av + \frac{V_s}{V_b}]} \quad (3.2.9)$$

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{Ah * H_b + H_s}{Av * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{[Ah + \frac{H_s}{V_b}]}{[Av + \frac{V_s}{V_b}]} \quad (3.2.10)$$

Bu denklemde  $\frac{Hb}{Vb} \cong 1$  dir.  $\frac{Hs}{Hb}$  ve  $\frac{Vs}{Vb}$  Rayleigh dalgası enerjisi oranıyla ilgilidir.

Burada Rayleigh dalgası etkisi yoksa  $QTS = \frac{Ah}{Av}$  olur (Nakamura, 2000).

### ***3.2.10 Mikrotremorların periyot dağılımları***

Kanai ve Tanaka (1961), yaptıkları çalışmalarda yer yapısının basit ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0,1 sn ile 0,6 sn arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görüldüğünü açıklamışlardır.

Diğer yandan yer yapısı karmaşık olduğunda birden fazla doruk görülebilmektedir. Bu değerler 0,2 sn'den kısa ve 1 sn'den uzun periyotlarda gözlenmektedir.

Örtü tabakasının olmadığı ya da çok az olduğu yerlerde, örneğin dağlık bir bölgede mikrotremorların periyotları 0,1–0,2 sn'lerde doruklar vermektedir. Akarsu kaynaklı yerlerde ise 0,2–0,4 saniyelerde pikler gözlenmektedir.

Alüvyonal yerlerde ise Kanai ve Tanaka (1961), Japonya'da 0,4–0,8 sn civarında düzgün dağılımı olmayan birden fazla pik içeren spektrumlar gözlemiştir.

Genellikle kalın ve yumuşak örtü tabakalı yerlerde eğri düz bir şekil alırken 0,05–0,1'den 1-2 saniyeye kadar bir dağılım göstermektedir. Tabakalı ortamlarda periyot dağılım eğrileri çoğunlukla tabakalı ortamlarda en üst tabakanın özelliklerinden etkilenmektedirler (Kanai ve Tanaka 1961).

### ***3.2.11 Mikrotremorların genliklerinin zamana göre dağılımları***

Mikrotremor ölçümlerinin genlikleri büyük ölçüde kayıt noktası etrafındaki aktivitelerin titreşimleri ile ilişkili olduğundan, gündüz saatlerinde alınan ölçümlerin genlikleri gece alınanlara oranla daha yüksek değerlerde olmaktadır.



Çeşitli bölgelerde gece ve gündüz saatleri boyunca tekrarlı olarak alınan kayıtlar göstermiştir ki gündüz saatlerindeki genlikler daha büyük değerler ve şehir içlerindeki genlikler kırsal alanlardaki genliklere oranla daha büyük değerler almaktadır. Bununla ilgili olarak Kanai Japonya'da 30 noktada aldığı kayıtlar ile,

$$\text{Gece} = 0,3 * (\text{Gündüz})^{1,5} \quad (3.2.11)$$

şeklinde ampirik bir formül tanımlamıştır. Bu formül  $\text{Gece} = 0,3 * \text{Gündüz}^{1,5}$  olarak ta basitleştirilebilir

### ***3.2.12 Mikrotremor verilerinin kullanım amaçları***

Bir bölgedeki titreşimler, o bölgelerde yerin doğal gürültüsünü oluştururlar. Farklı yer koşullarına ait yerin doğal gürültüsü de farklı olacaktır. Yerin doğal gürültüsünün genlik ve frekans içeriklerini, yerin litolojisi ve geometrisi gibi faktörler etkileyecektir.

Yerin çok küçük genlikli doğal salınımları incelenerek yerin etkin salınım periyotları saptanabilir. Bu şekilde yerin davranış özellikleri belirlenebilir. Bu durumda yerin bu doğal titreşimlerinden yararlanılarak elde edilecek parametrelere göre bölgesel olarak yer sınıflamaları yapılabilir. Bu görüşü ilk savunan ve uygulamasını yapan, yeri dört ana gruba ayırarak bu sınıflamanın Japon bina yönetmeliğinde kullanılmasını sağlayan araştırmacılar Kanai ve arkadaşları olmuştur (Kanai 1961). Mikrotremor verilerinden ve kuvvetli yer hareketi verilerinden elde edilen genlik spektrumlarına bakıldığı zaman spektrumların benzerlik gösterdiği görülür. Deprem kayıtlarına ve mikrotremor kayıtlarına bakıldığında görülen farklılık ise genellikle genlik değerlerinde gözlenirken, etkin frekansların çok fazla farklılık göstermediği görülmektedir (Kanai ve Tanaka 1965).

Bu kavramdan yola çıkılarak basit homojen yatay tabakalı ortam kabulü yapılarak; zemin hakim periyodunun, doğrudan mikrotremor ölçümleri ile

belirlenerek bölgede kuvvetli yer hareketi verisi olmaması durumunda da saptanması olanaklı olmaktadır.

Mikrotremor aygıtı ile çeşitli bölgelerde ölçümler yapılarak yer etkin periyodu ve bir yaklaşım olarak etkin periyottaki büyültme katsayısı gibi parametreler bulunabilir ve bu veriler ışığında bölgesel olarak parametrelerin değişimi saptanarak pratik sınıflandırmalar yapılabilir.

Zemin hakim titreşim periyodu hesaplamalarında, spektral genlikler (Kobayashi ve diğerleri, 1986), referans noktasına göre göreceli spektral oranlar (Kagami ve diğerleri, 1986) veya yatay bileşen spektrum değerlerinin düşey bileşen spektrum değerlerine oranı Nakamura, yöntemleri uygulanabilir.

Deprem sırasında oluşan büyültmelere en yakın değeri daha doğru yaklaşımla veren yöntemin Nakamura yöntemi olduğu yayınlanan birçok yabancı kaynakta belirtilmiştir. Fakat temelde kullanılan üç yöntemin, belirli kabuller içerdiğinden çeşitli eksiklikleri bulunmaktadır. Temelde yöntemler, yerin homojen yatay tabakalardan oluştuğunu kabul etmiş, diğer iki ve üç boyutlu etkileri hesaplamalara katmamışlardır.

Kanai, mikrotremorları en büyük periyot ile ortalama periyot ve en büyük genlik ile etkili periyot ilişkileri açısından değerlendirerek bir sınıflamaya gitmiştir. Bu sınıflamaya göre yeri dört ana gruba ayırmıştır (Kanai ve Tanaka 1961).

- 1.Grup: Tersiyer ya da daha yaşlı sert, kumlu, çakıllı birimlerden oluşmaktadır.
- 2.Grup: Pleistosen ya da çakıllı alüvyona ait kumlu sert kil ve milden oluşan 5 m ya da daha kalın tortullardan oluşmaktadır.
- 3.Grup: 5 m ya da daha kalın alüvyondan oluşmaktadır.
- 4.Grup: 30 m ya da daha kalın delta tortullarından ya da benzeri birikimlerden oluşan

yumuşak birimlerden oluşmaktadır.

Yere ait bu fiziksel özelliklerin saptanması ile daha iyi tanınan bir yer üzerine yerin yapısına uygun daha doğru, sağlam ve daha dayanıklı yapılar yapmak mümkün olacaktır.

Mikrotremor çalışmalarından elde edilecek sonuçlar, mikrobölgelendirme çalışmalarında, yapı dizaynında ve inşaa edilmesinde, şehir planlama, yer seçimi, şehircilik çalışmalarında, deprem senaryoları çalışmalarında, sismik risk analizi gibi birçok çalışmada kullanılabilir.

Yerin özellikleri saptandıktan sonra bu özellikler kesinlikle yapı dizaynına katılmalı alt yapı ve üzerine yapılacak üstyapı ilişkileri hiçbir proje safhasında göz ardı edilmemelidir. Etkin titreşim periyodu saptanan yer üzerine olan yapının da, kendisine has bir doğal periyodu olacaktır. Yerin etkin periyodunun saptanması kadar üstyapının da periyodunun saptanması önemlidir. Yapılaşmada yerin ve yapının periyotlarının aynı olmamasına dikkat edilmelidir. Zira, bu iki periyodun uyuşması durumunda rezonans ortaya çıkabilir ve aslında sağlam ve ayrı ayrı uygun olan iki faktör, yer ve yapı, olumsuz yönde etkilenebilir. Bu olaya ülkemizden bir örnek verecek olursak, 28 Mart 1970 yılında Gediz depremi, Bursa'da Tofaş fabrikasında etkili olmuş ve yıkıma neden olmuştur. Daha sonra yapılan araştırmalarla fabrikanın üzerine kurulduğu yerin ve üzerindeki yapıların doğal periyotlarının uyuştugu saptanmıştır (Gül 1972).

### ***3.2.13 Yerin Sarsıntı Büyütme Özelliği***

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

$$b(f_1) = \frac{Ax, y(f_1)}{Az(f_1)} \quad (3.2.12)$$

bu deęer, dūşey eksene gōre yatay yōnde yerin sarsıntıyı bŷŷtme deęerini gōreceli olarak verir.

### **3.2.14 Yerin Sınıflandırılması**

Japon yapı yōnetmelięinde de belirtilen yer kŷmeleri ŷunlardır:

- 1.Kŷme: Yer, kaya, sert kumlu akıldan oluŷur. Tersiyer ya da daha yaŷlı olan katmanlar olarak sınıflandırılmaktadır.
- 2.Kŷme: Yer, kumlu çakıl, kumlu sert kil, milden oluŷur.sel getirimli ya da çakıllı alŷvyon olarak yaklaŷık 5 m ya da daha çok kalınlıklardaki katmanlardır.
- 3.Kŷme: Yer, kalınlığı 5 m ya da daha çok kalınlıktaki alŷvyon içermektedir.
- 4.Kŷme: Yumuŷak delta birikintilerini, çamur ve ŷst toprak katmanını içeren alŷvyonlu yer olup, katman kalınlığı 30 m ya da daha kalındır.

### **3.2.15 QTS İle Taban Derinliği Arasındaki İliŷki**

QTS ve S dalga hızının tekrarlı yansımalarının neden olduğu QTS Piki bu bōlŷmde açıklanacaktır.

QTS ile ilgili  $F_0$  frekansı;

$$F_0 = \frac{C_s}{4h} \text{ dir.} \quad (3.2.13)$$

Empedans oranı ile iliŷkili olan bu frekans için bŷŷtme faktōrŷ  $A_0$  ŷoyledir:

$$A_0 = \frac{C_b}{C_s} \quad (3.2.14)$$

Ana kaya derinliği  $h$  ;

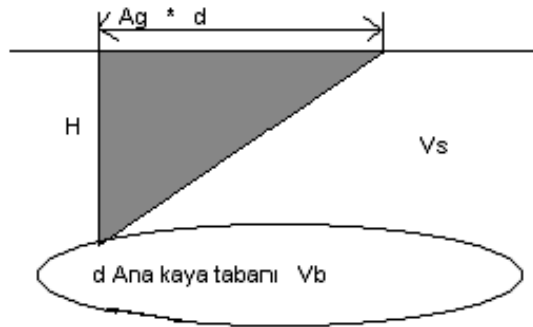
$$H = \frac{C_b}{4A_0F_0} \quad (3.2.15)$$

dır.

$C_b$ , basenin S dalga hızıdır.

### 3.2.16. Hasar Olasılığı İndeksleri, Zeminler için K Değerleri

Nakamura (1997) tarafından zemin ve yapıların olası bir deprem anında hasarını tam olarak hesaplamak için K Değeri önerilmiştir.  $K_g$  hesaplaması için kesme gerilmesi düşünülmüştür. Şekilde (Şekil 3.15) de kesme deformasyonu basitçe görülmektedir.



Şekil 3.15 Zemin Deformasyonu (Nakamura 2000).

Kesme Deformasyonu  $\gamma$ ;

$$\gamma = A_g \frac{d}{h} \quad (3.2.16)$$

$A_g$ : Yüzey tabakasının büyütme faktörüdür.

$h$ : Yüzey tabakasının kalınlığıdır.

$d$ : Sismik yer değiştirme.

Anakaya ve yüzey tabakasının S dalga hızları ( $C_b$  ve  $C_f$ ) yukarıdaki formülde yerine konulunca yüzey tabakasının frekansı  $F$  aşağıdaki gibi gösterilir:

$$F_g = \frac{V_b}{4A_g h} \quad (3.2.17)$$

Anakayadaki ivme değeri  $\alpha$  yazılacak olursa:

$$\begin{aligned} \gamma &= \frac{A_g \alpha_b}{(2\pi F_g)^2} \cdot (4A_g \left(\frac{F_g}{C_b}\right)) \\ &= \left(\frac{A_g^2}{F_g}\right) \left(\frac{\alpha_b}{\pi^2 C_b}\right) \\ &= c.K_g \cdot \alpha \end{aligned} \quad (3.2.18)$$

$\alpha_b = (2\pi F_g)^2$  ve kesme gerilmesinin  $\gamma$  olduğu varsayıldığında

$$c = \frac{1}{\pi^2 V b} \quad (3.2.19)$$

$$K_g = \frac{A_g^2}{F_g} \text{ dir.} \quad (3.2.20)$$

$c'$  nin, birçok yerde yaklaşık olarak sabit olduğu varsayılır. Efektif kesme gerilmesi denkleminde ( $\gamma = A_g \cdot d / h$ )  $e$  % olarak tanımlanır. Ve  $e = 60\%$  ve  $C_b = 600$  m/sn kabul edildiğinde  $K_g$  ve  $\alpha_b$  çarpımı neredeyse birbirine eşit olmaktadır.

$K_g$ , zeminin dayanıksız bölgelerinin belirlenmesinde kullanışlı olmakta, hasar olasılığı hesaplamada doğru olduğu düşünülen ve zemini uygun olarak temsil eden bir değerdir.

### 3.2.17 Zemin Sınıflaması

2007 Deprem Yönetmeliği' ne göre yerel zemin koşullarının belirlenmesi için esas alınacak zemin grupları Tablo 3.3'de, yerel zemin sınıfları ise Tablo 3.4' de ve spektrum karakteristik periyotları Tablo 3.5' de verilmiştir.

Tablo 3.3 Zemin grupları (2007 Deprem Yönetmeliği'nden)

Zemin Grubu	Zemin Grubu Tanımı	Stand. Penetr. (N/30)	Rölatif Sıkılık (%)	Serbest Basınç Direnci (kPa)	Kayma Dalgası Hızı (m/s)
(A)	1.Masif volkanik kayalar ve ayrışmamış sağlam metamorfik kayalar, sert çimentolu tortul kayalar....	---- >50	---- 85-100	>1000 ----	>1000 >700
	2.Çok sıkı kum, çakıl....	<32	----	>400	>700
	3.Sert kil ve siltli kil....				
(B)	1.Tüf ve aglomera gibi gevşek volkanik kayalar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrışmış çimentolu tortul kayalar....	----	----	500-1000	700-1000
	2.Sıkı kum, çakıl....	30-50	65-85	----	400-700
	3.Çok katı kil ve siltli kil....	16-32	----	200-400	300-700

(C)	1.Yumuşak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrılmış metamorfik kayalar ve çimentolu tortul kayalar....	----	----	<500	400-700
	2.Orta sıkı kum, çakıl....	10-30	35-65	----	200-400
	3.Katı kil ve siltli kil....	8-16	----	100-200	200-300
(D)	1.Yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu yumuşak, kalın alüvyon tabakaları....	----	----	----	<200
	2.Gevşek kum....	<10	<35	----	<200
	3.Yumuşak kil, siltli kil....	<8	----	<100	<200

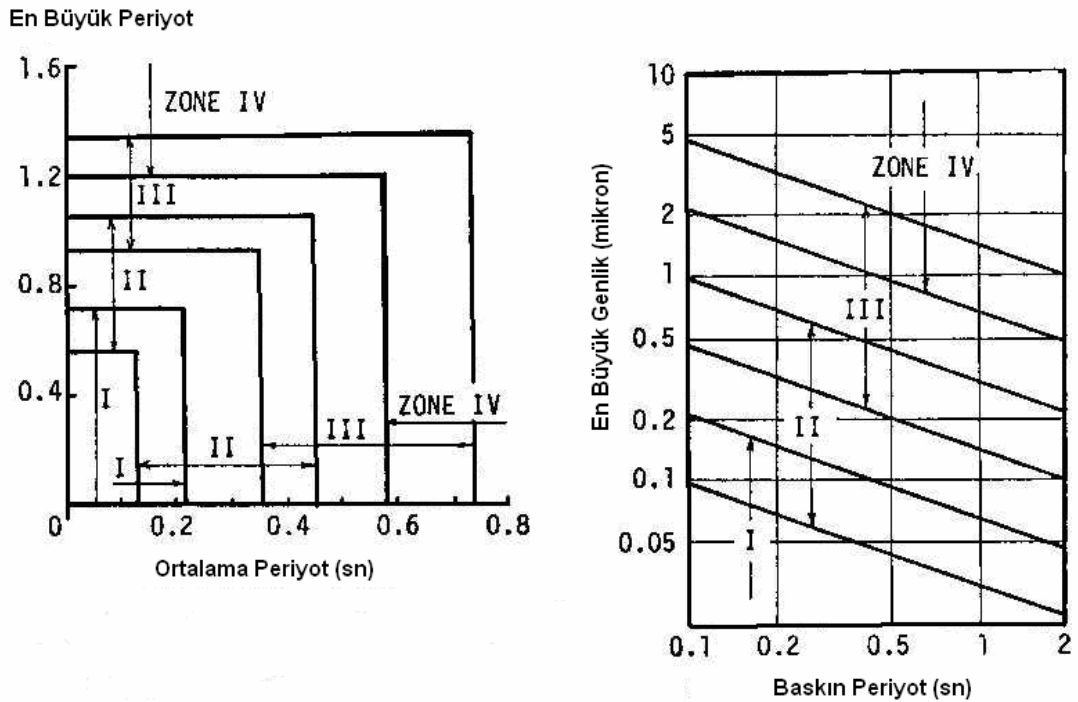
Tablo 3.4 Yerel zemin sınıfı (2007 Deprem Yönetmeliği'nden)

Yerel Zemin Sınıfı	Tablo 3.3' e Göre Zemin Grubu ve En Üst Zemin Tabakası Kalınlığı ( $h_1$ )
Z1	(A) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (B) grubu zeminler
Z2	$h_1 > 15$ m olan (B) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (C) grubu zeminler
Z3	$15 \text{ m} < h_1 \leq 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 \leq 10$ m olan (D) grubu zeminler
Z4	$h_1 > 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 > 10$ m olan (D) grubu zeminler

Tablo 3.5 Spektrum karakteristik periyotları ( $T_A, T_B$ ) (2007 Deprem Yönetmeliği'nden)

Tablo 3.4'e göre Yerel Zemin Sınıfı	$T_A$ (saniye)	$T_B$ (saniye)
Z1	0.10	0.30
Z2	0.15	0.40
Z3	0.15	0.60
Z4	0.20	0.90

Japonya' da kullanılan Kanai (1961) tarafından önerilen zemin periyotları ve büyütmelerine göre zemin sınıflamaları Şekil 16'da gösterilmektedir.



Şekil 3.16 Dört Zemin sınıfı için, En Büyük periyot - Ortalama periyod ve En büyük Genlik-Hakim Periyod Grafikleri (Kanai ve Tanaka,1961'den değiştirilmiştir.).

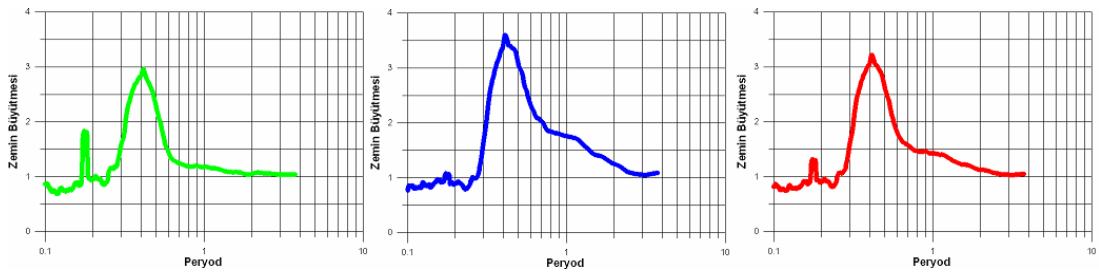
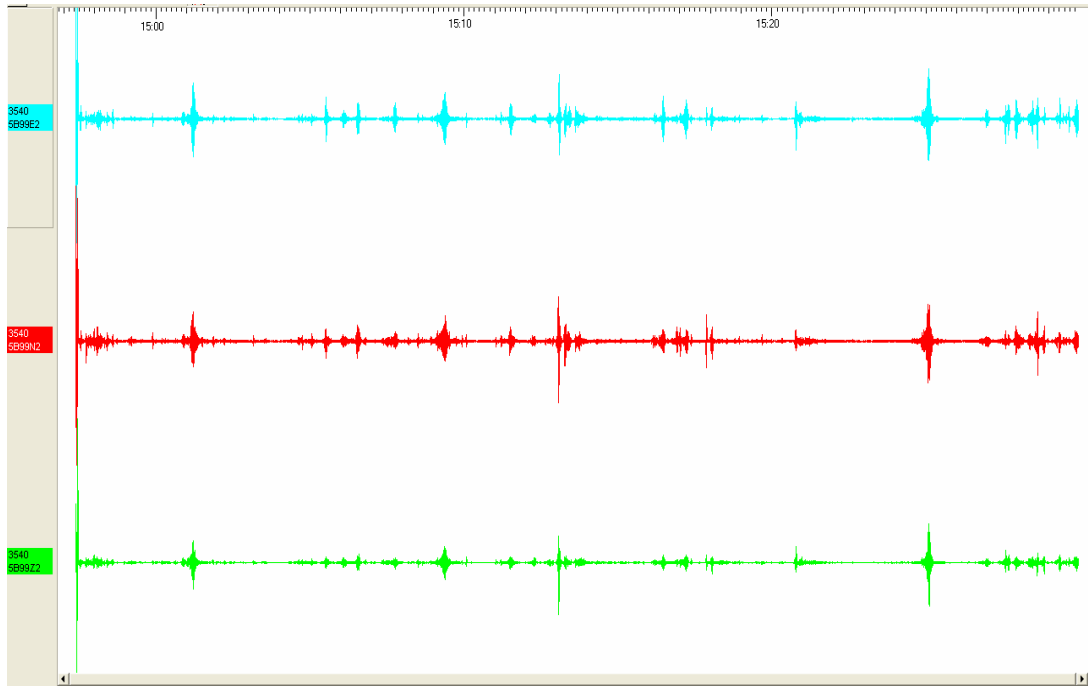
### 3.2.18 Zemin Büyütmeleri ile bunlara ait frekansların bulunması

Nakamura Tekniğini uygulamak için öncelikle elde edilen mikrotremor kayıtlarının her bileşen için FFT'leri (Fast Fourier Transform) elde edilir. Frekans ortamına geçilir. Bu geçişte dikkat edilecek bir hususta veri boyunun 2'nin katları seçilmesidir (1024, 2048, 4096 v.b.). daha sonra her bileşen için elde edilen genlik değerleri frekanslarına göre aşağıda verilen formül aracılığıyla oranlanır. En sık yapılan hata sadece maksimum genlikleri birbirine bölmektir. Eğer maksimum değerleri farklı frekanslarda ise bu yanlışlığa sebep verir. Doğrusu aynı frekansları kullanmaktır.

$$\left(\frac{H}{V}\right)_m = \frac{(S_{NS}^2 + S_{EW}^2)^{\frac{1}{2}}}{S_{UD}} \quad (3.2.21)$$

Şekil 3.17'de bu şekilde elde edilmiş bir kayıt gösterilmektedir.





Şekil 3.17 Nakamura Tekniğiyle elde edilmiş Spektrumlar (yeşil renk doğu-batı bileşen, mavi renk kuzey-güney bileşen, kırmızı renk ortalama alınmış ve düşeye oranlanmış bileşen)

### 3.3 Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Yöntemi (MASW)

#### 3.3.1 Yöntem

Yüzey dalgası analiz yöntemlerinde, yeraltındaki tabakalı yapıların kesme dalgası hızının ( $V_s$ ) derinlikle değişiminin hesaplanması amacıyla Rayleigh dalgasının dispersif özelliğinden faydalanır. Yüzey dalgası yöntemleri aktif kaynaklı ve pasif kaynaklı yöntemler olmak üzere iki ana grup altında toplanabilir. Pasif kaynaklı yöntemler daha derin nüfus gücüne sahiptir. Özellikle ana kaya derinliğine ulaşılması gereken sahalarda etkin olarak kullanılabilir. Arazide ilk bakışta kolay uygulanabilir olması yöntemin avantajları olarak görülmesinin yanında, veri eldesi sırasında geometriden kaynaklanan problemler ve yüzeye yakın tabakaların tespitinde yanlış payının olması dezavantajları olarak karımıza çıkmaktadır. Bunun yanında, MASW yöntemi daha sınırlı nüfus derinliğine sahip olmasının yanında, etkin kaynak kullanılması ile daha başarılı sonuçlar alınmaktadır. Özellikle  $V_{s30}$  çalışmalarında ilk 30 metrenin önemi ve ince tabakaların tespitinde oldukça sağlıklı sonuçlar vermesi nedeniyle etkin kullanıma sahiptir. Tüm farklılıklarına rağmen, yüzey dalgası analiz yöntemleri aşağıdaki üç adımda gerçekleştirilir.

- 1- Yüzey dalgalarının alıcılar ile kaydedildiği arazi aşaması,
- 2- Veri işlem ve dispersiyon eğrilerinin eldesi,
- 3- Dispersiyon eğrisinin farklı yöntemlerle ters çözümlenmesinden elde edilen,  $V_s$  değerlerinin derinlikle değişimi.

Dispersiyon eğrisinin elde edilmesi kritik bir adımdır. Ters çözümleme ile elde edilen  $V_s$  hız profilinin doğruluğu büyük oranda frekansa ve faz hızına bağlı olan dispersiyon eğrisinin doğruluğuna ve özelliklerine bağlıdır.

Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) tekniği, var olan gürültüde SASW'nin eksiklerini gidermek amacıyla geliştirilmiştir. Benzer şekilde 12 veya daha fazla sayıda alıcı kısa (1–2 m) ve uzun (50–100 m) mesafeler arasında yerleştirilir ve impuls veya vibratör kaynağıyla kayıtlar alınarak istatistiksel açıdan

yeterli miktarda faz hızı ölçülür. Hem fazlaca kaynak kullanılması hem de yığma yapılması durumunda, esas Rayleigh dalga modu baskın olarak elde edilir. Makaslama hızının iki-boyutlu yatay belirtilerini elde etmek için, profiller boyunca birçok kayıt alınıp ters çözümü yapılır. Büyük kaynakları taşımak ve birçok noktada tekrarlamak oldukça pahalı bir çaba gerektirir.

Rayleigh tipi yüzey dalgaları sismik yansıma çalışmalarında önemli bir uyumlu gürültü tipidir (ground roll gürültüsü). Bu dalgalar geleneksel sismik veri işlemede farklı frekans, dalga sayısı ve faz hızlarına sahip olayları ayrımlı bir şekilde haritalamak ve süzgeçlemek gibi çok amaçlı kullanılan f-k ve f-p dalga alanı dönüşüm teknikleri sayesinde, uygun süzgeç düzenleri ile yansıma verisinden atılırlar. Bununla birlikte son yıllarda bu dalgaların dispersiyon özellikleri jeofizik (Park ve diğ., 1996, 1998; Xia ve diğ., 1999) ve jeoteknik (Stokoe ve diğ., 1994) mühendislik çalışmalarında sığ yer altının kesme dalgası hızı (S dalgası,  $V_s$ ) yapısını belirlemek için önemli bir bilgi kaynağı (frekansa karşılık faz hızı değişimleri) olarak çok yaygın olarak kullanılmaktadır.

S dalgasının derinliğin fonksiyonu olarak yüksek ayrımlılık ve doğrulukta belirlenmesi, çoğunlukla dispersiyon eğrisinin tam olarak elde edilmesine bağlıdır. Çünkü dispersiyon eğrisinin elde edilmesi en kritik aşamadır ve ters çözümleme ile elde edilen  $V_s$  hız profilinin doğruluğu büyük oranda frekansa ve faz hızına bağlı olan dispersiyon eğrisinin doğruluğuna ve özelliklerine bağlıdır (Kanlı ve diğ., 2006). Bu nedenle arazi verilerinden dispersiyon eğrisinin belirlenmesi çalışmalarında, tek istasyon verisinin tekrarlı süzgeç analizi (Dziewonski ve diğ., 1972), iki istasyon verisi ile yüzey dalgalarının spektral analizi (SASW) (Stokoe ve diğ., 1994) ve çok istasyon verisinin f-k ve f-p dalga alanı dönüşüm yöntemlerine bağlı olarak çok kanallı yüzey dalgası analizi (MASW) (Park ve diğ., 1998; Xia ve diğ., 1999; McMechan ve Yedlin, 1981) teknikleri kullanılmaktadır.

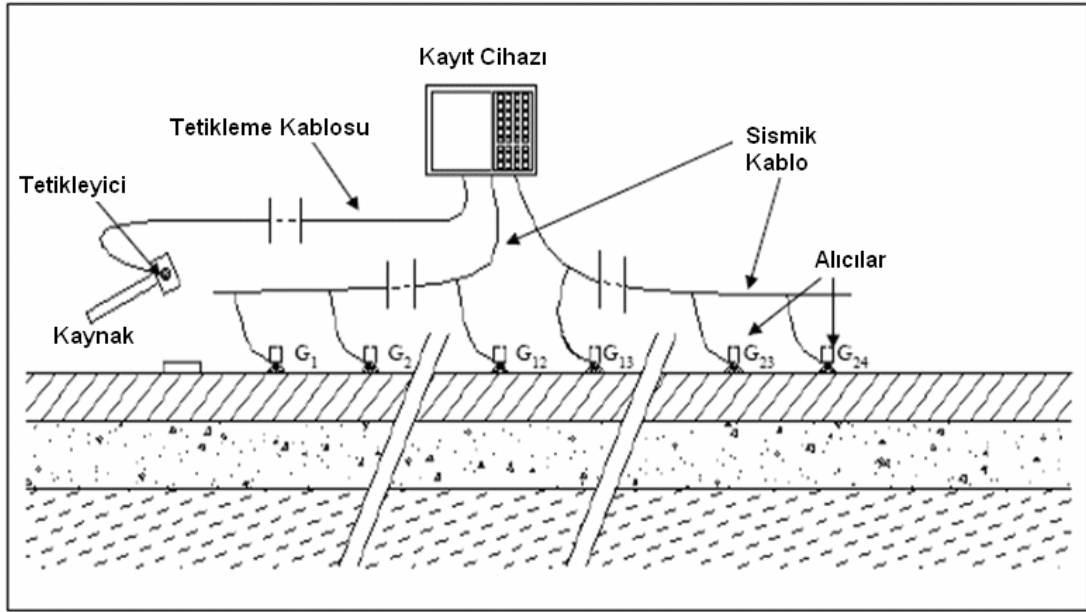
### 3.3.2 Arazide Uygulanması

Aktif kaynaklı MASW yönteminin arazide uygulanması için öncelikle mümkün olduğunca şehir gürültüsünden uzak alanlar seçilmelidir. Uygulama alanının seçme şansına sahip değilsek, seçilmiş olan yerin en sessiz olduğu zamanlarda arazi uygulaması yapılabilir. Uygulama amacına göre jeofon aralığı tespit edilir ve profil boyu hesaplanarak, en uygun profilde serim yapılır. MASW yöntemi uygulanırken ihtiyacımız olan ekipman aşağıda yazılmıştır;

- 1-Jeofon seti,
- 2-Kayıtçı
- 3-Sismik serim kablosu
- 4-Güç kaynağı.

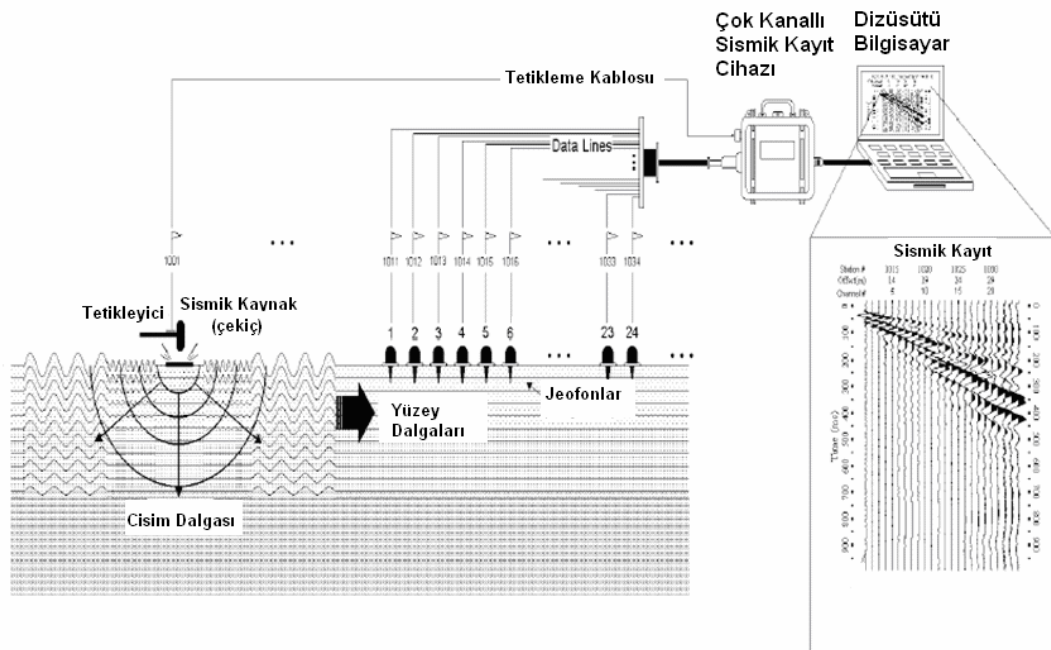
Temel olarak arazi ekipmanı yukarıdaki gibi sıralanabilir. Jeofon seti kayıtçının özelliğine göre 12,24 veya 48 jeofondan oluşabilir. Kayıtçı bilgisayar düzenekli bir kayıtçı olabilir ya da arazide dizüstü bilgisayara bağlanabilen bir sismik kayıtçı ile yöntem uygulanabilir. Serim kablosu jeofonların algıladığı impulsları kayıtçıya iletmek amacıyla kullanılan ve üzerinde jeofon bağlantı yerleri olan özel bir kablodur. Güç kaynağı olarak balyoz, hidrolik güç kaynağı veya yer üzerinde anlık impuls oluşturacak herhangi bir güç kaynağı olabilir

İlk olarak araziye çıkılarak çok kanallı sismik ekipman ile veriler elde edilir. Yere sismik bir kaynak aracılığı ile etki yapılır ve jeofonlar aracılığı ile bu etkilerin oluşturduğu tepkiler dinlenir.



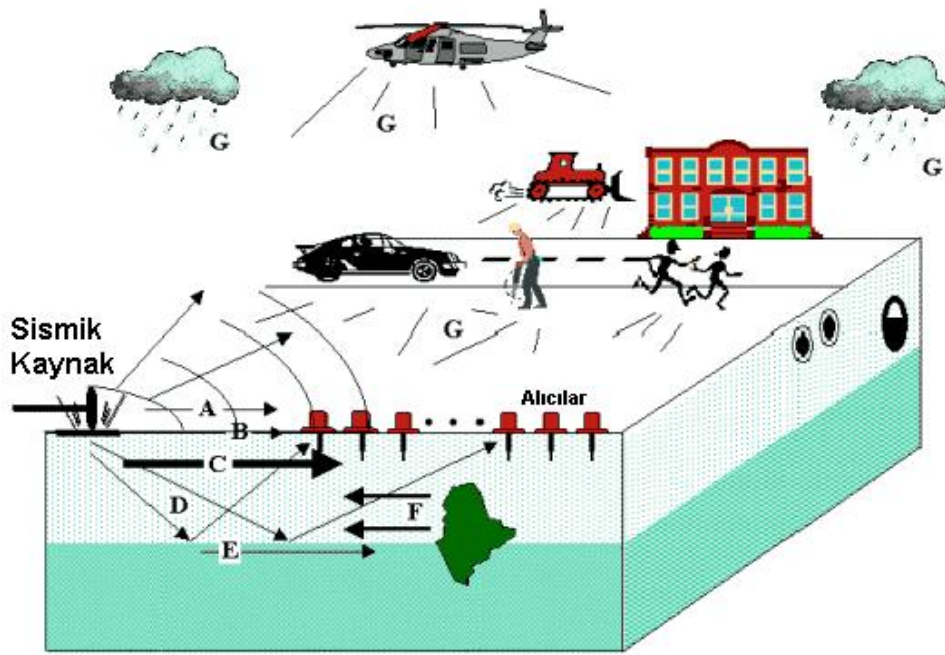
Şekil 3.18 MASW veri toplama şeması.

(<http://www.istanbul.edu.tr/eng/jfm/ozcep/mikrobolgeleme/MikrobolgelemeDokuman.htm>)



Şekil 3.19 Jeofonların arazideki konumu ve uygulama şeması.

(<http://www.istanbul.edu.tr/eng/jfm/ozcep/mikrobolgeleme/MikrobolgelemeDokuman.htm>)

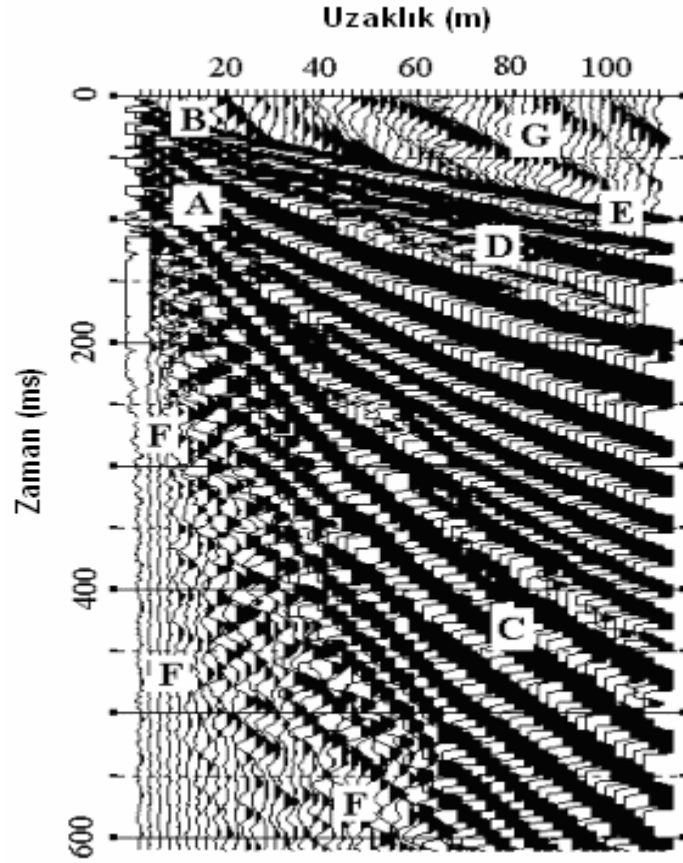


**A: Hava Dalgası**  
**B: Direk Dalga**  
**C: Yüzey Dalgası**  
**D: Yansıma**

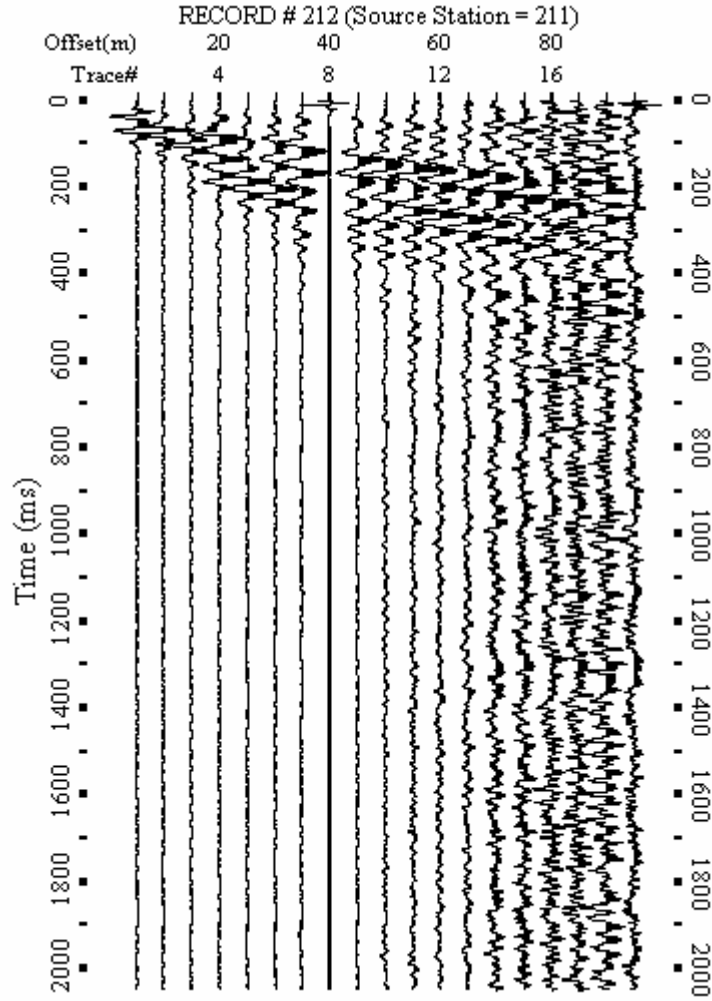
**E: Kırılma**  
**F: Yüzey Dalgası Geri Saçılımları**  
**G : Kültürel Çevre Gürültüsü**

Şekil 3.20 masw tekniğinin arazide uygulanması.

(<http://www.istanbul.edu.tr/eng/jfm/ozcep/mikrobolgeleme/MikrobolgelemeDokuman.htm>)



Şekil 3.21 Sismik dalgaların görünümü. (A-Hava dalgası B-Direk dalga C-Yüzey dalgası D-Yansıma E-Kırılma F-Yüzey dalgası geri saçılımları G-Kültürel çevre gürültüsü (<http://www.istanbul.edu.tr/eng/jfm/ozcep/mikrobolgeleme/Mikrobolgelem.Dokuman.htm>))



Şekil 3.22 MASW ekipmanı ile alınmış çok kanallı (19 kanal) kayıt örneği.

### 3.3.3 Değerlendirme Aşamaları

Çok kanallı verinin dispersiyon analizi için en çok kullanılanlar f-k ve f-p dalga alanı dönüşüm teknikleridir. Her iki yöntemin uygulama temelini uzaklık-zaman ortamından elde edilen verilerin farklı ortamlara ileri ve geri dönüşüm özellikleri oluşturmaktadır ve bu iki yöntem uygulamada çoğunlukla benzer sonuçlar üretirler. Bununla birlikte bu dönüşümlerin farklılığı çoğunlukla onların dönüşüm parametrelerinden ve uygulama kriterlerindeki farklılıklarından kaynaklanmaktadır (Nolet ve Panza,1976). Çok istasyon verisinin f-k dönüşüm temeline dayalı uygulaması için, kaydedilen atış verisi,  $U(x,t)$ , 2 Boyutlu Hızlı Fourier Dönüşümü (2B-HFD) ile uzaklık-zaman  $(x,t)$  ortamından frekans-dalgasayısı  $(f,k)$  ortamına



aktarılır. 2BFD'in uygulamada hesaplanması çok fazla zaman ve veri depolama gerektirdiği için pratikte 1 boyutlu hızlı Fourier (1D-HFT) algoritmaları kullanılarak hesaplanabilir (Buttkus, 2000). Bu dönüşüm sabit bir frekans ve dalga sayısında orijinal dalga alanını bileşenlerine ayrıştırır. Kaydedilen verinin dispersiyon modları, frekansın ve dalga sayısının bir fonksiyonu olarak haritalanır. Sonra f-k spektral ortamında haritalanmış veri üzerinde yüzey dalgaları ile ilişkili maksimumların lokasyonundan aşağıdaki ilişki kullanılarak dispersiyon eğrisi (frekansa karşılık yüzey dalgası faz hızı eğrisi) elde edilir.

$$c_m(f) = \frac{2\pi f}{k_m(f)} \quad (3.3.1)$$

Yüzey dalgalarının dispersiyon analizinde çok kullanışlı olan diğer dalga alanı dönüşüm yöntemi f-p dönüşüm yöntemidir (Fobi, 2000). F-k dönüşüm tekniğine benzer olarak sismik veri işlemede, eğimli yığma, sismik hızların analizi ve süzgeçleme, sinyal/gürültü oranını artırmak ve tekrarlıların bastırılması, göç, ters çözüm ve ters dönüşümde uzaysal örnekleme oranını artırarak izlerin interpolasyonu gibi çok geniş bir kullanım alanına sahiptir (Buttkus, 2000; Yılmaz, 1987). Yöntemin yüzey dalgası dispersiyon analizinde kullanılmasının en önemli avantajı, kaydedilen verinin doğrudan frekans-hız ortamına aktarılmasını sağlamasıdır.

### 3.3.3.1. Dispersiyon eğrilerinin oluşturulması

Dalga boyundan, yüzey dalgalarının faz hızı aşağıdaki ilişki ile belirlenir.

$$VR = f \lambda R \quad (3.3.2)$$

f frekansını değiştirerek dispersiyon eğrisi elde etmek mümkündür. f-k (frekans dalga sayısı) yönteminde,  $k_{pik}$  değeri güç spektrumunda (zaman ve mekan ortamındaki verinin frekans ve dalga sayısı ortamına dönüştürmede) pik (en büyük) değere tekabül eden dalga sayısıdır. Herhangi bir  $f_0$  frekansı için Rayleigh dalgası faz hızı aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$V_R = (2\pi f_0 / (k_{pik})) \quad (3.3.3)$$

Ayrıca 2B Fourier dönüşümü kullanılarak veri f-k ortamına aktarılır. Rayleigh dalgası hızı ( $V_R$ ) homojen ortamda sabittir ve aşağıdaki denklemle hesaplanır (Ergin, 1995):

$$V_R^6/V_s^6 - 8(V_R^4/V_s^4) + (V_R^2/V_s^2)(24 - 16(V_s^2/V_p^2))V_s^4V_R^2 - 16(1 - (V_s^2/V_p^2)) = 0 \quad (3.3.4)$$

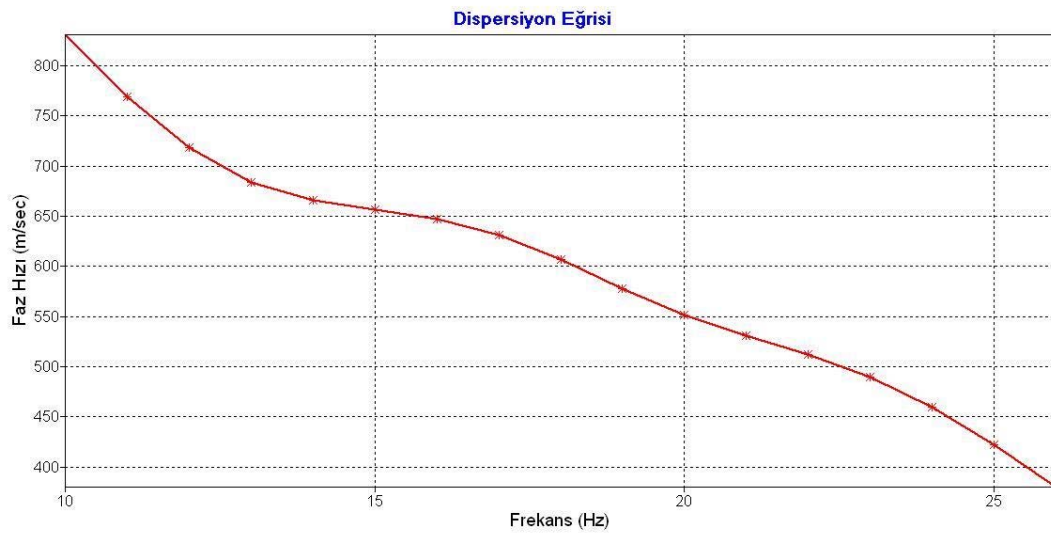
- $V_R$  Uniform ortam içinde Rayleigh dalgası hızı
- $V_s$  Uniform ortam içinde kayma dalgası hızı
- $V_p$  Uniform ortam içinde sıkışma dalgası hızıdır.

Rayleigh dalgası hızı yukarıdaki denklemde görüldüğü gibi ortamın kayma ve sıkışma dalgası hızına bağlıdır.

Ayrıca basit olarak;

$$V_R = V_s \sqrt{(0.87 + 1.7 \nu) / (1 + \nu)} \quad (3.3.5)$$

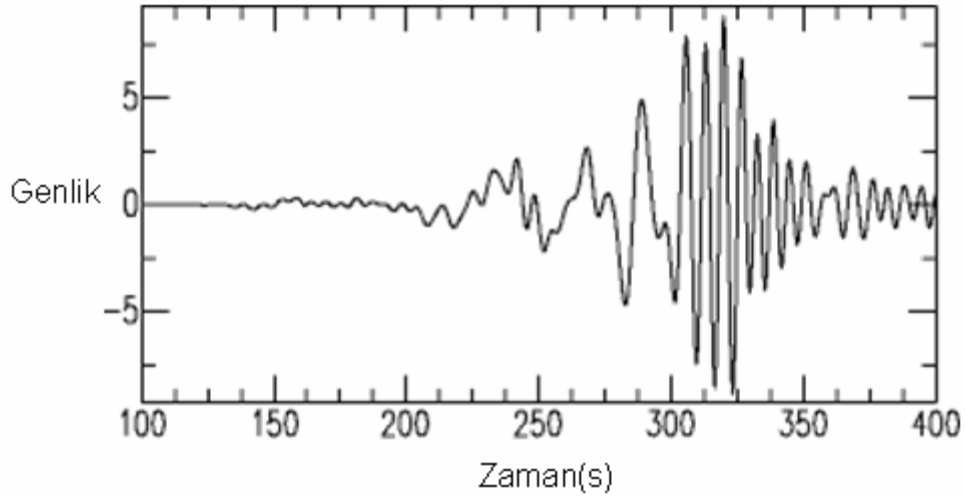
formülü ile de hesaplanabilir. (Viktorov, 1967). Burada  $\nu$  poisson oranıdır. Bu aşamalardan sonra dispersiyon eğrisi elde edilir.



Şekil 3.23 Tüm işlemlerden sonra elde edilen dispersiyon eğrisi.

### 3.3.3.2. Dispersiyon

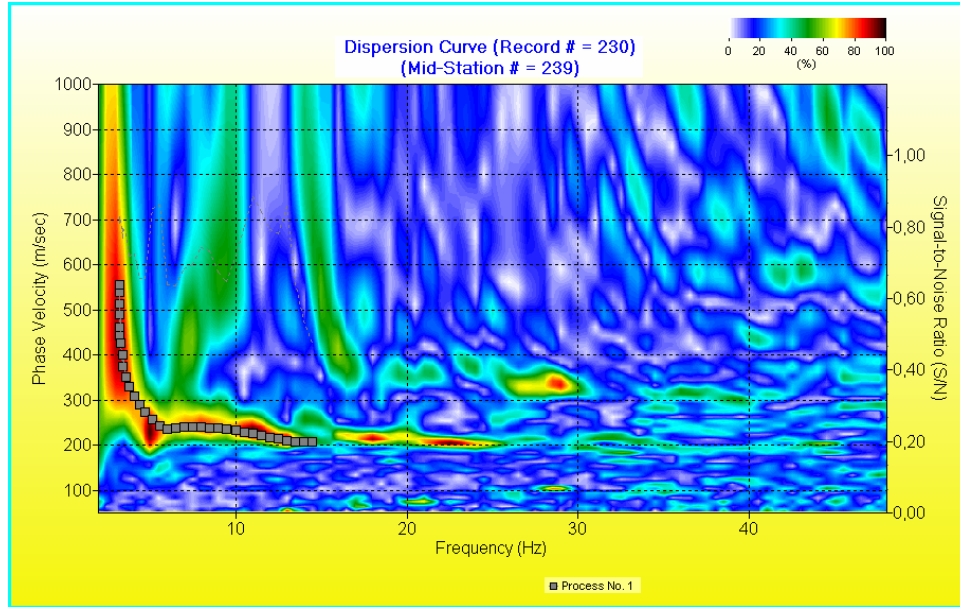
Yüzey dalgaları, homojen ve izotropik yarı sonsuz ortamdaki Rayleigh dalgaları hariç, frekansa bağlı olarak yüzey boyunca belirli bir hız dağılımı gösterirler. Bu hız dağılımındaki dalga paketinin farklı faz hızlarıyla hareket etmesine dispersiyon denir (Aki and Richards 1980). Yüzey boyunca dispersiyona uğrayan yüzey dalgalarının hızları frekans ya da periyoda bağlıdır. Dispersiyon kuramı, yakın yüzey yer yapısının bir fonksiyonu olduğundan, yakın yüzey ile ilgili bilgiler dispersiyon eğrisinden elde edilebilir (Okada 2003). Yüzey dalgalarının frekansa bağlı hızlarına faz hızı denir ve frekansa karşılık faz hızları çizildiğinde o yüzey dalga türüne ait dispersiyon eğrisi elde edilir. Bir kaynaktan çıkan sinyal, bulunulan yerden daha uzaklarda kaydedildiğinde, sinyal üzerindeki dispersiyonun etkisi daha da dikkat çeker.



Şekil 3.24 Missouri'de (Gulf kıyısı yakınları, Alabama) kaydedilmiş, bir depremin yarattığı dispersif Rayleigh dalgası ( <http://eqseis.geosc.psu.edu>, 2006).

### 3.3.3.3. Faz Hızı ve Grup Hızı

Dispersiyon olayı yüzey dalgalarında iki ayrı hız kavramını ortaya çıkarmaktadır. Bunlar, faz ve grup hızlarıdır. Her ikisi de frekansın ya da periyodun fonksiyonudurlar. Farklı frekanslı yüzey dalgaları birbiri üzerine binerek bir dalga grubu oluştururlar. Bu dalga grubunda herhangi bir noktanın ilerleme hızına  $c(\omega)$ , faz hızı denir. Tüm dalga grubunun ilerleme hızına ise grup hızı denir. Yani grup hızı, dalga zarfının ilerleme hızıdır (Lay and Wallace 1995). Faz hızı, doğrudan tabaka parametreleri ile (tabaka boyu, gerçek P ve S hızları, rijitlik, ...vb.) ve sınır şartları düşünüldüğünde belirli harmonik bileşenlerinin geometrik uyumu ile denetlenebilir.



Şekil 3.25 Surfseis programında elde edilen örnek dispersiyon eğrisi.

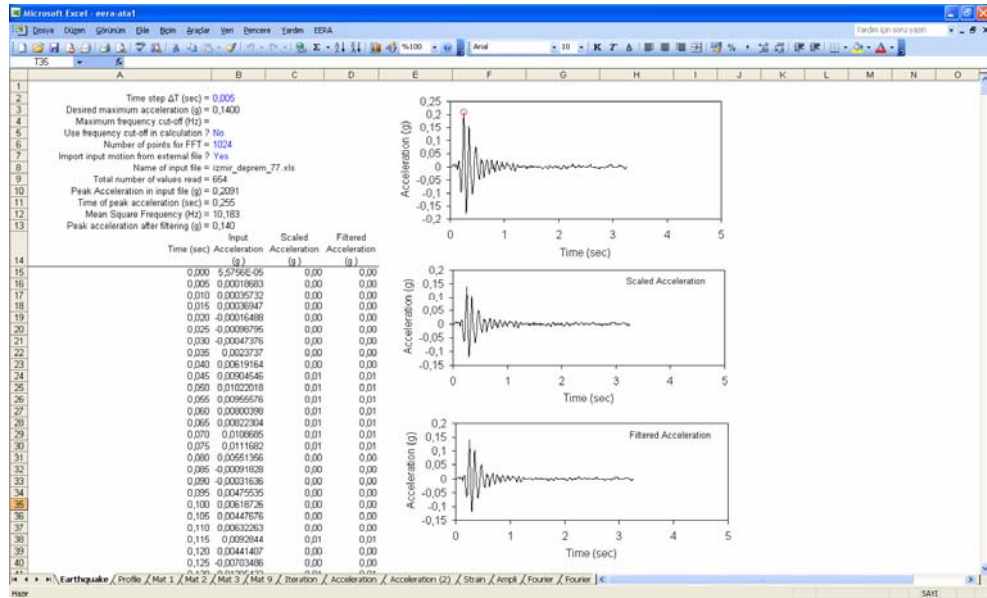
### 3.4 EERA(Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses) Programı

Dinamik zemin davranış analizi EERA (Bardet et al. 2000) yazılımı kullanılarak yapılmaktadır. MS Excel'de oluşturulan EERA yazılımında veri girişi ve ölçümler kolaylıkla yapılmaktadır. Fourier analizi hesaplamalarının ve formasyon model sayılarının limitsiz olması EERA' nın diğer bir avantajıdır.

Zemin tepkisi analiz metodolojisi klasik SHAKE (Schnabel et al., 1972) ile kıyaslanmış ve iki yazılım programı eşit sonuçları vermiştir.

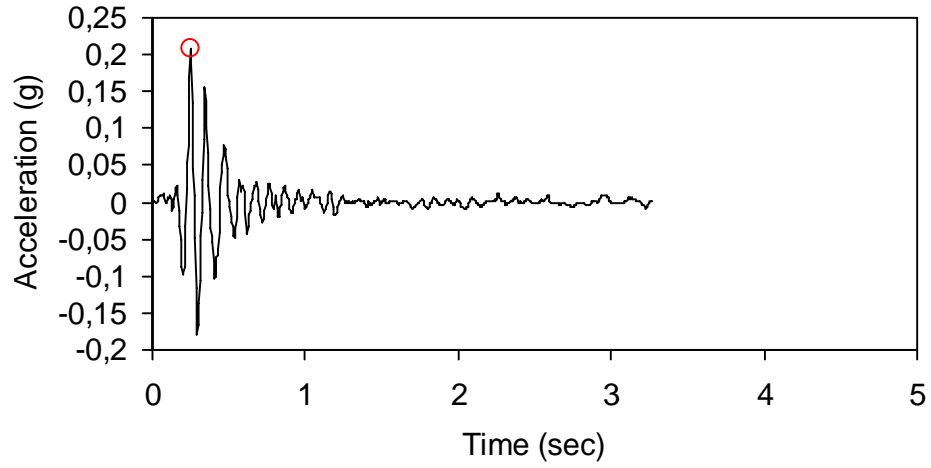
Bir Boyutlu Doğrusal eşitlikte, zemin tepkisi analiz yöntemi, kayma modülü başlangıç tahmini ve yavaşlatılan oran kayma gerilim değerleri için yapılmaktadır ve anakaya ile zemin arasındaki yatay tabakaların tepkisi, yer hareketi için hesaplanır. Doğrusal olmayan zemin davranışı, çeşitli zemin malzemelerinin azalım katsayısı eğrisi kullanılarak, iterasyon(yineleme) metodu ile göz önüne alınır. Seçilmiş deprem kaydı ile ivme-zaman, hız-zaman, yerdeğiştirme-zaman ve gerilme-zaman ilişkileri saptanmıştır. Hesaplanan ivme ve spectra değerleri ile dinamik zemin analizi sonuçları kolaylıkla yorumlanabilir.

Deprem kayıtları öncelikle Kuvvetli Yer Hareketi kayıtlarından seçilir. En alt seviyenin maksimum ivmesi bu kayıttan saptanır ve EERA “Earthquake” sayfasında (Şekil 3.26) yazılır.



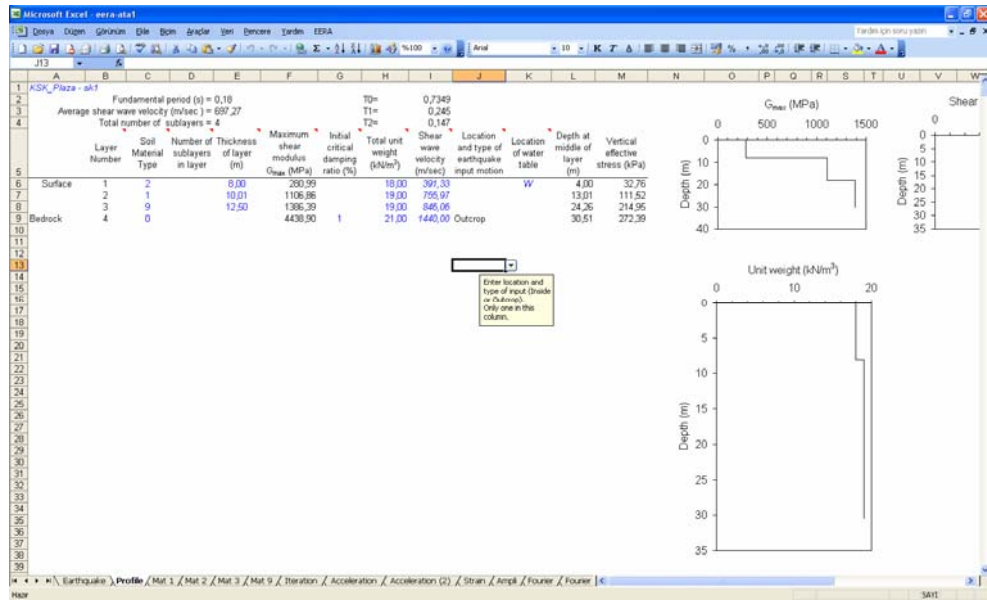
Şekil 3.26 EERA programından bir görünüm(earthquake sayfası).

İzmir çevresindeki çeşitli depremlerin, düzeltilmiş ivme kayıtlarına European Strong-Motion Data web sitesinden ulaşılmıştır. (Ambraseys et al., 2001). 16 Aralık 1977 İzmir Depremi ( $M_w=5,3$ ) ivme kaydı dinamik analizler için kullanılmıştır. Bu depremin merkez üssü İzmir Körfezi'nin güneyi ve inceleme alanının yakınıdır. Dinamik analiz gerçekleştirilirken ivme kaydı kuvvetli yer hareketi kayıtlarından okunmuştur. Bu depremin maksimum anakaya ivmesi Poligon kayıt istasyonunda 0.21g olarak saptanmıştır. Seçilen bölgeler için maksimum ivme değerleri Campbell (1997) and Sadigh et al. (1997).tarafından geliştirilen azalım ilişkileri kullanılarak hesaplandı.



Şekil 3.27 İzmir 1977 depremi ivme-zaman grafiği.

İncelenen bölgeler için Maximum ivme değeri, istenen ivme değeri olarak EERA veri giriş dosyasının “Earthquake” sayfa taslağına yazıldı. Zemin katmanlarının jeoteknik özellikleri “Profile” sayfasına aktarıldı ve her bir SPT- derinliği için malzemelerin dinamik özellikleri dosya kullanma yazılımı DISO 7,0 “Material” sayfasında toplanmıştır. EERA yazılımı çalıştırıldığında, deprem bilgileri okunur ve nitelenen kırılma değerleri için ivme, hız ve sapma değerleri ölçülür. Maksimum ivme ve zemin yüzeyindeki spectral ivme değerleri ve yüzey ve en alt seviye arasındaki her bir katman gerçekleşen analizden saptanır.

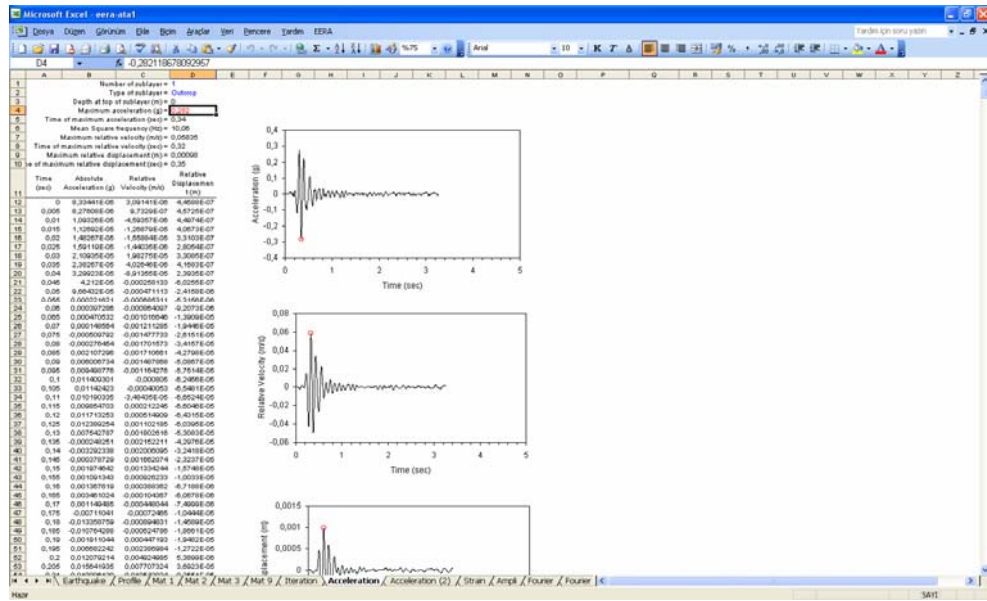


Şekil 3.28 EERA programından bir görünüm(profile sayfası).

Dinamik analiz en alt seviye konumuna bağlı olarak 3 farklı metoda başvurarak gerçekleştirilir. Birinci metotta anakaya derinliği, zemin profil derinliğinin son SPT derinliği olarak farz edilir. Anakaya derinliği saptanamadığında ve belirlenen yerde gerçekleşen yeterli veri olmadığında, kullanıcı bu yöntemde başvurabilir.

Eğer en alt seviye derinliği hesaplanabiliyorsa ve anakaya üstünde alüvyon tabakası farz edildiği gibi kalın değilse ikinci method kullanılır. Bu metod da anakaya derinliği tahmini derinlik olarak alınır ve anakaya derinliği için jeoteknik dataların yeterli olmadığında, son SPT derinliğindeki zemin tipi anakaya kabul edilir. Anakaya üzerindeki derin alüvyal zemin tabakası için üçüncü yöntemde başvurulur. Zemin profiline ikinci yöntemde kullanılan şekilde tahmini anakaya derinliğiyle erişilir.





Şekil 3.29 EERA programından bir görünüm(acceleration sayfası).

## **BÖLÜM DÖRT**

### **ARAZİ UYGULAMALARI**

#### **4.1 Giriş**

Bina tasarımında, özellikle binanın yüksekliği, atılacak temel veya kaç katlı yapılacağı hususunda, zemin hakim titreşim periyodu, binanın deprem anında rezonans etkisi altında kalmaması için önemli ve gerekli bir parametredir. Zemin periyoduyla aynı periyottaki yapı deprem anında rezonans etkisi ile daha fazla salınmaktadır. Zemin hakim titreşim periyodunu elde etmek için uygulamalı jeofizik yöntemleri kullanılmaktadır. En yaygın olarak sismik kırılma yöntemi ile S dalgası kaydı alınıp ampirik bağıntılarla elde etme yöntemidir. Bu yöntem ek olarak Mikrotremor ve MASW yöntemleri de zemin hakim titreşim periyodunun saptanmasında kullanılan diğer yöntemlerdir.

Tez çalışmasında, sismik kırılma, mikrotremor ve masw yöntemleri uygulanarak zemin hakim titreşim periyotları ve zemin büyütme saptanmış ve aralarındaki uyum incelenmiştir. İzmir Bornova Grabeni'nde seçilen 58 noktada Mikrotremor uygulamaları, 29 noktada Sismik Kırılma uygulamaları ve 15 noktada da Masw uygulamaları yapılmıştır.

Noktaların seçiminin de mümkün olduğunca sismik açıdan gürültüsüz ortamlar seçilmeye çalışılmıştır. Ancak, noktalar İzmir metropol alanında olduğu için, gürültüsüz ortam seçiminde zorlanılmıştır ve tamamen sessiz alanları bulmak her zaman mümkün olmamıştır. Ayrıca, ölçümler uygulama kolaylığı için boş arazilerde yapılmıştır.

Sismik kırılma verileri her noktada 1 profil üzerinde baştan ve sondan olmak üzere 2 atış yapılarak kayıt edilmiştir. S kayıtları çukur kazılarak ve çukura oturtulan kütüğe yandan vurularak alınmıştır. Genellikle kütük üzerine araç çıkarılarak kütüğün sağlam durması sağlanmış, araba çıkarılmayan yerlerde kütük üzerine birkaç kişi çıkılarak atışlar yapılmıştır.

Mikrotremor verileri seçilen 58 noktada çoğunlukla gündüz ve bazı noktalarda gece kayıt alınmak suretiyle yapılmıştır. Her çalışma alanında 1 adet en az 30 dakikalık olmak üzere mikrotremor kayıtları alınmıştır. Kayıtlar CMG-5TD ivme kayıtcısı kullanılarak alınmıştır. Kayıtlar alınırken, rüzgâr etkisinden mümkün olduğunca az etkilenmek için cihazın çevresi, rüzgârın estiği yön, cihazın kutusu ve araç ile kapatılmış ve rüzgârın etkisi minimize edilmeye çalışılmıştır. Cihaz noktaya titizlikle yerleştirilmiş ve üzerindeki terazi dengelenmiştir. Cihazın yerleştirildiği zeminde ufak taş parçaları temizlenmiş cihazın zemine tam temas etmesi sağlanmıştır.

Masw ölçümleri mikrotremor ve sismik kırılma uygulamalarıyla kesişen 15 noktada yapılmıştır. Ölçümler 24 jeofonla 6 atış yapılarak gerçekleştirilmiş ölçüm aralığı 0,125 microsaniye olarak seçilmiştir. Uygulama yapılırken 5 jeofon pasif olarak kullanılmıştır. İlk atışta sondan 5 jeofon pasif hale getirilip sonraki her kaydırma için baştan bir jeofon pasif hale getirilip sondan bir jeofon aktif hale getirilerek ve kaynağın yeri kaydırılarak uygulanmıştır. Ölçümler 15 ayrı noktada gerçekleştirilmiş ve 15 profilde ölçüm alınmıştır. Offset uzaklığı 5 metre ve jeofon aralığı da 5 m olarak seçilmiştir. Çalışma sonunda hesaplanan Vs hızları ile zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütme değerleri elde edilmiş ve bölgenin dinamik yapısı ortaya konmaya çalışılmıştır.

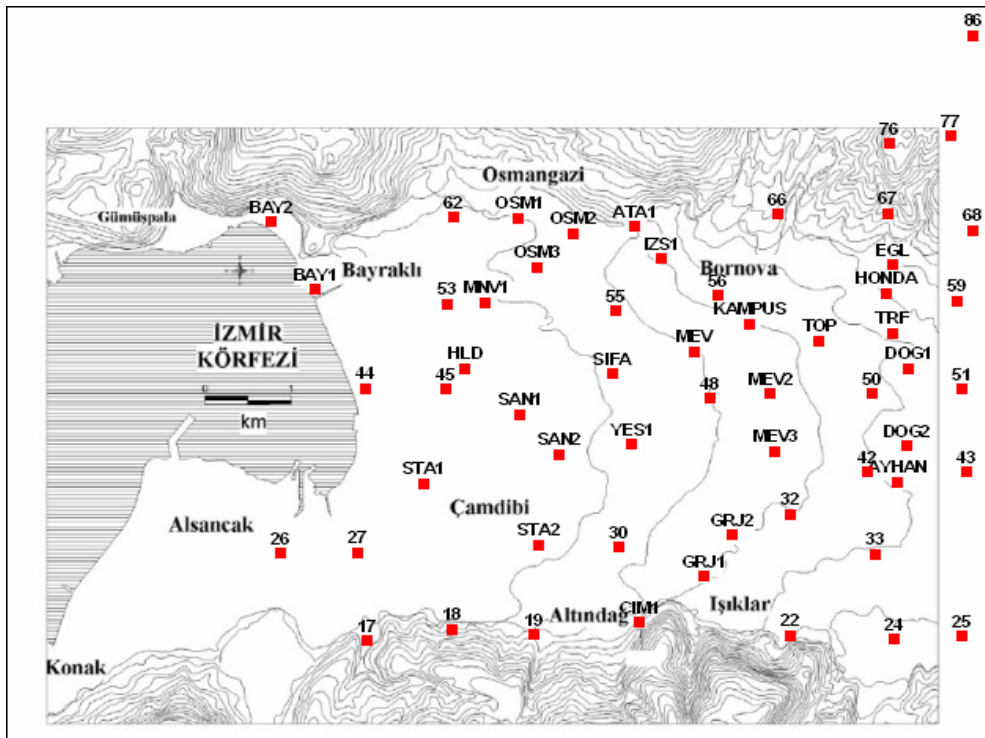
Arazide yöntemlerin uygulanmasıyla elde edilen veriler bilgisayar programlarında işlenerek zemin hakim titreşim periyodu değerlerine ulaşılmıştır. Sismik kırılma yöntemi verileri SİP programı ile işlenmiş ve değerlendirilmiştir. Mikrotremor kayıtlarının değerlendirilmesinde ise Senmicro adlı bilgisayar yazılımı kullanılmıştır. Masw verileri ise SURFSEIS isimli lisanslı program kullanılarak değerlendirilmiştir.

Farklı yöntemlerle elde edilen tüm veriler, ortak uygulama noktasında ve aynı çalışma sahasında yer almaktadır. Uygulanan 3 ayrı yöntemle de, zemin hakim titreşim periyodu ve büyütme parametreleri elde edilmiştir. Bu bölümün sonunda

farklı yöntemlerle elde edilen parametreler karşılaştırılmış ve bu parametrelere göre kontur haritaları çizilmiştir.

#### 4.2 Mikrotremor Uygulamaları

Tez çalışmasının arazi uygulamasında, ilk bölümü mikrotremor ölçümleri almaktadır. Mikrotremor yöntemi arazi uygulamaları Bornova grabeni'nde seçilen 58 noktada (Şekil 4.1) uygulanmıştır. Noktalar seçilirken uygu fotoğrafları yardımı ile binaların olmadığı boş arsalar seçilmiştir. Seçilen yerlerin koordinatları alınmış ve arazi aşamasında nokta yerlerini tespit etmek için gps cihazı kullanılmıştır.



Şekil 4.1 Bornova grabeninde uygulanan 58 adet Mikrotremor ölçüm noktası.

Mikrotremor ölçümleri 2 etapta gerçekleştirilmiştir. İlk bölümde 29 noktada mikrotremor kayıtları alınmış, daha sonra, buna ilave olarak seçilen 29 noktada daha ölçü alınarak çalışma alanında örnekleme sayısı arttırılmıştır.



Şekil 4.2 Mikrotremor ölçüm noktaları uydu fotoğrafı.

Arazi çalışmaları, bozucu gürültülerin fazla olduğu noktalarda, gece ölçümleri yapılarak sürdürülmüştür (Şekil 4.3). Ölçümler en az 30 dakika süre boyunca alınmıştır. Bozucu gürültü, rüzgâr ve trafik gibi etkenlerin olduğu ölçüm noktalarında kayıt süresi uzatılmıştır.



Şekil 4.3 Arazide gece ölçümünden bir görünüm.

Mikrotremor ölçümleri Güralp CMG-5TD ivme kayıtcısı kullanılarak yapılmıştır. Kayıt alınırken cihaz ölçüm noktasına özenle yerleştirilmiş, kuzeye yönlendirilmiş ve üzerindeki su terazisi dengeye gelecek şekilde ayarlanmıştır. Ölçüm noktasında yüzey, çakıl, ot vb. cihazın zemine tam oturmasını engelleme ihtimali olan pürüzler temizlenmiştir. Rüzgârın direk cihaza vurması istenmeyen bir durum olduğundan, cihazın rüzgâr almayacak şekilde korunması sağlanmıştır. Bu işlem cihaz üzerine kova kapatarak, rüzgârın estiği yöne araç çekilerek veya cihaz toprağa gömülerek yapılmıştır.



&lt; a



b &gt;



&lt; c

Şekil 4.4 Arazide mikrotremor ölçümlerinden görünümler (a- AYHAN noktası b-DOG2 noktası c- MNV1 noktası).



&lt; a

b &gt;



&lt; c

Şekil 4.5 Araziye mikrotremor ölçümlerinden görünüm (a- MEV3 noktası b- OSM2 noktası c- OSM3 Noktası).

#### 4.2.1 Mikrotremor Uygulamaları Bölüm-1

Mikrotremor arazi çalışmalarının 1. bölümünde, seçilen 29 noktada mikrotremor ölçümleri yapılmıştır. Ölçümler gece ve gündüz saatleri olmak üzere, kayıt almanın uygun olduğu zamanlarda yapılmıştır.

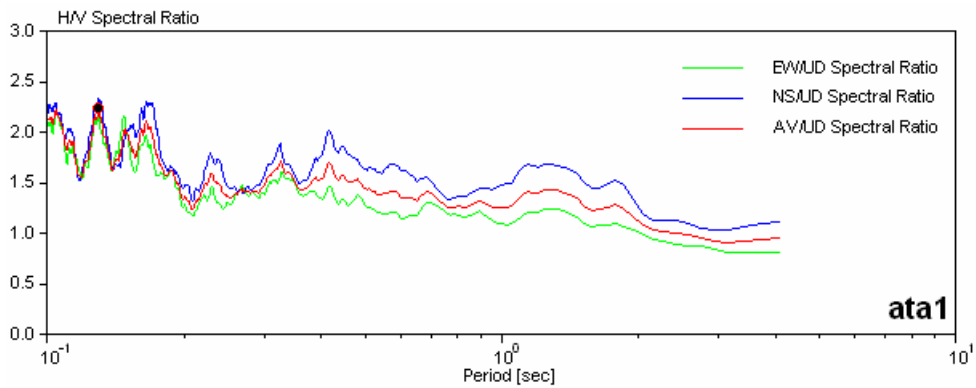




Şekil 4.6 Mikrotremor 1.bölüm ölçüm noktaları uydu fotoğrafı.

#### 4.2.1.1 ATA1 ölçüm noktası

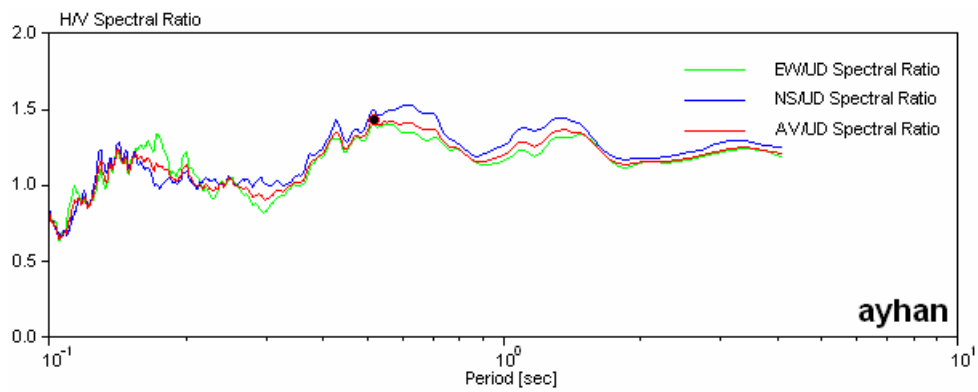
Atatürk mahallesinde 518181–4257950 UTM koordinatlarında bulunan ölçüm noktasında sismik kırılma yöntemi ve Mikrotremor yöntemi ile ölçümler alınmıştır. Her iki yöntemin verileri değerlendirilerek zemine ait dinamik parametreler saptanmıştır. Değerlendirme aşaması sonucunda mikrotremor yöntemi ile elde edilen zemin hakim titreşim periyodu 0,13 olarak saptanmıştır.



Şekil 4.7 ATA1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.2 AYHAN ölçüm noktası

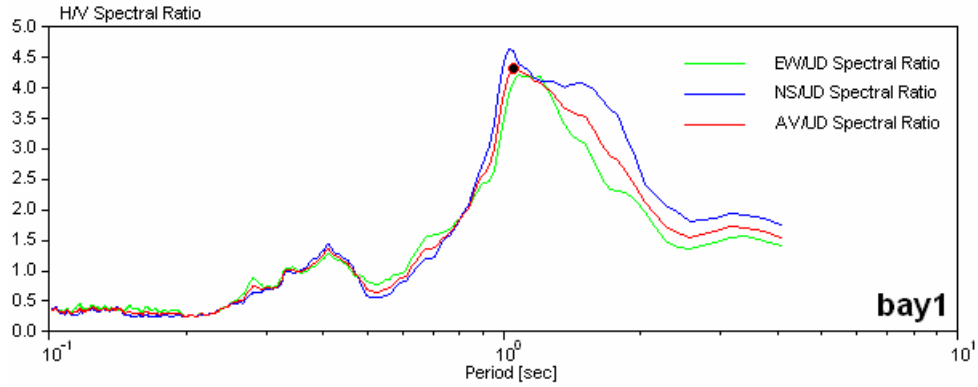
Çalışma alanının doğusunda en güneyde olan Ayhan ölçüm noktası 521263–4254868 UTM koordinatlarında yer almaktadır. Ayhan nakliyatın karşısında otopark olarak kullanılan boş alanda yapılan sismik ve mikrotremor ölçümleri sonucunda zemin hakim titreşim periyotları elde edilmiştir. Mikrotremor ölçümünden 0.52 saniyelik salınım periyodu elde edilmiştir.



Şekil 4.8 AYHAN noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.3 BAYI ölçüm noktası

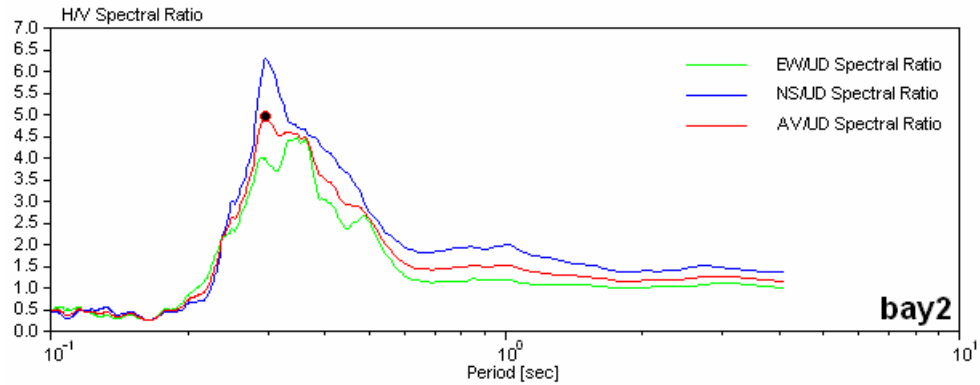
Bayraklı mevkiinde Altınyol caddesinin denizden uzak tarafında kalan ölçüm noktasında sismik kırılma ve mikrotremor ölçümlerinden elde edilen veriler değerlendirilerek zemine ait titreşim periyotları hesaplanmıştır. Mikrotremor yöntemi ile 1.05 saniyelik salınım periyotlarına ulaşılmıştır.



Şekil 4.9 BAY1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.4 BAY2 ölçüm noktası

Çalışma alanın kuzeybatısındaki en uç nokta olan BAY2 noktası 513931–4258004 UTM koordinatlarında yer almaktadır. Mikrotremor kayıtlarının değerlendirilmesi ile zemin hakim titreşim periyodu olarak 0,30 değeri elde edilmiştir.

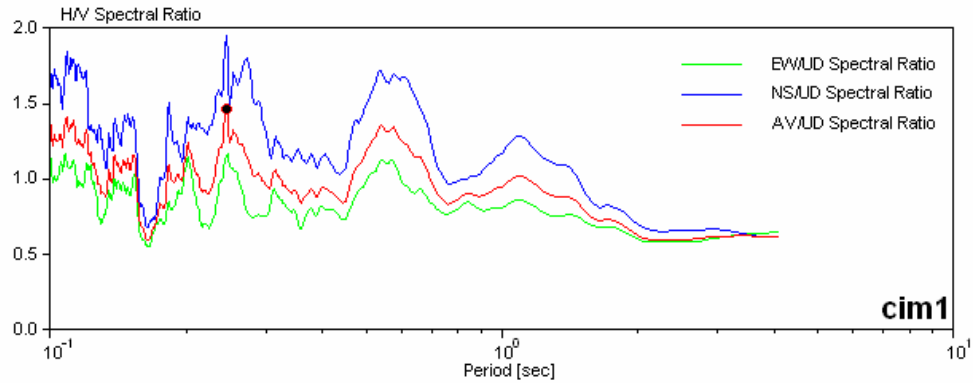


Şekil 4.10 BAY2 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.5 CIMI

Çalışma Çimento fabrikasının yakınında UTM koordinatları olarak 518241–4253177 enlem-boylam değerlerinde yer almaktadır. Nokta çalışma alanının güney sınırı çizmektedir. Alanda sismik kırılma ve mikrotremor ölçümleri ile zemin

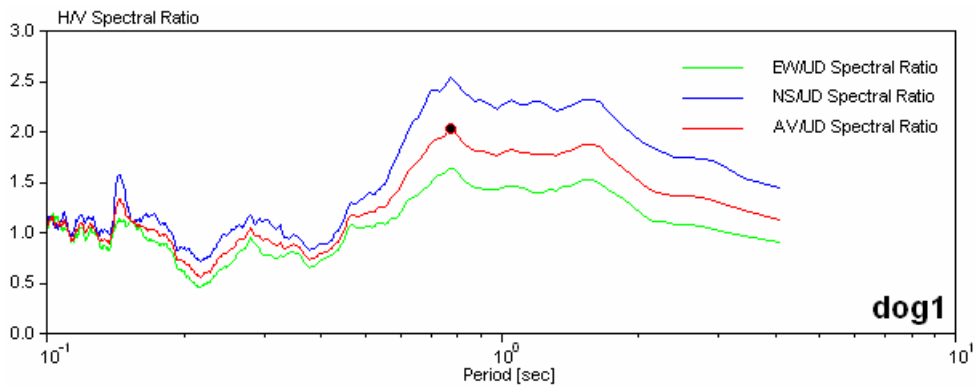
hakim titreşim periyotları hesaplanmıştır. Mikrotremor verileri değerlendirilmesi sonucunda 0,25 saniyelik periyot değerlerine ulaşılmıştır.



Şekil 4.11 CIM1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.6 DOG1

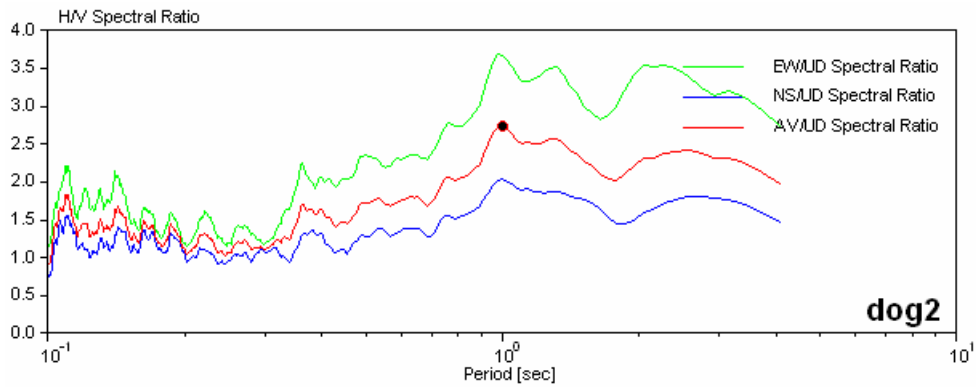
Doğanlar mevkiindeki çalışma noktası çalışma alanının doğusunda kalmaktadır. Noktada yapılan sismik kırılma ve mikrotremor yöntemleri ile zemin hakim titreşim periyotları hesaplanarak karşılaştırılmıştır. Mikrotremor yöntemi kullanılarak 0,77 saniyelik salınım periyodu değerine ulaşılmıştır.



Şekil 4.12 DOG1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.7 DOG2

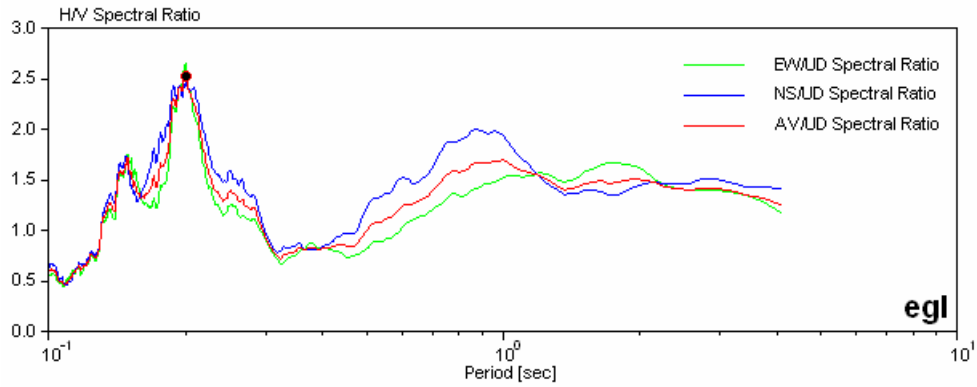
Doğanlar mevkiindeki 2. nokta olan DOG2 noktası 521396–4255302 UTM koordinatlarında yer almaktadır. Çalışma noktası olarak çok geniş bir düzlük seçilmiş ve sismik ile mikrotremor ölçümleri alınarak zemin hakim titreşim periyotları elde edilmiştir. Mikrotremor verileri değerlendirilerek 1 saniye değerlerine ulaşılmıştır.



Şekil 4.13 DOG2 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.8 EGL ölçüm noktası

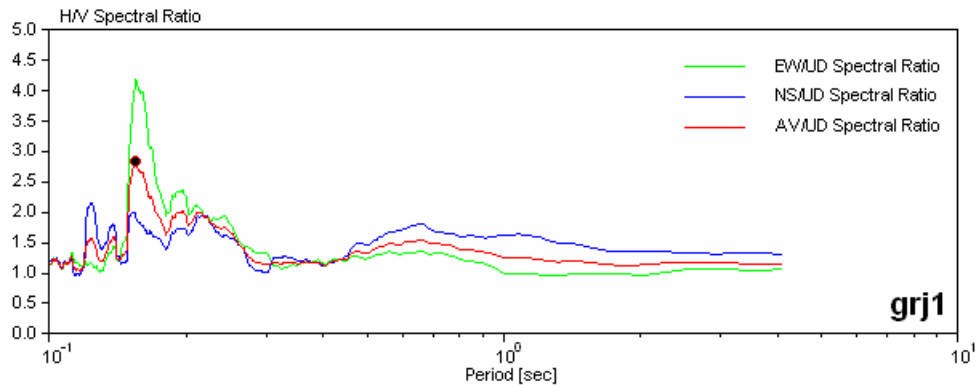
Evka-3 semti, Özel Ege Lisesi önünde yapılan sismik kırılma ve mikrotremor ölçümleri bilgisayar ortamında değerlendirilerek ölçüm yapılan zemine ait salınım periyotları elde edilmiştir. Mikrotremor kayıtlarından ise 0,2 saniyelik salınım dönemi bulunmuştur.



Şekil 4.14 EGL noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.9 GRJ1 ölçüm noktası

İzmir terminalinin çok yakınındaki GRJ1 noktası 518997–4253734 UTM koordinatlarında yer almaktadır. Noktada sismik kırılma ve mikrotremor ölçümleri yapılarak zemin hakim titreşim periyodu değerleri elde edilmiştir. Değerlendirmeler sonucunda mikrotremor yöntemi ile 0,15 saniyelik salınım periyodu değerlerine ulaşılmıştır.

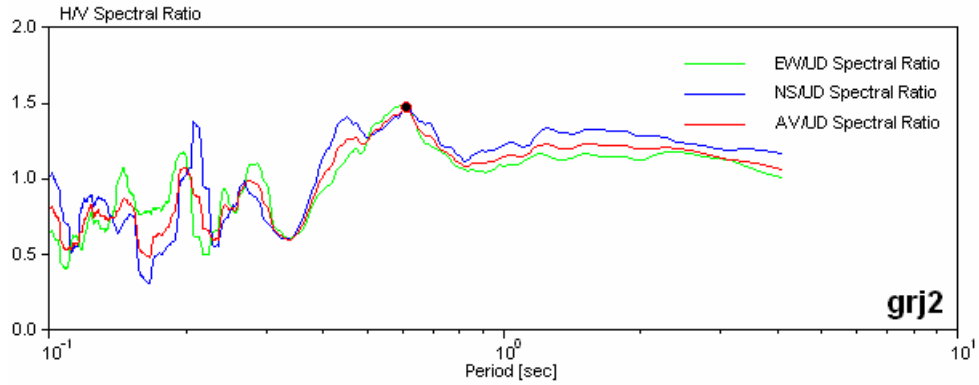


Şekil 4.15 GRJ1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.10 GRJ2 ölçüm noktası

Terminal civarındaki bir diğer nokta olan GRJ2 noktasında sismik kırılma ve mikrotremor ölçümleri yapılarak. Elde edilen veriler bilgisayar ortamında

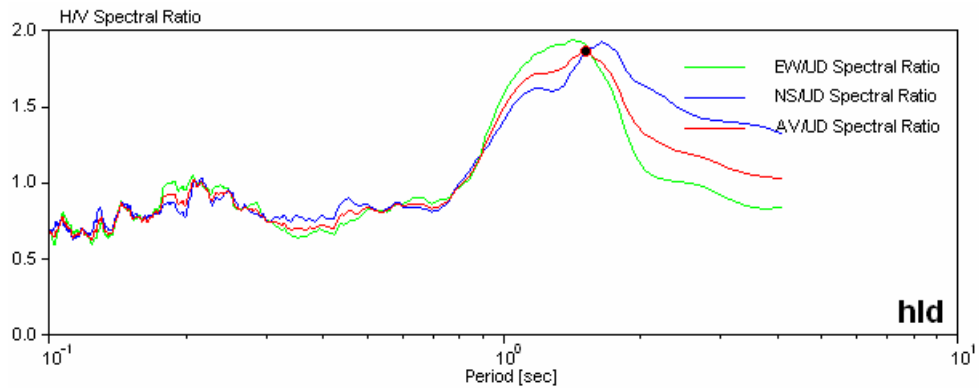
değerlendirilerek ölçüm yapılan zemine ait salınım periyotları elde edilmiştir. Mikrotremor verilerinden 0,61 saniyelik periyot elde edilmiştir.



Şekil 4.16 GRJ2 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.11 HLD ölçüm noktası

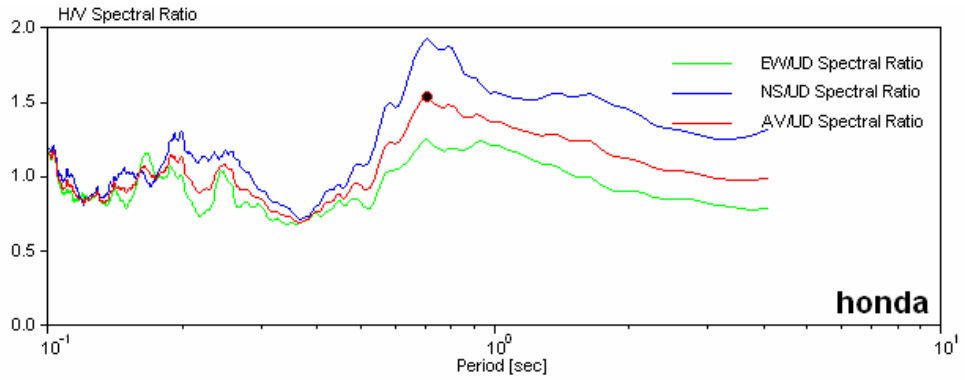
Sismik kırılma ve mikrotremor arazi ölçümlerinin yapıldığı bir diğer nokta olan HLD noktası 516200–4256243 UTM koordinatlarında yer almaktadır. Ölçümler bilgisayar ortamında değerlendirilerek zemin hakim titreşim periyotları elde edilmiştir. Mikrotremor yöntemi ile 1,52 saniyelik salınım dönemi elde edilmiştir.



Şekil 4.17 HLD noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.12 HONDA ölçüm noktası

Ankara yolu üzerindeki Honda bayisinin yanındaki boş arazide sismik kırılma ve mikrotremor ölçümleri yapılarak elde edilen veriler bilgisayar ortamında değerlendirilmiştir. Değerlendirmeler sonucunda mikrotremor yöntemi ile 0,71 saniyelik sonuçlara ulaşılmıştır.

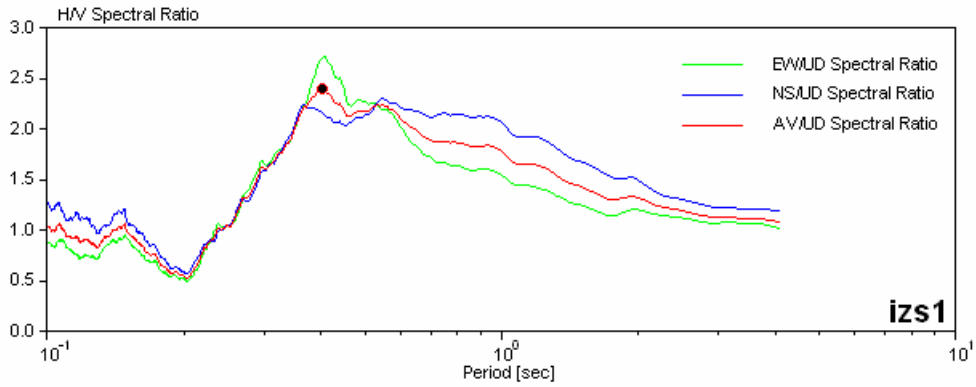


Şekil 4.18 HONDA noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.13 IZS1 ölçüm noktası

Bu ölçüm noktası Bornova-Manavkuyu yolundaki top sahası durağının yakınındadır. Ölçüm noktasında mikrotremor yöntemi uygulanarak zemine ait salınım dönemleri elde edilmeye çalışılmıştır. Arazide cihazlarla toplanan veriler bilgisayar ortamında değerlendirilip noktanın zemin hakim titreşim periyotları bulunmuştur. Uygulanan mikrotremor yöntemiyle 0,4'lük periyot değerleri elde edilmiştir.

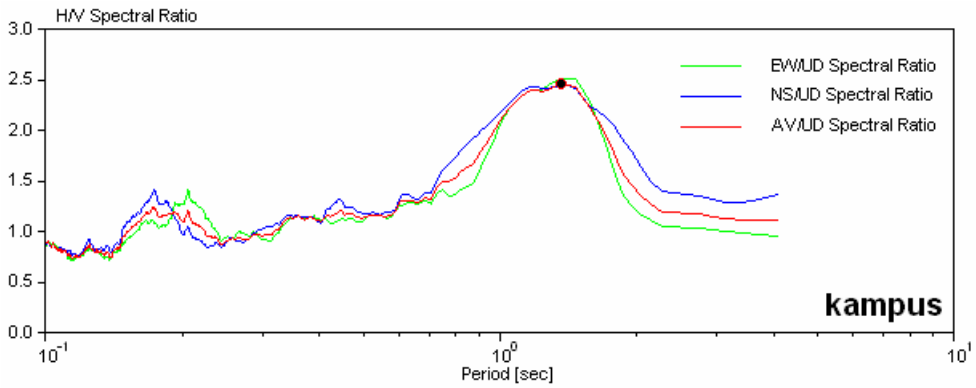




Şekil 4.19 İZS1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.14 KAMPUS ölçüm noktası

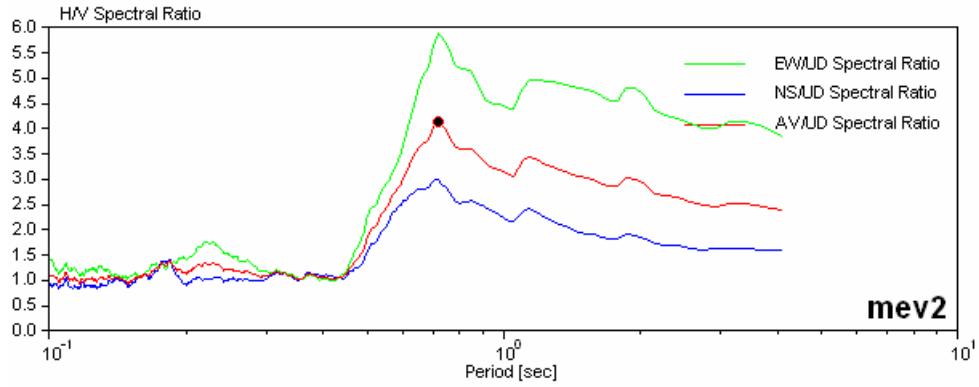
Ege Üniversitesi Kampus'u içindeki 519530–4256775 UTM koordinatlı noktada mikrotremor ölçümleri alınmıştır. Mikrotremor yöntemiyle 1,37 saniyelik salınım periyodu elde edilmiştir.



Şekil 4.20 KAMPUS noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.15 MEV2 ölçüm noktası

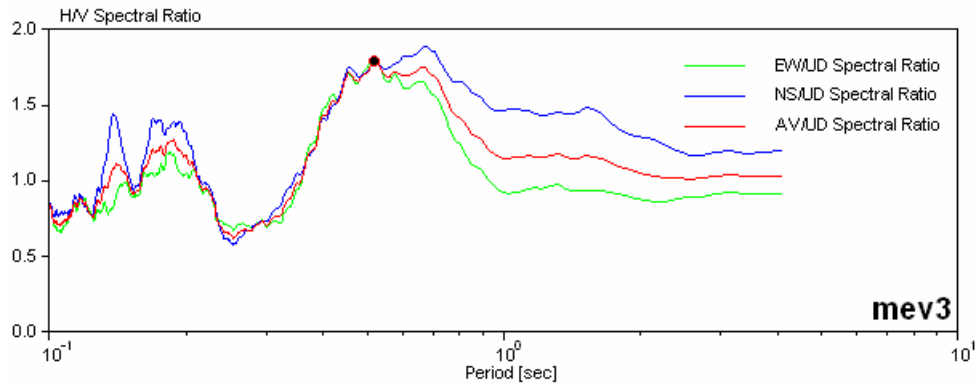
Mevlana Mahallesi 519776–4255931 UTM koordinatlarında bulunan ölçüm noktasında mikrotremor ölçümleri yapılmıştır. Toplanan verilerin bilgisayar ortamında değerlendirilmesi sonucunda mikrotremor yöntemi ile 0,72 saniyelik salınım periyodu elde edilmiştir.



Şekil 4.21 MEV2 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.16 MEV3 ölçüm noktası

Mevlana Mahallesi mevkiindeki bir diğer nokta olan MEV3 noktasında uygulanan mikrotremor yöntemi sonucunda zemine ait titreşim periyodu mikrotremor yöntemi ile 0,52 saniye olarak tespit edilmiştir.

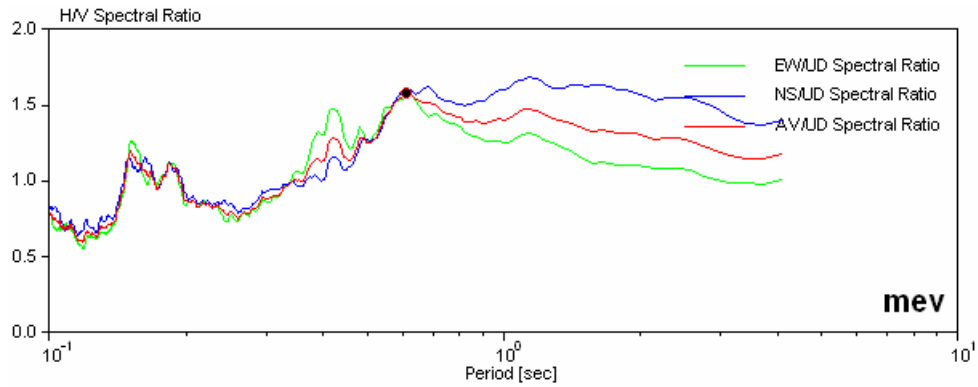


Şekil 4.22 MEV3 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.17 MEV ölçüm noktası

Mevlana mahallesindeki üçüncü ölçüm noktası olan MEV noktası 518878–4258441 UTM koordinatlarında yer almaktadır. MEV noktası için mikrotremor

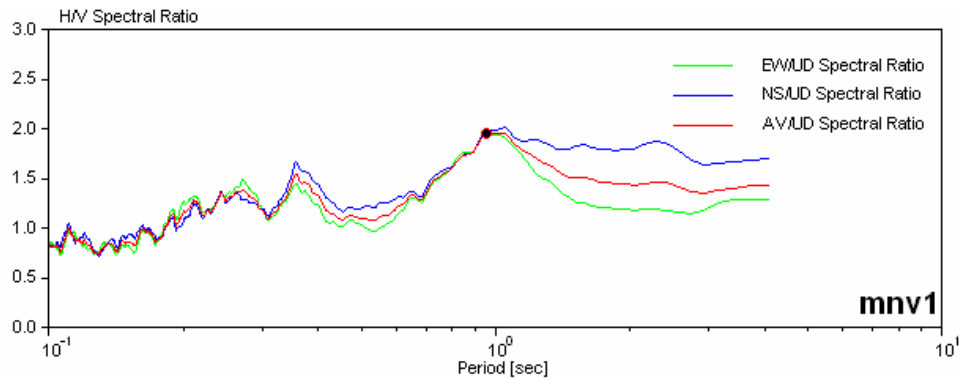
verileri toplanmış ve veriler değerlendirilmiştir. Değerlendirme sonucunda 0,61 saniyelik periyot mikrotremor yöntemi kullanılarak elde edilmiştir.



Şekil 4.23 MEV noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.18 MNV1 ölçüm noktası

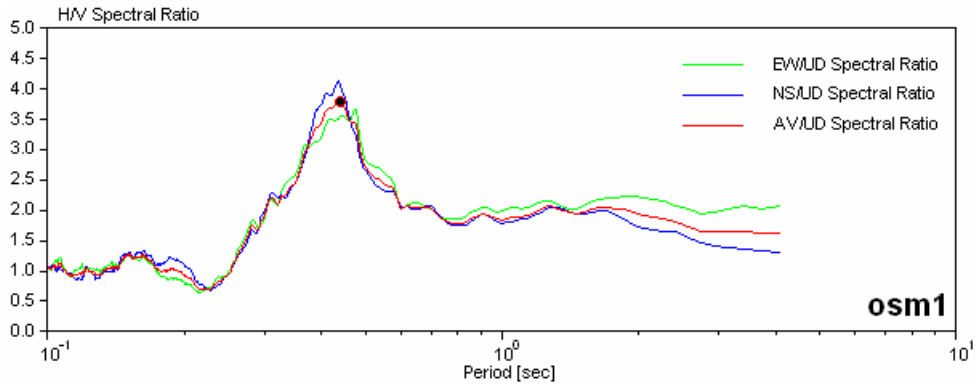
Manavkuyu mevkiinde 516443–4257038 koordinatlarında yer alan çalışma noktasında mikrotremor yöntemi uygulanarak zemin hakim titreşim periyodu bilgisayar ortamında hesaplanmıştır. Mikrotremor yöntemi ile elde edilen verilerin analizinden sonra 0,95 saniye değeri elde edilmiştir.



Şekil 4.24 MNV1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.19 OSM1 ölçüm noktası

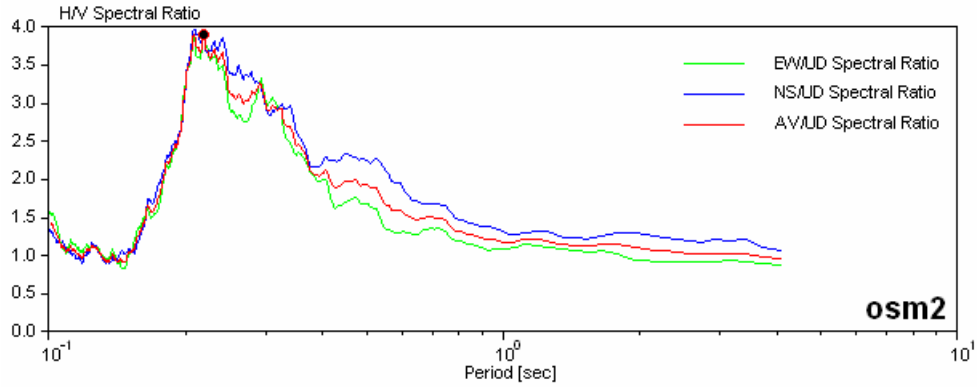
Çalışma bölgesinin en kuzeyi olan OSM1 ölçüm noktası 516830–4258052 koordinatlarında yer almaktadır. Noktada mikrotremor nokta ölçümü ile zemin hakim titreşim periyodu hesaplanmıştır. Alınan mikrotremor kayıtlarının değerlendirilmesiyle ise 0,44 saniye salınım periyodu değerlerine ulaşılmıştır.



Şekil 4.25 OSM1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.20 OSM2 ölçüm noktası

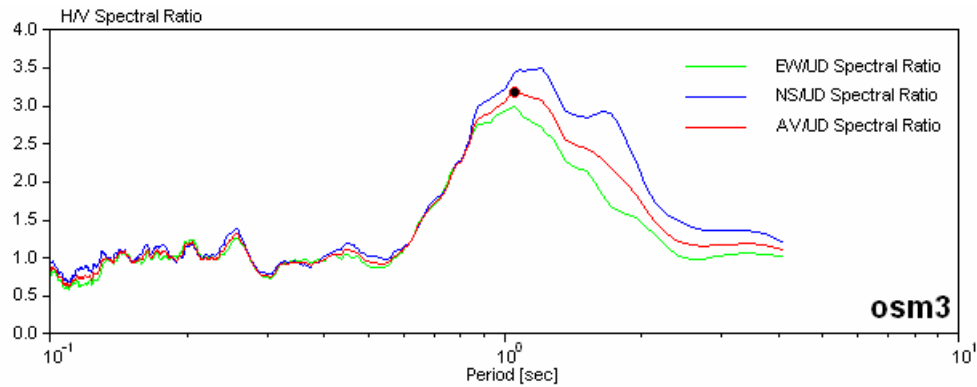
Osmangazi mahallesindeki ikinci ölçüm noktasında jeofizik yöntemlerden mikrotremor uygulaması yapılmıştır. Yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen veriler bilgisayar ortamında değerlendirilerek zemin hakim titreşim periyodu değeri elde edilmiştir. Mikrotremor yöntemi ile 0,22 saniyelik salınım dönemlerine ulaşılmıştır.



Şekil 4.26 OSM2 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.21 OSM3 ölçüm noktası

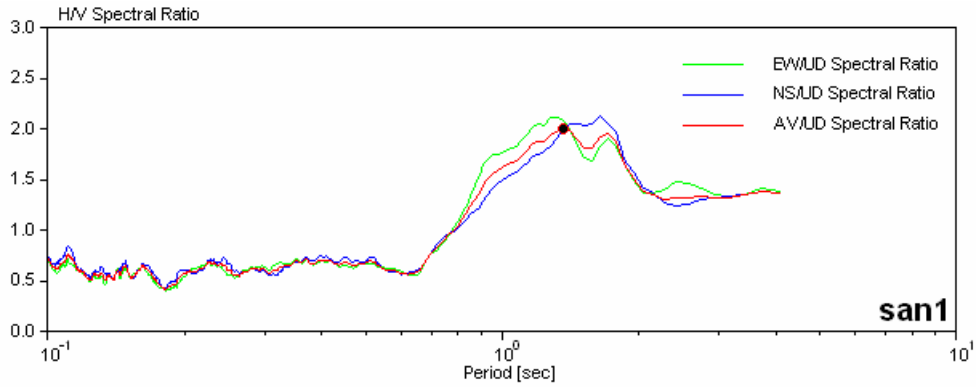
Ölçüm noktası olarak Osmangazi mahallesinde 517043–4257463 koordinatlarındaki boş alan seçilmiştir. Seçilen alanda mikrotremor ölçümü yapılarak zemin hakim titreşim periyot değerine ulaşılmıştır. Mikrotremor yöntemi ile 1,05 saniyelik salınım dönemi elde edilmiştir.



Şekil 4.27 OSM3 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.22 SAN1 ölçüm noktası

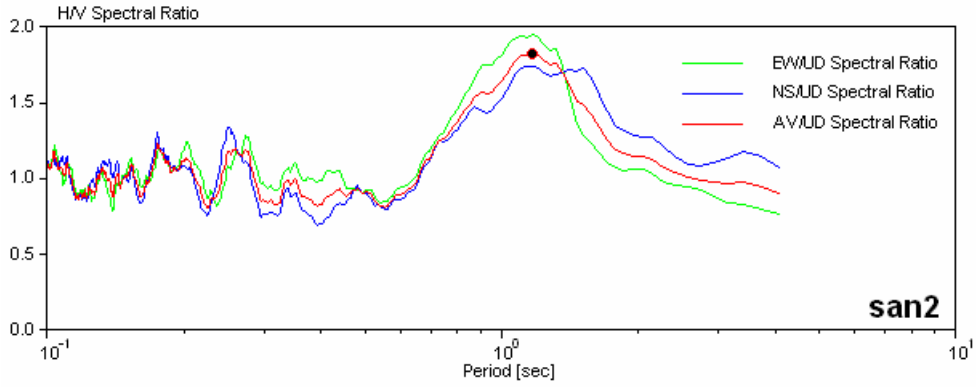
İzmir üçüncü sanayi içindeki ölçüm noktasında mikrotremor yöntemi uygulanarak zemin hakim titreşim periyot değeri hesaplanmıştır. Toplanan verilerin bilgisayar ortamında değerlendirilmesi ile mikrotremor yöntemi ile 1,37 saniye periyot değeri elde edilmiştir.



Şekil 4.28 SAN1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.23 SAN2 ölçüm noktası

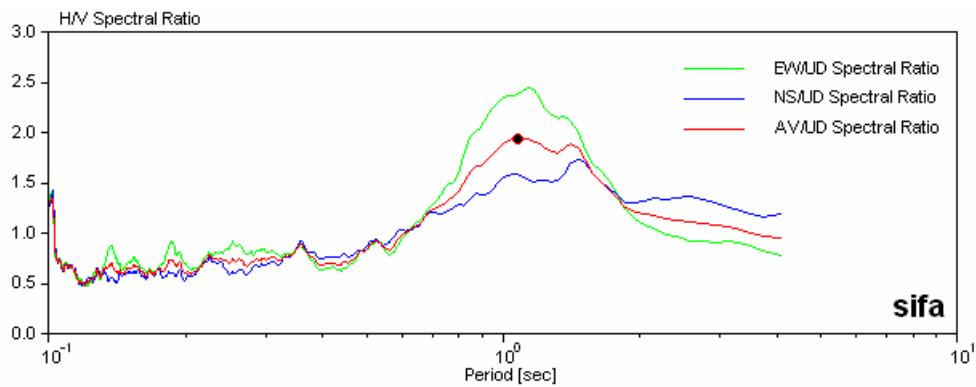
Sanayi sitesi içinde 517299–4255200 UTM koordinatlarında bulunan diğer bir ölçüm noktası olan SAN2 noktasında jeofizik çalışmalar yapılmıştır. Mikrotremor yönteminin uygulandığı çalışma alanında toplanan veriler bilgisayar ortamında değerlendirilerek zemin hakim titreşim periyotları elde edilmiştir. Mikrotremor kayıtlarının değerlendirilmesi ile 1,17 saniyelik salınım dönemi değerleri elde edilmiştir.



Şekil 4.29 SAN2 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.24 SIFA ölçüm noktası

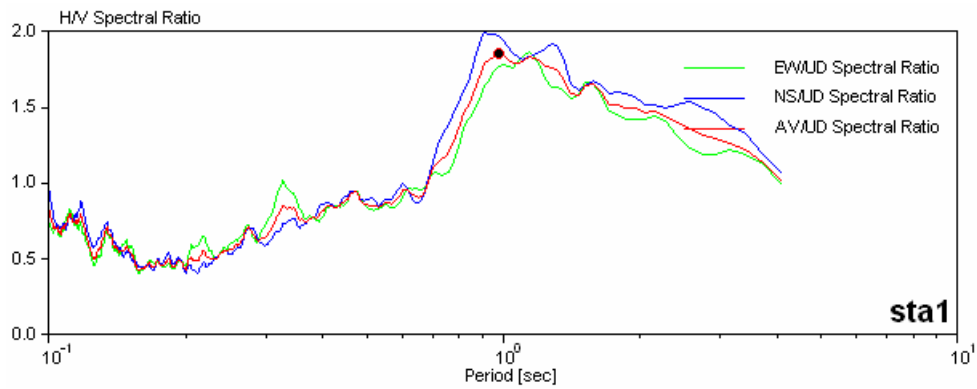
Ege Üniversitesi Hastanesinin karşısında yer alan Özel Şifa Hastanesinin yanında yer alan ölçüm noktasında jeofizik arazi uygulamaları yapılmıştır. Alanda uygulanan mikrotremor yöntemi ile zemine ait salınım dönemi saptanılmaya çalışılmıştır. Toplanan verilerin ofis ortamında bilgisayar programları ile değerlendirilmesi sonucunda mikrotremor yöntemi ile 1.08 saniyelik periyot değerlerine ulaşılmıştır.



Şekil 4.30 SIFA noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.25 STA1 ölçüm noktası

Çalışma bölgesinde 515709–4254848 UTM koordinatlarında yer alan STA1 ölçüm noktasında mikrotremor yöntemi uygulanmıştır. Alanda toplanan mikrotremor kayıtlarının bilgisayar ortamında değerlendirilmesi sonucunda 0.98 saniyelik zemin salınım periyodu değerine ulaşılmıştır.

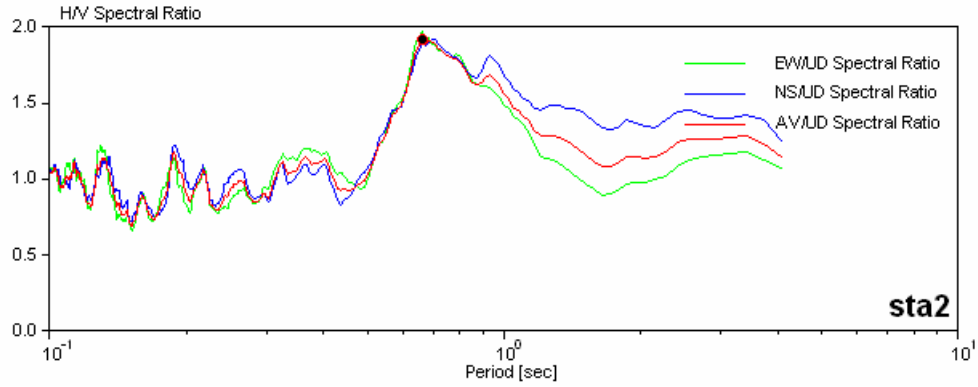


Şekil 4.31 STA1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.26 STA2 ölçüm noktası

Çamdibi mevkiinde 517060–4254109 UTM koordinatlarında bulunan boş alan çalışma yeri olarak seçilmiştir. Seçilen alanda jeofizik yöntemlerden mikrotremor yöntemi uygulanarak alana ait zemin hakim titreşim periyodu değeri elde edilmeye çalışılmıştır. Toplanan verilerin bilgisayar ortamında değerlendirilmesi ile mikrotremor yöntemi sonucunda 0,66 saniyelik periyot değeri elde edilmiştir.

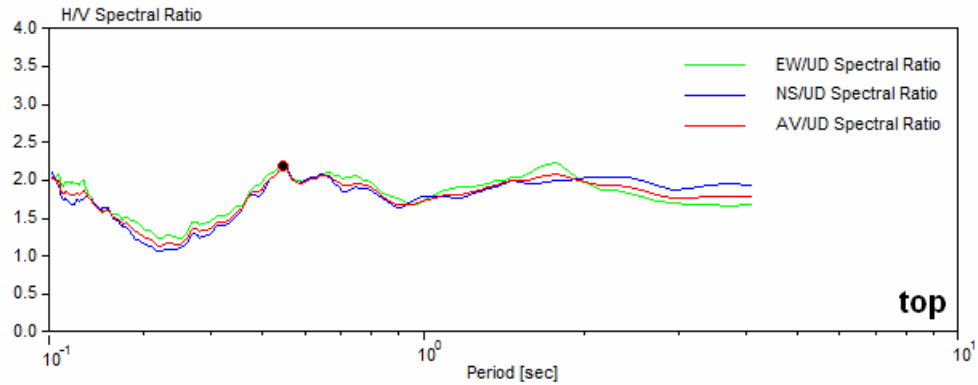




Şekil 4.32 STA2 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.27 TOP ölçüm noktası

Ege Üniversitesi Kimya Mühendisliği Bölümü karşısında yer alan çim saha çalışma alanı olarak seçilmiş ve alanda mikrotremor yöntemi uygulanmıştır. Uygulanan yöntemin bilgisayar ortamında değerlendirilmesi sonucunda 0,55 saniyelik zemin hakim titreşim periyodu değeri elde edilmiştir.

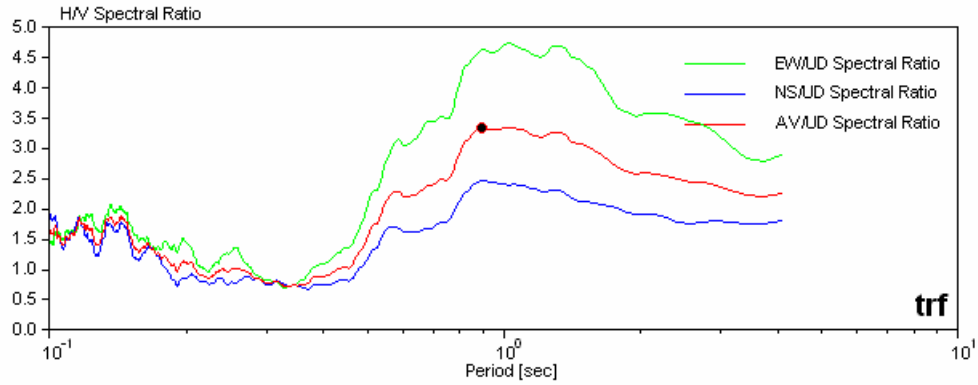


Şekil 4.33 TOP noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.28 TRF ölçüm noktası

Çalışma alanında 518153–4255327 UTM koordinatlarında yer alan çalışma alanında mikrotremor ölçümleri yapılmıştır. Toplanan mikrotremor verileri

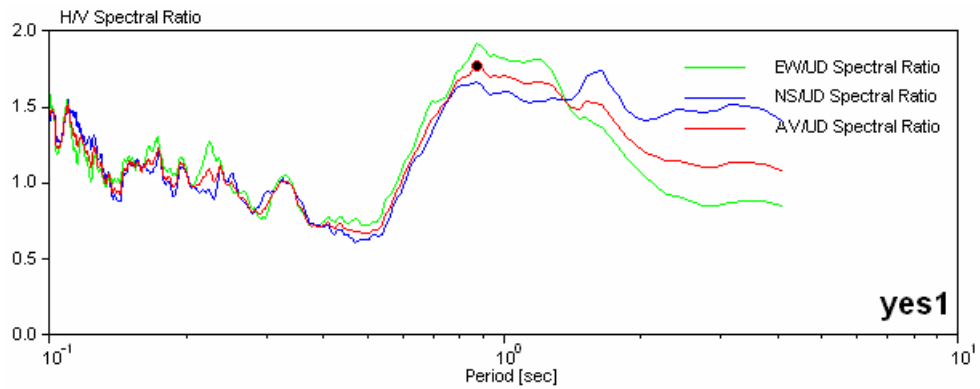
bilgisayar ortamında değerlendirilerek 0,89 saniye zemin hakim titreşim periyodu değerleri elde edilmiştir.



Şekil 4.34 TRF noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

#### 4.2.1.29 YES1 ölçüm noktası

Çalışma alanında ilk bölüme ait yirmi dokuzuncu ve son uygulama alanı olan YES1 noktasında mikrotremor yöntemi uygulanmıştır. Mikrotremor kayıtlarının değerlendirilmesi ile 0,87 saniye salınım periyoduna ulaşılmıştır.



Şekil 4.35 YES1 noktası için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

Tablo 4.1 Mikrotremor 1. bölümde alınan 29 mikrotremor kaydının koordinat, periyot ve büyütme değerleri.

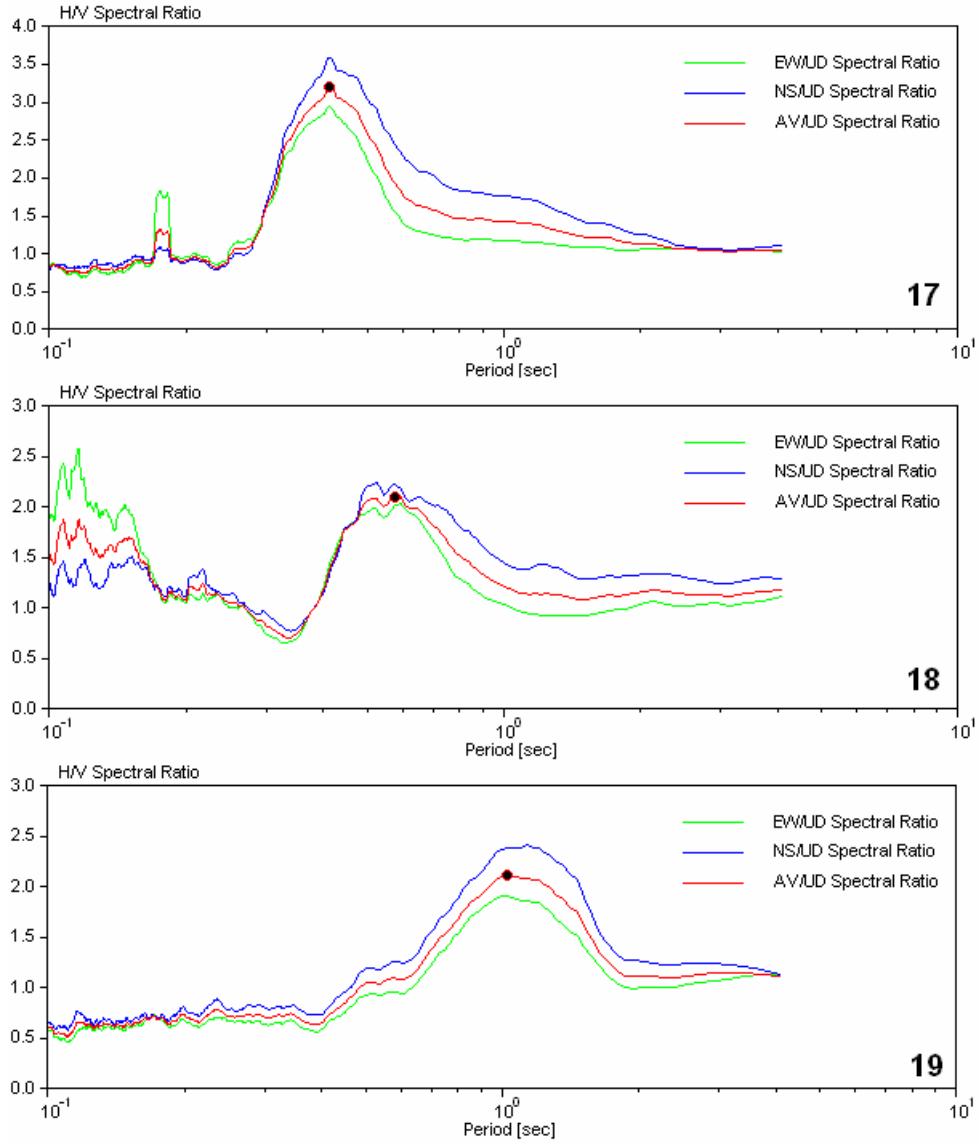
<b>Nokta Adı</b>	<b>Enlem</b>	<b>Boylam</b>	<b>Periyot(s)</b>	<b>Büyütme</b>
ATA1	4257950	518181	0,13	2,24
AYHAN	4254868	521263	0,52	1,43
BAY1	4257192	514440	1,05	4,32
BAY2	4258004	513931	0,3	4,99
CIM1	4253177	518241	0,25	1,47
DOG1	4256240	521396	0,77	2,04
DOG2	4255302	521370	1	2,73
EGL	4257490	521203	0,2	2,54
GRJ1	4253734	518997	0,15	2,85
GRJ2	4254232	519323	0,61	1,47
HLD	4256243	516200	1,52	1,87
HONDA	4257140	521129	0,71	1,54
IZS1	4257560	518496	0,4	2,4
KAMPUS	4256775	519530	1,37	2,46
MEV2	4255931	519776	0,72	4,14
MEV3	4255246	519834	0,52	1,8
MEV	4256441	518878	0,61	1,58
MNV1	4257038	516443	0,95	1,97
OSM1	4258052	516830	0,44	3,8
OSM2	4257865	517466	0,22	3,9
OSM3	4257463	517043	1,05	3,19
SAN1	4255680	516840	1,37	2,01
SAN2	4255200	517299	1,17	1,82
SIFA	4256177	517920	1,08	1,95
STA1	4254848	515709	0,98	1,85
STA2	4254109	517060	0,66	1,92
TOP	4256574	520350	0,55	2,18
TRF	4256665	521203	0,89	3,35
YES1	4255321	518153	0,87	1,78

#### 4.2.2 Mikrotremor Uygulamaları Bölüm-2

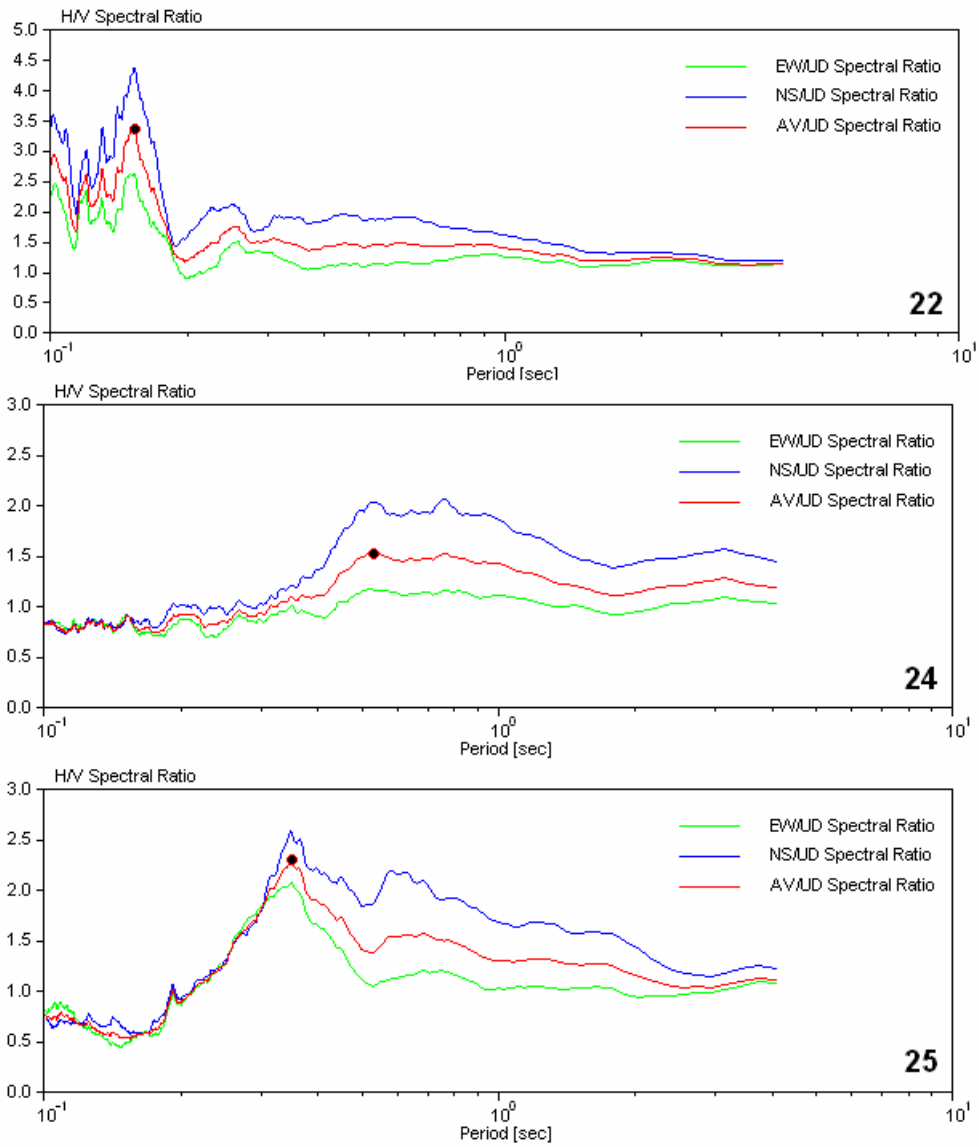
Mikrotremor arazi çalışmalarının 2. bölümünde, 1 bölüme ek olarak ayrı yerlerde seçilen 29 noktada daha mikrotremor ölçümleri yapılmıştır.



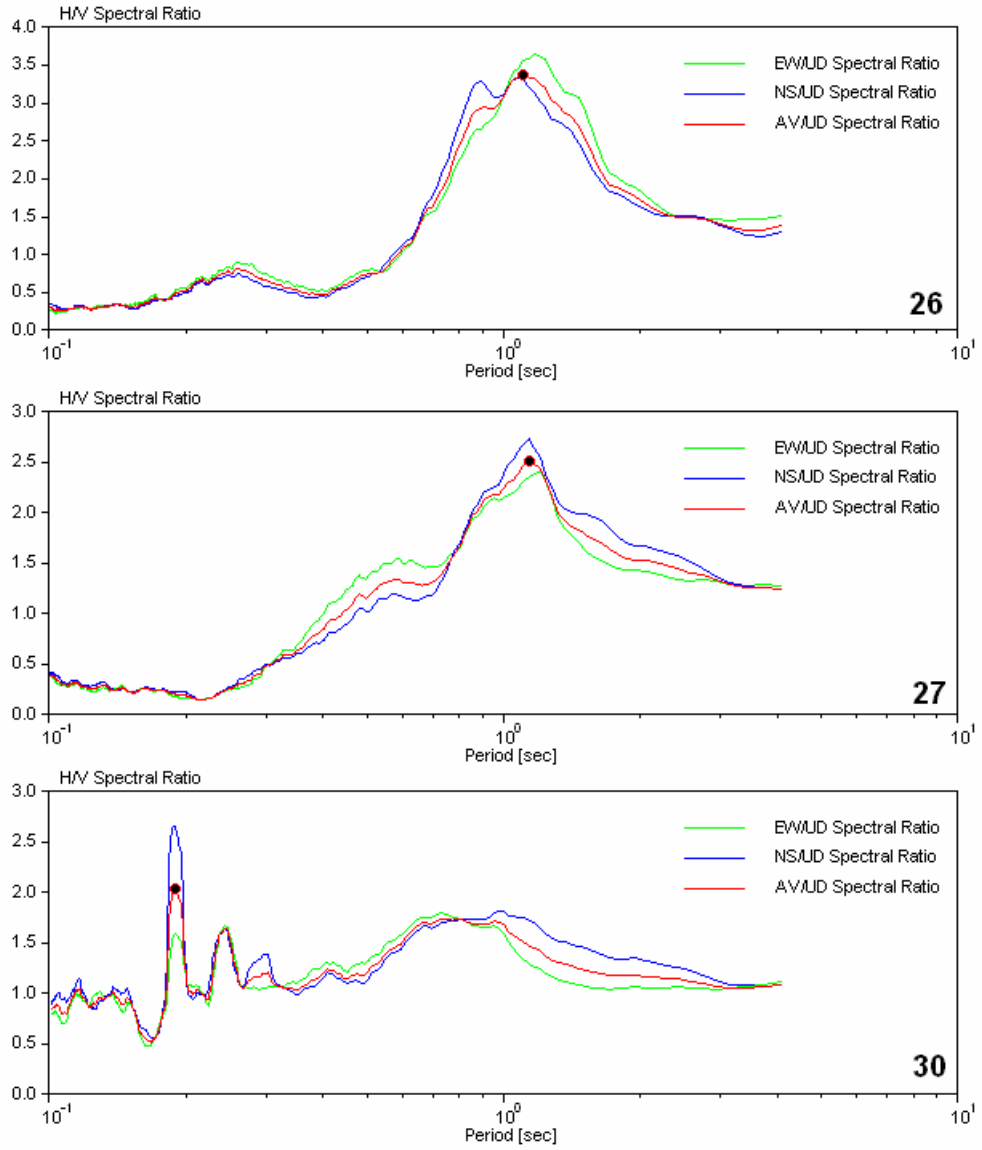
Şekil 4.36 Mikrotremor 2.bölüm ölçüm noktaları uydu fotoğrafı.



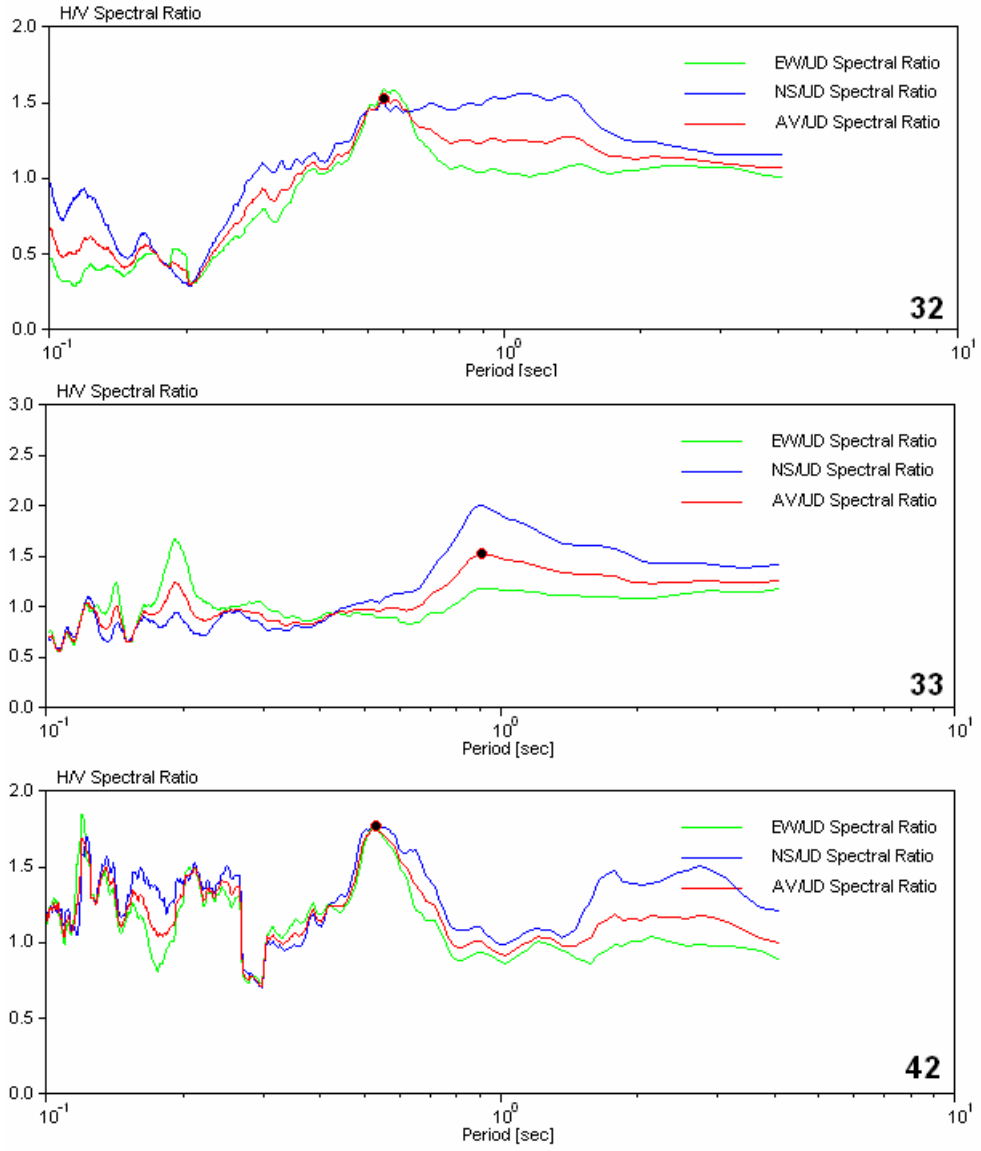
Şekil 4.37 17–18–19 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.



Şekil 4.38 22–24–25 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

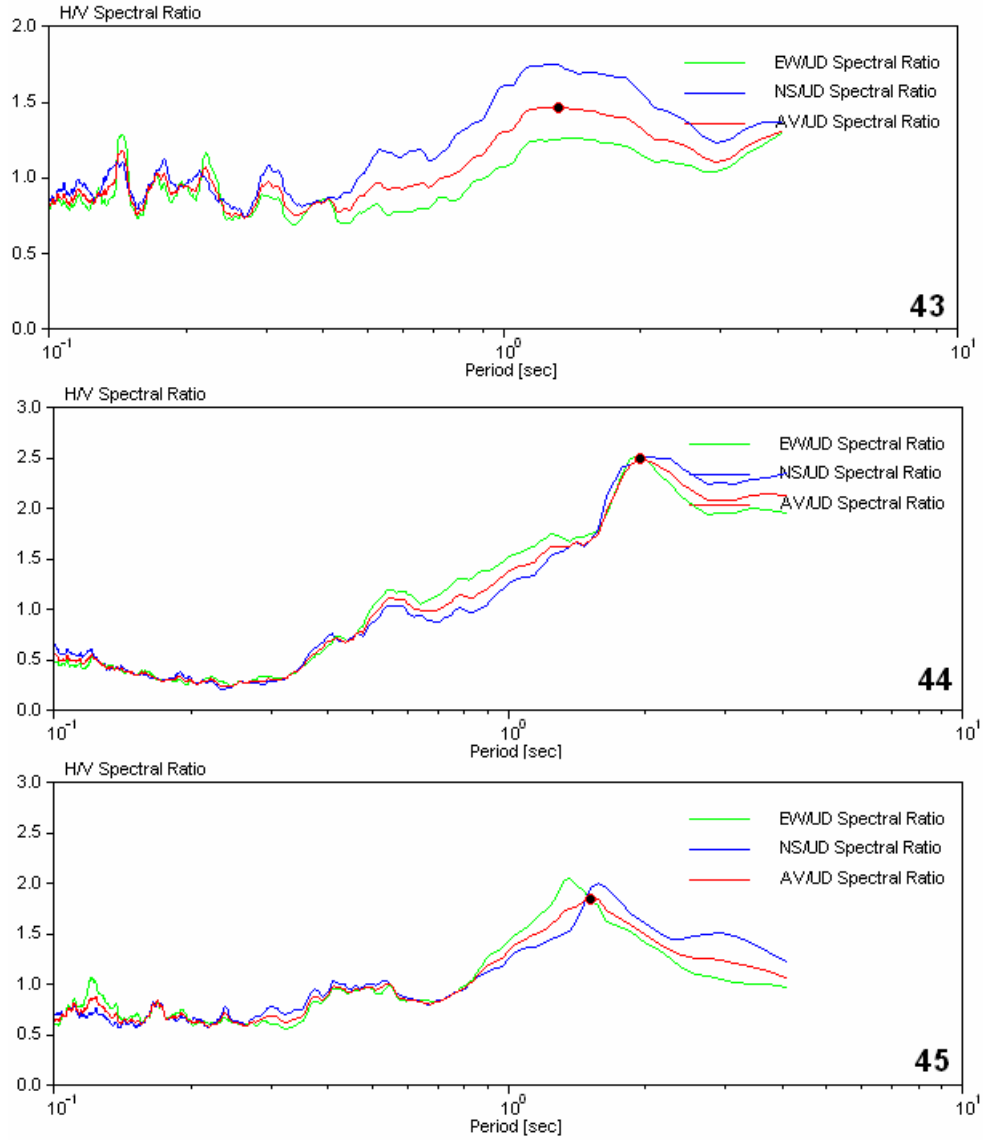


Şekil 4.39 26–27–30 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

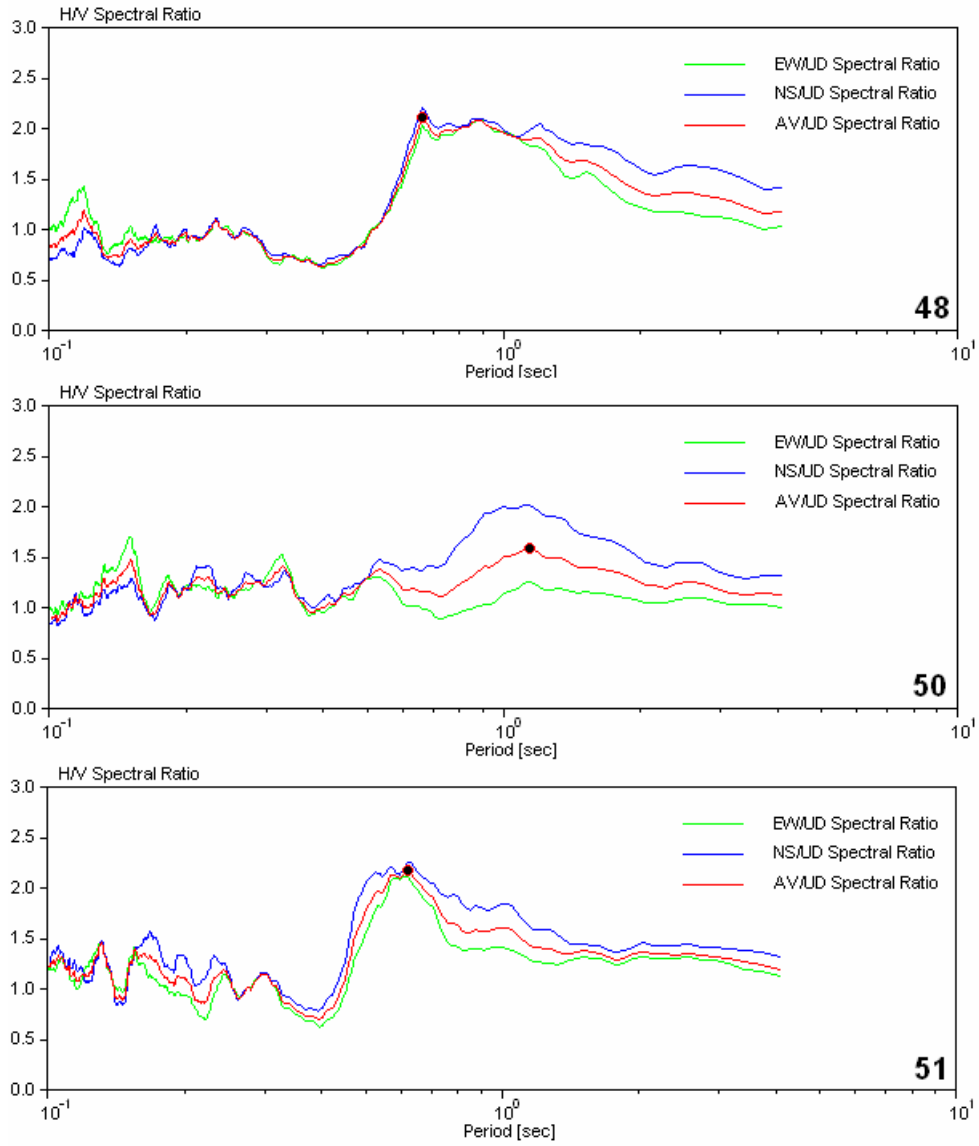


Şekil 4.40 32–33–42 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

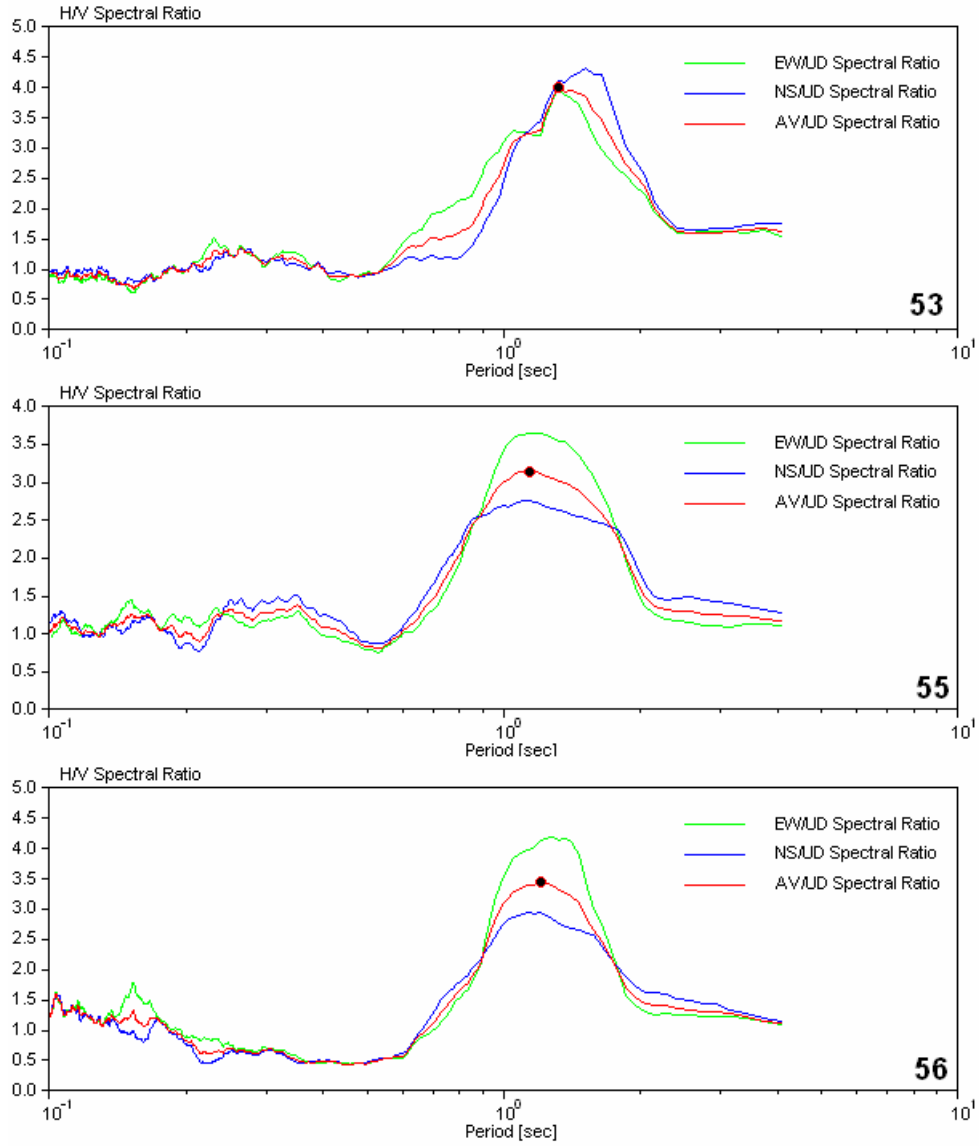




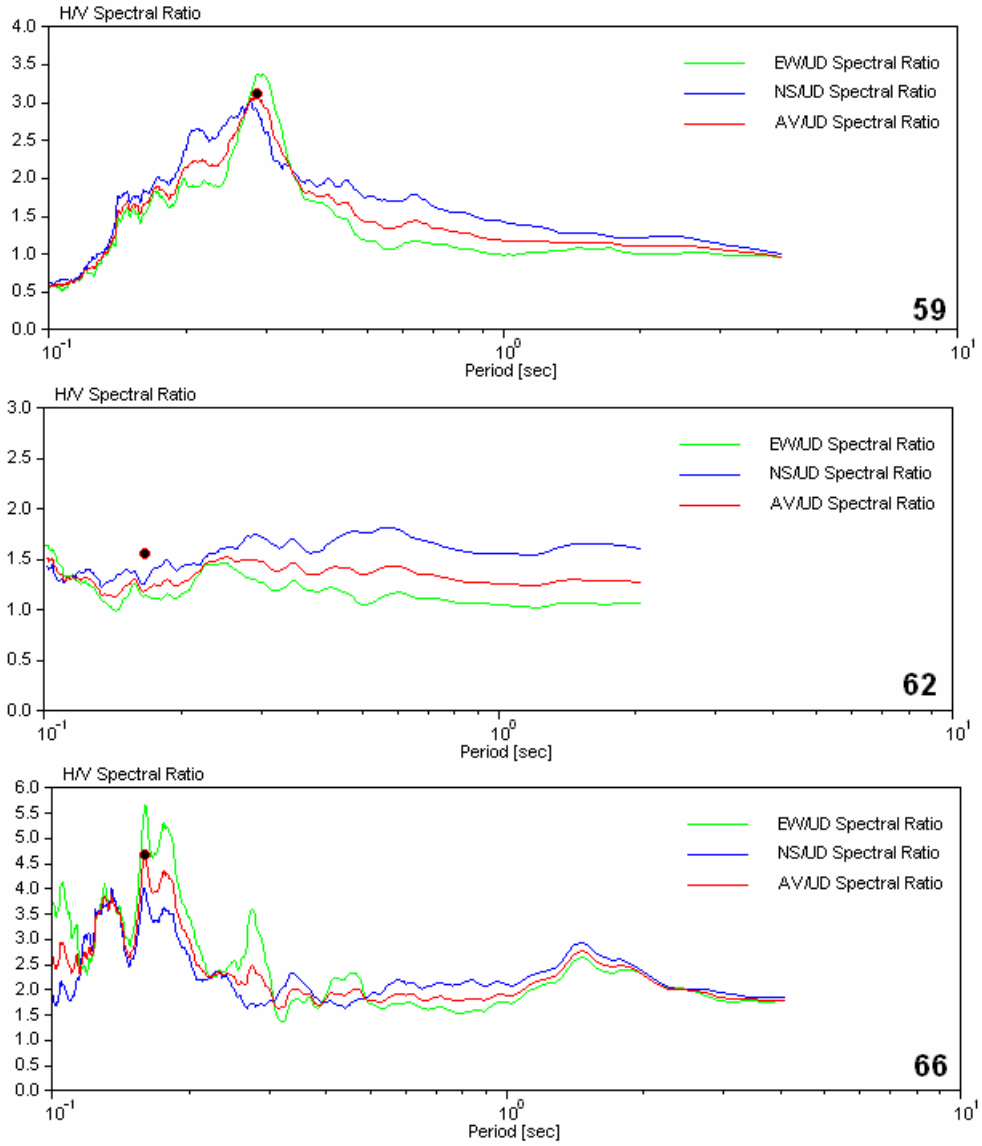
Şekil 4.41 43–44–45 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.



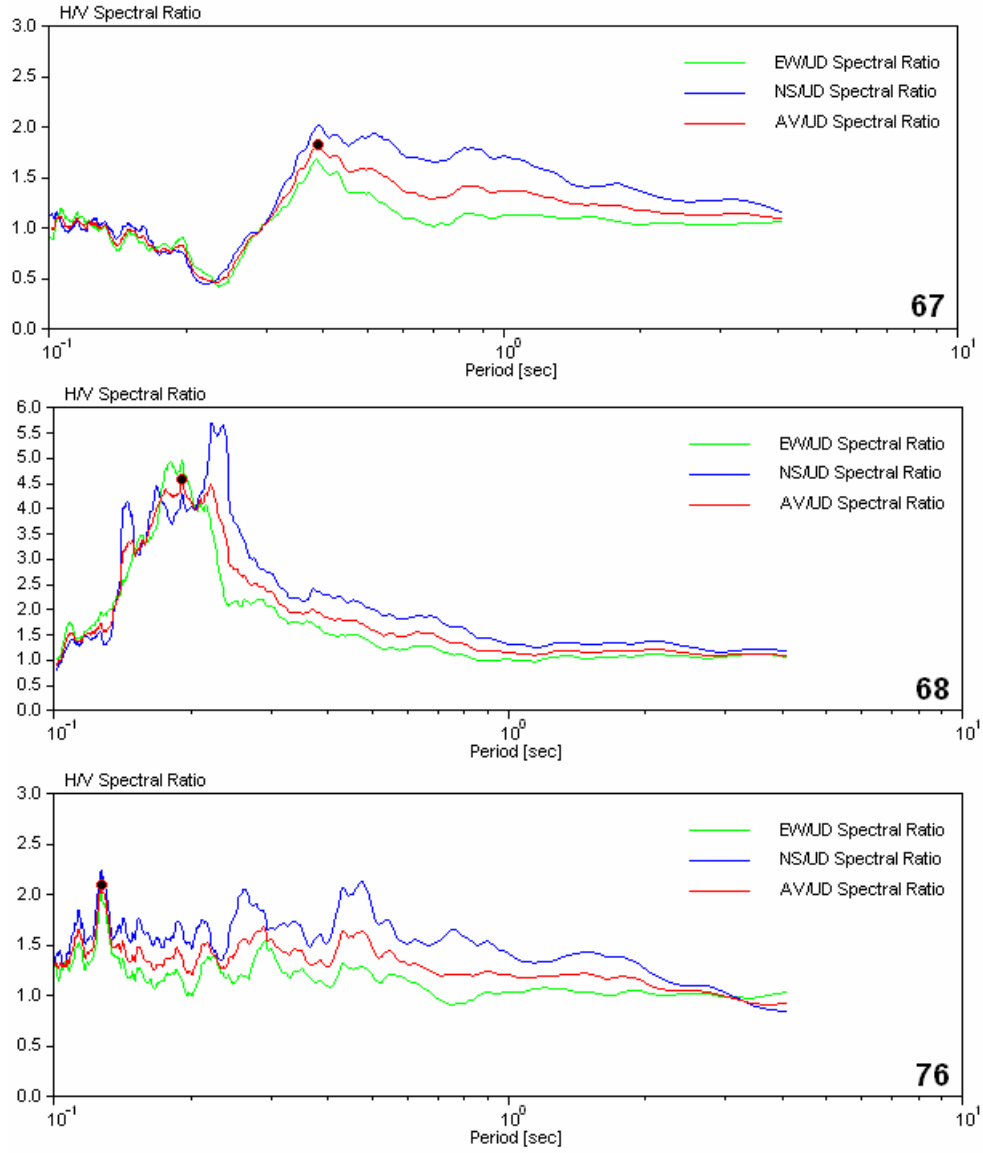
Şekil 4.42 48–50–51 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.



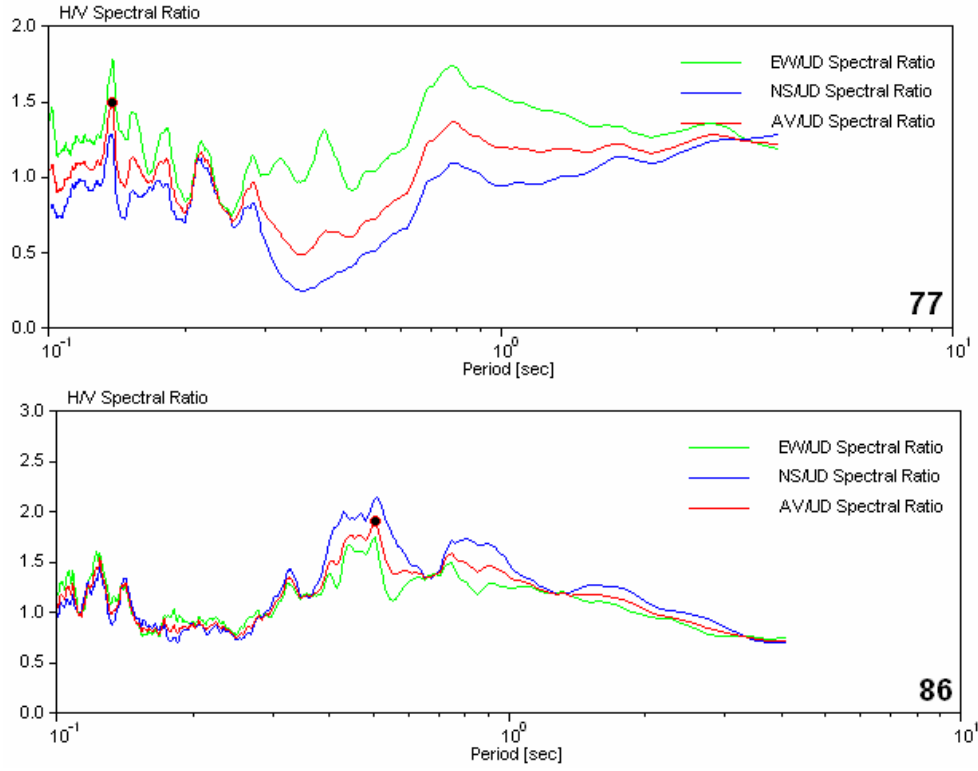
Şekil 4.43 53–55–56 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.



Şekil 4.44 59–62–66 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.



Şekil 4.45 67–68–76 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.



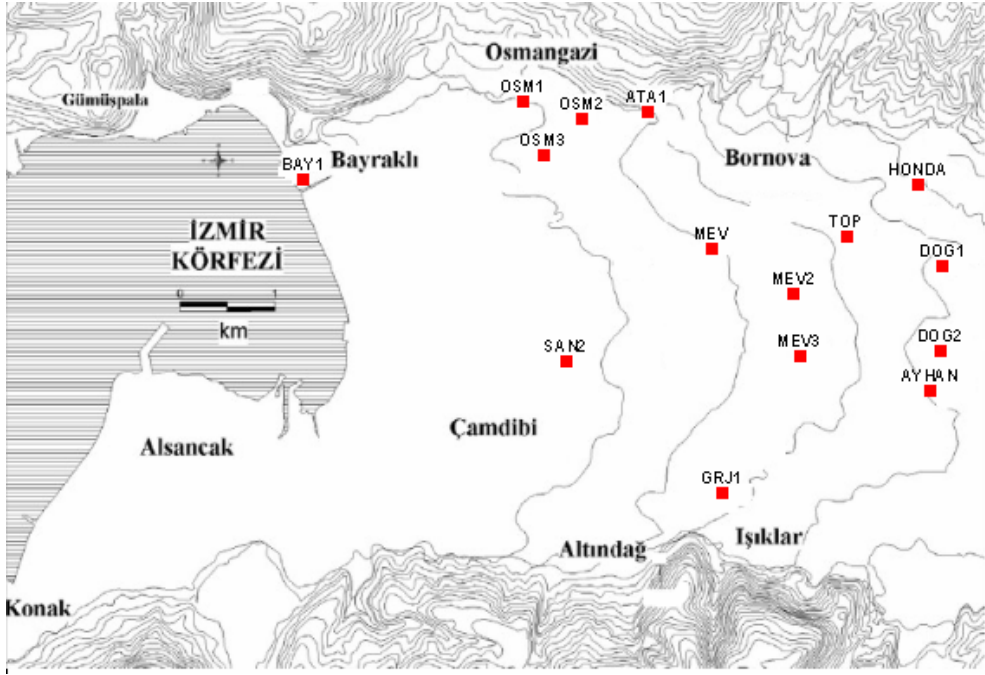
Şekil 4.46 77–86 noktaları için kuzey-güney, doğu-batı bileşenleri ve ortalamalarının düşey bileşene oranlanmış spektrumları.

Tablo 4.2 Mikrotremor 2. bölümde alınan 29 mikrotremor kaydının koordinat, periyot ve büyütme değerleri.

<b>Nokta Adı</b>	<b>Boylam</b>	<b>Enlem</b>	<b>Periyot(sn)</b>	<b>Büyütme</b>
17	515052	4252960	0.41	3.21
18	516049	4253094	0.58	2.11
19	517006	4253033	1.02	2.12
22	520003	4253018	0.15	3.38
24	521221	4252978	0.53	1.54
25	522016	4253015	0.35	2.31
26	514031	4254010	1.11	3.38
27	514944	4254025	1.14	2.52
30	518006	4254086	0.19	2.04
32	520015	4254479	0.55	1.53
33	521000	4254000	0.91	1.52
42	520916	4254993	0.53	1.77
43	522078	4254994	1.32	1.47
44	515025	4256000	1.95	2.5
45	515972	4255988	1.52	1.85
48	519071	4255878	0.66	2.11
50	520969	4255932	1.14	1.59
51	522010	4255990	0.62	2.18
53	515988	4257020	1.32	4.01
55	517958	4256933	1.14	3.15
56	519168	4257120	1.2	3.45
59	521957	4257050	0.29	3.11
62	516067	4258061	0.17	1.56
66	519864	4258101	0.16	4.69
67	521149	4258102	0.39	1.83
68	522142	4257908	0.19	4.58
76	521165	4258947	0.13	2.11
77	521883	4259039	0.14	1.5
86	522156	4260249	0.51	1.91

### 4.3 MASW Uygulamaları

Yüksek lisans tez çalışmalarımın arazi uygulaması ayağında ikinci aşamada masw ölçümleri yapılmıştır. Masw yöntemi arazi uygulamaları Bornova grabeninde seçilen 15 noktada (Şekil 4.47) uygulanmıştır. Noktalar seçilirken uygun fotoğrafları yardımı ile binaların olmadığı boş arsalar seçilmiştir. Seçilen yerlerin koordinatları alınmış ve arazi aşamasında nokta yerlerini tespit etmek için gps cihazı kullanılmıştır.



Şekil 4.47 Masw ölçüm noktalarının arazideki konumu.

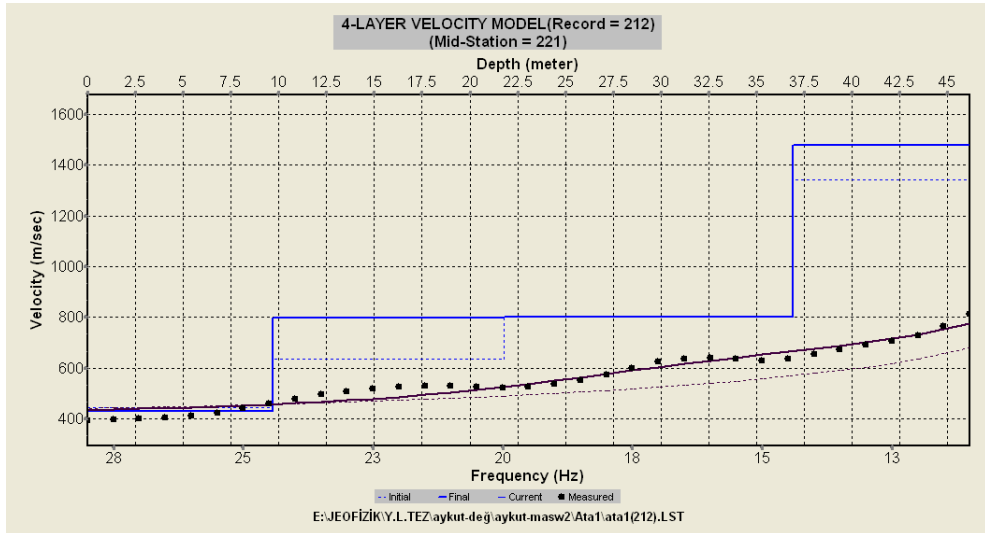


Çalışma alanı olarak İzmir ili Bornova Ovası mevkişi seçilmiştir. Çalışmalar Mevlana Mahallesi, Atatürk mahallesi, Osmangazi mahallesi, Doğanlar mahallesi ve Bayraklı semtlerinde gerçekleştirilmiştir.

### 4.3.1 Profiller

#### 4.3.1.1 Ata – 1 Noktası

Ata – 1 noktasındaki profilin doğrultusu D – B olarak belirlenmiştir. Toplamda 6 vuruş yapılmış, ofset ve jeofon aralığı 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.48 Ata-1 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

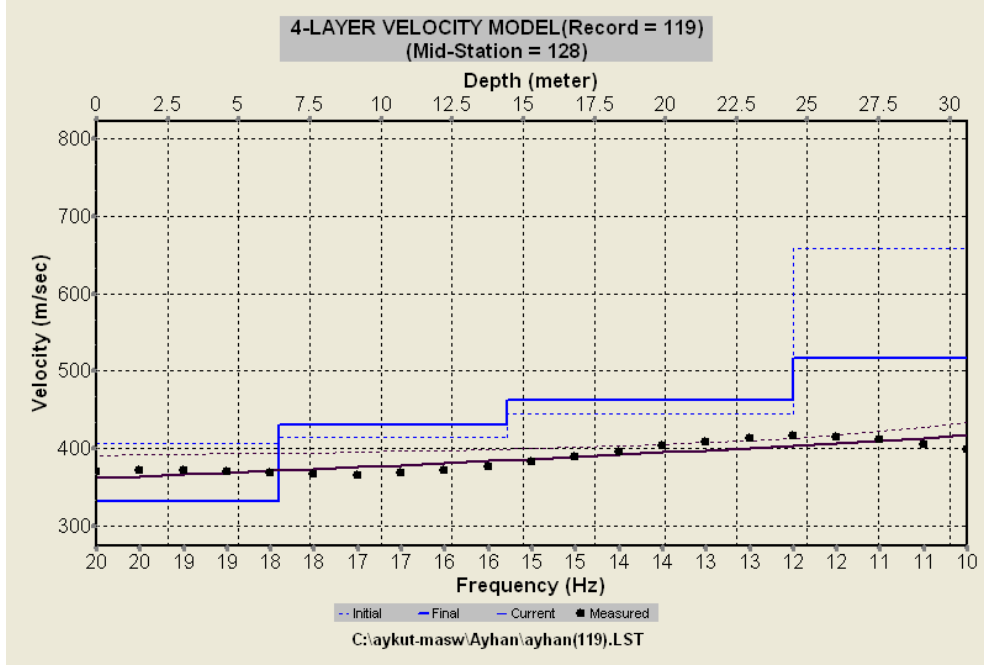
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmektedir.

Tablo 4.3 Ata-1 noktasına ait tabakaların kalınlık ve hız değerleri

Ata1	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	8	391,33
2.tabaka	10,01	755,97
3.tabaka	12,5	846,06
4.tabaka	-	1440,72

#### 4.3.1.2 Ayhan noktası

Ayhan noktasında profil doğrultusu GB – KD olarak belirlenmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralığı 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmektedir.



Şekil 4.49 Ayhan noktasına ait hız-derinlik grafiği.

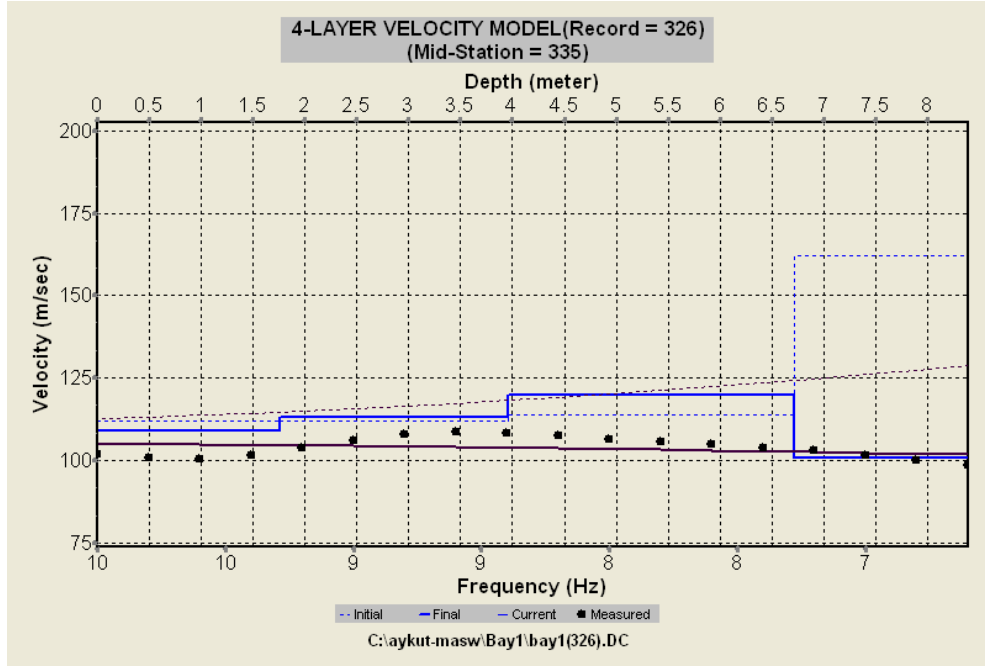
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmektedir.

Tablo 4.4 Ayhan noktasına ait hız-derinlik değerleri

Ayhan	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	6,43	331,43
2.tabaka	8,03	430,40
3.tabaka	10,03	462,11
4.tabaka	-	515,88

#### 4.3.1.3 Bay -1 Noktası

Bay – 1 noktasında profil doğrultusu KD – GB olarak seçilmiştir. Bu noktada toplam 6 vuruş yapılmış, ofset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.50 Bay-1 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

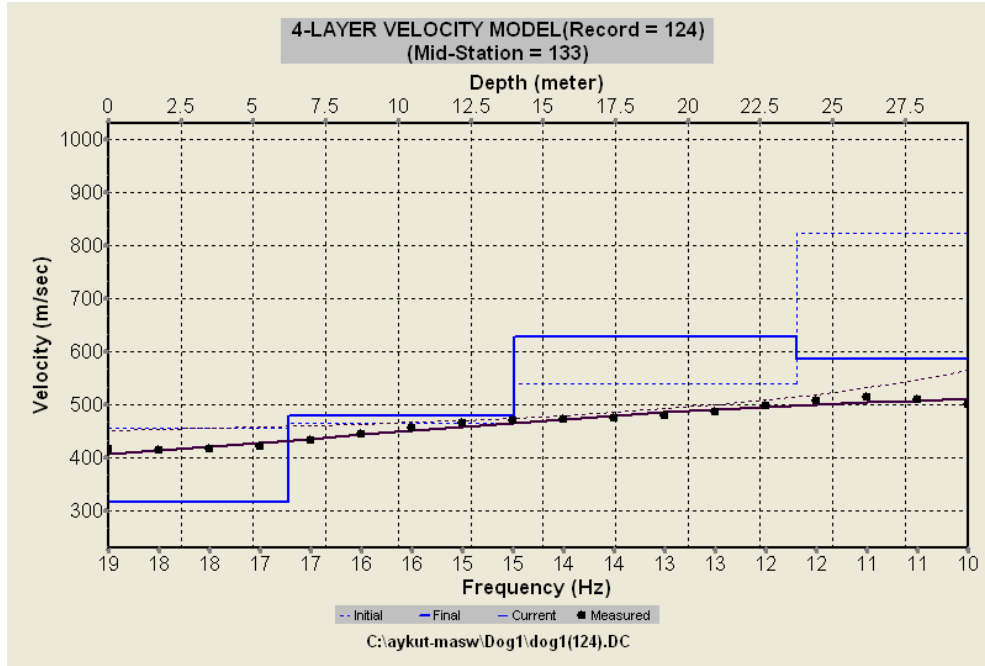
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.5 Bay-1 noktasına ait Tabakaların hız-kalınlık değerleri

Bay1	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	1,76	109,10
2.tabaka	2,2	113,03
3.tabaka	2,75	119,84
4.tabaka	-	100,76

#### 4.3.1.4 Dog – 1 Noktası

Dog – 1 noktasında profil doğrultusu KD – GB olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.51 Dog-1 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

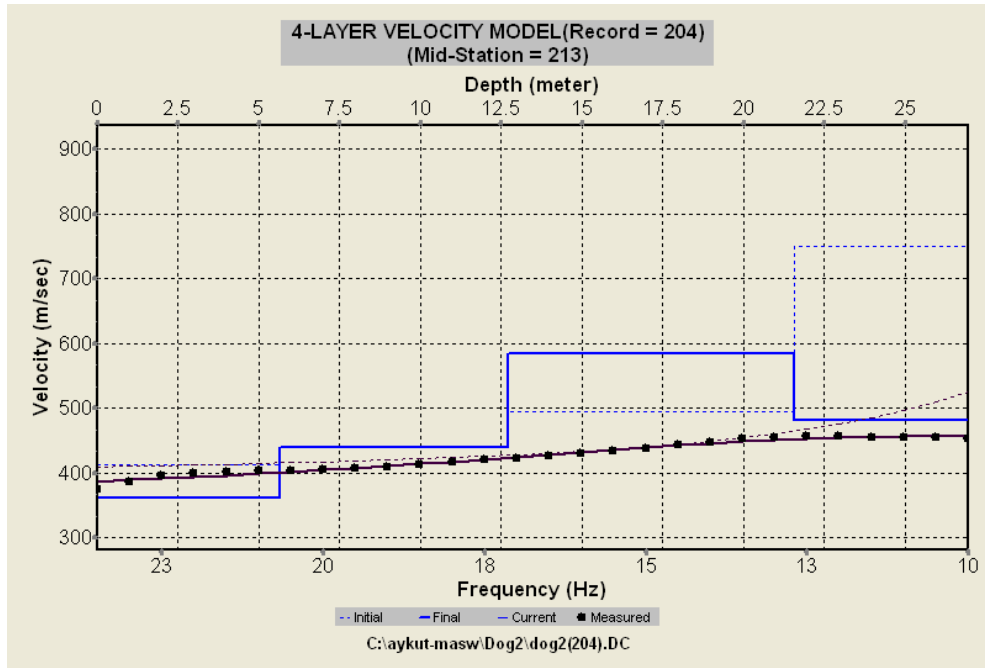
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.6 Dog-1 noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Dog1	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	6,23	315,62
2.tabaka	7,78	478,80
3.tabaka	9,73	628,86
4.tabaka	-	586,92

#### 4.3.1.5 Dog – 2 Noktası

Dog – 2 noktasında profil doğrultusu GD – KB olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.52 Dog-2 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

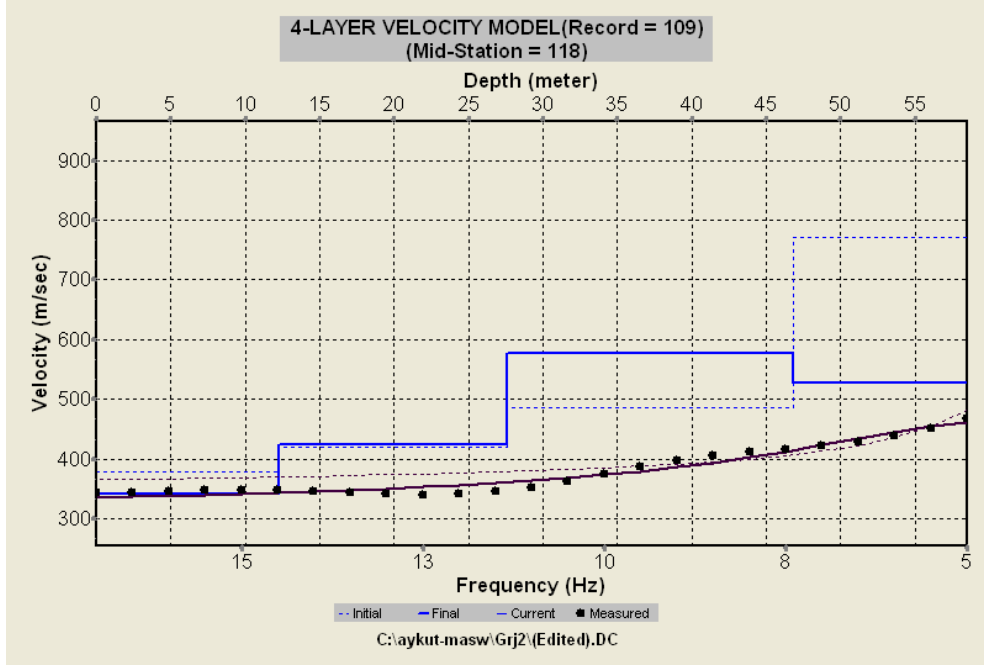
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.7 Dog-2 noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Dog2	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	5,66	362,45
2.tabaka	7,06	439,25
3.tabaka	8,84	584,84
4.tabaka	-	481,59

#### 4.3.1.6 Grj – 2 Noktası

Grj – 2 noktasında profil doğrultusu G – K olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.53 Grj–2 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

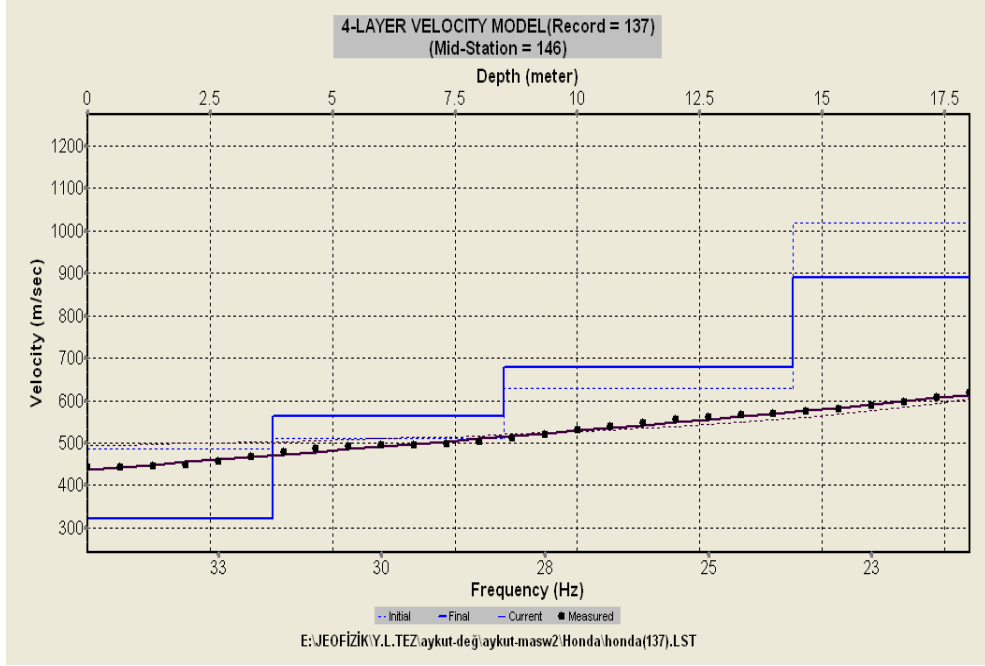
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.8 Grj–2 noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Grj2	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	10,71	341,78
2.tabaka	13,39	401,75
3.tabaka	16,73	558,87
4.tabaka	-	535,90

#### 4.3.1.7 Honda Noktası

Honda noktasında profil doğrultusu KB – GD olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmektedir.



Şekil 4.54 Honda noktasına ait hız-derinlik grafiği.

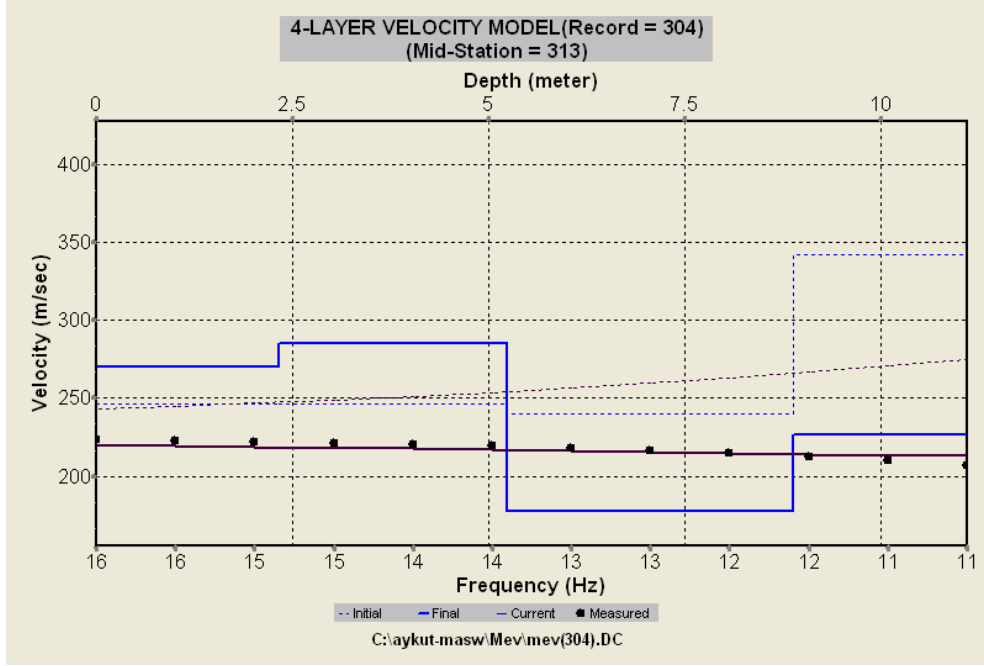
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.9 Honda noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Honda	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	3,78	322,67
2.tabaka	4,73	562,04
3.tabaka	5,9	678,97
4.tabaka	-	888,79

#### 4.3.1.8 Mev Noktası

Mev noktasında profil doğrultusu K – G olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.55 Mev noktasına ait hız-derinlik grafiği.

Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

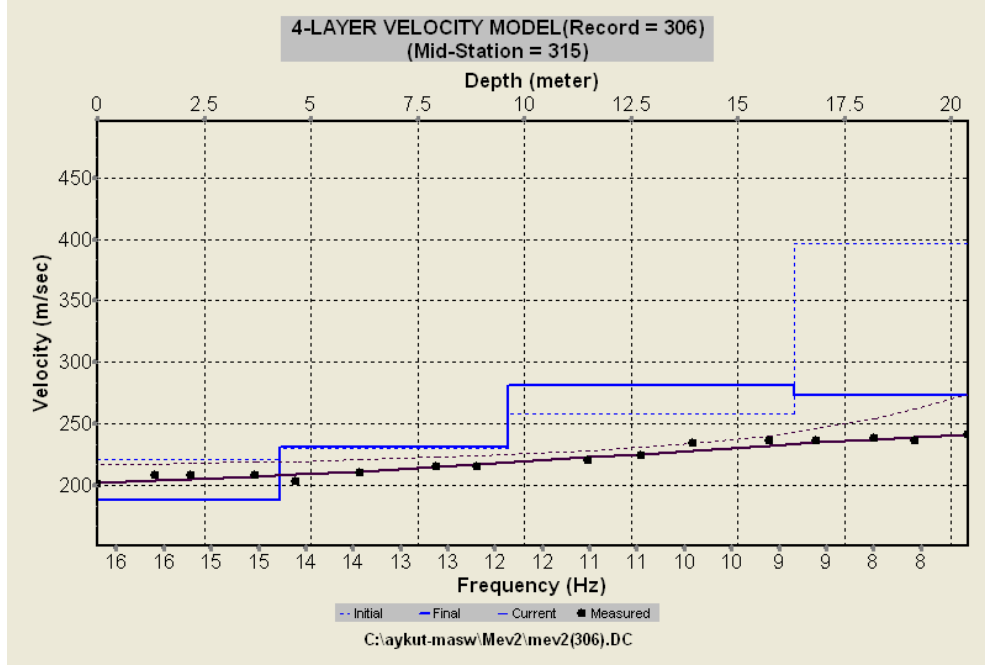
Tablo 4.10 Mev noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Mev	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	2,33	270,09
2.tabaka	2,91	284,93
3.tabaka	3,64	177,56
4.tabaka	-	226,95



#### 4.3.1.9 Mev – 2 Noktası

Mev – 2 noktasında profil doğrultusu G – K olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.56 Mev-2 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

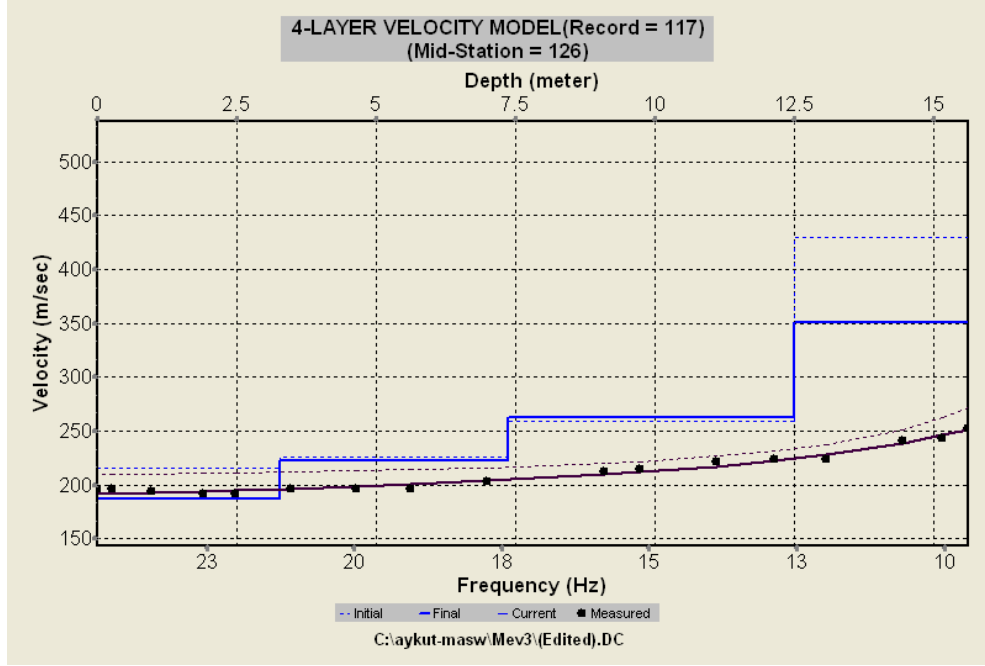
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.11 Mev-2 noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Mev2	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	4,28	187,36
2.tabaka	5,35	231,25
3.tabaka	6,68	280,87
4.tabaka	-	273,52

#### 4.3.1.10 Mev – 3 Noktası

Mev – 3 noktasında profil doğrultusu KB – GD olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edile hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.57 Mev-3 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

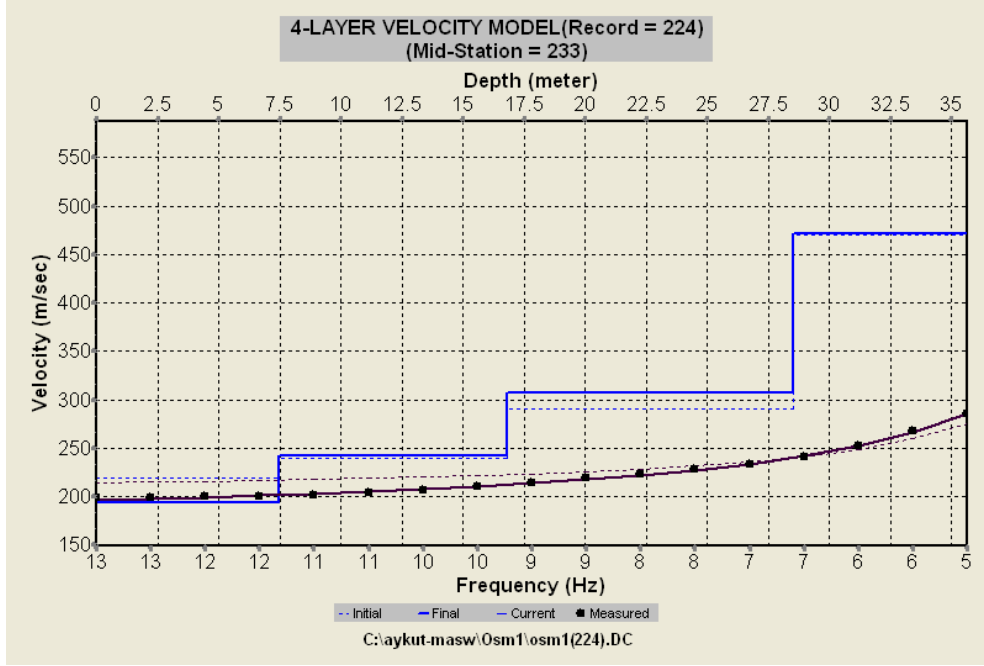
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.12 Mev-3 noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Mev3	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	3,28	187,08
2.tabaka	4,09	222.87
3.tabaka	5,12	262,75
4.tabaka	-	350,40

#### 4.3.1.11 Osm – 1 Noktası

Osm – 1 noktasında profil doğrultusu G – K olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.58 Osm-1 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

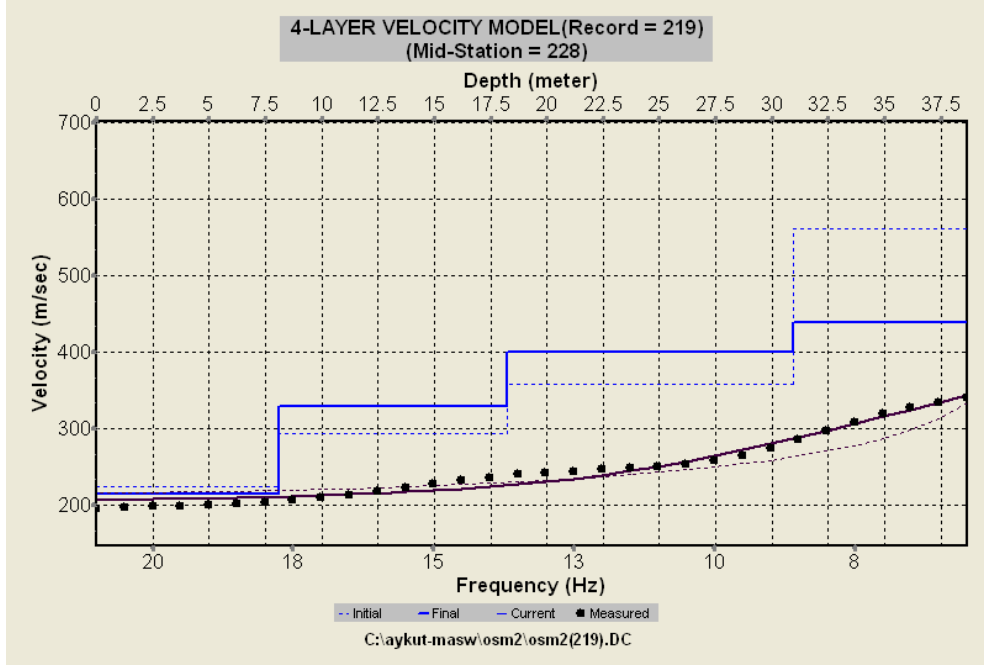
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.13 Osm-1 noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Osm1	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	7,48	193,90
2.tabaka	9,35	242,33
3.tabaka	11,68	307,60
4.tabaka	-	471,67

#### 4.3.1.12 Osm – 2 Noktası

Osm – 2 noktasında profil doğrultusu D – B olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.59 Osm–2 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

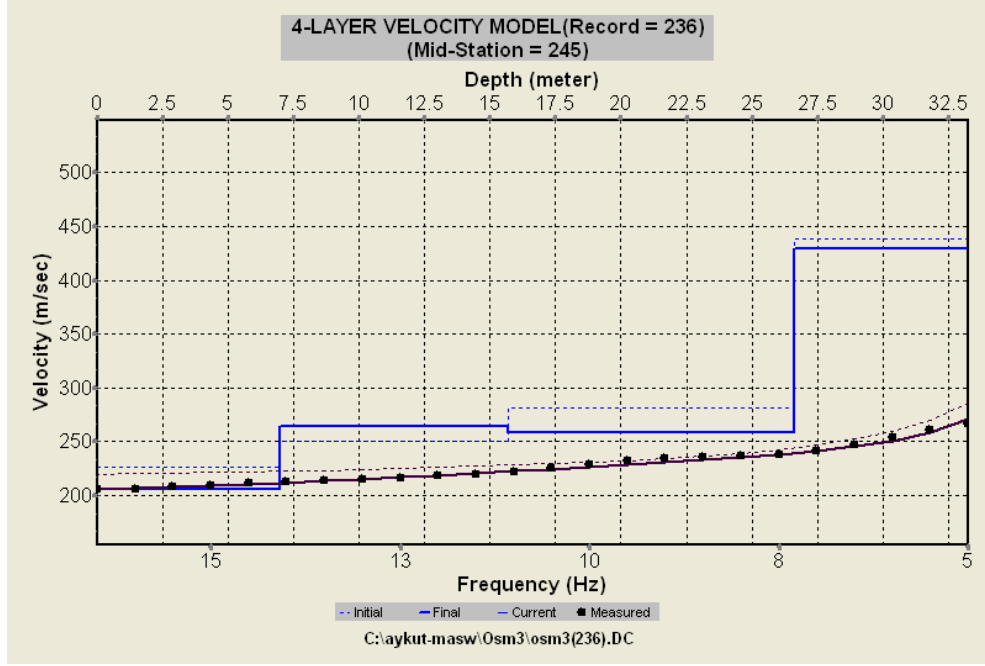
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.14 Osm–2 noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Osm2	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	8,11	214,25
2.tabaka	10,15	329,15
3.tabaka	12,67	400,72
4.tabaka	-	439,36

#### 4.3.1.13 Osm – 3 Noktası

Osm – 3 noktasında profil doğrultusu GD – KB olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.60 Osm-3 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

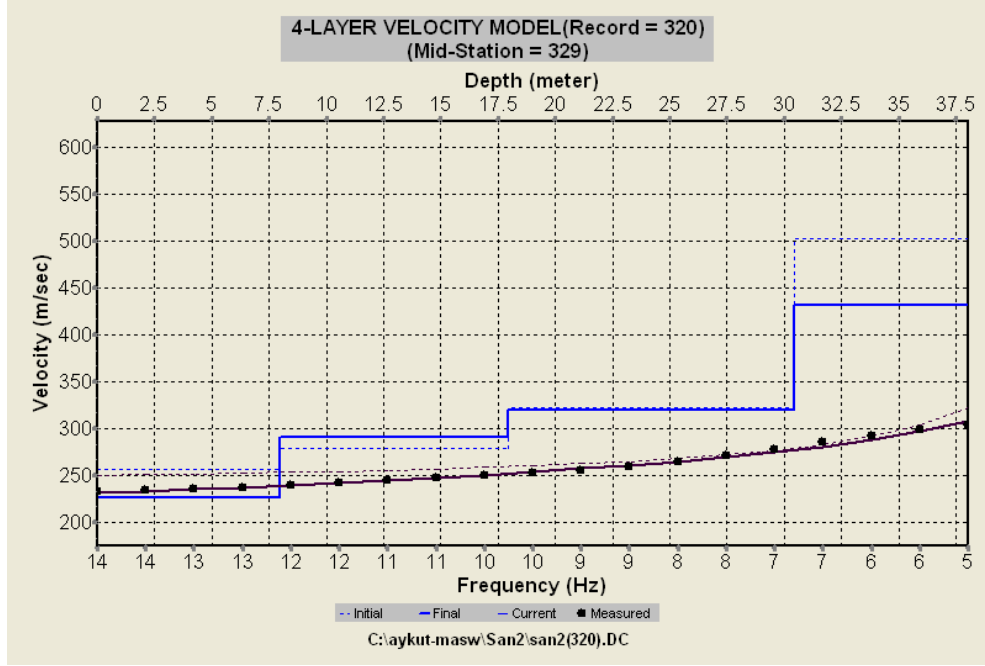
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.15 Osm-3 noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Osm3	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	6,98	205,50
2.tabaka	8,73	263,69
3.tabaka	10,9	257,71
4.tabaka	-	429,11

#### 4.3.1.14 San – 2 Noktası

San – 2 noktasında profil doğrultusu G – K olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 4m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik değerleri aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.61 San-2 noktasına ait hız-derinlik grafiği.

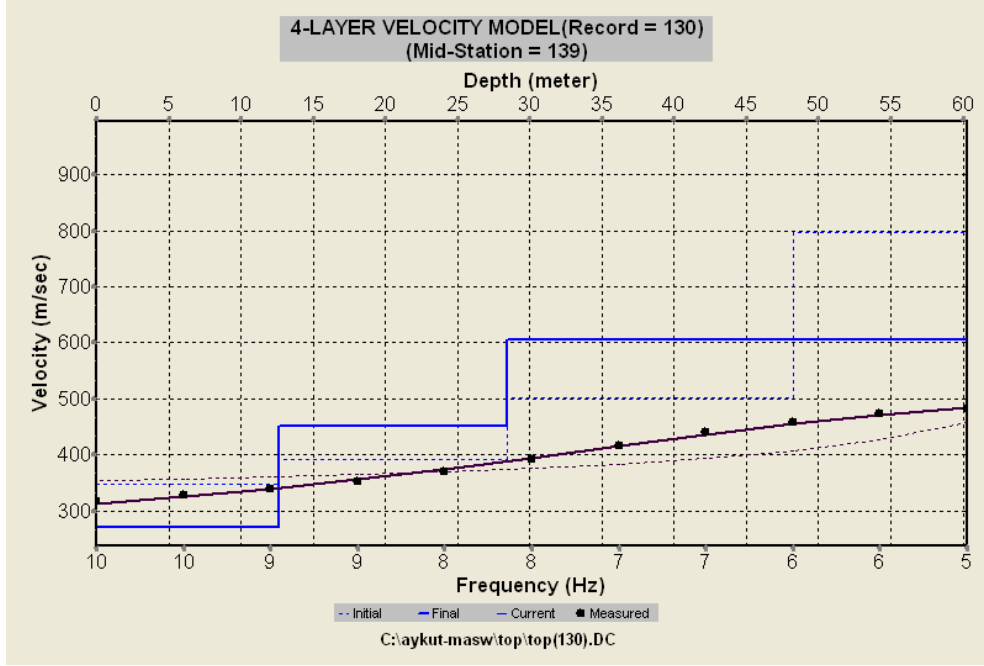
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.16 San-2 noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

San2	Kalınlık(m)	V <sub>s</sub> (m/sn)
1.tabaka	7,98	225,67
2.tabaka	9,98	290,81
3.tabaka	12,47	319,76
4.tabaka	-	431,55

#### 4.3.1.15 Top Noktası

Top noktasında profil doğrultusu K – G olarak seçilmiştir. Toplam 6 vuruş yapılmış, offset ve jeofon aralıkları 5m olarak seçilmiştir. Elde edilen hız-derinlik grafiği aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.62 Top noktasına ait hız-derinlik grafiği.

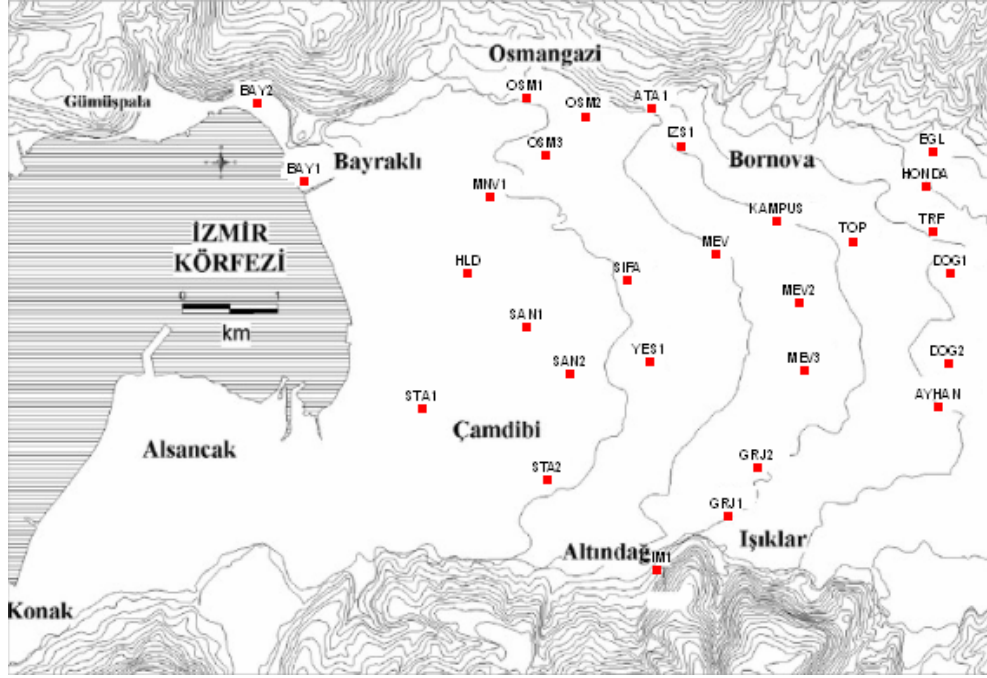
Grafikten elde edilen hız ve derinlik değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 4.17 Top noktasına ait tabakaların hız-kalınlık değerleri

Top	Kalınlık(m)	Vs(m/sn)
1.tabaka	12,65	270,32
2.tabaka	15,82	450,90
3.tabaka	19,76	604,25
4.tabaka	-	605,08

#### 4.4 Sismik Kırılma Uygulamaları

Bornova Ovası içerisindeki yaklaşık 40 km<sup>2</sup> lik alanda, 29 farklı noktada sismik ölçümler yapılmıştır (Şekil 4.63). Sismik uygulama olarak Sismik kırılma yöntemi bu çalışmada uygulanmıştır.



Şekil 4.63 Sismik kırılma uygulaması yapılan noktalar (29nokta).

Çalışma alanında sismik dalgaları oluşturmak amacıyla enerji kaynağı olarak balyoz kullanılmıştır (Şekil 4.64). Böylece yapay olarak oluşturulan sismik (elastik) dalgalar yayıldıkları ortamların çeşitli fiziksel özelliklerini beraberinde taşırlar. Böylece, yeryüzünde belirli fizik kurallarına göre yerleştirilen jeofonlar (kayıtçı) tarafından yansıyan sinyaller kaydedilir. Kaydedilen sinyaller yardımıyla, özel yöntemlerle değerlendirilerek ulaşılabilen (enerjinin yeterli olduğu ortamlar) ortamlara ait çeşitli parametreler saptanır ve jeolojik birimlerle olan ilişkileri araştırılarak ortam irdelenir.





Şekil 4.64 Sismik dalga enerji kaynağı olarak balyozun uygulanması

Sismik serimler 12 adet jeofon kullanılarak, 2,5 m offset ve 2,5 m jeofon aralığı ile her serimin boyu 30 m olacak şekilde seçilerek gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.65). Oluşturulan profiller; toplam 29 adet sismik serim üzerinde düz(D) ve ters (T) olmak üzere P ve S atışları yapılmıştır. P-dalgaları ortamın geometrisi ve yapısal özelliğini, S-dalgaları ise ortamı oluşturan kayaların mekanik özelliklerini yansıtır. Böylece, arazide doğrudan doğruya elde edilen P (boyuna) dalga hızlarından yararlanarak zemin-kaya ayrımı, tabaka konumu, tabaka eğimi ve tabaka kalınlığı ve S (enine) sismik dalga hızlarından yararlanarak da kayaların elastik parametreleri ve yoğunluğu saptanmıştır.  $V_p$ -boyuna dalga hızlarının bilinmesi ile değişik zemin/kaya tabakaları tanımlanabilmektedir. Örneğin ince kum, silt ve ince taneli zeminler için  $V_p=200-1000$  m/sn, alüvyal zeminler için  $V_p=500-1000$  m/sn, sıkıştırılmış kil, siltli killi kum  $V_p=1000-25000$  m/sn arasında değerler alabilmektedir (Yılmaz,2004)

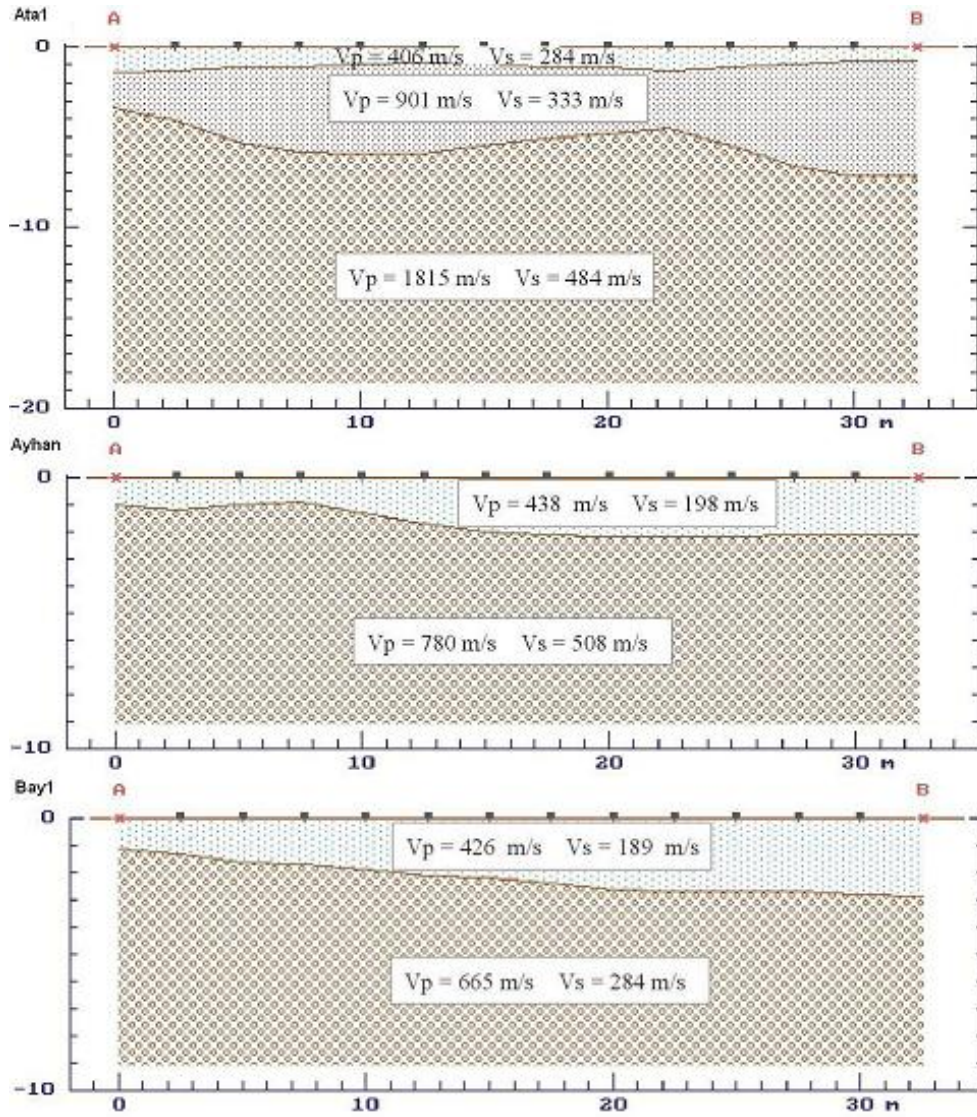


Şekil 4.65 2,5 metre aralıkla jeofonların yerleştirilmesi

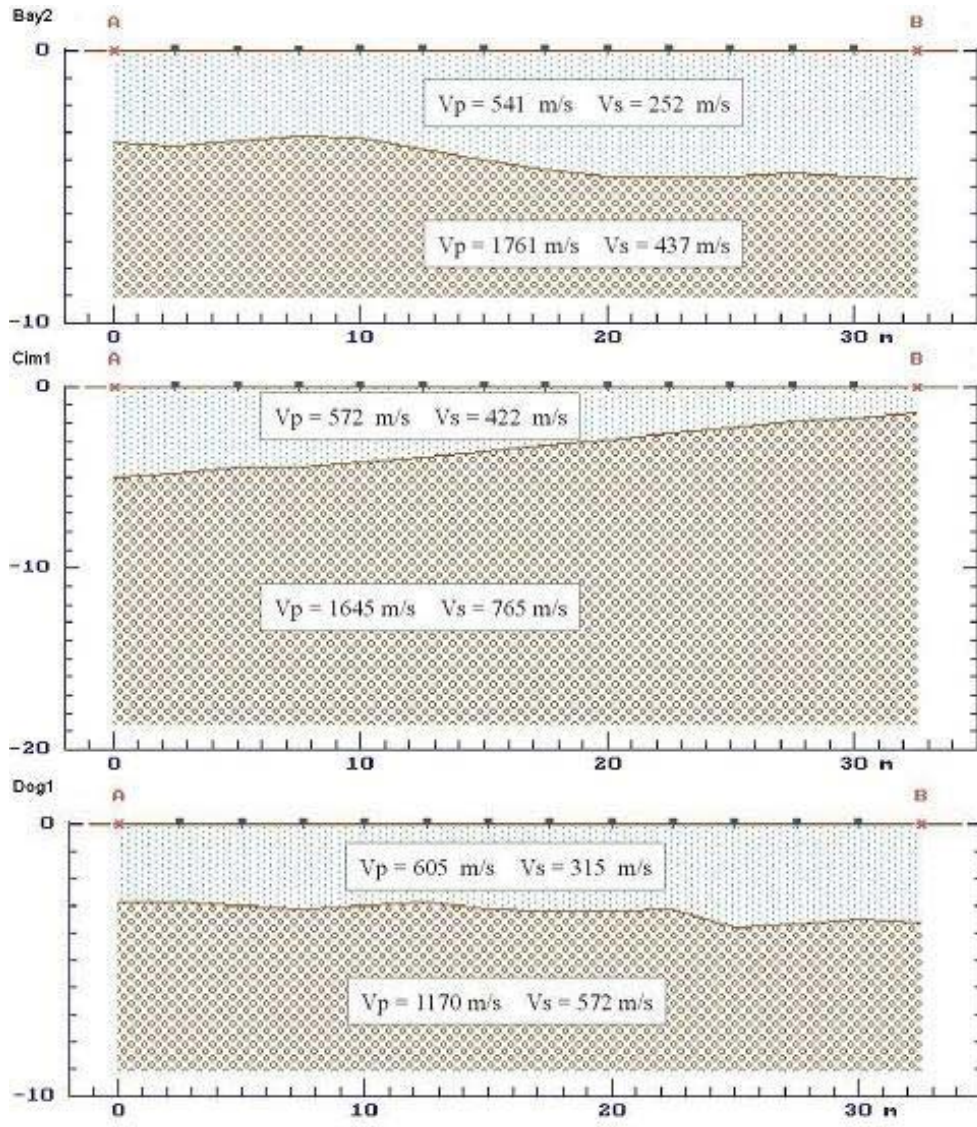
P ve S dalga hızlarının hassas bir şekilde ölçümü için Seistronix Ras24 Remote Acquisition System marka Mühendislik Sismografi cihazı kullanılmıştır. 29 serim üzerinde alınan düz ve ters ölçümler değerlendirilerek ortamın elastik parametreleri hesaplanmıştır.

29 noktaya ait jeofon altı derinlik kesitleri aşağıdaki şekillerde verilmiştir. Sismik hızlar kullanılarak yer altı yapılarının formasyon sınırları bulunmuştur.

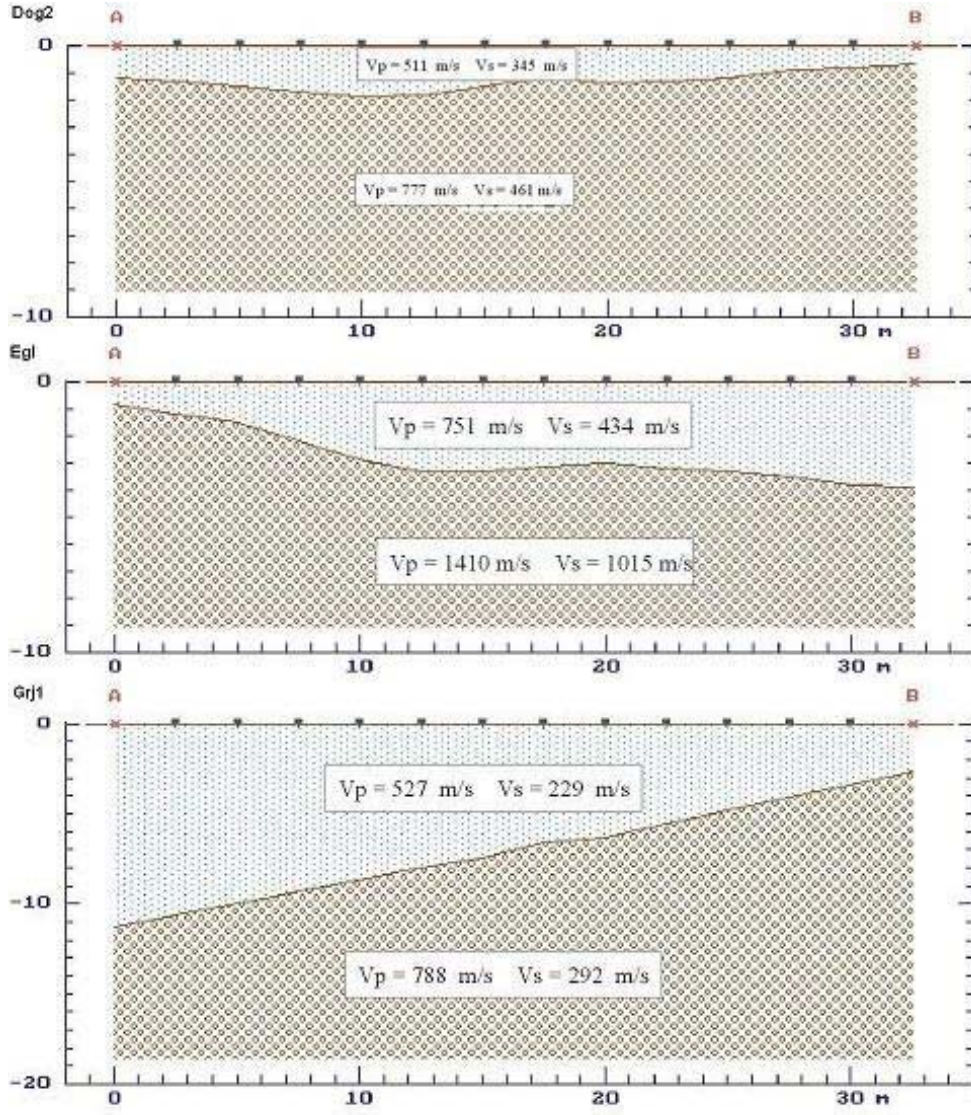
#### 4.4.1 Sismik Profiller



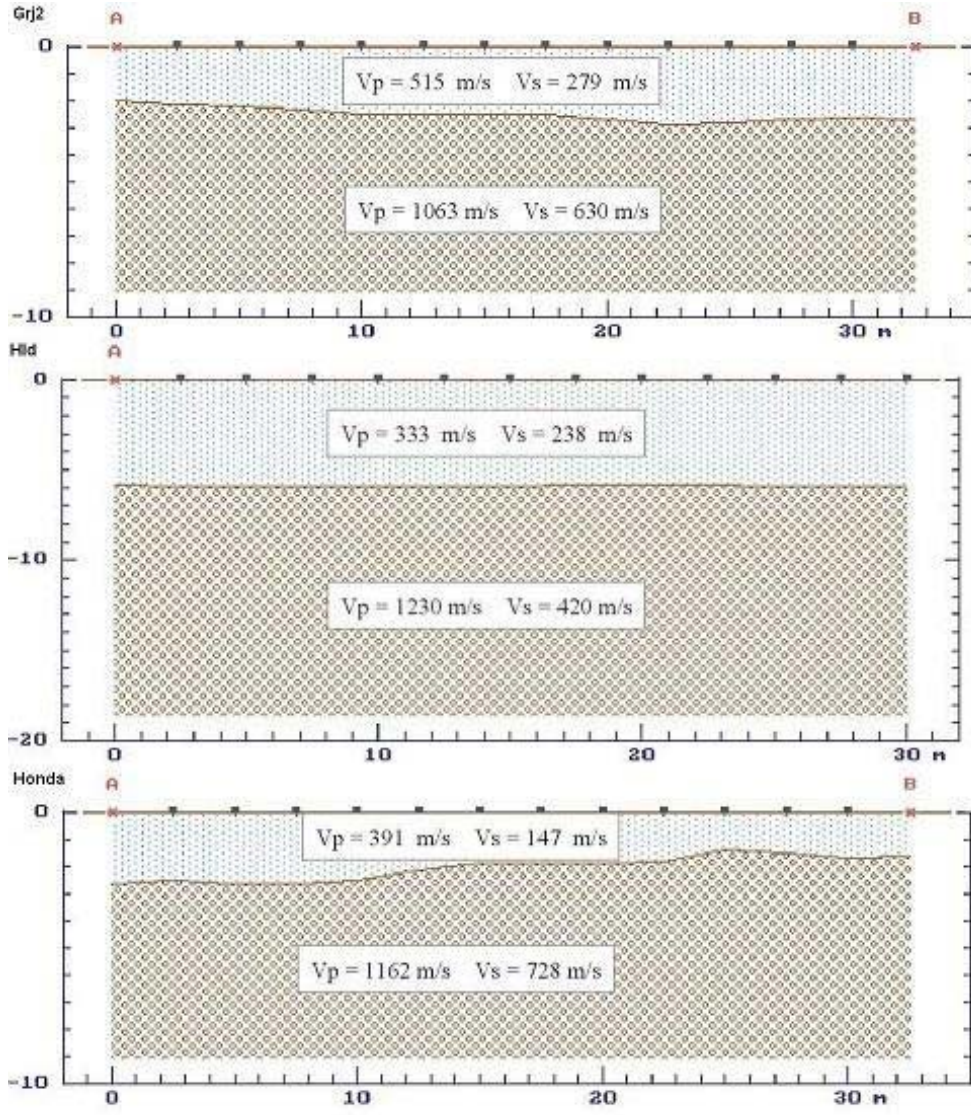
Şekil 4.66 ata1, ayhan ve bay1 noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.



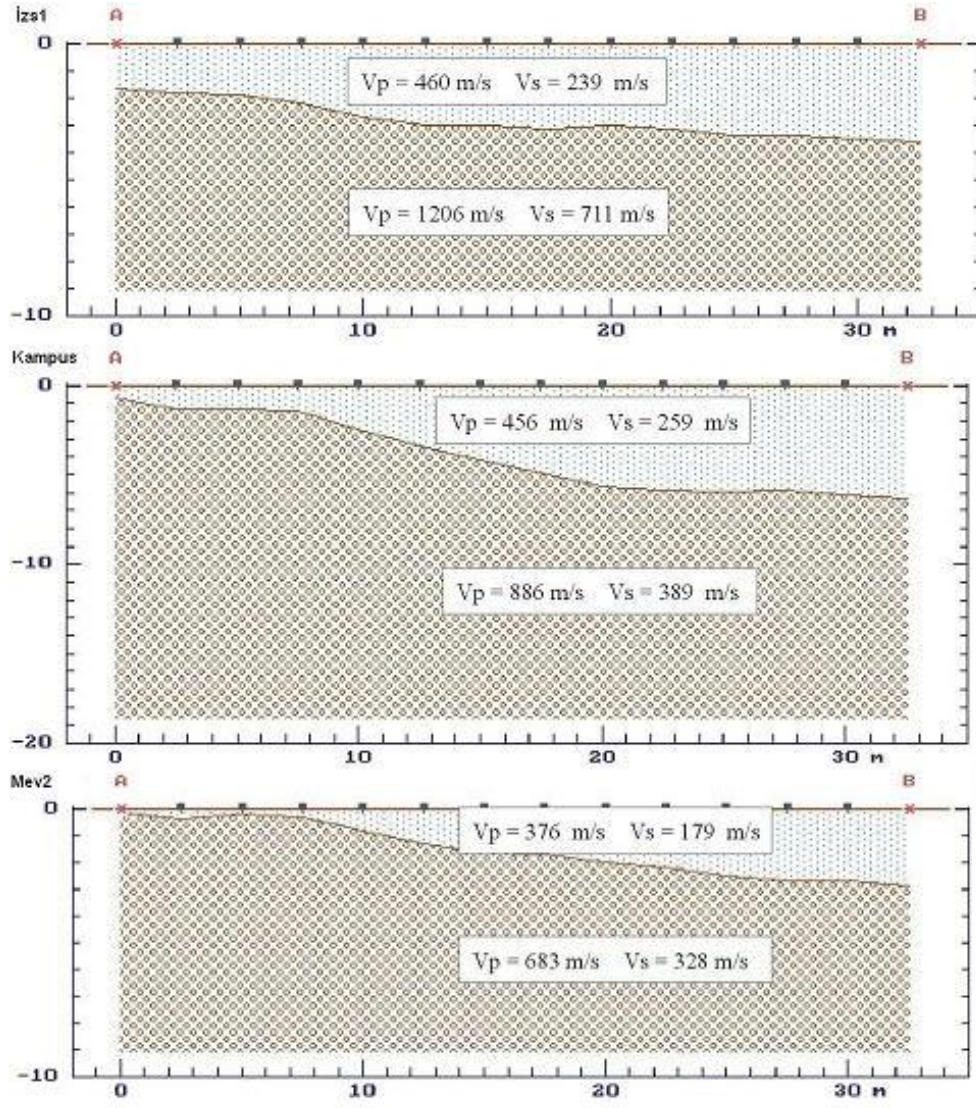
Şekil 4.67 bay2,cim1 ve dog1 noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.



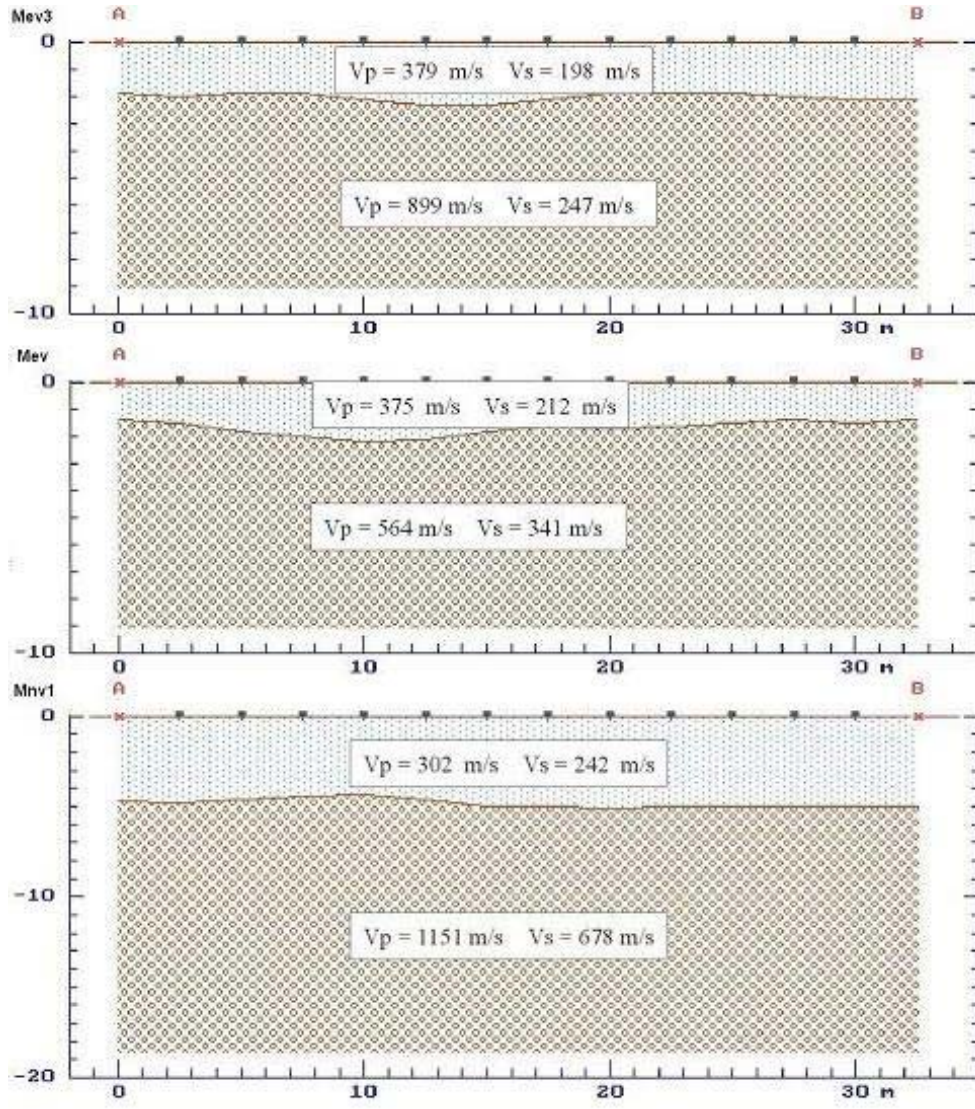
Şekil 4.68 dog2,egl ve grj1 noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.



Şekil 4.69 grj2,hld ve honda noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.

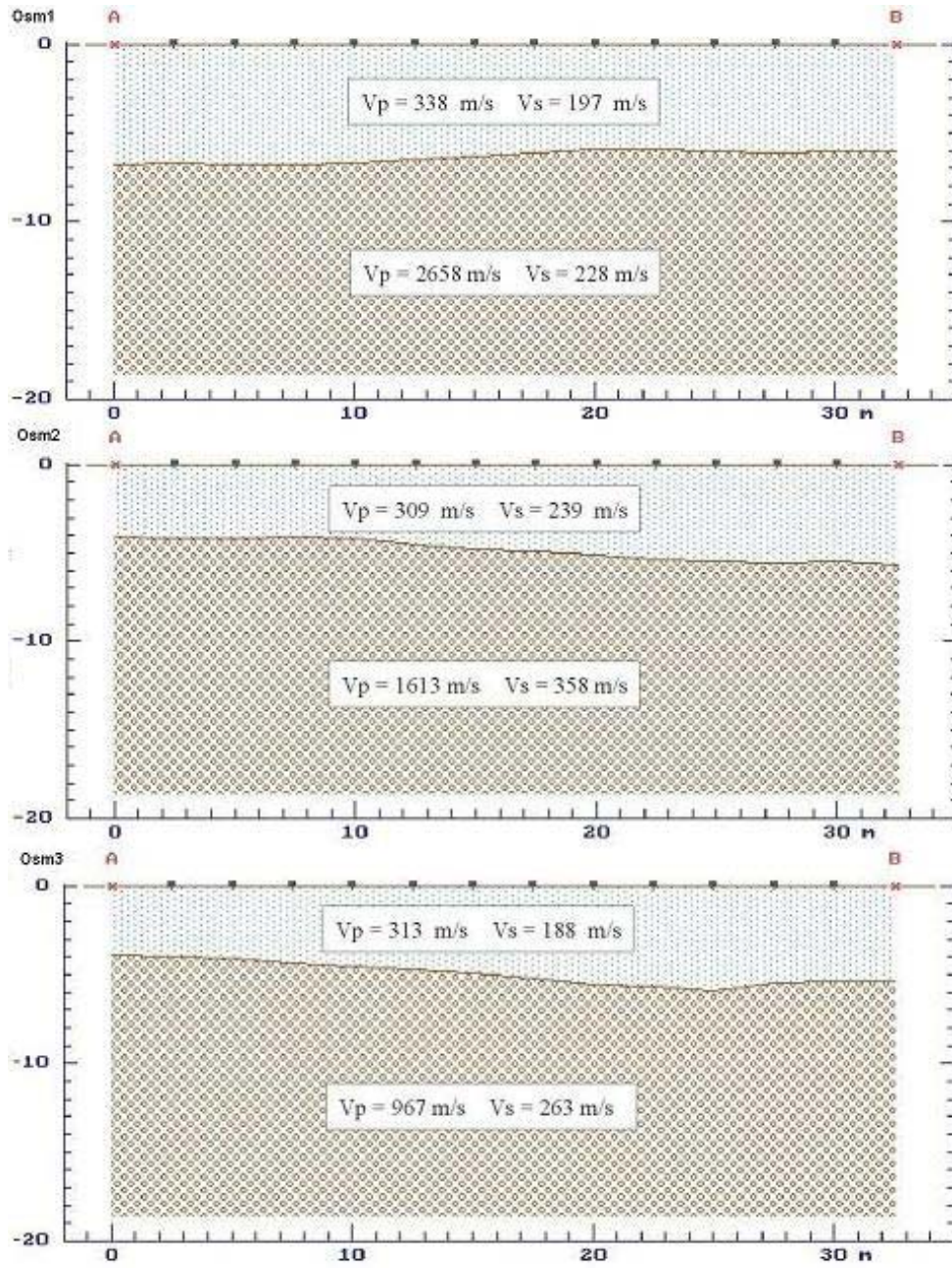


Şekil 4.70 izs1,kampus ve mev2 noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.

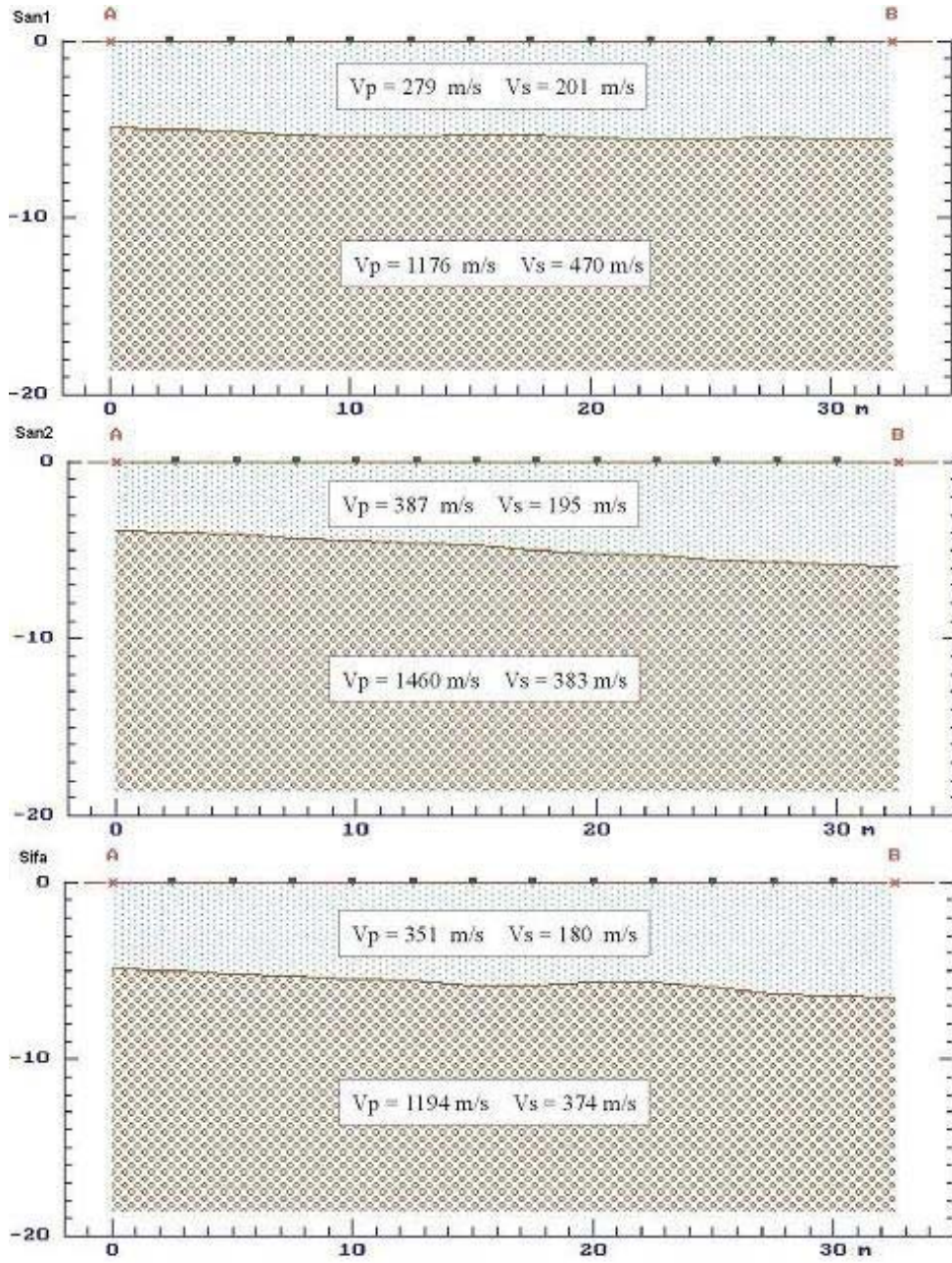


Şekil 4.71 mev3, mev ve mnv1 noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.

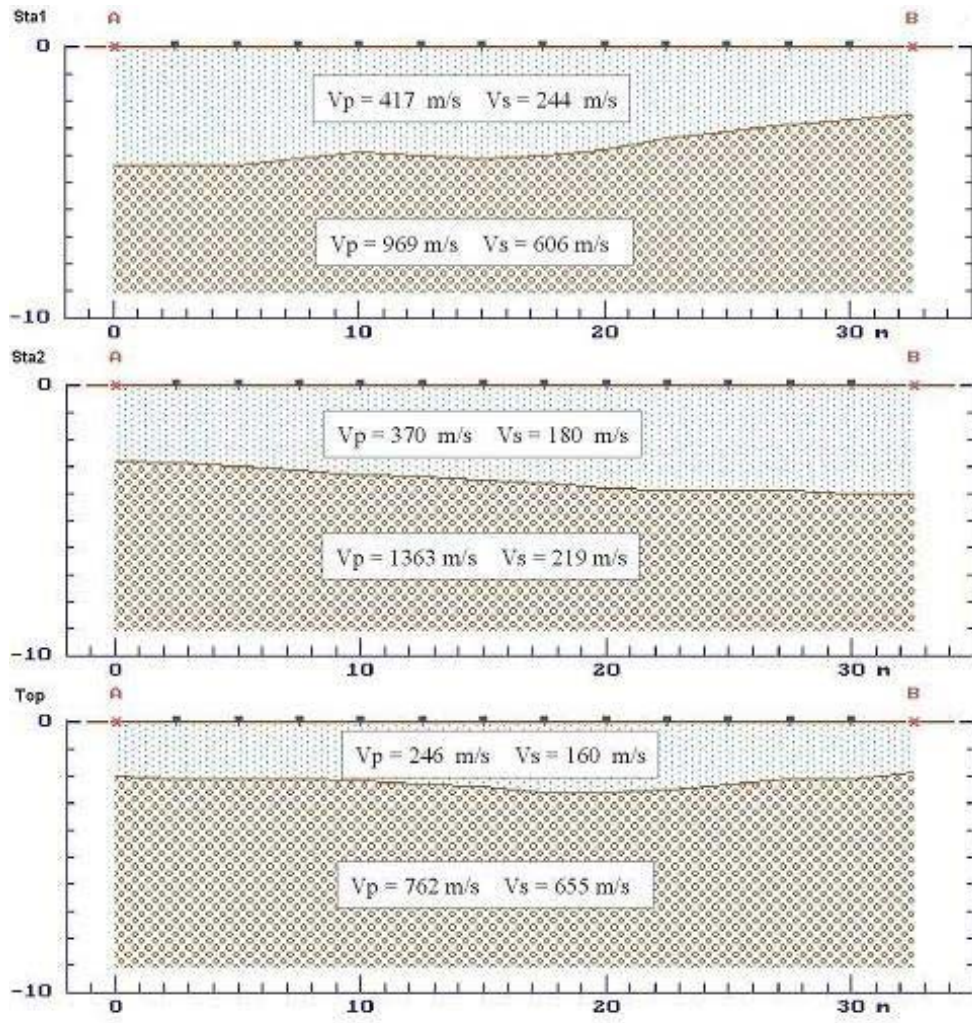




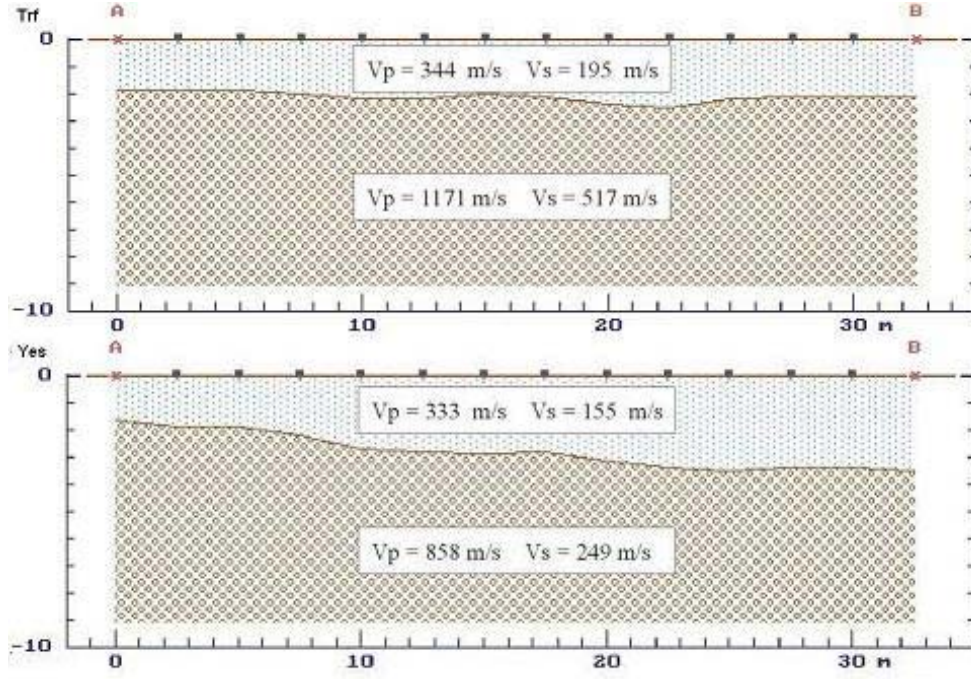
Şekil 4.72 osm1, osm2 ve osm3 noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.



Şekil 4.73 san1, san2 ve sifa noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.



Şekil 4.74 sta1, sta2 ve top noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.



Şekil 4.75 trf ve yes noktaları için jeofon altı derinlik kesitleri.

#### 4.4.2 Boyuna (P) ve enine dalga hızları (S)

Boyuna ( $V_p$ ) ve enine ( $V_s$ ) dalgalarının hızları her sismik serim üzerinde bulunan zaman-uzaklık diyagramından saptanır (EK-7). Böylece, saptanan görünür hızlar yardımıyla formasyonların gerçek hızları bulunur. P ve S dalga hızlarını yeraltında çeşitli faktörler etkiler. Bunlar; derinlik, formasyonların yoğunluğu ve cinsi, gözenekler ve bunların içindeki sıvı veya boşluklardır. Ayrıca, ortamın basıncı, satürasyon sıvısının özelliği P dalgalarının hızını daha çok etkiler. S-sismik dalga hızı ( $V_s$ ), sıkışma, çatlak, kırıklara ve çimentolamaya P hızından daha duyarlıdır. S sismik dalgası sıvı içinde yayılamadığından dolayı  $V_s$ - sismik dalga hızlarında düşmeler gözlenir.

#### 4.4.3 Zemin hakim titreşim periodu

Zemin hakim titreşim periyodu  $T$  (saniye),  $V_s$  dalga hızından yararlanarak hesaplanmıştır (Kanai, 1983).

Sonuç olarak, bölgede ölçü alınan noktalar arasında hız dağılımları incelendiğinde, inceleme alanının kuzeydoğu kısmının Bornova Ovasındaki zeminler içerisinde sismik açıdan nispeten daha güvenli zeminlerin bulunduğunu, en zayıf yapısal özelliklere sahip kesimlerin ise, çalışma alanının orta kesimlerde yer alan ve dış sınırları ŞİFA, MEV, MEV2, MEV3, SAN2, STA2, YES1 ölçüm istasyonlarının oluşturduğu alanın iç bölgeleri, Bayraklı ve Osmangazi semtleridir.

Tablo 4.18 Sismik kırılma çalışmaları sonucunda elde edilen periyot ve büyütme değerleri

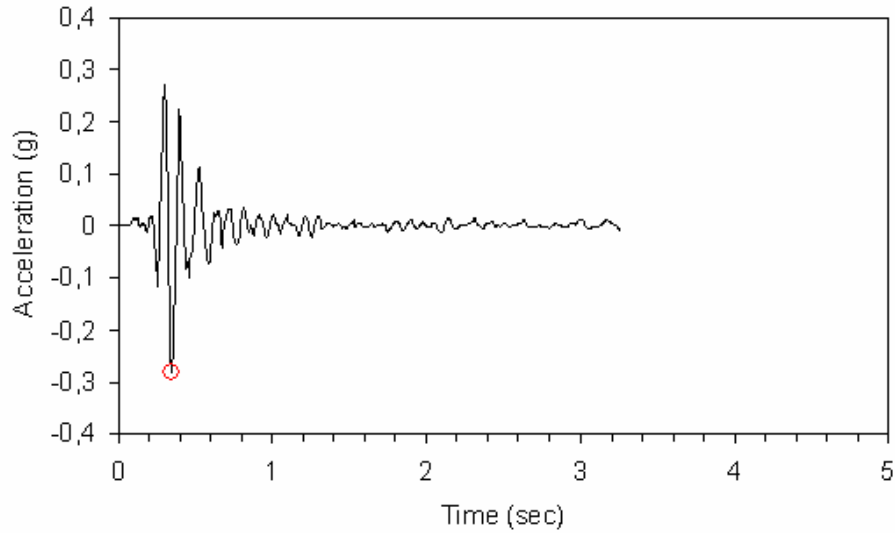
<b>Nokta Adı</b>	<b>Periyot(sn)</b>	<b>Büyütme</b>
ATA1	0,27	1,73
AYHAN	0,26	1,65
BAY1	0,44	2,33
BAY2	0,3	1,83
CIM1	0,17	1,31
DOG1	0,23	1,55
DOG2	0,26	1,73
EGL	0,14	1,12
GRJ1	0,44	2,33
GRJ2	0,21	1,46
HLD	0,34	1,93
HONDA	0,21	1,35
IZS1	0,2	1,38
KAMPUS	0,21	1,40
MEV2	0,36	2,13
MEV3	0,38	2,51
MEV	0,49	2,08
MNV1	0,24	1,46
OSM1	0,45	2,34
OSM2	0,37	2,08
OSM3	0,49	2,47
SAN1	0,32	1,81
SAN2	0,36	2,02
SIFA	0,39	2,07
STA1	0,23	1,52
STA2	0,56	2,71
TOP	0,3	1,82
TRF	0,26	1,65
YES1	0,27	1,66

#### 4.5 EERA Programı Uygulamaları

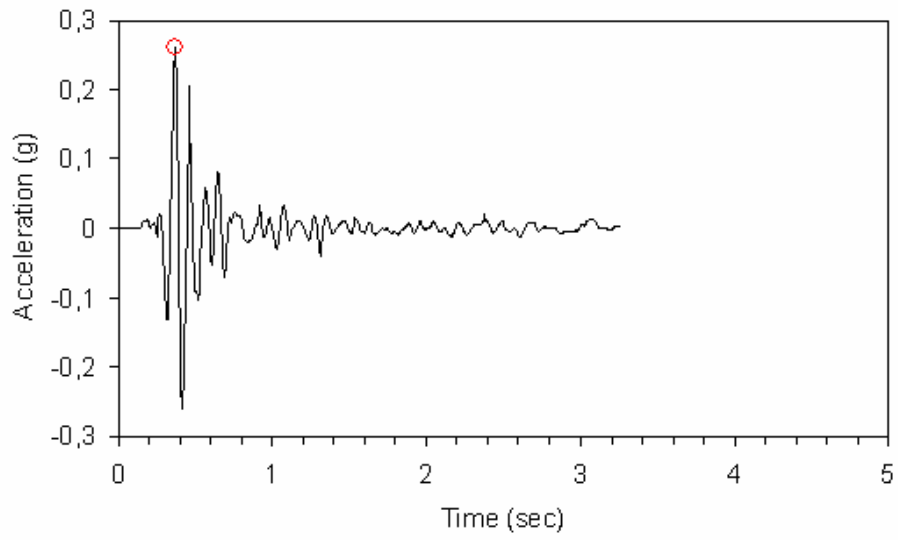
EERA(Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses) programı ile MASW uygulamalarından elde edilen Vs hızları kullanılmıştır. Program'da İzmir 1977 depreminin kuvvetli yer hareketi ivme değerleri kullanılmıştır ve araştırma noktalarına ait pik ivme değerleri ve büyütme değerleri hesaplanmıştır. Noktaya ait ivme değerinin, depremin pik ivme değerine oranlanmasıyla o noktaya ait büyütme değerleri bulunur.

Bu bölümde her noktada hesaplanan maksimum ivme değerlerinin grafikleri verilmiştir. Bölüm 4.6 değerlendirmeler bölümünde ise EERA programından elde edilen verilerden hesaplanan büyütme değerleri kontur haritası olarak çizilerek verilmiştir.

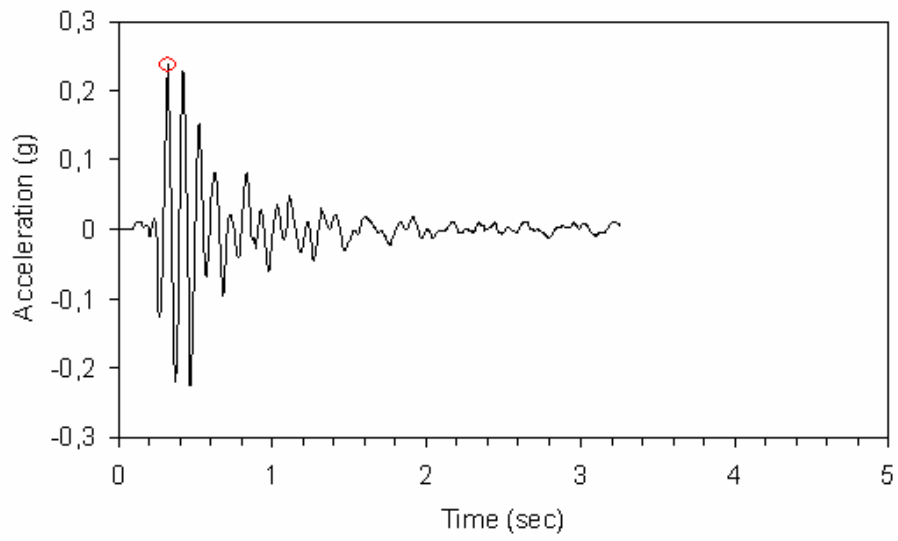
##### 4.5.1 Profiller



Şekil 4.76 ata1 noktasının ivme-zaman grafiği

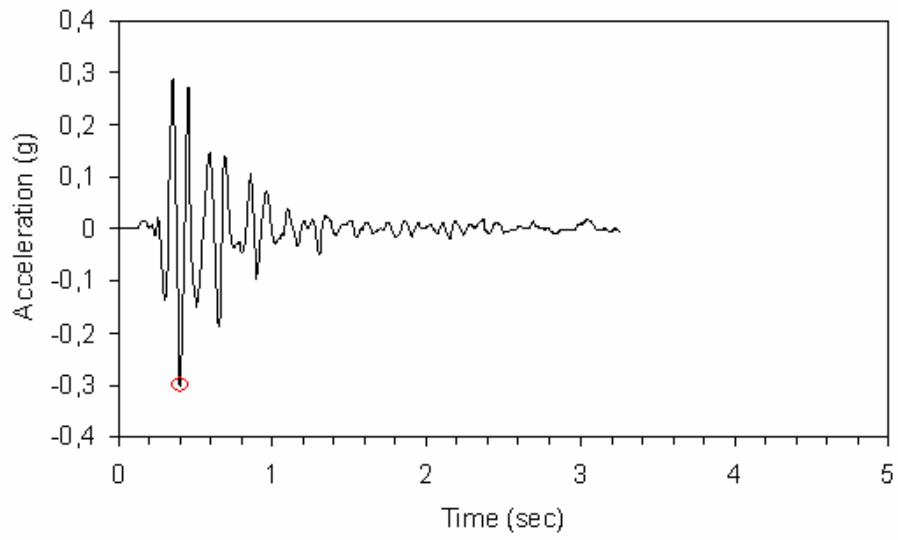


Şekil 4.77 ayhan noktasının ivme-zaman grafiği

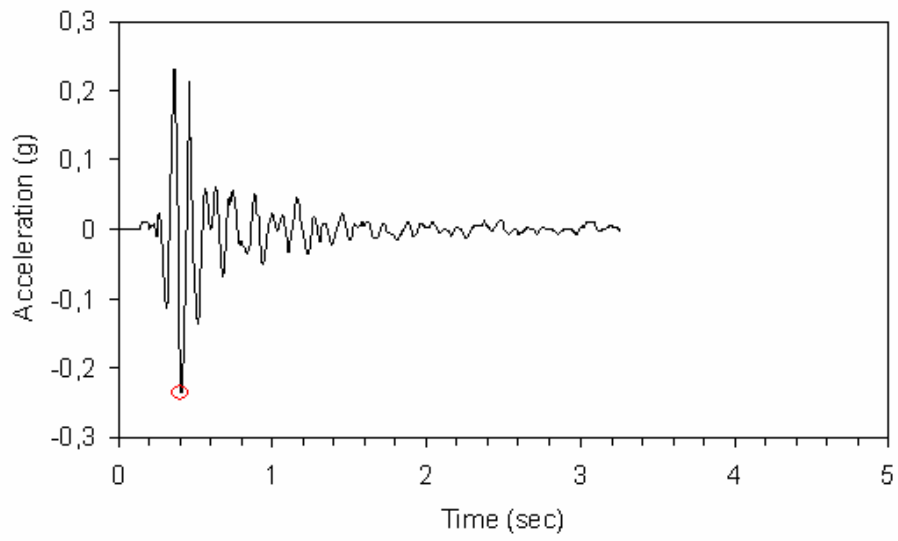


Şekil 4.78 bay1 noktasının ivme-zaman grafiği

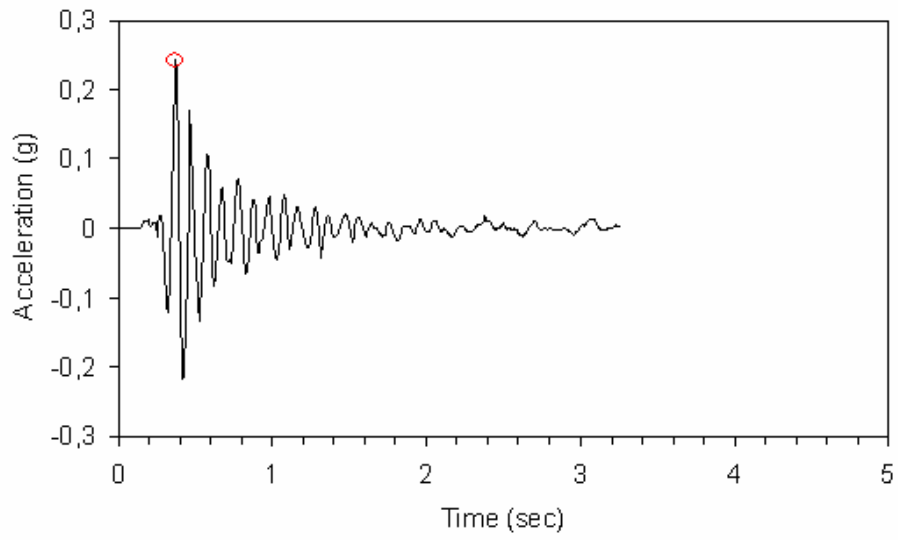




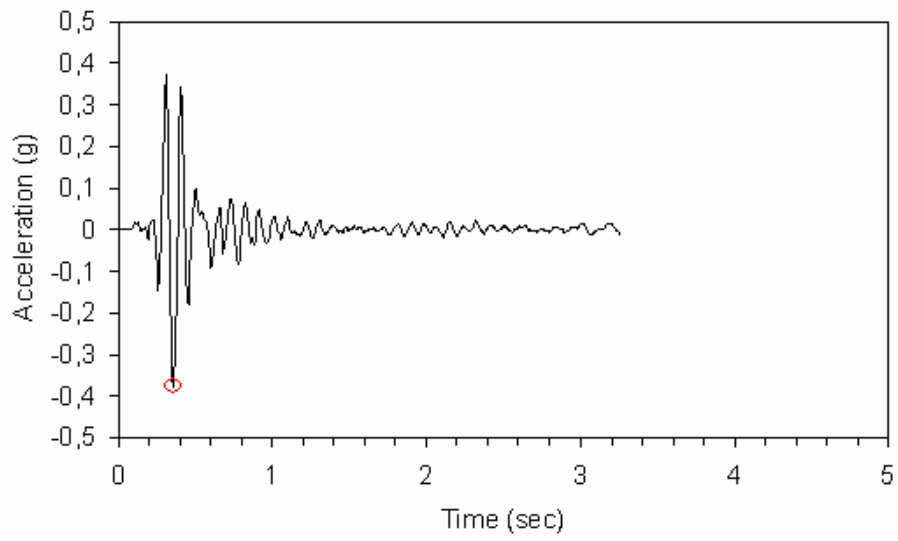
Şekil 4.79 dog1 noktasının ivme-zaman grafiği



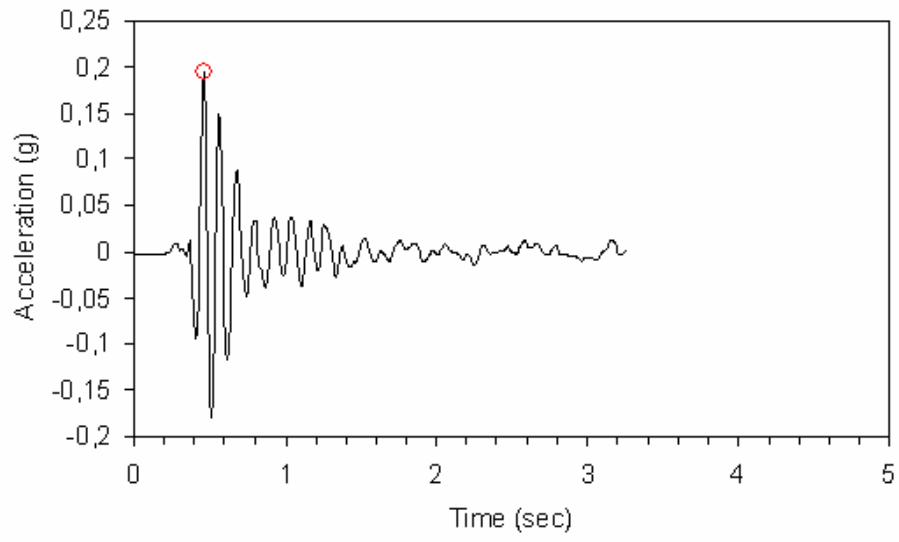
Şekil 4.80 dog2 noktasının ivme-zaman grafiği



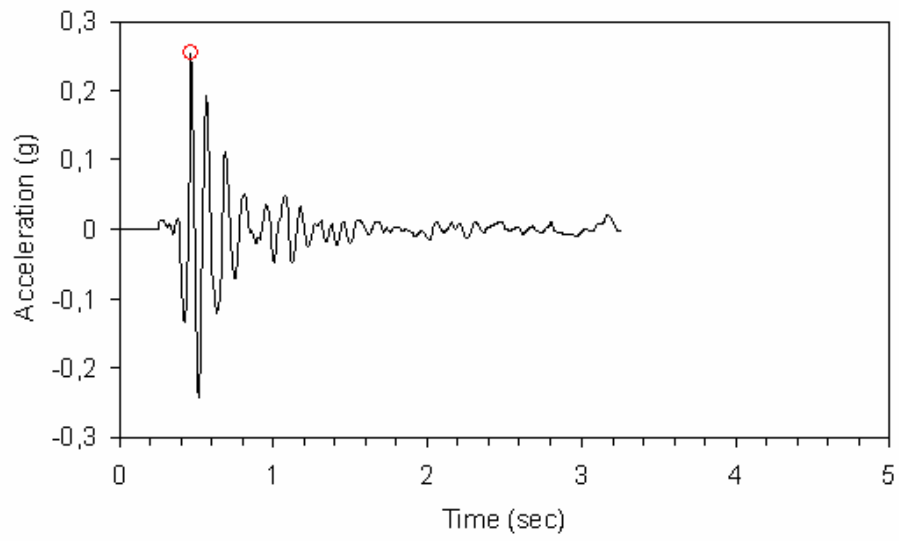
Şekil 4.81 grj2 noktasının ivme-zaman grafiği



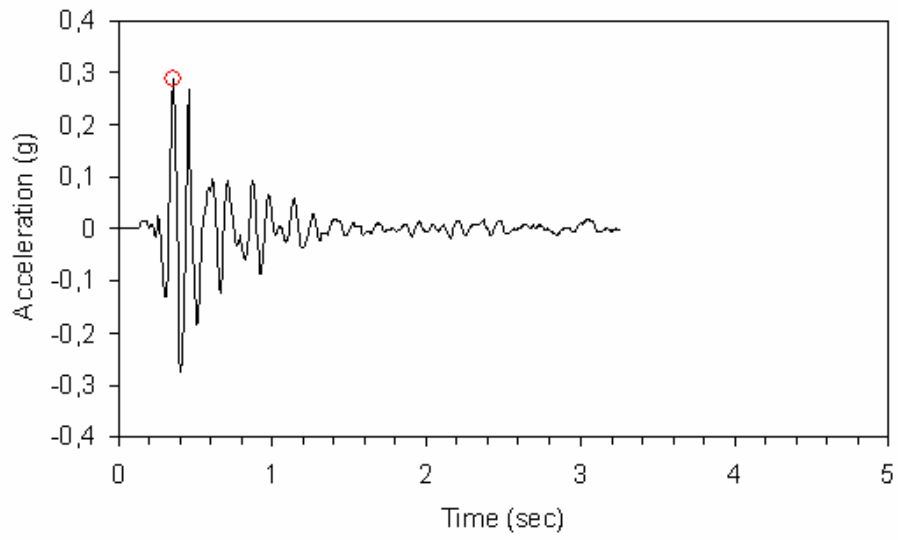
Şekil 4.82 honda noktasının ivme-zaman grafiği



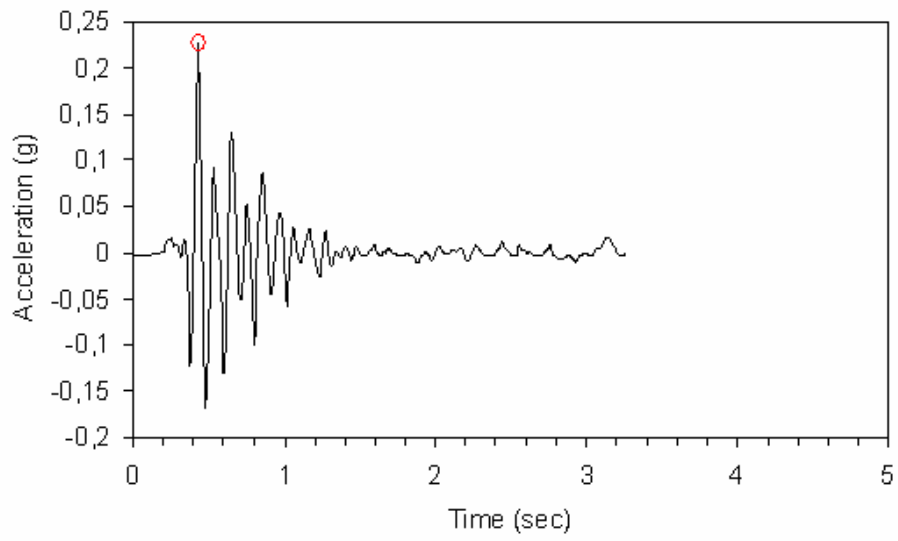
Şekil 4.83 mev2 noktasının ivme-zaman grafiği



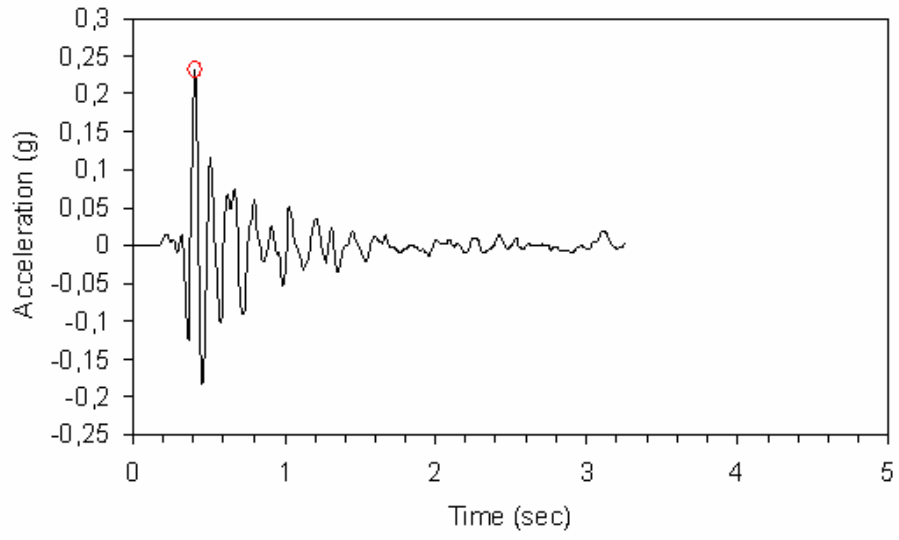
Şekil 4.84 mev3 noktasının ivme-zaman grafiği



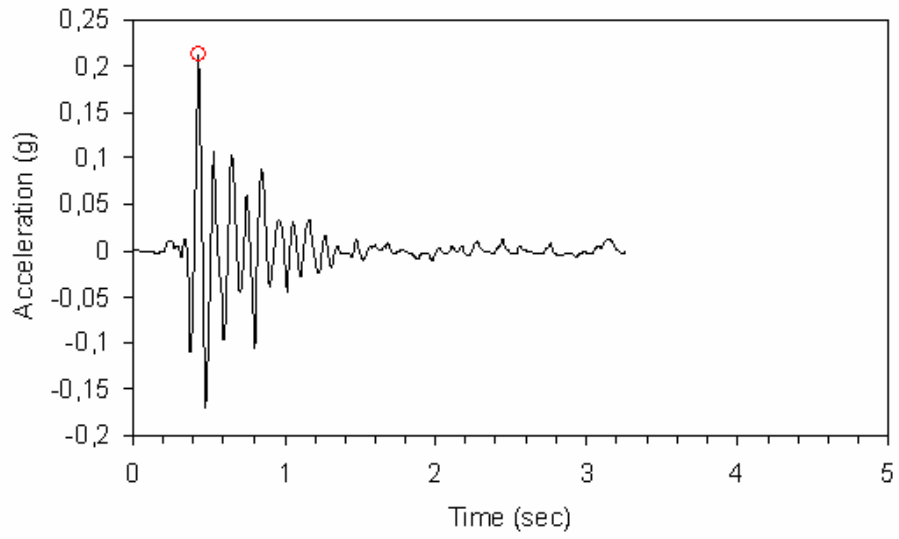
Şekil 4.85 mev noktasının ivme-zaman grafiği



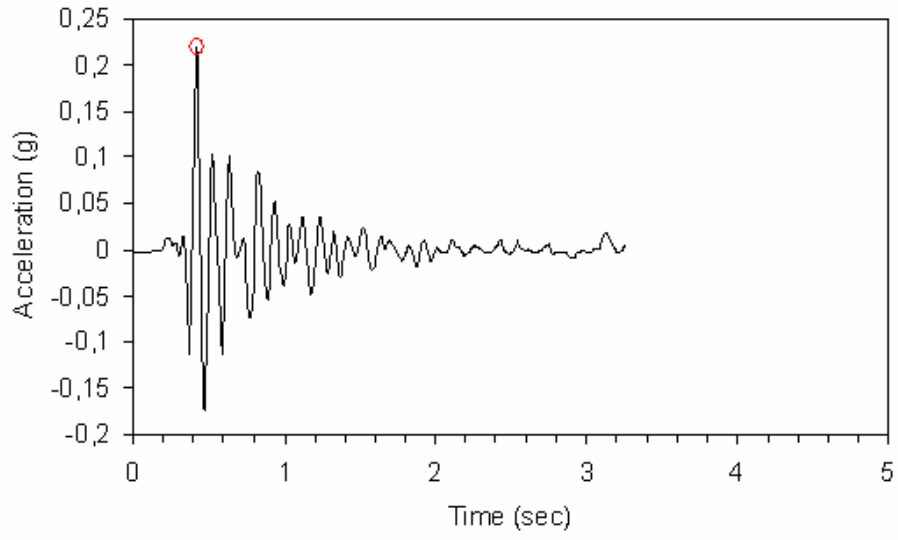
Şekil 4.86 osm1 noktasının ivme-zaman grafiği



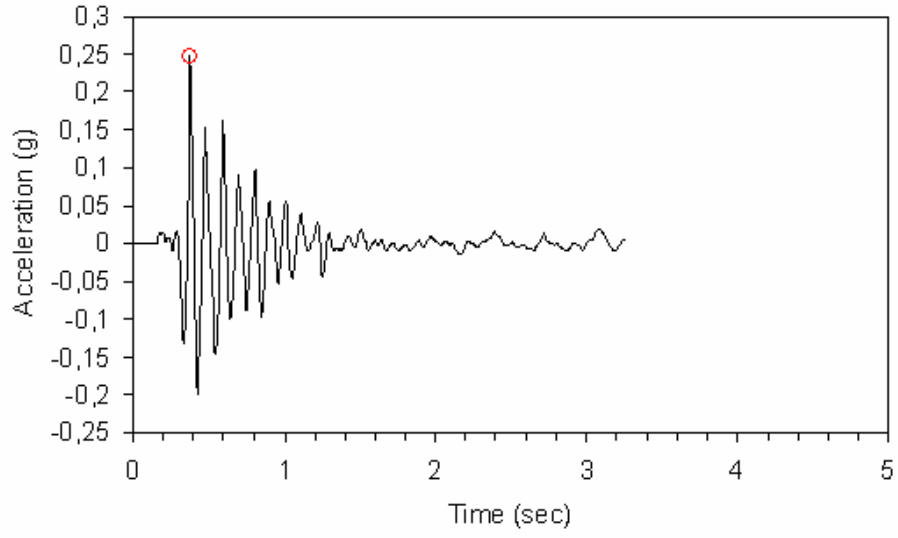
Şekil 4.87 osm2 noktasının ivme-zaman grafiği



Şekil 4.88 osm3 noktasının ivme-zaman grafiği



Şekil 4.89 san2 noktasının ivme-zaman grafiği

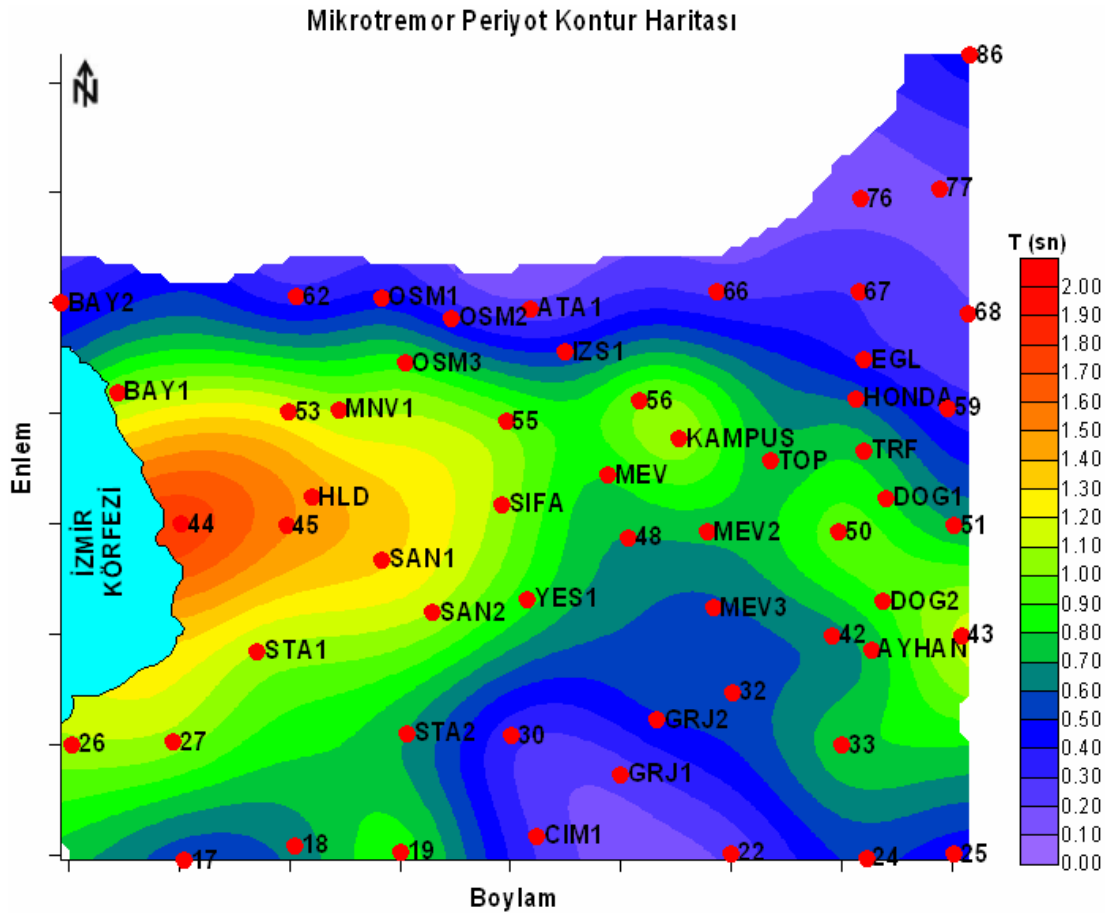


Şekil 4.90 top noktasının ivme-zaman grafiği

#### 4.6 Değerlendirmeler

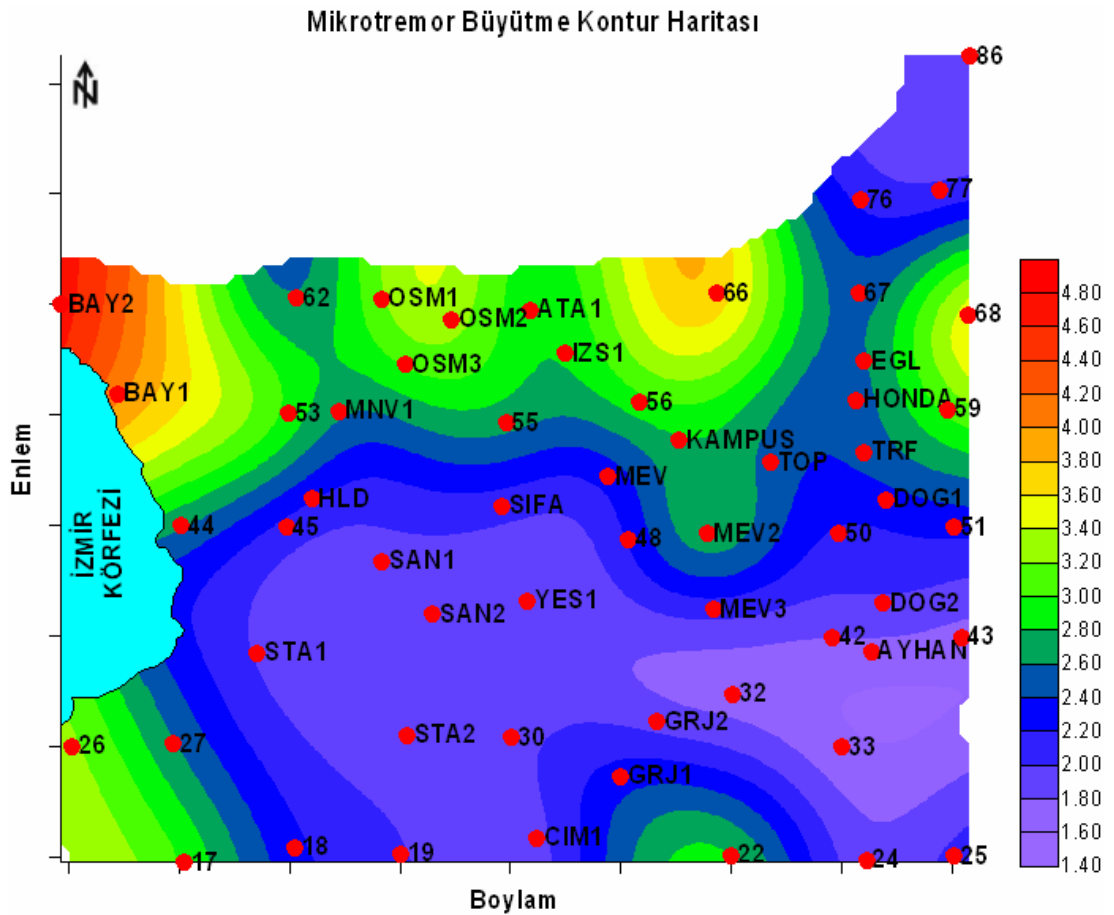
Uygulanan yöntemlerle elde edilen sonuçlar önceki bölümlerde verilmişti. Bu bölümde uygulanan yöntemlerle elde edilen zemin hakim titreşim periyodu, büyütme ve EERA programı kullanılarak bulunan pik ivme değerleri kontur haritaları ile gösterilmiştir. Çizilen kontur haritaları ile çalışma bölgesine ait tüm noktalar ve noktalara ait değerler renkli şekilde zonlanarak gösterilmiştir. Kontur haritaları yardımıyla çalışma bölgesine bakılıp daha doğru yorumlar getirilebilir.

Bu bölümde mikrotremör yöntemi sonuçları 58 noktada, sismik kırılma yöntemi sonuçları 29 noktada, MASW yöntemi sonuçları ise 15 noktada ölçülmüş ve bu değerler dikkate alınarak konturlanmıştır. MASW uygulaması yapılan 15 noktanın Vs hızları EERA programında kullanılmış ve program ile noktalara ait pik ivme değerleri ve zemin büyütmesi değerleri elde edilerek kontur haritaları çizilmiştir.



Şekil 4.91 mikrotremör verilerinden elde edilen periyot kontur haritası.

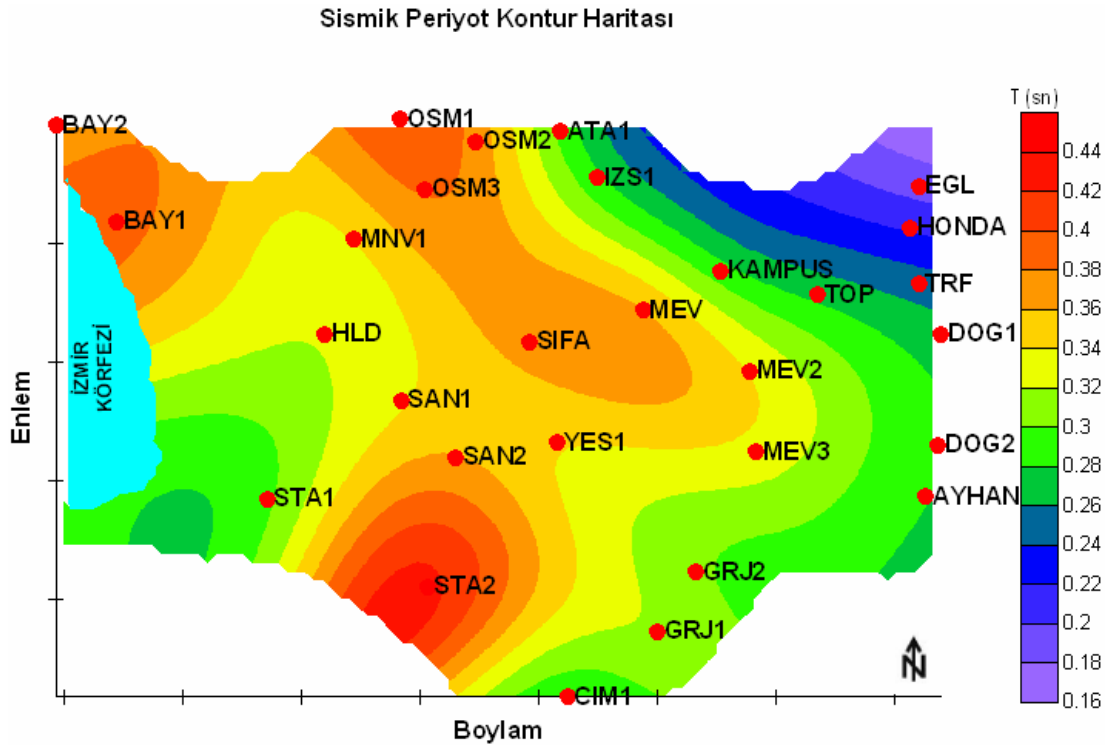
Mikrotremor yöntemi ile elde edilen veriler değerlendirilmiş ve zemin hakim titreşim periyodu değerleri elde edilmiştir. Çalışma alanında mikrotremor verileriyle elde edilen periyot değerleri 0,1–2 saniye arasında değişmektedir. Bölgeye genel olarak bakıldığında, çalışma alanının kuzeyi dağlık bölgeye yaklaştığından zeminin sağlamlığı artmış ve bu kısımlarda periyot değerleri düşük çıkmıştır. Çalışma alanının orta kısmını alüvyon oluşturduğundan ve su seviyeleri yüzeye yakın olduğu için, bu kısımlar zeminin zayıf olduğu kısımlardır ve yöntem sonucunda bu kısımlarda yüksek periyot değerlerine ulaşılmıştır. Zeminin en zayıf olduğu yerler ise İzmir Körfezine yakın olan 44, Bay1 ve Bay2 noktalarının bulunduğu kısımlardır. Mikrotremor yöntemi sonuçlarına bakılarak zemin sağlamlığının batıya doğru (körfeze doğru) gidildikçe azaldığı söylenebilir.



Şekil 4.92 mikrotremor verilerinden elde edilen büyütme kontur haritası.



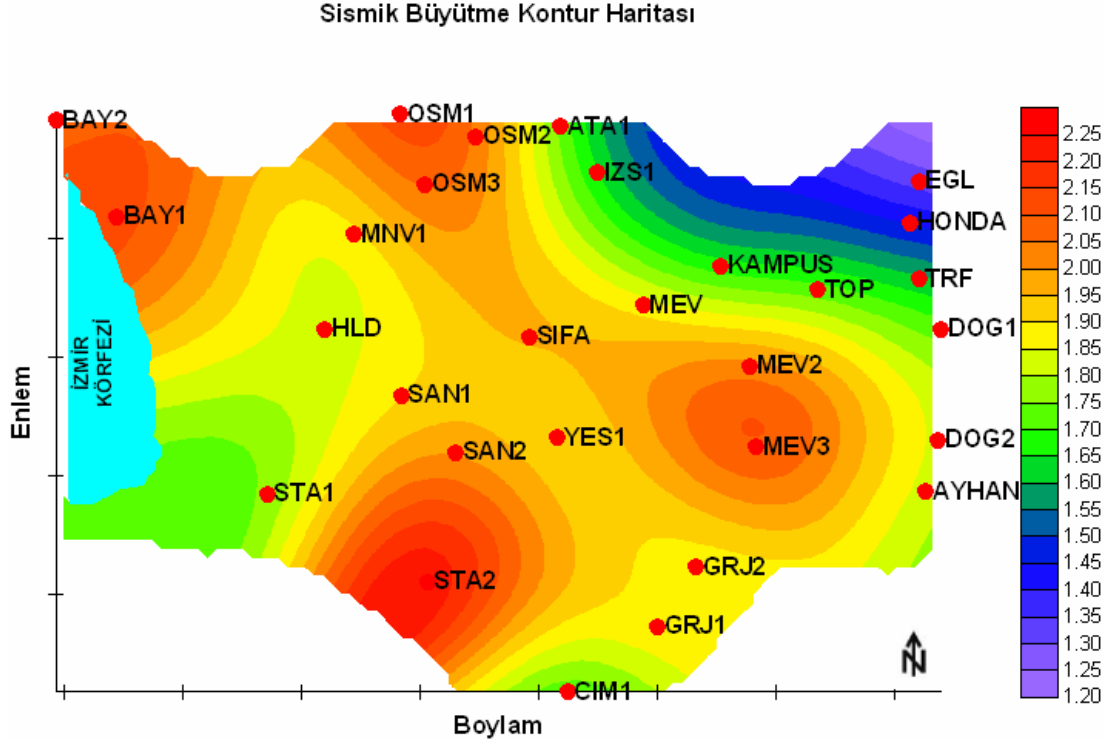
Mikrotremor yöntemi ile elde edilen büyütme değerleri sonucunda deniz'e çok yakın olan Bay1, Bay2 ve 44 noktalarının en yüksek değerleri aldığı gözlenmiştir (Şekil 4.92). Dağlık alanda bulunan 76,77 ve 86 noktalarının büyütme değerleri ise oldukça küçük çıkmıştır. Deprem sırasında, depremin etkisini büyütecek olan noktalar bu haritada kırmızı ve sarı renklerde gösterilmektedir, mor ve mavi renkli kısımlarda ise depremin etkisi diğer noktalara göre daha az büyütülecektir. Yapılaşma açısından en riskli bölgenin denize yakın olan bay1 ve bay2 noktalarının bulunduğu Bayraklı ilçesi sahil şeridinin olduğu söylenebilir.



Şekil 4.93 sismik kırılma verilerinden elde edilen periyot kontur haritası.

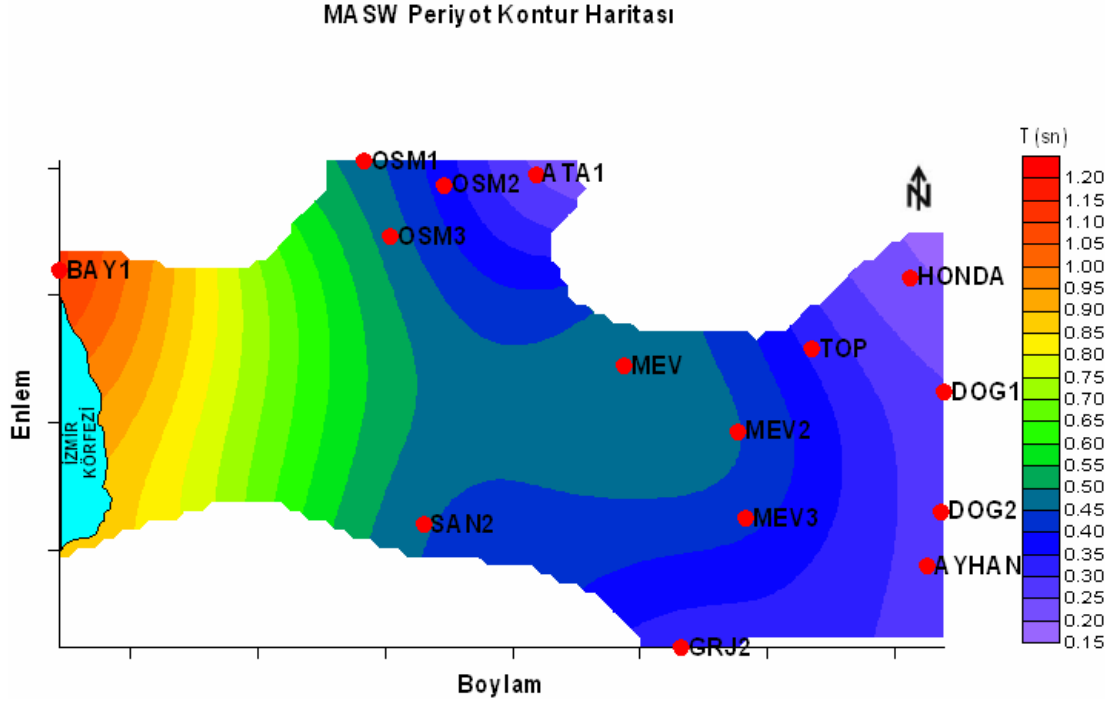
Çalışma alanında 29 noktada uygulanan sismik kırılma çalışmaları sonucunda sismik hızlar değerlendirilerek ampirik bağıntılar ile zemine ait titreşim periyodu değerlerine ulaşılmıştır. Değerlendirme sonucunda haritada görüldüğü gibi mavi, mor ve yeşil noktalarda düşük periyot değerleri elde edilmiştir. Titreşim periyodunun düşük olduğu noktalar için çalışma alanının zemin özellikleri bakımından en sağlam yerleri olduğu söylenebilir. Zemin hakim titreşim periyodunun yüksek olduğu ve haritada kırmızı ile gösterilen noktalar zemin özellikleri bakımından daha zayıf

noktalardır. Özellikle kırmızı kontur renkli alanlarda yapılaşma daha risklidir, inşaat mühendisleri projelerini yapılandırırken bu bölgelerde daha dikkatli olmalıdırlar.



Şekil 4.94 sismik kırılma verilerinden elde edilen büyütme kontur haritası.

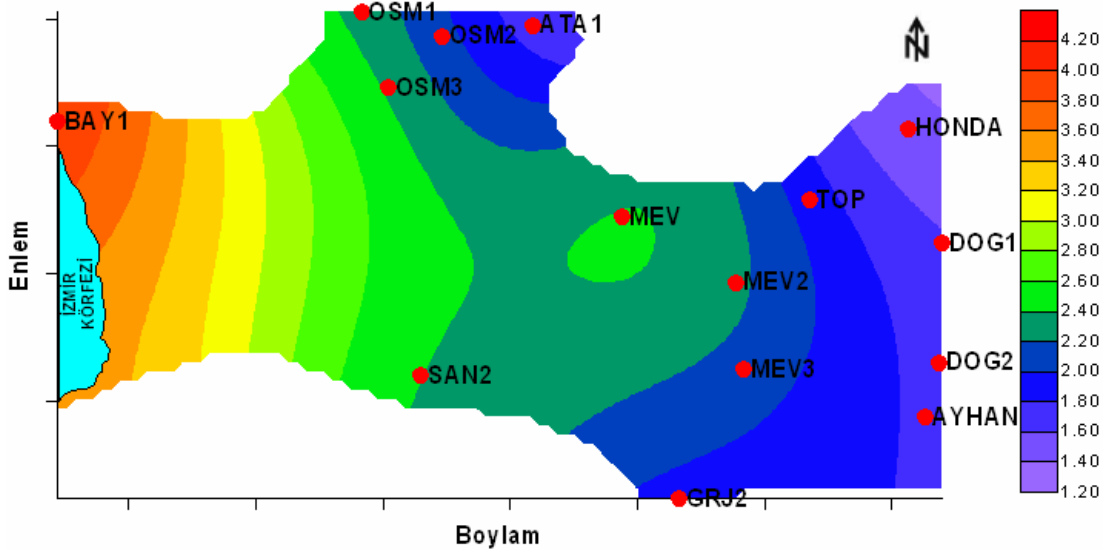
Sismik kırılma uygulaması sonucunda 29 noktanın zemin büyütme değerleri elde edilmiş ve elde edilen değerler kontur haritası çizilerek gösterilmiştir. Büyütme değerlerinin yüksek olduğu noktalar turuncu ve kırmızı renklerle, düşük olduğu noktalar ise mavi ve mor renklerle gösterilmiştir. Çalışma alanının dağlık kesimlere yakın noktalarında büyütme değerleri küçük çıkmıştır. Çalışma alanının ortalarında alüvyon zeminin hakim olduğu havza üzerinde olan noktalarda ise büyütme değerleri daha yüksektir. Büyütme değerlerinin yüksek olduğu yerlerde deprem etkisi daha fazla hissedilecektir.



Şekil 4.95 MASW verilerinden elde edilen periyot kontur haritası.

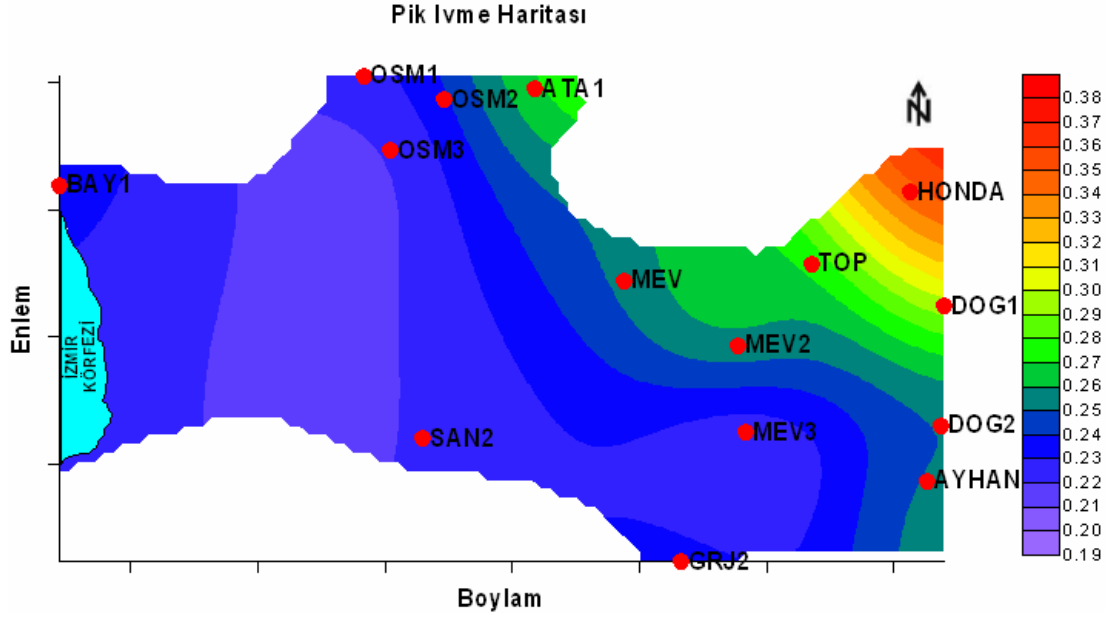
Çalışma alanında 15 noktada uygulanan MASW ölçümleri sonucunda elde edilen periyot değerleri şekil 4.95’de sunulan kontur haritası ile verilmiştir. Periyot değerleri İzmir Körfezi’ne yaklaştıkça artış göstermektedir. Mavi ve mor renklerle gösterilen düşük periyot değerleri daha sağlam zemin yapısına ait olan dağlık bölgelere denk gelmektedir. Zemin sağlamlığının batıya doğru ilerledikçe ve denize yaklaştıkça azaldığı, kuzeye ve güneye doğru ise dağlık bölgelere yaklaşıldığı için arttığı gözlemlenmektedir.

MASW Büyütme Kontur Haritası



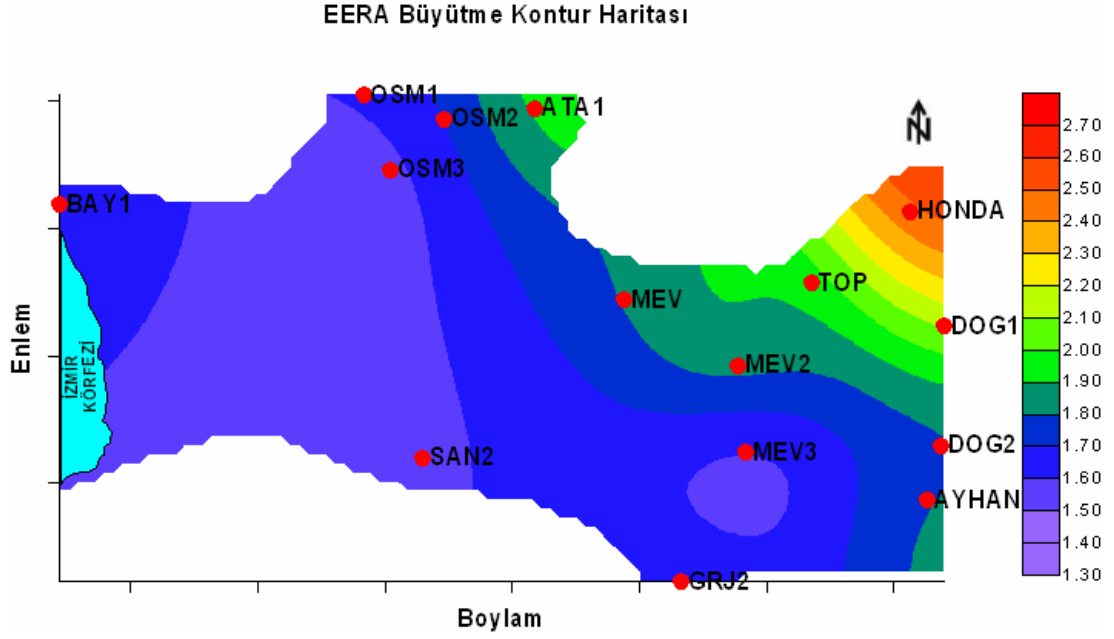
Şekil 4.96 MASW verilerinden elde edilen büyütme kontur haritası.

MASW uygulaması sonucunda elde edilen  $V_s$  hızları ile hesaplanan büyütme değerleri şekil 4.96'da gösterilmiştir. Kontur haritasına bakıldığında büyütme değerlerinin Bay1 noktasına doğru bir artış gösterdiği söylenebilir. Bay1 noktası deniz kenarında olması, zayıf zemin özelliklerine sahip olması ve yeraltı su seviyesinin yüze yakın olmasından dolayı deprem sırasında depremin etkisini en fazla büyütecek olan nokta olarak söylenebilir. Deprem etkisini en az büyütecek zemin özelliğine sahip olan noktalar ise kuzeyde Honda ve Ata1 noktaları güneyde ise Grj2 noktası olarak söylenebilir.



Şekil 4.97 EERA programından elde edilen Pik İvme değerleri haritası.

Çalışma alanında uygulanan MASW çalışmaları sonucunda elde edilen Vs hızları EERA adlı programda kullanılmıştır. Program ile elde edilen pik ivme değerleri şekil 4.97’de kontur haritası olarak verilmiştir. Elde edilen değerler 0,19–0,38 g aralığında yer almıştır. Bazı noktalarda zemin özellikleri ile EERA programından elde edilen pik ivme değerleri uyum göstermemektedir. Örneğin; kuzeyde Honda ve Ata1 noktalarında pik ivme değerleri daha düşük beklenmekte iken diğer noktalara göre yüksek çıkmıştır. Bu durum, anakaya üzerinde yer alan alüvyonal zeminlerin kalınlığı ile açıklanabilir. Yani program anakaya üzerindeki alüvyonal tabakanın kalınlığının >50m olduğu zaman daha doğru sonuçlar vermektedir.



Şekil 4.98 EERA programı ile bulunan büyütme değerleri.

Büyütme değerleri MASW verileri kullanılarak EERA programında hesaplanmıştır. Program sonuçlarına göre büyütme değerleri 1,30 ile 2,70 arasında değiştiği görülmüştür. Büyütmenin en yüksek değerini aldığı nokta Honda noktasıdır. EERA programı ile bazı noktalarda beklenen büyütme değerleri elde edilememiştir. Büyütme değerleri, noktanın pik ivme değerinin, depremin maksimum pik ivme değerine oranlanmasıyla bulunduğu için Şekil 4.97'deki pik ivme haritasında gözlenen alüvyonal zeminlerin kalınlığı problemi burada da karşımıza çıkmaktadır.

## **BÖLÜM BEŞ**

### **TARTIŞMA VE SONUÇLAR**

Depremlerin ne zaman ne büyüklükte olacağını öngörmek kadar, olası bir depremin bölgede ne gibi etkilerle ve hangi özelliklerle oluşacağını da tahmin etmek önemlidir. Bir depremin etkisi, oluşum noktasına eşit uzaklıkta olan bölgelerde farklı şekillerde özellikler göstermektedir. Bu durum, söz konusu deprem kaynağı aynı da olsa, farklı bölgelerin deprem çekincesi açısından farklı tepkiler verebileceğini gösterir. O halde, bölgelerin ayrıntılı olarak incelenmesi zorunluluğu doğmaktadır. Deprem kaynağına ait parametrelerle birlikte bölgesel özellikler de incelenerek dikkate alınmalıdır. Çekinceli alanların jeofizik, jeolojik ve jeoteknik özelliklerini yansıtan mikrobölgelendirme çalışmaları yapılmalıdır. Mikrobölgelendirme çalışmaları depremsellik ve bölgesel yer koşullarıyla ilgili geniş bilgiler içerdiğinden ilgili tüm mühendislik bilimleri için kaynak ve rehber olma özelliği taşıyacaktır. Mikrobölgelendirme çalışmalarının en önemli verilerinden olan yer salınım periyodu ve büyültme faktörü hesaplanmalıdır. Yer salınım periyodu inşaat mühendisleri tarafından yapı dizaynında kullanılan spektrum katsayısı hesaplamalarına doğrudan giren bir parametre olduğu için hesaplanması çok önemlidir. Ayrıca üzerine yapılacak yapının doğal periyodu ile yerin salınım periyodunun rezonans oluşturmaması için yer salınım periyodu mutlaka saptanmalıdır. Arazide pratik olarak hızölçer sismometrelerle yerin doğal gürültüsü ölçülerek elde edilen mikrotremor verilerinden yer salınım periyodunun hesaplanması, çok pratik ve zaman kazandırıcı ve aynı zamanda ucuz bir yöntem olarak karşımıza çıkmaktadır. Bir bölgede oluşacak bir depremin etkili olacağı periyot değeri o bölgede kaydedilen kuvvetli yer hareketi verileri kullanarak da saptanabilir. Kuvvetli yer hareketi verileri de her ne kadar doğru ve kesin sonuç sağlıyorsa da etkin yer salınım periyodu saptamalarında, mikrotremorlardan elde edilen değerler ile kuvvetli yer hareketinden elde edilen değerler uyumluluk göstermektedir. Mikrotremor ölçümleri için herhangi bir yer hareketi beklemeye gerek kalmadan her an ve istenilen sürede kayıt alınabilmesi, kayıt istasyonlarının sayı ve sıklığının ayarlanmasının kolay olması, ucuz ve zamandan kazandıran bir yöntem olması da büyük bir avantajdır.

Birçok avantajının yanında mikrotremor verilerinin de bazı dezavantajları vardır. Öncelikle mevcut hesaplama yöntemlerinde bir boyutluluk etkindir, diğer iki ve üç boyutlu etkiler ihmal edilmektedir ve hesaplar bu temel üzerinden devam etmektedir. Elde edilen verilerin üzerinde en çok etkinin ilk tabakadan geldiği göz önünde bulundurulmalıdır. Ayrıca yerin lineer olmayan davranışının bir sonucu olarak yer, her zaman yer hareketinin büyüklüğü arttıkça tepkisini de onunla paralel olarak arttırmayabilmektedir.

Mikrotremor verilerinin kaynağını oluşturan dalga türleri konusunda da tam bir görüş birliği olmamasından dolayı hesaplama yöntemlerine bu değişik kaynak yaklaşımları etkili olmaktadır. Ülkemizde ve dünyada yaşanan birçok depremin hasar oluşum koşulları incelendiğinde, yerin deprem dalgalarını genleştirme (büyültme) karakterinin oldukça etkili olduğu görülmektedir. Yerin yapısal ve şekilsel oluşumu, jeolojik birimlerin özellikleri, yeraltı suyunun varlığı ve derinliği, yerin topoğrafik özellikleri, deprem dalgalarının iletiminde önemli rolü olan yerin dinamik elastik özellikleri ve diğer fiziksel özellikleri yerin deprem dalgalarını büyültmesine neden olabilmektedir. Aynı jeolojik birim üzerinde olan fakat diğer fiziksel ve yapısal özellikleri farklı olan iki yer yapısı aynı deprem karşısında farklı tepkiler vermektedir. Bu olay bölgesel yer etkisi olarak tanımlanmaktadır. Özellikle yurtdışında yapılan ve yayınlanan birçok uygulamalı sismoloji çalışmalarında(Nakamura, 2000, Zaharia B. Ve diğ, 2008) kullanılan mikrotremor verileri ve bu verilerin analizi için Nakamura yöntemi, yer etkisi çalışmalarında etkili ve güvenilir sonuçlar üretmektedir. Bölgesel yer etkilerinin saptanması için teorik modelleme yaklaşımları ve doğrudan yerin doğal titreşimleri ölçülerek değerlendirilen ampirik yaklaşımlar kullanılmaktadır.

Bu tez çalışmasında Bornova Grabeninde uygulanan 3 farklı yöntemle bölgeye ait zemin parametreleri ( $V_p, V_s, \text{kalınlık}, \text{derinlik}, T_0, A$ ) elde edilmiştir. Zemin hakim titreşim periyodu ve büyüme parametreleri uygulanan yöntemler sonucunda hesaplanmış ve bölgenin zemin parametreleri açısından sağlam ve zayıf kısımları kontur haritaları ile gösterilmiştir. Kontur haritaları çalışmanın en son aşamasıdır ve bu haritalar görsel olarak çalışmayı özetlemektedir. Haritaları bakılıp çalışma alanı



hakkında yorumlar getirilebilir. Mikrotremor, sismik kırılma ve MASW çalışmalarından elde edilen kontur haritalarına bakıldığında bölgenin kuzeyinde Bornova Evka3 semti dolaylarının, Atatürk mahallesi civarının güneyde ise İzmir Terminali civarının zemin özellikleri açısından sağlam olarak nitelendirilebileceği, çalışma alanının orta kesimlerinde Mevlana Mahallesi, 2. sanayi, Bornova Manavkuyu ve Ege Üniversitesi kampus bölgelerinin ise zemin özellikleri açısından daha zayıf olarak nitelendirilebileceği söylenebilir. Çalışma alanı uzun zamandır yapılaşmanın yoğun olarak görüldüğü alanlara denk gelmektedir.

Elde edilen masw verileri kullanılarak, EERA programına İzmir 1977 depremi girilmiş ve bölgenin deprem sırasındaki dinamik davranışları incelenerek uygulamalı jeofizik yöntemlerle elde edilen sonuçlarla karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonucunda jeofizik yöntemlerle elde edilen sonuçlar arasında bire bir uyum gözlenmemiş, bazı noktalarda uyum sağlanmıştır.

Uygulama yapılan noktalarda daha önceden de çalışmalar yapılmış ve sonuçlar elde edilmiştir. Bu çalışma kapsamında yapılan ise çoklu jeofizik yöntemleri aynı bölgeye uygulayıp sonuçların irdelenerek sonuçların uyumuna bakmaktır. Uygulanan üç yöntemle de, zemin hakim titreşim periyodu değerlerinin birbirine yakın sonuçlar verdiği gözlenmiştir. Büyütme değerlerinde ise hakim periyot değerleri kadar uyumlu olmamasına karşın, genel olarak büyük bir yakınlık tespit edilmiştir.

Bu çalışmada seçilen alan ve üzerinde uygulanan yöntemler açısından bölgesel bir çalışmadır. Bölgenin daha iyi analiz edilmesi, daha doğru sonuçlara ulaşmak için, bölgede yapılacak olan uygulamanın daha küçük örnekleme aralıklarıyla yapılması sonuçların kalitesini arttıracaktır.

## KAYNAKLAR

- Aki, K. (1993). *Local Site Effects on Weak and Strong Ground Motion Tectonophysics*, 218, 93–111.
- Alçık, H. A., Gürbüz, C., Üçer, B. (1995). Kadıköy ve Üsküdar bölgelerinde yapılan mikrotremor ölçümleri ile mikrobölgelendirme, *Jeofizik Dergisi* (9, 10), 235–245.
- Ambraseys, N. (2001). Reassessment of earthquakes 1900–1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East, *Geophys. J. Int.* 145, 471–485.
- Ansal, A. M., İyisan, R., Güllü, H. (2001). Microtremor Measurements for the Microzonation Of Dinar, *Pure and Applied Geophysics*, 2525–2541.
- Arai, H., Kubo, T., Bautista, B.C., Bautista, M.L.P. (2004). *Seismic Vulnerability Of Urban Structures In The Metro-Manila Part2*, Responso Of Deep Soil Layers Asia Conference on Earthquake Engineering Technical Proceedings
- Bardet, J.P., Ichii, K. ve Lin, C.H. (2000). *EERA: A computer program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of layered soil deposits*, Department of Civil Engineering, University of Southern California, Los Angeles, California
- BISHOP, A. W. ve HIGHT, D. W. (1977). The value of Poisson's ratio in saturated soils and rocks stresses under undrained conditions, *Geotechnique*, 27, No.3, 369–384.
- Bour, M., Fouissac, D., Dominique, P., Martin, C. (1998). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 465–474.
- Campbell, K.W. (1997). *Empirical near source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground*

*velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra*, Seismol. Res. Lett. 681, 154–179.

Clark, T.H. (1966). Chateauguay area. Misinistere des ressources Naturelles du Quebec, *Geological Report* 122, 63.

Demirci, A., Kaya, M. A., Bekler, T. (2006). *Çanakkale Şehir Merkezi Mikrobölgeleme Çalışması Ön Sonuçları*, 17th International Geophysical Congress & Exhibition

Dziewonski A.M., Hales A.L. (1972). Numerical analysis of dispersive seismic waves, B.A. Bolt, (ED.), *Methods in computational physics*(11) içinde (271–295). Academic Press

Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi, *TPJP Bülteni*, 2/1, 1–20.

Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., Gregory, A.R. (1974). Formation Velocity and Density the Diagnostic Basics for Stractigraphic Traps, *Geophysics*, 39, 770–780.

Grant, F. S. ve West, G. F. (1965). *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, McGraw-Hill, New York.

Gregory, A. R. (1977). Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks, *Geophysics*, 41, 895–921.

Gutierrez, C., Singh, S., K. (1992). *A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico; comparison of results from strong motion and microtremor data*, Bulletin of the Seismological Society of America, 82; 642- 659.

Gül, A. (1972). *Mikrobölgelendirme Etüdlere İlke ve Yöntemleri*, Türkiye' de Deprem Sorunu ve Deprem Mühendisliği Sempozyumu, Ankara.

- Gülerce, Ü. (2002) İzmir İlindeki Zemin Hakim Titreşim Periyodu ve Zemin Büyütmesi Değişiminin Mikrotremor Ölçümleri ile Belirlenmesi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi
- Hloupis, G., Vallianatos, F., Stonham, J. (2004). A Wavelet Presentation of HVSR Technique, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol.36, 1269–1278.
- Hubbert, M.K. ve Willis, D.G. (1957). *Mechanics of hydraulic fracturing*. *Am. Inst. Mech. Engng Petrol. Trans*, 210, 153–163.
- Jongmans, D., Campillo, M. (1990). *The 1993 Liege Earthquake: Damage Distribution and Site Effects*, *Earthquake Spectra*, 6, 713–738.
- Kagami, H., Okada, S., Shino, K., Oner, M., Dravinski, M., Mal, A. K. (1986). Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two dimensional study of site effects in S. Fernando valley, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1801- 1812.
- Kanai, K., Tanaka, T., Osada, K. (1954). *Measurement of the Microtremor, 1*. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, University of Tokyo, 32, 200–208.
- Kanai, K., Tanaka, T. (1961). *On Microtremors, 8*. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, University of Tokyo, 39, 97–114.
- Kanai, K., Tanaka, T., Yoshizawa, S. (1965). *On Microtremors, 9*. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, University of Tokyo, 43, 577–588.
- Kanai, K. (1983). *Engineering Seismology*, University of Tokyo, 251, Japonya.
- Karlı, H. (2008) Çok Kanallı Yüzey Dalgası Verilerinden Dalga Alanı Dönüşüm Yöntemleri (F-K VE F-P) ile Dispersiyon Eğrisinin Hesaplanması ve

*Karşılaştırmalar, Yüzeğe Yakın Yapıların Belirlenmesinde Jeofizik ve Uzaktan Algılama Sempozyumu*

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

Keçeli, A. (1990). Sismik Yöntemlerle Müsaade Edilebilir Dinamik Zemin Tasıma ve Oturmasının Saptanması, *Jeofizik* cilt 4, 83–92.

Kıncal, C. (2004). İzmir İç Körfezi Çevresinde Yer Alan Birimlerin Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama Teknikleri Kullanılarak Mühendislik Jeolojisi Açısından Değerlendirilmesi D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi

King, K.W., Tarr, A. C., Carver, D. L., Williams, R. A., Worley, D. M. (1990). *Seismic ground response studies in Olympia, Washington and vicinity*. Bulletin of the Seismological Society of America, 80, 1057–1078.

Klimentos, T. (1991). The effect of porosity-permeability-clay content on the velocity of compressional waves, *Geophysics*, 56, 1930–1939.

Kobayashi, H., Seo, K., Midorikawa, S. (1986). *Part 1, Estimated strong ground motions in the Mexico city due to the Michoacan, Mexico earthquake of September 19, 1985 based on characteristics of microtremor, Part 2, Report on seismic microzoning studies of the Mexico earthquake of September 19, 1985. The Graduate School of Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology, 34–68.*

Koefoed, O. (1955). On the effect of Poisson's ratios of rock strata on the reflection efficiencies of plane waves, *Geophysics. Prosp.*, 3, 381-387.

Lay, T. and Wallace, T.C. (1995). *Modern Global Seismology içinde (497.)*, San Diego: Academic Press

- Lermo, J., Garcia F. J. (1994). *Area Microtremors useful in site response evaluation*, Bulletin of the Seismological Society of America, 84 (5), 1350 – 1364.
- Luzon, F., Yuncha, Z., Sanchez-Sesma, F.J., Ortiz-Aleman, C. (2001). A Numerical on the Horizontal to Vertical Spectral Ratio in Flat Sedimentary Basins, *Pure and Applied Geophysics*, 2451–2461.
- Mann R.L., Fatt I. (1960). *Geophysics* 25, 433.
- McKenzie, D.P.(1972). Active tectonic of the Mediterranean region, *Geophys.J.R. Astr. Soc.* 30, 109–185.
- McMechan, G. A., and Yedlin, M. J. (1981). Analysis of dispersive waves by wave field transformation, *Geophysics*, 46, 869–874.
- Mirzaoğlu, M., Dikmen, Ü. (2003) Application of Microtremors to Seismic Microzoning Procedure, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, vol. 6, 143–156.
- Muccirelli, M. (1998). Reliability and Applicability of Nakamura's Technique using Microtremors: an experimental approach, *Journal of Earthquake Engineering*, 2 (4); 625 – 638.
- Nakamura, Y. (2000). *Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Applications*, Proc. 12th World Conf. on Earthquake Engineering, 2656.
- Nakamura, Y. (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*, Quarterly Report of Railway Technology Research Institute, 30, 25-33.
- Nakamura, Y. (1997). *Seismic Vulnerability Indices For Ground And Structures*

*Using Microtremor*, World Congress on Railway research, Florence-İtaly

Nolet, G., Panza, G.F. (1976). *Array analysis of seismic surface waves: limits and possibilities*, *Pure and Applied geophysics*, 114, 776–790.

Okada, H. (2003). The Microtremor Survey Method, *Geophysical Monograph Series 12*, SEG, Tulsa.

Özer, S. ve İrtəm, O. (1982). Işıklar-Altındağ (Bornova-İzmir)alam Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikler, *Türkiye Jeol.Kur. Bült.*, 25, 41-47.

Özçep, F., Avcı, K. (2006). *Kent jeofiziğinde yeni bir seçenek, çok kanallı yüzey dalgası yöntemi*, İstanbul Üniversitesi mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü

Özçep, F.,Avcı, K. (2006). *Kent Jeofiziğinde Yeni Bir seçenek: Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Yöntemi*,20 Temmuz 2008, [www.istanbul.edu.tr/eng/jfm/ozcep/mikrobolgeleme/](http://www.istanbul.edu.tr/eng/jfm/ozcep/mikrobolgeleme/)

Park, C.B., Miller, R.D., ve Xia, J. (1998). Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record, Technical Program with Biographies, *SEG*, 68th Annual Meeting, New Orleans, Louisiana, 1377–1380.

Pickering, D. J. (1970). *Geotechnique*, 20, 271.

Sadigh, K., Chang, C.Y., Egan, J.A., Makdisi, F. ve Youngs, R.R. (1997). Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data, *Seismol. Res. Lett.* 168, 180–189.

Salem, H.S. (2000). Interrelationships among Water Saturation, Permeability and Tortuosity for Shaly Sandstone Reservoirs in the Atlantic Ocean, *Energy Sources*,

22, 333 – 345.

Schnabel, P. B., Lysmer, J., ve Seed, H. B. (1972). *SHAKE: A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites*, Report No. UCB/EERC-72/12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, 102.

Stephenson, W. R. (2005). *Numerical Studies Leading to Improve Microtremor Recording and Analysis*, Congreso Chileno de Sismologia e Ingeniería Antisísmica

Stokoe, K. H., Woods, R. D. (1972). In situ Shear Wave Velocity by Cross-Hole Method, *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division*, ASCE 98, 443-460.

Stokoe, K. H., Wright, G. W., James, A. B., ve Jose, M. R. (1994). *Characterization of geotechnical sites by SASW method*, R. D. Woods, (ED.), Geophysical characterization of sites, New Delhi: Oxford Publishers

Susagna, T., Cid, J., Lazaro, R., Goula, X., Casas, A., Figueras, S., Roca, A. (1998). *Applying Microtremor, Gravity Anomalies and Numerical Modelling Methods for the Evaluation of Soil Earthquake Response in Barcelona*, Spain Environmental and Engineering Geophysics 1998 meeting, Spain, 651–654.

Tatham R. T. (1982). Vp/Vs and lithology, *Geophysics*, 47, 336–344.

Tokgöz, O. E. (2002). Bolu ve Yakın Çevresinin Mikrotremor Verileri ile Yer Etkisinin İncelenmesi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi

Varol, B., Gökten, E., Başokur, A. T., Kılıç, R., Tokgöz, E., Üçöz, E., Ata, K. D., Değirmenci, E., Koçbay, A., Bilgehan, P., Ulaş, K., Kuyucu, U., İleri, Ö.,



Aktaş, K., Gürbüz, M., Kılıç, T., Altıntaş, M., Arman, N. (2000). *17 Ağustos 1999 Marmara Depremi sonrası sürekli iskan alanlarının belirlenmesinde Bolu ve çevresi için Jeoloji, Jeoteknik ve Jeofizik araştırmaları*, Tübitak, Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu.

Viktorov, I.A. (1967). Rayleigh and Lamb Waves, *Physical Theory and Applications*, New York: Plenum Press

Watkins, J.S., Walters, L.A. ve Godson, R.H.(1972). Dependence of in-situ compressional wave velocity on porosity in unsaturated rocks, *Geophysics* 37, 29–35.

Wilson, J. C. (1984). **Analysis of the observed earthquake response of a multiple span bridge**. Technical Report, California Institute of Technology, EERL,84–01.

Xia, J., Miller, R.D., ve Park, C.B. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave, *Geophysics*, 64, 691–700.

Zaharia, B., Radulian, M., Popa, M., Grecu, B., Bala, A., Tataru, D. (2008). *Romanian Reports in Physics*, Vol. 60, No. 1, P. 131–144.