

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**MİKROTREMOR YÖNTEMİ İLE URLA VE
YAKIN ÇEVRESİNİN ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN
ARAŞTIRILMASI**

Doğuser YILMAZ

**Ekim, 2011
İZMİR**

**MİKROTREMOR YÖNTEMİ İLE URLA VE
YAKIN ÇEVRESİNİN ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN
ARAŞTIRILMASI**

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

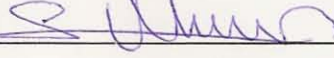
Doğuser YILMAZ

**Ekim, 2011
İZMİR**

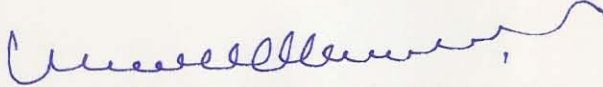
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

DOĞUSER YILMAZ, tarafından DOÇ. DR. MUSTAFA AKGÜN yönetiminde hazırlanan “MİKROTREMOR YÖNTEMİ İLE URLA VE YAKIN ÇEVRESİNİN ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN ARAŞTIRILMASI” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Mustafa AKGÜN

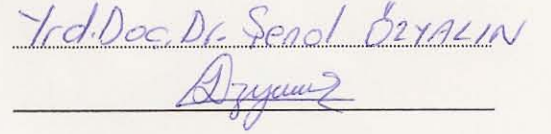


Yönetici



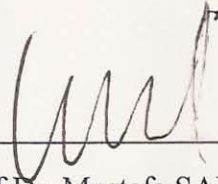
Prof. Dr. M. Yalçın Koca

Jüri Üyesi



Yrd. Doç. Dr. Senol ÖZYALIN

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu tezi yöneten, yardım ve tavsiyeleri ile desteğini esirgemeyen sayın hocam Doç. Dr. Mustafa AKGÜN' e teşekkür ederim.

Değerli fikirleri, bilgi birikimi ve deneyimleriyle bana yardımcı olan sayın hocam Prof. Dr. Yalçın KOCA' ya; bilimsel katkılarından dolayı Sevgili hocam Őenol ÖZYALIN' a çok teşekkür ederim.

Bu çalışma süresince yanımda olarak, beni yüreklendiren sevgili arkadaşım Araç. Gör. Elif BALKAN' a çok teşekkür ederim.

Beni bugünlere getiren, eğitim ve öğretim hayatım boyunca maddi ve manevi destekleri ile yanımda olan aileme sonsuz teşekkür ederim.

Doğuser YILMAZ

MİKROTREMOR YÖNTEMİ İLE URLA VE YAKIN ÇEVRESİNİN ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Mikrotremor yöntemi, son on yıl içinde mikrobölgeleme ve zemin etkileri çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Urla, İzmir körfezinin batı ucunda bulunan, turizm ve kültürel açıdan Ege Bölgesi' nin en önemli yerleşim alanlarından biridir. İnceleme alanı, tektonik sistemler denetiminde harekete geçme potansiyeli yüksek Urla, Karaburun, Gülbahçe gibi doğrultu atımlı fay hatları ile çevrilidir.

200 ayrı noktada alınan mikrotremor ölçümleri European SESAME (SESAME, 2004) projesi tarafından önerilen kriterlere göre toplanmıştır. Tüm ölçümler Guralp CMG-6TD sismometresi kullanılarak en az 30 dakika süreyle alınmıştır. Mikrotremör ölçümleri yatay-düşey spektral oran metodu ile ölçüm aralıkları, yerleşimin yoğun olduğu kent merkezi ve liman mevkiinde 200-250 m, yerleşimin seyrek olduğu bölgelerde ise yaklaşık 500 m olacak şekilde seçilmiştir.

Mikrotremor çalışmaları, yerel jeolojik koşullar doğrultusunda Urla bölgesindeki sismik yer hareketi üzerinde önemli etkilere sahip olduğunu göstermiştir. Sonuç olarak, mikrotremor ölçümlerinden elde edilen zemin frekans haritaları, sondaj, jeofizik araştırmalar ve deprem kayıtlarından elde edilen bilgilerden bağımsız olarak yorumlanmıştır. Çünkü Mikrotremor ölçümlerinden elde edilen yorumlar frekans bilgileri ile sınırlıdır, yerin sismik davranışındaki büyütme değerleri için güvenilir sonuç vermez.

Anahtar Sözcükler: Urla, mikrotremor, yatay-düşey spektral oran (HVSR), zemin etkisi

INVESTIGATION OF THE SITE PROPERTIES OF URLA TOWN AND ITS SURROUNDINGS BY USING MICROTREMOR METHOD

ABSTRACT

The microtremor method is in the last decade widely used for microzonation and site effects studies. Urla town which is located in western end of the İzmir Gulf, Türkiye, is one of the most populated, touristic and cultural city in the Aegean region. This region is surrounded by the strike-slip faults of Urla, Karaburun and Gülbahçe of which the potential of seismic activity have very high.

Free-field Measurements HVSR analyses of 200 free-field microtremor measurements in the area of Urla showed that most of them fulfill the criteria defined by the European SESAME project (SESAME, 2004). In the Urla town, measurements of ambient vibrations were performed by using portable seismograph Guralp CMG-6TD velocity sensor during at least 30 min. The microtremor horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR) method was applied to a 250 m dense grid of free-field measurements over an extended area and to a 500 m grid in the outer part of the town area in order to assess the fundamental frequency of the sediments.

The microtremor study has shown that local geological conditions can have important effects on seismic ground motion in the Urla region. Finally, the interpretation of the map of fundamental soil frequency derived from free-field microtremor measurements have been enhanced and validated by independent information from boreholes, from geophysical investigations, and from earthquake recordings. Since the interpretation of microtremors is limited to identifying the resonance frequency and gives no reliable indication of the amplification of seismic ground motion.

Keywords: Urla, microtremor, horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR), site effect

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	v
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
BÖLÜM İKİ – JEOLJİK VE TEKTONİK ÖZELLİKLER	3
2.1 Çalışma Alanının Türkiye Tektoniği İçindeki Yeri	3
2.2 Çalışma Alanının Aktif Tektonizma Özellikleri	7
2.2.1 İzmir Fayı.....	8
2.2.2 Tuzla Fayı	9
2.2.3 Seferihisar Fayı.....	10
2.2.4 Karaburun Fayı	11
2.3 Çalışma Alanının Depremselliği	13
2.3.1 Tarihsel Dönemde Meydana Gelen Depremler (1899 ve Öncesi).....	14
2.3.2 Aletsel Dönemde Meydana Gelen Depremler (1900-Günümüz)	14
2.3.3 Ekim 2005 Sığacık Körfezi Depremleri	15
2.4 Çalışma Alanı ve Yöresinin Genel Jeolojisi.....	17
2.4.1 Urla Havzası'nın Yeri ve Jeolojik Konumu	18
2.4.2 Çalışma Alanının Temel Kaya Birimleri.....	23
2.4.2.1 Bornova Filiş Zonu Kayaları	23
2.4.2.2 Miyosen Yaşlı Volkano-Sedimenter Birimler	23
2.4.3 Havza Dolgusu Birimleri	26

BÖLÜM ÜÇ – KURAMSAL BİLGİLER..... 27

3.1 Mikrotremor Tanımı ve Özellikleri	27
3.1.1 Mikrotremor Dalgalarının Kökeni.....	27
3.1.2 Mikrotremorlerin Periyot Dağılımları	28
3.1.3 Mikrotremor Genliklerinin Zamana Göre Dağılımları.....	29
3.1.4 Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları.....	30
3.1.5 Mikrotremor Verilerinin Analizinde Yaygın Olarak Kullanılan Yöntemler	32
3.1.5.1 Spektral Genlikler Yöntemi.....	33
3.1.5.2 Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi	34
3.1.5.3 Nakamura H/V Spektral Oranlar Yöntemi	34
3.1.6 Arazide Mikrotremör Ölçüm Teknikleri	38
3.1.6.1 Arazide Mikrotremör Kayıtlarının Alınması	40
3.1 Zeminlerin Sınıflandırılma İlkeleri	42

BÖLÜM DÖRT – URLA ARAZİ ÇALIŞMALARI..... 48

4.1 Ölçü Noktalarının Belirlenmesi.....	50
4.2 Veri Toplama ve Değerlendirmeler	51

BÖLÜM BEŞ – SONUÇLAR..... 65

KAYNAKLAR

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Zemin yapısının büyük depremlerdeki davranışı ile ilgili bilgiler, deprem zararlarının en aza indirgenmesinde birinci derecede önemlidir. Topoğrafik ve jeolojik koşullar deprem sırasındaki yer hareketinin belirgin olarak büyümesine ve yerel olarak değişim göstermesine neden olabilir. Mikrotremor gözlemleri deprem mühendisliğinde zemin koşullarının etkilerinin saptanmasında yaygın olarak kullanılmaktadır (Bour ve diğ., 1998). Mikrotremorlar, Omori (1908)'den bu yana mikroseism ve mikrotremorların problemlerini çözmek için incelenmişlerdir.

Yerel zemin tabakalarının dinamik davranış özelliklerinin belirlenmesine yönelik olarak mikrotremorların kullanılması günümüzde oldukça yaygınlaşmıştır. Mikrotremor ölçümleri gerek ihtiyaç duyulan ölçüm süresinin kısalığı gerek düşük maliyetleri ile mikrobölgeleme için büyük avantajlar sunmaktadır. F. Omori'nin 1908 yılında mikrotremorları ilk kez gözlemesinden sonra günümüze kadar mikrotremorların kaynak özellikleri ve yerel zemin koşullarını belirleme amaçlı kullanılabilirlikleri konusunda çok sayıda çalışma yapılmıştır (Omori, 1908; Ishiyama, 1982). Özellikle 1950'li yıllardan sonra Kanai mikrotremorların spektrum karakteristiklerinden zeminlerin özelliklerini bulmak için sistematik çalışmalar yapmıştır.

Mikrotremorların mühendislik uygulamaları ilk olarak Kanai ve Tanaka (1961) tarafından önerilmiştir. Ohta ve diğ. (1978) mikrotremorlar ve kuvvetli yer hareketinde, Hachinohe (Japonya)'daki derin alüviyal havzanın varlığından kaynaklanan yerin baskın periyodu (2.5 s) olduğunu gözlemlemişlerdir. Kagami ve diğ. (1982) ile Yamanaka ve diğ. (1994) uzun periyodlu mikrotremorların sürekli gözlenmesinin derin zemin çökellerinin büyütmesinin değerlendirilmesinde uygun olduğunu belirtmişlerdir. Seht ve diğ. (1999), mikrotremor ölçümlerinin yumuşak zemin tabakalarının kalınlığının belirlenmesinde kullanılabileceğini bulmuşlardır ve Nakamura yönteminin bunun için en uygun teknik olduğunu önermişlerdir. Nakamura'nın nitel yöntemi hala sorgulanabilir olmasına rağmen birçok deneysel

veri kümesi (Lachet ve Bard, 1998; Duval, 1994; Duval ve diğ., 1995; Kudo, 1995; Gitterman ve diğ., 1996), bu oranların, sadece gürültü spektrumundan daha tutarlı olduğunu doğrulamıştır. Ek olarak, yumuşak zeminli yerlerde baskın frekans ile uyum gösteren belirgin pikler vermişlerdir. Bu sonuçlar yapılan teorik çalışmalar (Field ve Jacob, 1993; Lermo ve Chavez Garcia, 1994) ile desteklenmiştir. Yüzeye yakın rasgele dağıtılmış kaynaklardan elde edilen yapay kayıtlarda, yüzey tabakları anakaya ile belirgin bir empedans farkı gösterdiğinde H/V oranı, baskın S dalgası frekansında belirgin pik göstermiştir. Buna ek olarak H/V oranında genlik ve zemin büyütmesi arasında başka bir ilişki bulunamamıştır (Field ve diğ., 1995; Bour ve diğ., 1998).

Bu proje kapsamında, deprem etkinliğinin yüksek olduğu ve hızla büyüyen bir kültür-turizm kenti olan Urla ve yakın çevresinde zemin özelliklerinin incelenmesi amacıyla, yüksek duyarlıklı ve dinamik band aralığı geniş sismometreler kullanılarak, mikrotremor ölçümleri yapılacaktır.

Çalışmalar, Urla kent merkezinde ve yakın çevresinde toplamda 200 noktada yapılması planlanmıştır. Ölçüm noktalarının belirlenmesinde yerleşim yoğunluğu ve jeolojik birimler dikkate alınmıştır. Urla kent merkezi ve kuzeydeki liman mevki için ölçü noktaları 200- 250m aralıklarla, yerleşimin seyrek olduğu yerlerde ise 500m olacak şekilde belirlenmiştir.

Bu çalışmada, EU-SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitation) toplama ve değerlendirme kriterleri dikkate alınarak, tek noktada 3-bileşen sismometreler ile toplanacak mikrotremör verilerin Nakamura tek nokta yöntemine göre, GEOPSY (<http://www.geopsy.org>) yazılımı ile değerlendirilmesi yapılarak zemin frekans spektrumları elde edilecektir. Oluşturulan frekans spektrum grafiklerinden periyot-genlik değerleri elde edilecektir. Daha sonra, zemin baskın periyot ve zemin tipi ilişkilerini kullanılarak zemin sınıflama haritaları oluşturulacaktır. Son aşamada ise mevcut jeolojik verilerle ilişki kurularak mikrotremor haritaları yorumlanacaktır.

BÖLÜM İKİ

JEOLojİK VE TEKTONİK ÖZELLİKLER

2.1 Çalışma Alanının Türkiye Tektoniği İçindeki Yeri

Ülkemizin üzerinde bulunduğu Anadolu Plakası, kuzeyde Avrasya Plakası, güneyde Afrika ve Arap Plakaları, doğuda Doğu Anadolu Bloğu ve batıda Ege Bloğu tarafından çevrilmiştir. Bu modelde Avrasya ve Afrika plakaları doğu Anadolu'da çarpışmaları Anadolu plakasının batıya doğru hareket etmesine neden olmaktadır. Bu levhaların birbirlerine göre hareketleri sonucunda, Arap levhası ile Afrika levhası arasında Ölü Deniz Fay Kuşağı, Avrasya levhası ile Türkiye levhası arasında Doğu Anadolu Fay Kuşağı ve Ege Bölgesindeki graben sistemi oluşmuştur. Bu olayların sonucunda, Doğu Anadolu Bölgesi'nde sıkışma rejimi, İç Anadolu Bölgesi'nde ova rejimi, Batı Anadolu Bölgesi'nde ise genişleme rejimi gözlenmektedir. Bu hareket sırasında gelişen doğrultu atımlı faylar bölgede günümüzde etkin olan tektoniği oluşturmaktadır.

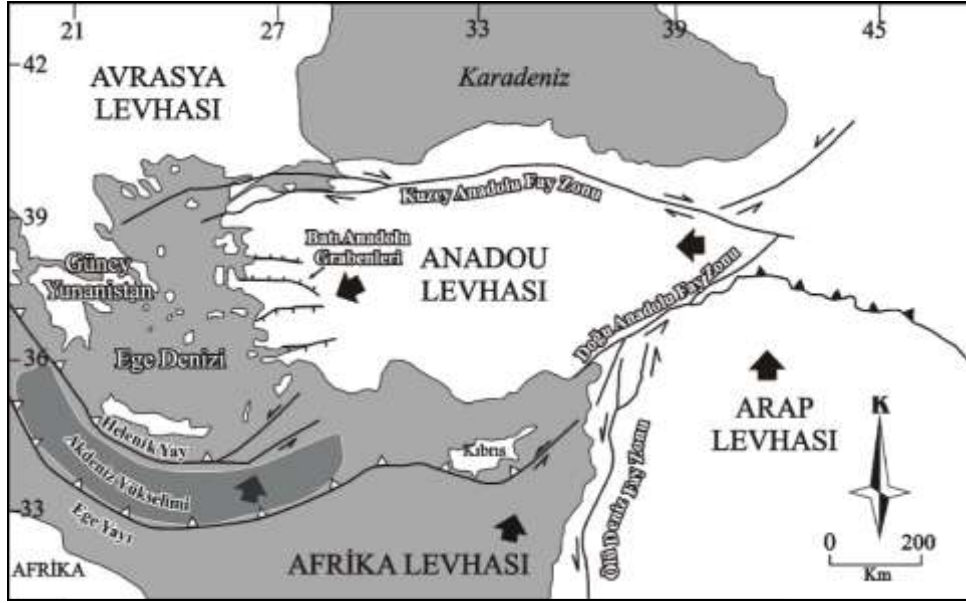
Türkiye mikro levhası sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile sola doğru tamamlayıcı hareket yapan Doğu Anadolu transform fay (DAF) zonu arasında ilerlemiş bir Kıbrıs yayı boyunca Afrika levhası tarafından sıkıştırılmıştır (Mc Kenzie,1972).

Avrasya Plakasının hareket etmediği kabul edildiğinde, Afrika plakası yılda 5 milimetrelilik bir hızla kuzeye doğru, Arap Plakası 19 milimetre yıllık hızla yine kuzeye doğru hareket etmekte ve Anadolu Plakasını Avrasya Plakasına doğru sıkıştırmaktadır. Bunun sonucunda Anadolu Plakası 23 milimetrelilik yıllık bir hızla güney batıya doğru hareket etmektedir. Anadolu Plakasının batı yönündeki bu hareketi ile Ege Bloğu; Rodos-Girit Adaları ile Mora Yarımadasının güneyini izleyen Hellenik yay boyunca Afrika Plakasının üstüne yıllık 35 milimetrelilik bir hızla binmektedir. Doğuda ise Kars-Erzincan-Van-Hakkâri arasında kalan Doğu Anadolu Bloğu; Kuzey doğu yönünde Kafkasya'ya doğru yılda 12 milimetrelilik bir hızla ilerlemektedir.

Ege bölgesi ise Anadolu levhasının en batı ucunu oluşturur. Ege bölgesi, doğuda Batı Anadolu ortada Ege Denizi ve batıda güney Yunanistan'ını içine alır. Bu bölge üç ana tektonik hatla sınırlı olup, bu yapısal süreksizlikler altında deforme olmaktadır. Bu yapısal hatlar; kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), güneyde Ege Dalma-Batma Kuşağı (EDBK) ve doğuda kıtasal bir açılma ile gelişen Batı Anadolu Graben alanlarıdır (BAG). Bu tektonik hatlar kinematik yapılarına göre değişik özelliktedir. Bunlar sırasıyla, yanal yönde yer değiştiren makaslmalı (KAFZ), düşey yönde yer değiştiren sıkışmalı (EDBK) ve genişlemeli (BAG) alanlarla temsil edilir. Bu anlamda, birçok araştırmacı Ege'nin tektonik gelişimi için pek çok değişik deformasyon modeli önermiştir.

Ege Bölgesi'nin güneyi ve güney batısının deformasyonu ve şekillenmesi Ege Dalma-Batma Kuşağı tarafından kontrol edilir. Bu alanda Afrika levhası, Anadolu levhasının altına K-KD yönünde dalmaktadır. Literatürde dalma batma zonuna ait iki ana tektonik hat göze çarpar. Bunlar; güneyden kuzeye Ege Yayı ve Helenik Yay olarak adlandırılmıştır (şekil 2.1).

Özellikle Helenik Yayı, Ege Bölgesi'nin jeodinamik olarak şekillenmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Bu iki yay arasında kalan alanı ise Akdeniz Yükselimi karakterize eder (Bozkurt, 2001). Ege Dalma-Batma Kuşağı hala dalma ve batmasını sürdüren ve potansiyel derin odaklı depremlerin meydana geldiği aktif bir dalma-batma kuşağıdır. Bu olay, Ege'nin şekillenmesinde aktif olarak önemli bir yer tutmaktadır.

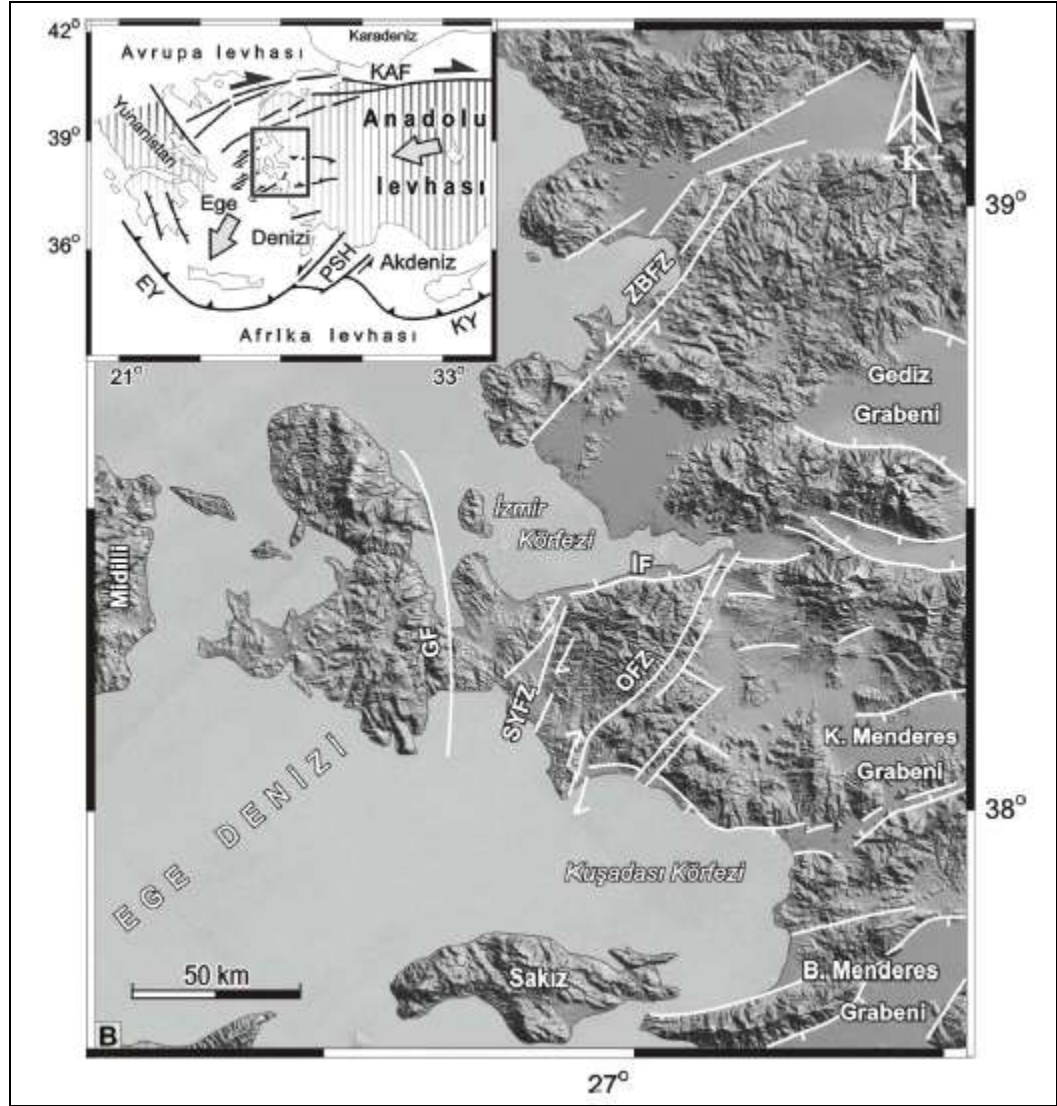


Şekil 2.1 Türkiye'nin neotektonik yapılarını gösteren harita (Şengör ve diğ., 1985; Barka, 1992; Bozkurt, 2001'den basitleştirilerek alınmıştır).

Batı Anadolu bölgesi, K-G yönlü gerilmelerin etkisi altındadır. Bu K-G yönlü gerilmeler sonucunda oluşan D-B doğrultulu grabenler, Batı Anadolu'nun en egemen jeolojik ve morfolojik unsurudur. Bu grabenlerin kenarları normal faylarla sınırlıdır ve bu faylar sismik olarak oldukça aktiftir. Bu grabenler kuzeyden güneye doğru; Edremit Körfezi, Bakırçay-Simav grabeni, Gediz-Küçük Menderes grabenleri, Büyük Menderes ve Gökova Körfezi grabenleri şeklinde sıralanabilir (Şekil 2.2).

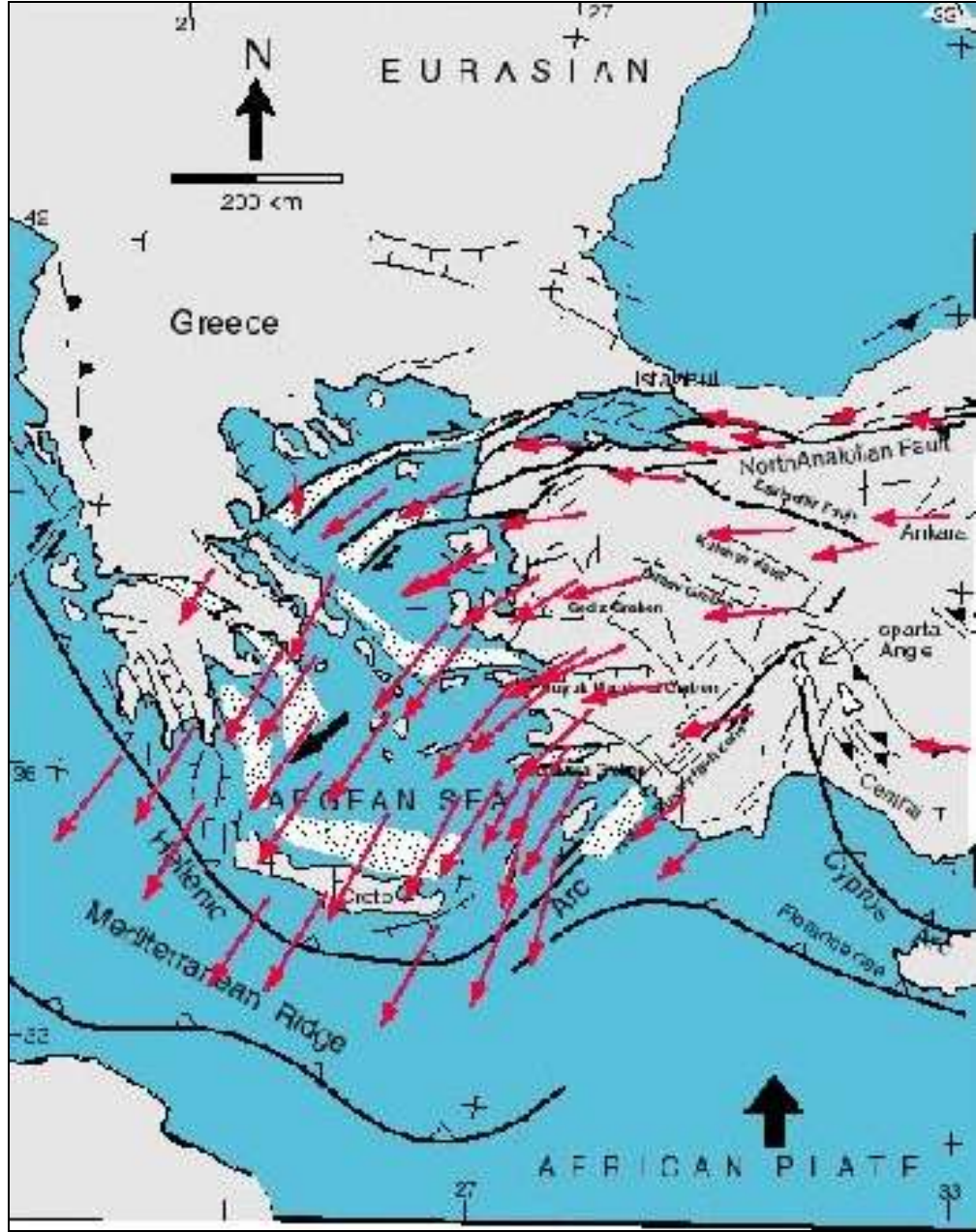
Akdeniz'de Ege levhası altında 35 ile 1.1 cm/yıl hızla dalan Afrika levhalarının eriyen bölümlerinin Ege bölgesini kaldırarak askıya alması yerçekimsel kırıklarla doğu-batı doğrultulu çöküntü alanlarının oluşumuna neden olmuştur (Yılmaz ve diğ., 2000).

Batı Anadolu'da yer kabuğu 25-30 km kalınlığındadır. Bölgede rift türü Kuvaterner volkanizma ve yüksek ısı akısı belirtileri vardır. Ege'de Doğu-Batı yönünde uzanan grabenlerin kenar fayları 30-35° eğimli normal faylardır (Eyidoğan ve diğ., 1991).



Şekil 2.2 (a) Ege ve çevresini deforme eden ana tektonik yapılar (Barka, 1992; 1999 ve Bozkurt, 2001' dan değiştirilerek).(b) Batı Anadolu' daki aktif tektonik yapılar; Şaroğlu ve diğer., 1992; Ocakoğlu ve diğer., 2004; MTA, 2002' ten değiştirilerek).

GPS verilerine göre (Reilenger ve diğ., 1997) Anadolu levhası, doğu ve orta kesimlerde batı yönünde, yaklaşık 18-22 mm/yıl hareket etmektedir. Hareket, batıda saatin tersi yönünde bir rotasyonal harekete dönüşerek, Ege hendeğine doğru yüksek bir hızla (40 mm/yıl) ilerlemektedir. Bu hareket, hafif kıta kabuğunun ağır okyanus kabuğu üzerinde kayması gibi yorumlanabilir. Bir diğer bakışla, Doğu Akdeniz okyanus tabanı, Ege levhası altına doğru hızla dalıp batmaktadır (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Ege denizi ve çevresinin ana tektonik özellikleri ve GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri haritası (Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger ve diğ., 1997)

2.2 Çalışma Alanının Aktif Tektonizma Özellikleri

İzmir ili, Gediz Alaşehir Graben Sistemi'nin batı ucunda yer almaktadır. Neotektonik yapılar üç ana doğrultuda yoğunlaşmaktadır. Morfolojik olarak en belirgin yapılar D-B doğrultuludur. Normal fay karakteri gösteren bu yapılar Gediz Grabeni'nin batı ucunda ve İzmir Körfezi'nde yer alırlar.

Ayrıca, KD-GB ve KB-GD doğrultulu faylar özellikle İzmir civarında önemli rol oynamaktadır ve bu fayların kinematik özellikleri İzmir'in kuzeyi ve güneyinde farklılaşmaktadır. Normal faylarla sınırlı grabenler İzmir Körfezi'nin doğusunda yer alırlar. Buna karşılık Gediz Graben Sistemi dışında kalan neotektonik dönem yapıları doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Bu ilişki, Gediz Graben'i dışında kalan alanlardaki güncel deformasyonun doğrultu atımlı faylarla karşılandığını göstermektedir. KD-GB doğrultulu faylar, hem sağ-yanal hem de sol-yanal deprem çözümleri vermektedir. Bu da bize İzmir ve çevresinin tektonik açıdan hem karmaşık bir alanda yer aldığı hem de Orta Batı Anadolu'da blokların göreceli hareketlerinin çok karmaşık olduğunu göstermektedir.

2.2.1 İzmir Fayı

İzmir Körfezi'nin doğusunda, körfezi morfolojik olarak güneyden sınırlayan D-B yönlü fay İzmir Fayı olarak adlandırılmıştır. Fay iki parçadan oluşur. Gediz grabeninin batı ucundaki Kemalpaşa Fayı kuzey kolunun devamı şeklindedir. Kentsel yerleşme yoğunluğu nedeniyle fayın niteliğine ve aktivitesine yorumlanabilecek veriler sınırlıdır. Bununla beraber genel jeomorfolojik karakteri normal faylara özgüdür.

Doğu segmenti Gediz grabeninin batı ucundaki Kemalpaşa Fayı kuzey kolunun devamı şeklindedir. Fay İzmir ile Pınarbaşı arasında iki küçük segmentten oluşur. Pınarbaşı segmenti DKD-BGB doğrultusundadır. Pınarbaşı mahallesinde yoğun yerleşim dolayısı ile morfolojik özellikler belirsizdir. Pınarbaşı ile Mezarlık arasında açık arazide 50 cm ile 1,5 m arasında değişen bir basamak belirlenmiştir. Bu basamak kademeli bir şekilde batıya doğru uzanmaktadır. Bu basamaklı morfolojinin eski bir deprem tarafından oluşturulmuş olma olasılığı yüksektir. İzmir Fayının doğu segmenti Altındağ İzmir arsında yaklaşık D-B doğrultuludur. Bu alanda yoğun bir yapılaşma söz konusudur. Bununla beraber genel jeomorfolojik karakteri normal faylara özgüdür. Kadifekale ve Altındağ yöresinde ise heyelanlarla fay dikliklerinin ilksel morfolojisi bozulmuştur. Fayın ana kırığı ova içinde yer alabilir.

İzmir fayı Kadifekale'den batıda güneye doğru yaklaşık 5 km'lik bir sıçrama yapmaktadır. Bu kesimde güneyden gelen Tuzla fayı yaklaşık bu sıçrama alanından geçmektedir.

Batı segmenti Üçkuyular ile Narlıdere ve Güzelbahçe arasında yer alır. Fayın taban bloğu 1000 m'lik bir yükselti meydana getirmiştir bu yükseltinin fay tarafı paleofay sevi görüntüsündedir. Bu özellikle Balçova-Narlıdere belirgin olarak izlenebilmektedir. Narlıdere yöresinde fay dikliği önünde alüvyon yelpazeleri gelişmiştir. Balçova ve Narlıdere arasında tavan bloğu üzerinde geniş bir delta oluşmuştur. İzmir'in bu kesiminde son yıllarda yoğun bir yapılaşma göstermektedir. Bu nedenle fayla ilgili gözlemler son derece sınırlıdır. Balçova Narlıdere arasında antik çağlardan beri bilinen Agamemnon kaplıcaları yer alır. Bu kaplıcaların çevresinde yapılan gözlemlerde temel içinde ana fay doğrultusuna uygun faylara rastlanmıştır.

İzmir Fayı'nın morfolojisi, Kuvaterner içerisinde etkin olduğunu göstermektedir. 10 Temmuz 1668 depreminin bu fay üzerinde meydana geldiği sanılmaktadır (Ergin ve diğ., 1967;). Bu deprem İzmir Körfezi doğu ucunda etkili olmuş ve İzmir şehrinde 19.000 kişinin ölmesine yol açmıştır. İzmir şehrinin 1778 tarihli bir depremle yıkılmış olduğu bilinmektedir. Bu veriler, saha bulgularının azlığına rağmen İzmir Fayı'nın aktif olarak değerlendirilmesini zorunlu kılmaktadır.

2.2.2 Tuzla Fayı

İzmir'in güneybatısında Gaziemir ile Doğanbey arasında KD-GB genel uzanımlı yapısal hat Tuzla Fayı olarak tanımlanmıştır (Emre ve Barka 2000). Fay, Türkiye Diri Fay Haritası'nda Cumaovası çizgiselliği Şaroğlu vd. (1987,1992), Eşder(1988)'de Cumalı Ters Fayı, Genç ve diğerleri(2001) ise Orhanlı Fayı olarak adlandırmışlardır. Doğanbey Burnu ile Gaziemir arasında fayın karadaki uzunluğu 42 km.'dir. Doğanbey Körfezi'nde MTA Sismik-1 araştırma gemisiyle yapılan çalışmalar Tuzla Fayı'nın GB'da Ege Denizi tabanında devam ettiğini göstermiştir

(Ocakoğlu vd. 2004, 2005). Denizaltında devam eden kısmıyla birlikte değerlendirildiğinde fayın uzunluğu 50 km.yi ağar.

Fayın gúneybatı ucunda deniz tabanından alınan sismik kesitlerde Tuzla Fayı'nın geniş deformasyon zonu oluşturduğu ve zondaki fayların deniz dibindeki en genç çökelleri kestiği anlaşılmıştır Ocakoğlu vd. (2004, 2005). Aynı çalışmadaki bulgular fayın doğrultu atımlı olduğunu, deniz tabanında basıç sırtları oluşturduğunu ve bu zondaki bazı fayların ters fay bileşeni tařıdđını göstermektedir.

6 Kasım 1992'de İzmir-Doğanbey arasında dúřuk hasar yaratan bir deprem meydana gelmiştir. USGS tarafından büyüklüğu Ms=6.0 ve derinliği 14 km olarak verilen depremin episantrı Doğanbey ile Ürkmez arasında denize rastlarken, artçı çok dağılımları ise Tuzla fayı üzerinde dağılım göstermektedir (Türkelli vd. 1990, 1995). Fay düzlemi çözümleri depremin sağ yönlü doğrultu atımlı bir kırılma mekanizması sonucu geliştiğini göstermektedir (Türkelli vd. 1995; Tan ve Taymaz 2001, 2002). Bu sismolojik değerlendirmeler yukarıda açıklanan saha bulguları ile uyumluluk göstermektedir. Denizin altında uzanan bölümüyle birlikte yaklaşık 50 km'yi ařan sağ yönlü doğrultu atımlı Tuzla Fayı, İzmir ve yakın çevresinin en önemli aktif tektonik yapılarından birisidir. Bölgesel güncel kinematik içerisinde ise fay; Gediz graben sisteminin batı ucunda, bu grabendeki KD-GB yönlü açılmayı sönümleyen sağ yönlü doğrultu atımlı transfer faylardan biri olarak çalışmaktadır. Nitekim GPS ölçümleri Gediz ve B.Menderes grabenleri batısında doğrultu atımlı transfer fayların varlığını gösterir(McClusky ve diğ., 2000).

2.2.3 Seferihisar Fayı

İzmir'in güneybatısında Seferihisar yöresindeki Sığacık Körfezi ile Güzelbahçe arasında uzanır (şekil 2.3). Yapılan sualtı çalışmalarında fayın güneye doğru Ege Denizi tabanında devamlılık gösterdiği saptanmıştır (Ocakoğlu vd. 2004, 2005). Aynı çalışmada bu fayın yakın batısında Urla Fayı adıyla ikinci bir aktif fayın varlığı ileri sürülmüştür. Ancak MTA raporlarında Seferihisar Fayı dışındaki faylar değerlendirmeye alınmamıştır. Seferihisar Fayı'nın Sığacık Körfezi ile Gülbahçe

arasında karasal uzunluğu 23 km olup, sualtında uzanan bölümüyle birlikte toplam 30km'lik uzunluğa ulaştığı sanılmaktadır. K20°D genel doğrultulu olan fay, güney yarısında Bornova flišine ait kaya toplulukları içerisinde ve alüvyon düzlüklerinde izlenir. Çamlıköy-Güzelbahçe arasındaki kuzey bölümü ana doğrultudan saparak İzmir Fayı'ndan ayrılan bir kola uyumlu bir gidiş kazanır.

Jeomorfolojik veriler Seferihisar Fayı'nın Holosen'de aktif bir fay olduğunu gösterir. Güney ucundaki sualtı verileri de deniz tabanında fayın en genç çökelleri etkilediğini göstermektedir (Ocakoğlu vd. 2004, 2005). Nitekim 10 Nisan 2003 tarihinde bölgede meydana gelen depremin (Mw:5.7) odak merkezi ve artçı deprem dağılımı fayın Seferihisar yakınlarındaki bölümüne rastlar. Bu depremlerle ilgili fay düzlemi çözümlerinde elde edilen kayma düzlemine göre KD-GB doğrultulu olan Seferihisar Fayı'nın haritalanan uzanımına uygun olup, depremin sağ yönlü kırılma sonucu oluştuğunu göstermektedir (Tan ve Taymaz 2003). Yapılan araştırmalar, bölgesel kinematik içerisinde Seferihisar Fayı'nın D-B uzanımlı İzmir Fayı'yla bağlantılı bir yapı olduğunu gösterir. Dolayısıyla bu fay Tuzla Fayı gibi Gediz Grabeni batısındaki transfer fay demeti içerisinde değerlendirilir.

2.2.4 Karaburun Fayı

İzmir Körfezi ile Karaburun Yarımadasını yapısal ve morfolojik olarak ayıran önemli bir hattır (Şekil 2.3). İzmir Büyükşehir Belediyesi'nce hazırlatılan İzmir Deprem Senaryosu ve Deprem Master Planı'nda (İDSDMP) Karaburun Fayı olarak adlandırılmıştır (Erdoğan vd. 1990; MTA 2002; İDSDMP). Ocakoğlu ve diğ.(2005)'nin yaptıkları araştırmada bu faya paralel çok sayıda denizel fay haritalanmıştır. İsimlendirmede karışıklığa yol açılmaması açısından MTA raporlarında, fayın karada izlediği bölümlere en yakın ve en büyük yerleşim biriminin ismini vererek Gülbahçe Fayı olarak adlandırmıştır. Ancak; gerek yapılan bilimsel çalışmalarda, gerekse uluslararası yayınlarda Karaburun Fayı olarak anıldığı için bu tez çalışmasında bu isim kullanılmıştır. Bu fay zonunun genişliği 4-4,5 km.yi bulmaktadır.

Karaburun Fayı'nın karadaki bölümü kuzeydeki Gülbahçe Körfezi ile güneydeki Sığacık Körfezi arasında 15 km uzunluğundadır. K-G doğrultulu olan fayın her iki ucu da denizin altına uzanmaktadır. Sualtı bölümleriyle değerlendirilen fayın toplam uzunluğu 70 km'yi bulmaktadır (Ocakoğlu vd. 2004, 2005). Fayın karadaki bölümü güneyde Karaburun bloğuna ait Trias-Jura-Kratose yaşlı ayrılmamış kireçtaşlarında izlenir. Fayın doğrultusu boyunca yerleşmiş akarsular alüvyon dolgulu çizgisel vadiler oluşturmuştur. Fay, Sığacık Körfezi batısında K-G uzanımlı çok dik ve çizgisel olarak kıyıyı sınırlandırır. Kıyı boyunca fay, büyük bir olasılıkla kıyıya çok yakın olarak deniz tabanında uzanır.

Deniz üzerinde yapılan sismik çalışmalar sonucu elde edilen veriler fayın niteliği konusunda daha net bilgiler vermektedir (Ocakoğlu vd. 2004, 2005). Güney ucunda fayın kıyı boyunca oluşturduğu çizgiselliğin Sığacık Körfezi'ndeki sualtı uzanımında genç çökelleri kesen bazı faylar haritalanmıştır. Ancak Sığacık Körfezi açıkları doğuda Seferihisar ve Tuzla Fay zonlarının birbirine yaklaştığı, bu nedenle doğrultu atımlı fayların yoğun olduğu bir alandır. Körfez tabanında Karaburun Fayı'nın devamlılığı ve diğer faylarla olan geometrik ilişkisi net olarak yorumlanamamaktadır. Bu belirsizlik nedeniyle, Sığacık Körfezi batısındaki Teke Burnu Karaburun Fayı'nın güney ucu olarak kabullenilmiştir. Gülbahçe Körfezi'ni K-G doğrultusunda kat eden fay Mordoğan'dan kuzeye doğru KKB-GGD uzanımına döner. Karaburun açıklarında bu faya paralel çok sayıda başka faylarda haritalanmıştır. Çoğunluğu Miyosen ve Kuvaterner yaşlı sualtı çökellerini kesen bu faylar doğrultu atımlı bir zon oluşturur. Sismik kesitlerden bu fayların çoğunluğunun ters eğim atım bileşene sahip oldukları yorumlanmıştır (Emre, Ö. ve diğ., 2005)

Yapılan çalışmalar Karaburun Fayı'nda doğrultu atımın baskın olduğunu gösterir. Ancak fayın Holosen'deki atım yönüne ilişkin yorum yapılamamaktadır. Sualtı verileri kuzey segment boyunca fayın ters bileşeni de bulunduğunu ve batı bloğun doğu blok üzerine itildiğini açıklar (Ocakoğlu ve diğ., 2005). Karada MTA tarafından yapılan jeolojik çalışmalar Karaburun bloğu yüzeyinin batıya doğru tiltlenmekte olduğu ileri sürülmüş olup, bu durum (Ocakoğlu ve diğ., 2004)

tarafından önerilen ters fay bileşeni ile uyumludur.

Çalışma alanındaki aktif faylarla deprenselliğin ilişkilendirilmesi sonucu, bölgedeki deprem aktivitesinden sadece İzmir kentinin içinden geçen D-B doğrultulu İzmir fayının sorumlu olmadığı görülmüştür. Bölgeyi K-G ve KD-GB doğrultularda kateden doğrultu atım karakterli Tuzla, Urla ve Karaburun fayları, son yıllarda 2003 Seferihisar ve 2005 Sığacık Körfezi depremleri de dahil olmak üzere, bölgenin deprenselliğinden büyük ölçüde sorumlu fay sistemleri olarak değerlendirilmiştir (Ocakoglu ve diğ., 2005)

2.3 Çalışma Alanının Deprenselliği

İzmir ve çevresi tarihsel dönemlerden bu yana yoğun deprem aktivitelerine sahne olmuştur. Bölgedeki deprem episantırlarının çoğunluğu Ege Denizi'nde, İzmir Körfezi - Midilli Adası ve Doğanbey Burnu - Sisam Adası arasında yer almaktadır. Bir kısım depremlerin ise, Gediz Grabeni ile Ege Denizi arasında kalan Akhisar- Soma-Manisa çevresinde yer aldığı görülür.

Kocaefe (1982) tarafından yapılan çalışmada Batı Anadolu Bölgesi'ndeki yaygın deprenselliğin plaka içi veya kıta içi deformasyonlardan meydana geldiğini savunmuştur. Batı Anadolu' nun deprenselliği küçük magnitüdlü depremlerin aynı zaman ve mekanda belirgin şekilde gruplaştığı deprem fırtınası şeklinde kendini gösterir. Odak mekanizma çözümleri önemli jeolojik yapılarla uyum gösterir. Genel olarak bölgedeki depremlerin odak derinlikleri 0 ile 50 km arasında değişmektedir. Eyidoğan ve Jackson (1985) yaptıkları çalışmada bölgedeki büyük depremlerin 10–15 km' den daha derin olmadığını belirtmişlerdir.

Son yüzyıl içerisinde İzmir ve çevresini etkileyen üç yıkıcı deprem meydana gelmiştir. 1928 Torbalı depremi (M: 6.5), (Salomon-Calvi 1940), 1949 Karaburun depremi (M=6.6, Pınar 1950, Jackson and McKenzie 1984) ve 1992 Seferihisar depremi (M: 6.0, Türkelli vd. 1994; Pınar 1995), daha çok İzmir güneyindeki alanlarda etkili olmuştur.

Tamamlanan ve sürmekte olan deniz jeofiziği ve jeolojisi çalışmalarından elde edilen bulgulara göre, bölgede karada ve denizde haritalanmış aktif faylar ve çizgisellikler, detay topoğrafya haritaları üzerinde izlenen doğrusal yamaçlar ve vadiler, yerdeğiştirmiş kıyılar izlenebilmektedir. Özellikle OTFZ Seferihisar yükselimi üzerinde belirgin olarak takip edilebilmektedir (Ocakoglu ve diğ. 2005, Uzel ve Sözbilir 2008). Kara morfolojisi bölgede ağırlıklı olarak KD-GB ve K-G yönelimli fayların ve çizgiselliklerin, hakim morfolojik bileşenler olduğunu göstermektedir. Bu çizgisellikler özellikle Karaburun'un ve Seferihisar'ın kuzeyi ile Urla civarında oldukça belirgindir. Tüm bu sonuçlar, Urla'nın deprem tehlikesini ortaya koyan en belirgin sismotektonik unsurlar arasında yer almaktadır.

2.3.1 Tarihsel Dönemde Meydana Gelen Depremler (1899 ve öncesi)

Batı Anadolu'nun tektoniğinin anlaşılması açısından, tarihsel dönem deprem etkinliğinin iyi bilinmesi son derece önemlidir. Batı Anadolu Bölgesi, Doğu Akdeniz'de tarihsel çağlarda pek çok uygarlığın hüküm sürdüğü bir bölge olması nedeniyle tarihsel dönem deprem kayıtlarının en fazla olduğu bölgelerimizden biridir. Kayıtlar, çok sayıdaki eski uygarlıklara ait yerleşim birimlerinin, tarihsel dönemde (1900 öncesi) birçok yıkıcı depremin etkisi altında kaldığını ortaya çıkarmaktadır. Kayıtlar, İzmir kentinin çoğu depremden etkilenmiş olmasının yanında özellikle bazı depremlerde çok büyük hasarların meydana geldiğini göstermektedir.

Tarihsel depremler açısından M.S. 17 depremi, İzmir yöresi için en önemli depremlerden birisidir. Bu depremler dışında özellikle 1688 depremi İzmir'de büyük ölçüde can kaybı ve hasara sebep olmuştur. Ayrıca, 1739 ve 1778 depremleri de yine İzmir yakınlarında meydana gelmiştir (Ambraseys and Finkel 1995).

2.3.2 Aletsel Dönemde Meydana Gelen Depremler (1900-Günümüz)

1900'lü yılların başından itibaren "Aletsel Dönem" olarak adlandırılan ve

günümüze kadarki dönemi içeren zaman dilimi içerisinde çok sayıda deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerin bazıları bölgede can kaybı ve maddi hasarlara neden olmuştur.

Son yüzyıl içinde İzmir ve çevresini etkileyen üç yıkıcı deprem meydana gelmiştir. 1928 Torbalı Depremi (M=6.5) Solomon - Calvi (1940), 1949 Karaburun Depremi Pınar, (1950); Jackson and McKenzie (1984) ve 1992 Seferihisar Depremi (M=6.0) Türkelli vd. (1994); Pınar (1995) daha çok İzmir'in güneyindeki alanlarda etkili olmuştur. 2003 yılında meydana gelen Seferihisar Depremi (Mw:5,7) ise Seferihisar'da az hasara sebep olmuştur. İzmir kent yerleşkesi orta büyüklükte de olsa çevresinde oluşan bu depremlerden etkilenebilecek bir coğrafik konumdadır.

Son yüzyılda meydana gelen depremler içerisinde en büyük deprem 31 Mart 1928 tarihli Torbalı depremidir (M= 6,5). Bu deprem çok geniş bir alanda etki yaparak, 2000'den fazla ev yıkılmış ve hasar görmüştür.

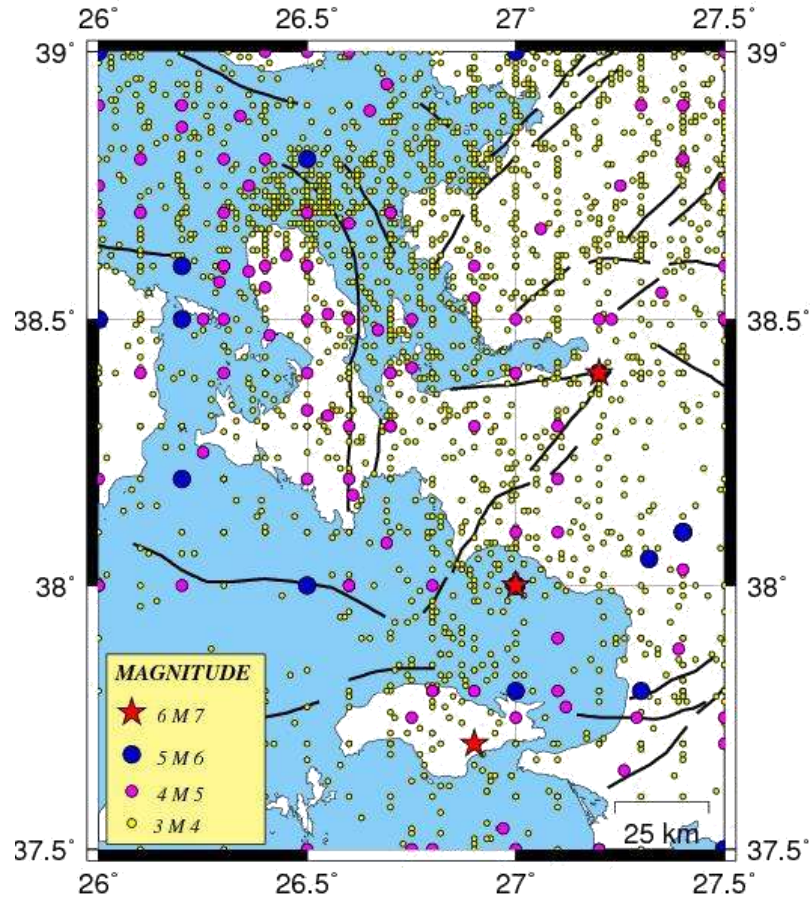
Depremlerin kümelenme gösterdiği yerlere baktığımız zaman, Bergama-Foça fay zonu, Karaburun Yarımadasının kuzeyi, Gediz Grabeni; Manisa, İzmir ve Tuzla Faylarının olduğu yerlerde diğer bölgelere göre daha yoğun bir deprem aktivitesi gözlenmektedir. Bu faylarla ilgili olarak 1899 Büyük Menderes, 1928 Torbalı, 1969 Alaşehir, 1970 Gediz depremleri meydana gelmiştir.

2.3.3 Ekim 2005 Sığacık Körfezi Depremleri

17 Ekim 2005 günü İzmir'in güneybatısında Sığacık Körfezi'nde bir seri deprem meydana gelmiştir. Aynı gün içerisinde Türkiye saatiyle 08:45'te Md=5.7, 12:46'da Md=5.9, 12:55'te Md=5.6 büyüklüklerinde depremler meydana gelmiştir. Derinlikleri yaklaşık 12 km. civarında hesaplanan depremler sığ odaklı depremler olarak nitelendirilir. İzmir ve yakın çevresinde oldukça şiddetli hissedilen deprem, can kaybına neden olmamıştır. Ancak, dışmerkeze en yakın olan Urla, Seferihisar gibi ilçelerde bazı evlerin duvarlarında çatlama gözlenmiştir. Depremler sonucu, karada yüzey kırığına rastlanmamıştır.

20 Ekim 2005 tarihinde, Sığacık Körfezi'nde Türkiye saatiyle 10.11'de $M_d=5,9$ büyüklüğünde bir deprem daha meydana gelmiştir. Sığacık Körfezi'nde deniz içerisinde 11,6 km. derinlikte kaydedilen deprem, herhangi bir hasara ve can kaybına neden olmamıştır.

17 Ekim 2005 tarihinden sonra bölgede yaklaşık üç ay boyunca $M_d=2,2-4,9$ arasında 1750 adet artçı sarsıntı kaydedilmiştir. 17 Ekim tarihini takiben ilk 2 haftalık süre içerisinde artçı sarsıntılar yoğun bir şekilde devam etmiş olup daha sonra azalmıştır. Artçı sarsıntıların dağılımı genellikle Karaburun Fayı'nın doğrultusu ile paralellik göstermektedir ve Karaburun Fayı'nın güney ucu ile Sığacık Körfezi'nde yoğunlaşmaktadır. Yapılan hesaplamalarda; artçı sarsıntıların derinlikleri 3-7 km.ler arasında yoğunluk göstermektedir.



2.4 İzmir ve çevresi deprem etkinlik haritası(Boğaziçi Üniversitesi, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/> deprem katoloğu).

2.4 Çalışma Alanı ve Yöresinin Genel Jeolojisi

Batı Anadolu Bölgesi'nin başlıca jeolojik unsurları; Metamorfik topluluklar, Neojen havza çökelleri, Oligo-Miyosen'den başlayıp Kuvaterner'e kadar aralıklarla gelişimini sürdürmüş magmatik topluluklar, D-B doğrultulu graben havzaları ve Ege denizel ortamıdır

Ege bölgesinin en yaygın jeolojik birimi, Neojen çökelleridir. Bunlar Ege adalarının hemen hepsinde ve Batı Anadolu'da yaygındır. Çökeltme genellikle erken Miyosende başlamıştır. Trakya ve bazı kuzey Ege adalarında görülen denizel ortamdaki çökeltme dışında, hemen tüm Ege'de çökeltme erken Miyosende, karasal bir ortamda başlamıştır. Çökeltme çoğunlukla birbiriyle bağlantılı ve düşük enerjili bir gölsel ortamda gelişmiştir. Bu ortamın en yaygın birimleri bitümlü şeyllerdir. Bu gölsel ortam Çanakkale dolayından güneye Muğla'ya kadar ki geniş bir kuşakta Batı Anadolu'da ve o dönemde Ege Denizinin bulunduğu alanda yer alan karasal ortamda yaygınca gelişim göstermiştir (Rögl ve Steininger,1984). Menderes masifinin günümüzdeki yükselimi o dönemde henüz gelişmiş olmadığı için, çökeltme ortamının Menderes masifi alanlarını da büyük ölçüde kaplamış olduğu anlaşılmaktadır. Batı Anadolu'daki bu karasal ortam Ege'den Yunanistan'a kadar süreklilik göstermektedir (Yılmaz, 2000).

Ege'nin günümüzdeki egemen yapı unsurları olan D-B grabenler, geç miyosenden sonra olasılıkla Pliyosen sonu Pleyistosen'de gelişmeye başlamıştır (Yılmaz, 2000). Bunlar Batı Anadolu ve Ege denizini belirli aralıklarla ve az çok D-B gidişli dar yapısal havzalar halinde bölmüştür. Bu grabenler Ege denizi içinde de deniz taban topoğrafyasını şekillendirmiş ve az çok KD-GB gidişli derin graben çanakları oluşturmuştur. Gerilme sistemi içinde gelişen bu grabenlerde ve yakın çevrelerinde kıta kabuğu 30 km'den daha incelmıştır. Buna bağlı olarak Ege ortasında yer alan denizel ortam, gerilmeli sistemlerin oluşturduğu yapısal alçalım alanlarına doğru Ege karası içine sokulmaya başlamıştır. Grabenler çoğunlukla her iki tarafları da faylı olmakla birlikte asimetric bir gelişim göstermiştir. Gerilmenin giderek geliştiği Kuvaternerde hızla yeniden yükselen Menderes Masifinin aşınmasının ürünü olan

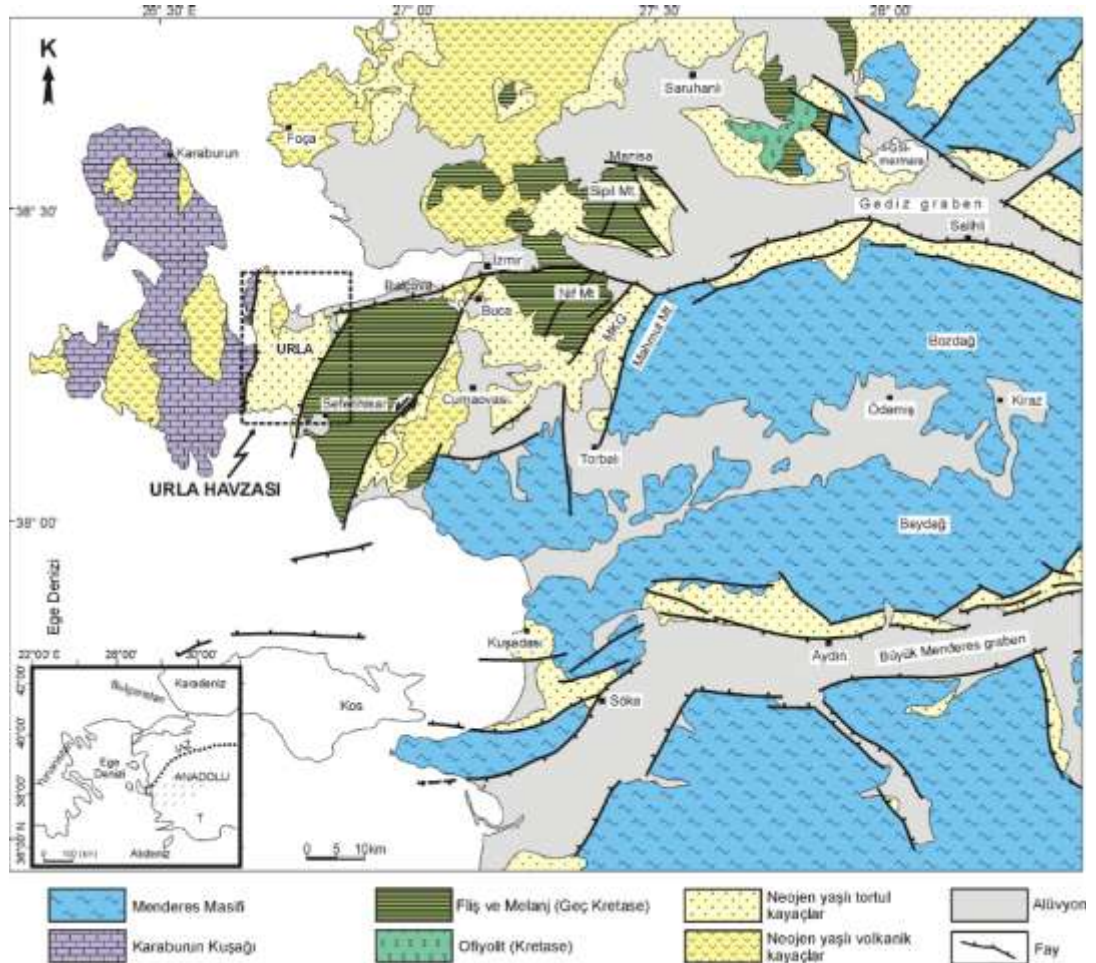
klastik gereç sıg sahil ortamlarını kaplamış, son dönemlerde denizi yerel olarak doldurulup, antik kıyı kentlerin kara içerisinde kalmasına yol açmıştır.

Ege bölgesi günümüzde kıta içlerinde aktif gerilmenin hızlı geliştiği yörelere iyi bir örnektir. Aktif gerilme yılda 3-4cm hızla gelişimini sürdürmektedir. Litosferin incilmesi bölgenin jeotermal enerji potansiyelini arttırırken, aktif tektonizma ile gelişen sismik aktivite pek çok yıkıcı depremin nedeni olmaktadır (Yılmaz, 2000).

Anadolu-Ege bloğunun graben havzalarının Erken-orta Miyosen döneminde meydana gelen termal çökme sonucu oluştuğu ileri sürülmüştür. Orta-geç Miyosen dönemi tam olarak bilinmemektedir, ancak yavaş gerilmenin bu dönemde başladığı ileri sürülmüştür. Yine D-B grabenlerinin esas hareketinin Pliyosende meydana geldiği düşünülmektedir (Erdik,2000).

2.4.1 Urla Havzası'nın Yeri ve Jeolojik Konumu

Urla Havzası İzmir il merkezinin yaklaşık 30 km batısındadır. Urla çevresindeki Miyosen-Kuvaterner istifi, batıda Karaburun yükseltisi, doğuda ise Seferihisar yükseltisi arasında kalan K-G gidişli bir yapısal çöküntü içinde yer alır. Urla ve Seferihisar ilçelerini de içine alan bu çöküntü, yaklaşık 250 km² alanı kapsar (Şekil 2.4). Havza içinde birçok K-G gidişli akarsu ve yine aynı yönle paralellik gösteren havza içi yükseltiler bulunmaktadır.



Şekil 2.5 Urla Havza'sının yeri ve jeoloji konumu (Genç ve diğ. 2001'den değiştirilerek alınmıştır)

Urla (İzmir) ve çevresi “Batı Anadolu Genişleme Bölgesi” adı verilen ve Miyosen’den beri K-G doğrultusundaki genişleme kuvvetleri etkisinde şekil değiştiren bir bölgede yer alır (Şengör ve diğ., 1985). Son yıllarda elde edilen GPS verilerine göre İzmir ve çevresindeki yer kabuğu, KD doğrultulu bir eksen boyunca, GB’ye doğru hareket etmektedir (Reilinger ve diğ.1997). Bu hareketin yaklaşık eksenini üzerinde bulunan Urla ilçesi ve çevresi 2 milyon yıldan beri oluşmaya başlayan ve bu çalışmada Urla Havzası adı verilen genç bir havza içinde yer alır. Urla Havzası, batıdan ve doğudan Bornova fliş zonu (Okay ve diğ. 1991) veya Bornova karmaşığı (Erdoğan, 1990) adı verilen Üst Kretase-Paleosen yaşlı kaya topluluğuyla sınırlıdır. Bu kaya topluluğu fliş fasiyesindeki kırıntılı kayalar ve bu kayalar içindeki değişik boyut ve yaşlardaki serpantin, çört, diyabaz ve kireçtaşı bloklarından oluşur. Bu kayalar, Miyosen yaşlı volkanosedimanter bir istifile uyumsuzluk olarak örtülmüştür. Urla Havzası’na ait birimler Pliyo-Kuvaterner yaşlı

eski ve yeni alüvyonlardır. Urla havzasındaki Neojen istif, Çamlı, Bozavlu ve Cankurtaran Formasyonları ile Urla Kireçtaşı'ndan oluşur. Bu istif, Bornova Fliş Zonu'na ait kaya toplulukları üzerine uyumsuz olarak oturur (Savaşın, 1978; Kaya, 1979), (Sümer ve diğ., 2003). Bölgedeki Neojen istifini oluşturan formasyonlar birbirleri ile yanal ve düşey geçişlidirler. Bu volkanosedimanter istifler, İskele trakiti ve Ovacık bazaltı tarafından kesilir ve örtülür.

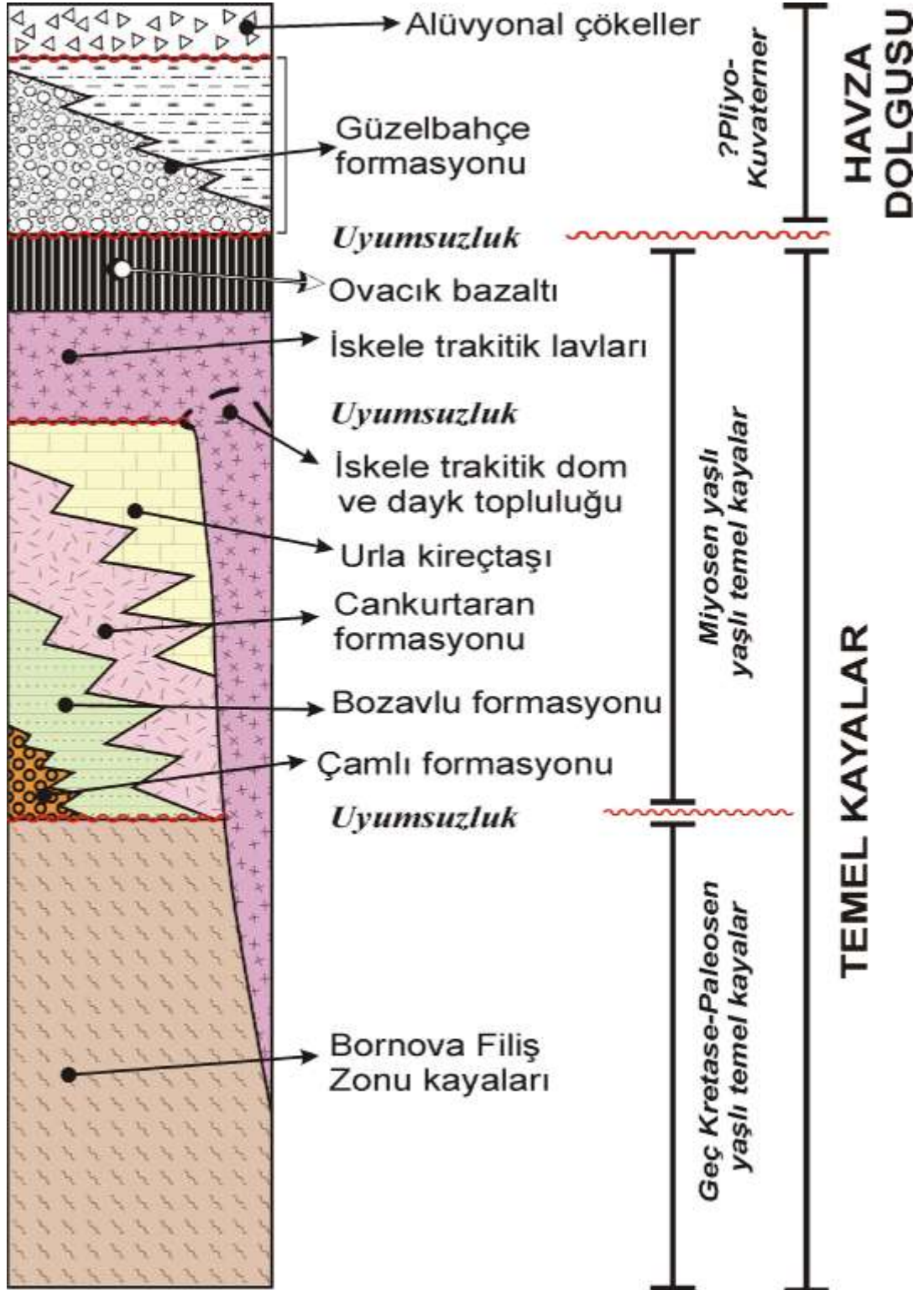
Urla Havza'sı olasılıkla Pliyo-Kuvaterner'den bu yana oluşumu devam eden yaklaşık K-G uzanımlı bir havzadır. Pliyo-Kuvaterner havza dolgusu, birbirlerinden açılmalı uyumsuzlukla ayrılan Geç Kretase –Paleosen yaşlı Bornova Fliş Zonuna ait kaya toplulukları ve Miyosen yaşlı kırıntılı, karbonat, volkanik ve volkanosedimenter istif üzerinde açınmıştır. Havza dolgusu, birbirinden uyumsuzlukla ayrılan iki tortul istiftten oluşur. Bunlar; alta çökelişini tamamlamış Güzelbahçe formasyonu ile üstte çökelişini devam eden en genç alüvyonal tortullardır. Güzelbahçe formasyonu; alüvyonal yelpazesi, akarsu kanal kuşağı ve yakınsak/ıraksak taşkın düzlüğü gibi karasal litofasiyes topluluklarından oluşmaktadır. Baskın olarak akarsu fasiyesi çökellerinden oluşan en genç alüvyonal tortullar, az olarak yamaç çökelleri geçiş/kıyı fasiyesine ait çökeller de içerirler. Urla Havzası'nı biçimlendiren fay zonları aşağıdaki gibi gruplandırılmıştır; Seferihisar-Yelki Fay Zonu (doğu sınır fay zonu), Demirci – Yağcılar Fay Zonu (batı sınır fay zonu), Kuşçular- Urla Fay Zonu, Azmak – Bademler Fay Zonu, Ovacık Kocadağ Fay Zonudur (havza ortası fay zonları).

Bu fay zonlarına ait parçalarda (segmentlerde) kinematik analiz çalışmaları yapılmış, veriler değerlendirilerek zonların oluşumunu denetleyen ana asal gerilmeler ile paleostresler ortaya çıkarmıştır. Bu fay zonları genelde doğrultu atımlı faylardır. Bu fayların bükülme (bend) yada sıçrama (stepover) yaptığı yerlerde ters veya normal bileşenli yüksek kayma (rake) açılı faylar meydana gelmiştir. Havza ortası ve kenarı fay zonlarının kinematik analiz sonuçları, Pliyo- Kuvaterner? den günümüze çok evreli bir tektonizmanın varlığını öngörür. Bunlar sırasıyla; (1) KKB-GGD açılma ve DKD-BGB sıkışma, (2) KD-GB açılma (3) KKD-GGB sıkışma ve BKB-DGD açılmadır.

Urla Havza'sında Pliyo-Kuvaterner yaşlı tortullarla doldurulmuş, birbirlerinden ayrık ve farklı büyüklüklerde altı alt havza ayırtedilmiştir; kuzeyde İskele, kuzeybatıda Gülbahçe, kuzeydoğuda Güzelbahçe, havza ortasında Kuşçular, doğu sınırında Düzce, ve güneydoğuda Seferihisar havzalarıdır. Güzelbahçe alt havzası diğerlerine göre daha kalın tortul dolgu içerir.

Bölgedeki kaya birimlerini iki ana başlık altında toplamak mümkündür. Bunlar; temel kayalar ve genç havza dolgusudur. Genç havzanın beslenme alanı kısmında bulunan temel kayalar, Üst Kretase-Paleosen yaşlı İzmir-Ankara Zonu'na ait Bornova Karmaşığı(Erdoğan, 1990) veya Bornova Fliş Zonu (Okay ve diğ. 1991) ve Miyosen yaşlı volkano-sedimenter birimlerdir (Akartuna, 1962; Kaya, 1979; Savaşçın, 1978; Sümer ve diğ, 2003; Sözbilir ve diğ, 2003; İnci ve diğ, 2003). Volkano-sedimenter birimler, altta Çamlı formasyonu ile başlar ve üste doğru yanal ve düşey olarak Bozavlu, Cankurtaran formasyonlarına, ve Urla Kireçtaşı'na geçer. Bu birimler, İskele trakitinin dayk ve domları tarafından kesilir lavları tarafından örtülür. Volkanizmanın son ürünü olan Ovacık bazaltı, tüm birimler üzerinde yüzlek verir (Şekil 2.5).

Urla Havzası'ndaki alt havzalarda, çökelimini tamamlamış ve hala çökelmekte olan birimler bulunmaktadır. Bu birimler genç havza dolgusu birimleri olarak tanımlanmaktadır. Bu birimler birbirleri ile uyumsuzlukla ayrılan iki tortul istiften oluşurlar. Bunlar; Plio-Kuvaterner yaşlı Güzelbahçe formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyonal çökellerdir (Şekil 2.5).



Şekil 2.6 Urla Havzası'nın genelleştirilmiş kolon kesiti.(Sümer, 2007)

2.4.2 Çalışma Alanının Temel Kaya Birimleri

2.4.2.1 Bornova Filiş Zonu Kayaları

İnceleme alanındaki Geç Kretase-Paleosen yaşlı Bornova Fliş Zonuna ait kaya topluluğu, kumtaşı-şeyl ardalanması ve bu ardalanmaya uyumlu merceksel mikritik kireçtaşlarından oluşan bir matriks içerisinde, blok konumlu çok çeşitli boyuttaki rekristalize kireçtaşları, çörtler ve spilitik volkanitlerden oluşur. Rekristalize kireçtaşları çalışma alanının batısında, kumtaşı şeyl ardalanması ise doğu sınırında daha baskın olarak gözlenir.

Matriks başlıca grimsi-kahverengi ince taneli kumtaşı, daha az oranda çamurşeyl, camurtaşı ve kanaldolgusu şeklindeki çakıltaşından oluşur. Yanal ve düşey olarak filiş fasiyesine ait karakteristik özellikleri yansıtan kırıntılı ve karbonat kayalardan oluşan matriks, aşırı derecede kıvrımlanarak deformasyon geçirmiştir. Tektonizma nedeniyle kaya birimlerinin ilksel katman yapıları bozulmuş ve yapısal süreksizlikler meydana gelmiştir. Fliş fasiyesinde çökelmiş matriks içindeki platform türü Mesozoik yaşlı kireçtaşları, blok boyutundan onlarca kilometre büyüklüğe ulaşır. Urla Havza'sının doğusunda bulunan Seferihisar Horst'u ise matriks ağırlıklı yüzleklerden meydana gelir. Urla Havza'sı genel anlamda hem doğu hemde batı sınırında bu kaya topluluğu üzerinde açılmıştır. Plio-Kuvaterner? Yaşlı alüvyonal birimler Bornova Filiş Zonuna ait temel kayaları, bazen açısız uyumsuz olarak genelde ise tektonik dokanakla üstler/örtler.

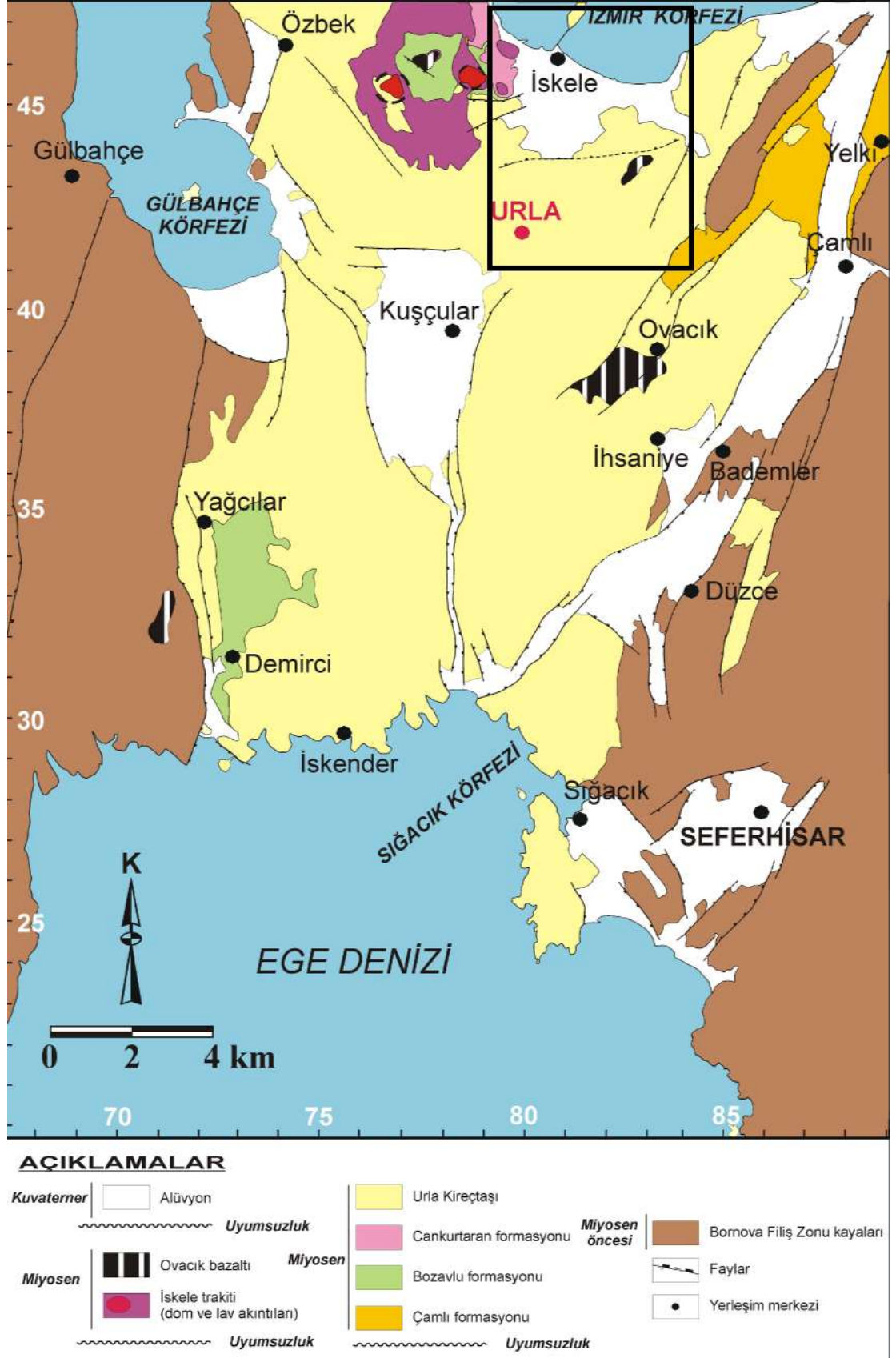
2.4.2.2 Miyosen Yaşlı Volkano-Sedimenter Birimler

Genç havza dolgusunu oluşturan birimlere tortul sağlayan diğer önemli kaynak Çamlı, Bozavlu ve Cankurtaran Formasyonları, Urla Kireçtaşı, İskele trakiti ve Ovacık bazaltıdır). Bu nedenle, Plio-Kuvaterner yaşlı alüvyonal birimler bu temel kayalara ait kırıntıları bol içerir. Özellikle bazı düzeylerinde volkanik kayalardan türeme kırıntılarının bol olması, beslenme alanındaki volkanik kayaların önemli ölçüde aşınmaya uğradığını göstermektedir.

İnceleme alanındaki Urla Kireçtaşı birimi İlk kez Kaya (1979) tarafından tanımlanmıştır. Urla Kireçtaşı, Urla ve çevresinde geniş yayılım sunar, bej ve açık kahverenkli, ince ve kalın katmanlı ve az olarak kiltası arakatmanlı kireçtaşından oluşur. (Şekil2.8). Birimin alt bölümleri kumtaşı, çamurtaşı ve volkaniklastik kayalarla arakatmanlı/arakatkılı olarak bulunur. İstif içerisinde, çamurtaşı/kiltaları ile ardalanmış organik maddece zengin ince katmanlar ve kısmen kömürleşmiş arakatkılar yer alır. Birim yaklaşık 300m kalınlıktadır (Kaya, 1979). Urla Kireçtaşı, Cankurtaran formasyonu ile yanıl-düşey geçişli, temel kayalar üzerine transgresif amaçlıdır. Birim, İskele trakiti ve Ovacık bazaltının volkanik dom ve daykları ile kesilir, lavları ile uyumsuz olarak örtülür. Öngür (1972), kireçtaşlarından saptadığı ostrakod ve gastropod fosillerine göre birime Alt-Orta Miyosen yaşını önermiştir. Birimin faunal içeriği, demiroksit renklemeleri ve löferit yapıları, zaman zaman karasallaşmış sığ bir karbonat göl ortamını yansıtır.

İnceleme alanındaki bir diğer egemen birim İskeleTrakiti dir. Birim başlıca trakitik bileşimli lav, tuf, aglomera ve dayklardan yapıldır. Birim, alkali karakterli trakitik volkanizmadan türemiştir. Urla kuzeyinde yaklaşık 25 km² bir alanı kaplar. Birim baskın olarak Dom, dayk ve lav fasiyesindeki topluluklardan oluşur.

Borsi ve diğ., (1972) Örenkayalar mevkiindeki trakitik domdan aldıkları örneklerle 11.9 My yaş önermiştir. Bu volkanik kayalar, ilk evre patlamalı volkanizmayı izleyen, patlamasız daha efüsiv bir ikinci evre volkanizmanın ürünüdür. İskele trakitinin daykları önceki kaya birimlerini keser, lavları ise uyumsuz olarak örter (Şekil 2.6). Dayk yerleşimleri genellikle, Urla Havza'sının ana sınır faylarına koşut olarak, K-G ve KD-GB gidişlidir.



Şekil 2.7 Urla çevresinin temel kayalarını gösteren jeoloji haritası (İnci ve Sözbilir, 2004).

2.4.3 Havza Dolgusu Birimleri

Urla Havzası içinde çökelimlerini tamamlamış ve çökelimine devam eden iki tortul istif bulunmaktadır. Çökelimini tamamlamış olan birimler, Güzelbahçe formasyonu adı altında Güzelbahçe alt-havzasında ki birimlerden oluşmaktadır. Güzelbahçe Formasyonu baskın olarak Urla Havzası'nın doğu kenarındaki Güzelbahçe alt havzasında gözlenmektedir. Çökelimi hala devam edenler ise güncel çökeller olup, alüvyonal tortullardan oluşmaktadır. Baskın olarak akarsu fasiyesi, az olarak yamaç çökelleri (slope deposits) ve geçiş/kıyı fasiyesi çökellerinden yapıldır.

BÖLÜM ÜÇ

KURAMSAL BİLGİLER

3.1 Mikrotremor Tanımı 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 0,1 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 saniye ve 2 Saniye arasında değişir (Kanai ve Tanaka, 1954; 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).

3.1.1 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 salınımların karakterleri cisim dalgaları ile ilişkilendirilirken;

rüzgâr ve insan kaynaklı diğer sığ gürültüler ise yüzey dalgaları yaklaşımı ile değerlendirilirler.

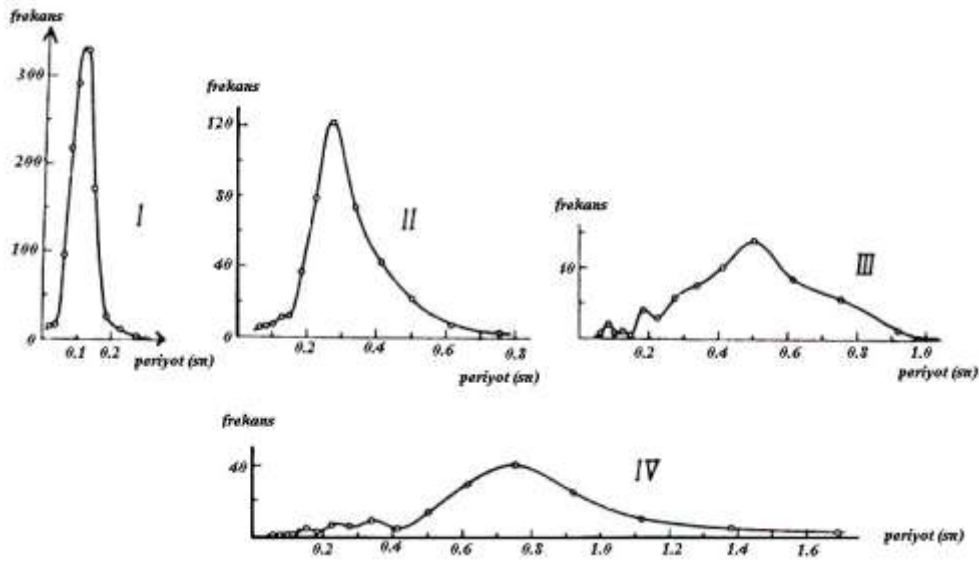
Kanai'ye göre mikro salınımların kaynağını yer içinde ilerleyerek tekrarlı yansımalar yapan S dalgaları oluşturmaktadır. Bu tez çalışmasında da yöntemi uygulanan Nakamura ve bazı diğer araştırmacılar ise mikrotremorların karakterlerinin Rayleigh dalga türü ile ilişkili olduğu görüşündedirler. Aki (1993), mikrotremorları, yüzey dalgalarından olan Love dalgaları ile ilişkilendirmiştir.

3.1.2 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 (I) gözlenmektedir. Örtü tabakasının olmadığı ya da çok az olduğu yerlerde, örneğin dağlık bir bölgede mikrotremorların periyotları 0.1 – 0.2 sn'lerde doruklar (II) vermektedir. Akarsu kaynaklı yerlerde ise 0,2 – 0,4 saniyelerde pikler gözlenmektedir. Alüvyonal yerlerde ise Kanai (1961), Japonya'da 0,4 – 0,8 sn civarında (III) 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 (IV) bir dağılım göstermektedir (şekil 3.1). Tabakalı ortamlarda periyot dağılım eğrileri çoğunlukla tabakalı ortamlarda en üst tabakanın özelliklerinden etkilenmektedirler (Kanai ve Tanaka, 1961).



Şekil 3.1 Çeşitli zeminler için örnek periyot dağılım eğrileri (Kanai ve Tanaka,1961)

3.1.3 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, Gece = 0.3 * (Gündüz)1.5 şeklinde ampirik bir formül tanımlamıştır.

Mikrotremor verilerini, kuyu için geliştirilmiş sismometrelerle yerin değişik derinliklerinde almak olanaklıdır. Bu amaçla birçok çalışmada kuyu içi sismometreleri kullanılarak araştırmalar yapılmıştır. Bu araştırmaların öncüsü olarak Kanai yerin farklı derinliklerinde ve yüzeyinde aldığı mikrotremor verilerini inceleyerek verilerin periyot dağılım eğrilerinin farklı derinliklerde farklı dağılımlarda olduğunu göstermiştir. Sonuçlarını, kuyu logları ile karşılaştırarak yerin ardalama özellikleri ile mikrotremor verilerini ilişkilendirmeye çalışmıştır.

Aynı zamanda deniz tabanı ile karada alınan mikrotremor verileri de uyumluluk içerisindedir. Bu da mikrotremorların geniş kullanım alanlarında denenebileceğini göstermektedir.

3.1.4 Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları

Bir noktada kaydedilen mikro titreşimler, o noktada ve yakın çevresine ait zemin hakkında ait bilgileri taşır ve farklı zemin tiplerinin de farklı doğal gürültüsü ile zemine ait farklı bilgileri olacaktır. Bu kavramdan hareketler, yerin doğal gürültüsünün genlik ve frekans içeriklerini irdeleyerek zemine ait özellikler saptanmaya çalışılır.

Zeminin çok küçük genlikli doğal salınımları incelenerek zemin etkin salınım periyotları saptanabilir ve bu şekilde zeminin olası bir depremde göstereceği davranış özellikleri belirlenebilir. Bu durumda zeminin bu doğal titreşimlerinden yararlanılarak elde edilecek parametrelere göre bölgesel olarak zemin 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 kayıt verilerinden elde edilen genlik spektrumlarına bakıldığı zaman bu 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; yer etkin 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 periyotdaki büyütme katsayısı gibi parametreler bulunabilir

ve bu veriler ışığında bölgesel olarak parametrelerin değişimi saptanarak pratik sınıflandırmalar yapılabilir.

Yer büyütme katsayısı hesaplamalarında, spektral genlikler (Kobayashi vd., 1986), referans noktasına göre görecel spektral oranlar (Kagami vd., 1986) veya yatay bileşen spektrum değerlerinin düşey bileşen spektrum değerlerine oranı Nakamura, yöntemleri uygulanabilir.

Deprem sırasında oluşun büyütmeleme 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, mikro bölgelendirme çalışmalarında, yapı dizaynında ve inşa edilmesinde, şehir planlama, yer seçimi,

şehircilik çalışmalarında, deprem senaryoları çalışmalarında, sismik risk analizi gibi birçok çalışmada kullanılabilir.

3.1.5 Mikrotremor Verilerinin Analizinde Yaygın Olarak Kullanılan Yöntemler

Yer etkilerinin değerlendirilmesinde kullanılan yaklaşımlar ampirik ya da teoriktir. İki yaklaşımın da avantajları ve dezavantajları vardır. Teorik modelleme farklı ve önemli birtakım parametre analiz, hesap ve değerlendirmeleri içerir fakat gelişmiş hesap ve ayrıntılı jeoteknik veri gerektirir. Ampirik yaklaşımsa kuvvetli ya da kuvvetsiz yer hareketi kayıtlarına dayanır. Sismisitenin düşük olduğu yerlerde kuvvetli yer hareketi gözlemlemek sınırlayıcı olabilir. Hem anakayada (genellikle referans istasyonu olarak kullanılacak yerler) hem de zemin karakteri gösteren ya da alüvyonal karakterli yerlerde aynı anda kayıt alınamayabilir.

Bu nedenle hakim sismik gürültülerin (mikrotremor) kullanımı önerilebilir. Düşük periyotlu sismik gürültüler mikrotremor, 2 saniyeden yüksek periyotlu gürültüler mikroseismler yer tepkisi tarifinde kullanılabilir (Lermo ve Garcia, 1994). Lermo ve Garcia (1994)'ya göre, Aki, Omote, Irikura, Kawanaka, Sato ve Hough, kısa periyotlarda yapmış oldukları çalışmalar mikrotremorların Rayleigh dalgalarından meydana geldiğini göstermiştir.

Uzun periyotlu mikrotremor çalışmaları site effect (yer etkisi) saptama amacı ile uzun yıllardır yerbilim ve deprem mühendisliği çalışmalarında incelenmektedir. Özellikle Kagami ve Ohta bu çalışmalara öncülük etmişlerdir. Bu çalışmalar sonuç olarak uzun periyot çalışmalarının kaba bir yaklaşımla kullanılabileceğini ve bu yolla geniş aralıklı bir yer sınıflamasının yapılabileceğini ancak büyütme faktörü hesabının bilinmeyen kaynak etkisi gibi nedenlerden dolayı çok sağlıklı bulunamayacağını açıklamışlardır.

Lermo ve Garcia (1994)'da Kanai, Tanaka, Kobayashi, Lermo, Field gibi özellikle kısa periyotlu mikrotremorlar üzerinde çalışan araştırmacılar yerin hakim titreşim periyodunun ve yumuşak yer yapısının büyütme derecesinin doğrudan hakim

periyodun ve maksimum genliğin mikron cinsinden ölçülmesi ile saptanabileceğini açıklamışlardır. Kaynağın belirsizliğinden dolayı, bu uygulamalarda belirli sıkıntıların olmasına rağmen birçok araştırmacı ve uygulamacı, mikrotremor yöntemini pratik, ucuz, hızlı ve kolay bir analiz yöntemi olarak kabul etmiştir

Günümüzde mikrotremor analizleri için yaygın kabul gören 3 teknik kullanılmaktadır. Bu metodların ortak kabulü ise yer etkisinin elastik, yarısonsuz bir ortam üzerinde uzanan tek bir yumuşak tabakadan kaynaklandığı varsayımı, yani bir boyutlu (1B) bir yer modelidir. İki ve üç boyutlu (2B ve 3B) yer yapıları kuramsal olarak incelenmiştir. Lermo ve Garcia (1994) çalışmasında bilinen üç yöntem uygulanarak, aralarında bölgesel yer etkileri araştırmalarına en uygun yaklaşımı veren yöntemler sınanmıştır.

Çalışmada Nakamura'nın 1989 yılında yayınladığı çalışmaya da değinilerek yöntem açıklanmıştır. Lokal jeolojinin basit olduğu yerlerde Nakamura yönteminin en iyi sonuç verdiği belirtilmiştir.

Lermo ve diğerleri Meksika'da yaptıkları spektral oranlar çalışmaları ile yer etkisi (yer hakim periyodu ve büyütme katsayısı) saptamalarının jeolojinin basit olduğu yerlerde iyi sonuç verdiğini belirtmişlerdir.

3.1.5.1 Spektral Genlikler Yöntemi

Yapılan birçok çalışmada mikrotremor ölçümlerinin yorumu doğrudan spektral genliklerin analizi ile yapılmaktadır. (Kanai ve Tanaka, 1954; Kobayashi 1986). Bu yaklaşımın ön kabülleri şöyledir:

- Mikrotremorlar düşey olarak yayılan S dalgalarından oluşmaktadır,
- Mikrotremorların kaynak spektrumu beyaz gürültü olarak tanımlanmaktadır.

1992 yılında Gutierrez ve Singh' in yaptıkları çalışmada mikrotremor kayıtlarından elde edilen spektrumun ilgilendikleri frekans aralığında ana kayada düz

bir grafik izlediğini gözlemlemişlerdir. Yersel transfer fonksiyonunu kestirmek için, yumuşak yer yapısında alınan verinin doğrudan Fourier spektrumunu kullanmışlar ve referans istasyonunda ölçülen genlik düzeyine göre düzeltme yapmışlardır. Bu çalışmalarda Fourier Genlik Spektrumu yerine Fourier Güç Spektrumu da daha önce yapılan çalışmalarda kullanılmıştır (Gutierrez ve Singh, 1992).

3.1.5.2 Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi

Kuvvetli ya da zayıf yer hareketi değerlendirme çalışmalarında, referans istasyonunda ve diğer istasyonlarda alınan kayıtlarda, ortak pencere tanımı yapılabilecek türden çalışmalarda, Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi oldukça sık kullanılmaktadır. Genellikle sismogramlarda S dalgasının etkin olduğu kısımlar pencereleme işlemi ile çıkarılır ve Fourier Genlik spektrumları alınır. İstasyonda alınan veriden elde edilen spektrum ile referans istasyon için elde edilen spektrum oranlanarak istasyon ile referans istasyon arasındaki transfer fonksiyonu hesaplanmış olur. Bu yöntemde referans istasyonda elde edilecek olan spektrumun düz olması gerekliliği yoktur, tam aksine referans istasyonda kaydedilecek hareketin yumuşak yer yapısı ile anakaya arasındaki arayüzeyi gelen hareketi temsil edebilecek şekilde olmasıdır. Bu yöntemde karşılaşılan en önemli sorun ise referans istasyon ile diğer istasyonlarda alınan kayıtlar için ortak zaman pencereleri tanımlamaktır.

3.1.5.3 Nakamura H/V Spektral Oranlar Yöntemi

Yer etkisinin belirlenmesi çalışmalarında yeni bir yaklaşım yöntemi de 1989 yılında Nakamura tarafından belirtilmiş ve yöntemin geçerliliği ile ilgili sayısal modellemeler 1994 yılında Lermo ve Chavez- Garcia tarafından yapılmıştır (Lermo ve Garcia, 1994).

Yatay (Horizontal) ve düşey (Vertical) kayıtların spektrumlarının birbirine oranlanması esasına dayanan teknik H/V ya da Quasi Transfer Spektrumu (Nakamura, 1989) olarak bilinir. Bu teknikte H/V, SH dalgalarının çeşitli kırılması ile ifade edilir.

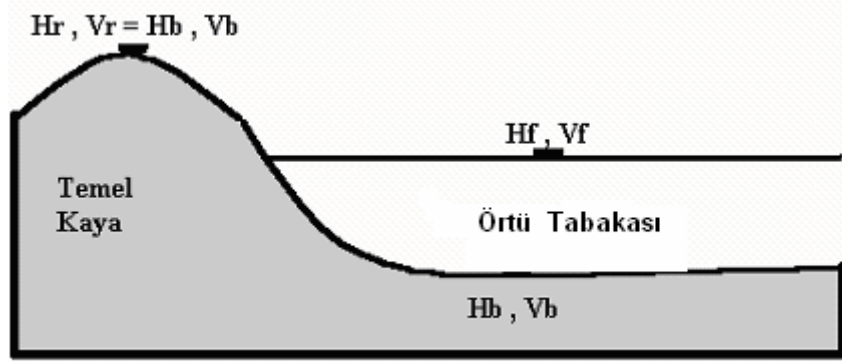
Diğer taraftan bir grup araştırmacı H/V deki pikleri Rayleigh dalgalarının piklerinin varlığı ile açıklamaya çalışmıştır. Yapay titreşim kaynakları çoğunlukla düşey hareketlerde hakimdirler ve Rayleigh dalgalarına sebep olurlar. Düşey bileşende Rayleigh dalgalarının etkisi açıkça görülür. Bu yüzden Rayleigh dalgaları mikrotremorların gürültüsü olarak varsayılır ve etkileri elimine edilmeye çalışılır. Nakamura (2000)'da Rayleigh dalgalarının etkisi ve elimine edilmesi ayrıntılı olarak irdelenmiştir.

Bir çok gözlem ve deneyim mikrotremor kayıtlarında cisim ve yüzey dalgalarının varlığını göstermiştir. Nakamura bu tekniği zemin büyütme faktörünün hesaplanmasında kullanmıştır. Kullanılan bu teknikle gürültü olarak kabul edilen Rayleigh dalgaları elimine edilmektedir. Ayrıca temel kaya ve üzerindeki formasyonlarda yapılan sürekli ölçümlerde H/V oranları farklılık göstermektedir.

Nakamura mikrotremorların derinden değil, yüzeyden ve yüzeye yakın yersel, sismometreye yakın noktalardan gelen titreşimlerden (trafik, şehir gürültüleri vb.) oluştuğunu varsaymakta ve derinden kaynaklanan katkıları ihmal etmektedir. Aynı zamanda düşey yöndeki hareketlerin yatay tabaka tarafından büyütülmediği ve tabandaki harekete yüzeydeki bölgesel titreşimlerin etkisinin olmadığı kabulünü yapmaktadır (Lermo ve Garcia, 1994).

Nakamura modelinde şekil (3.2)'de görüldüğü gibi sedimanter bir yapıyı model olarak kullanmıştır (Nakamura, 2000). Genel olarak böyle bir yapıda P dalga hızı S dalga hızından üç-dört kat fazladır. Fourier frekans bölgesinde dört adet genlik spektrumu tanımlanmaktadır. Yüzeydeki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları ve üstteki yüzey tabakasının tabanındaki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları. Böyle bir yapıda yatay bileşenlerin maximum büyütme verdikleri frekans çevresinde dikey bileşende bir büyütme olmaz ($A_v=1$). Eğer Rayleigh dalgalarının etkisi yoksa $V_f \square V_b$ olur. Diğer taraftan $V_f V_b$ den büyük ise bu yüzey dalgalarının etkisi olarak

düşünülebilir. Bu da bize bu yolla yüzey katmanlarının büyütmelerinin elde edilebileceğini göstermektedir.



Şekil 3.2 Tipik bir sedimanter havza yapısı Nakamura (2000)'dan değiştirilmiştir.

Burada;

$H_f = A_h * H_b + H_s$, $V_f = A_v * V_b + V_s$; Sedimanter havzaya ait yüzeydeki yatay ve düşey spektrumlar

A_h ve A_v ; Dikey gelen cisim dalgalarının yatay ve düşey bileşenlerinin büyütme faktörleri

H_b ve V_b ; Taban kayadaki yatay ve düşey hareketlerin spektrumları

H_s ve V_s ; Rayleigh dalgalarının yatay ve düşey yöndeki spektrumları

$T_h = H_f / H_b$, $T_v = V_f / V_b$; Yüzeydeki sediman zemine ait yatay ve düşey büyütme faktörleri Rayleigh dalgalarının etkisi V_f/V_b ($=T_v$) den tahmin edilir. Bunun sebebi Rayleigh dalgaları düşey bileşende hâkimdirler. Temel kaya da bu dalgalar oluşmayacağına göre yüzeydeki (V_f) spektrum (V_b) ye bölünürse bu etki hesaplanabilir. Böylece yatay büyütme şöyle ifade edilebilir;

$$T_h = \frac{T_h}{T_v} = \frac{\frac{H_f}{V_f}}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{QTS}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{[A_h + \frac{H_s}{V_b}]}{[A_v + \frac{V_s}{V_b}]} \quad (3.2.1)$$

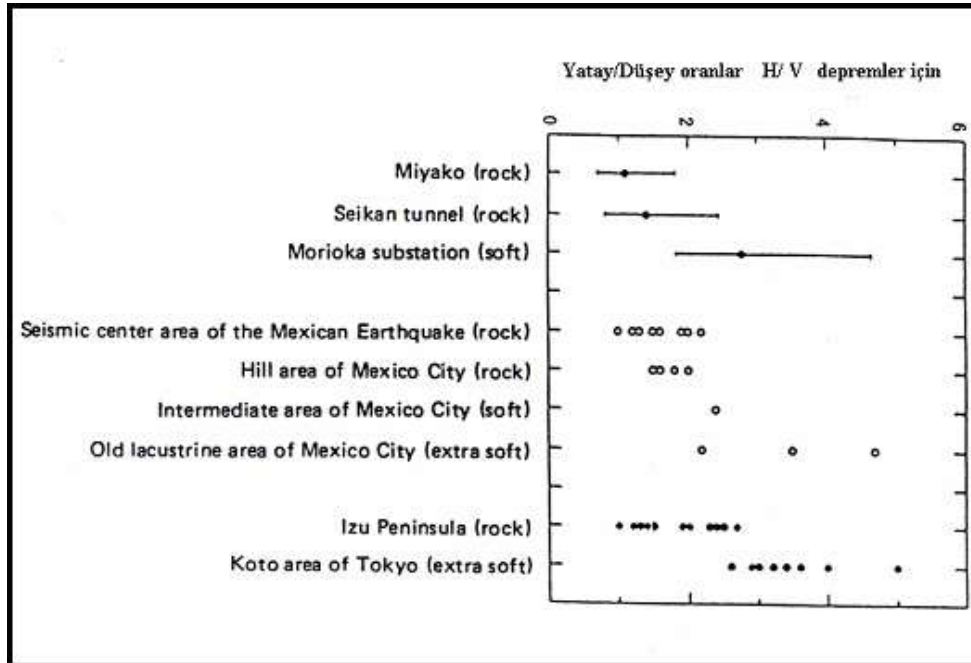
$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b [A_h + \frac{H_s}{H_b}]}{V_b [A_v + \frac{V_s}{V_b}]} \quad (3.2.2)$$

$$QTS = \frac{Hs}{Vs} \quad (3.2.3)$$

(3.2.1)' deki eşitlikte $\frac{Hb}{Vb} \cong 1 \frac{Vs}{Vb}$ ve $\frac{HS}{Vb}$ Rayleigh dalgalarının enerjisinin yayınımlı ile ilgilidir. Eğer Rayleigh dalgalarının etkisi yoksa $QTS = \frac{Ah}{Av}$ dir. Eğer Rayleigh dalgalarının miktarı fazla ise, (3.2.2)'deki ifadenin ikinci kısmı baskın hale gelir. $QTS = \frac{Hs}{Vs}$ Ve Hs/Vs 'nin en düşük pik frekansı Ah 'ın en düşük uygun frekansına (Fo) eşit olur. Fo sırası içinde $Av=1$ dir. QTS Fo da durağan bir pik gösterir. Rayleigh dalgalarının etkisi fazla olsa bile Vs küçülür. Eğer temel kaya'daki titreşimler Rayleigh dalgalarına göre büyük olursa $QTS = Ah$ olur. Sonuçta kısaca QTS SH dalgalarının yüzey tabakaları içindeki çoklu yansımaları ile büyütme faktörüne ait birinci sıradaki uygun frekansı simgeler (Nakamura, 2000).

Yukarıdaki tüm tanımlar Lermo ve Garcia tarafından 1994 yılında açıklanmış ve Meksika'da üç bölgede uygulanarak sayısal olarak doğrulanmıştır.

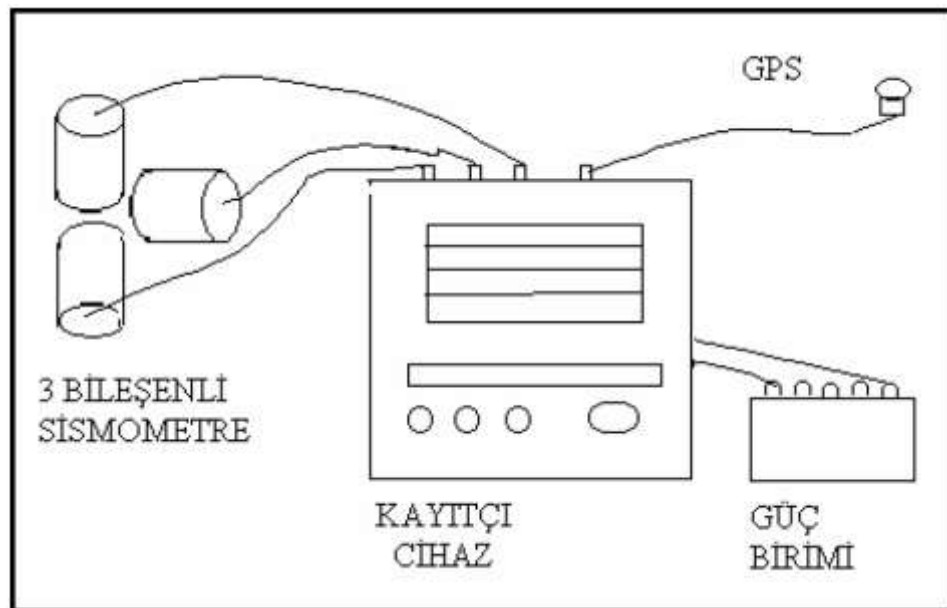
Kayalık yerler üzerinde alınan deprem kayıtlarının yatay ve düşey bileşenlerinin oranlarının ($H/V=1$) farklılık göstermediği elde edilen çeşitli verilerden anlaşılmıştır (Nakamura, 2000). Yumuşak zeminlerde ise yatay ve düşey bileşenlerin oranlarının birden büyük olması bu tekniğin kullanılabilirliğini gösteren nedenlerden biridir(Şekil 3.3).



Şekil 3.3 Çeşitli zeminlerde farklı depremler için H/V oranları Nakamura (1989)

3.1.6 Arazide Mikrotremor Ölçüm Teknikleri

Arazide mikrotremor ölçümlerinin alınması için temel olarak alıcı (3 yönlü) ve kayıtcıdan oluşan sistem kullanılır. Alınan kayıtları anında izlemek için gerekirse bir dizüstü bilgisayar, kullanılır (Şekil 3.4). Sistem sesame kriterlerine uygun olmalıdır.



Şekil 3.4 Mikrotremor kayıtlarının alınımında kullanılan temel birimler

Mikrotremor kayıtları partikül hızı algılayan sismometreler ile alınır (Şekil 3.5). Kullanılan sismometrenin bant aralığının mikrotremor verilerinin de içine girdiği geniş bir bant da olması gerekir. Mikrotremor ölçülerinin alınmasında ivmeölçerler de kullanılabilir. Fakat kullanılan sismometrenin duyarlılığı ve performansı yüksek olmalıdır. Ayrıca ivmeölçerlerle yapılacak olan çalışmalarda yer ivmesinin belli bir değerin üzerine çıkması için, bölgede en azından küçük bir deprem oluşması gerekmektedir. Bu durum ise yapılan çalışmaların süresini önemli ölçüde arttırmakta ve pratiklikten uzaklaştırmaktadır.

Çalışma yapılacak bölgenin jeolojik ve jeoteknik özellikleri biliniyorsa, daha doğru ve daha verimli bir çalışma için öncelikle bilinen özellikler incelenmelidir. Bölgede kaya ve zemin özellikleri bilinen yerler saptanarak çalışmanın yoğunlaştırılabileceği ya da özellikleri önceden saptanmış olan yerlerde çalışmanın daha az yoğun yapılabileceği yerler belirlenebilir.



Şekil 3.5 Mikrotremor ölçümlerinde kullanılan geniş band aralıklı üç bileşenli sismometreler

Mikrotremor çalışmaları kapsamında öncelikli yerler belirlenebilir ve bu yerlerde ölçü istasyonu sayısı arttırılabilir. Çalışmanın amacına göre de ölçü istasyonları sayısı belirlenebilir. Örneğin oluşan bir depremden sonra hasarın yoğun olduğu bölgelerdeki ve hasarın seyrek olduğu bölgelerdeki özelliklerin saptanması için ölçü noktaları saptanabilir. Bölgede kuvvetli yer hareketi ölçen istasyonlar varsa verilerin güvenilirliği ve niteliği karşılaştırılmak amacıyla aynı noktalarda ölçümler alınabilir.

3.1.6.1 Arazide Mikrotremor Kayıtlarının Alınması

Mikrotremor verileri toplanırken sesame kriterlerine bağlı kalınmalıdır. Bu kavramdan hareketle alınacağı noktalar harita üzerinde belirlendikten sonra, çalışmanın amacına bağlı olarak ve çalışılan bölgenin yapısını yansıttığına inanılan sıklıkta ölçü noktaları belirlenir. Yapılan çalışmalardan çıkan sonuçlara göre mikrotremor verilerinden elde edilen parametreler değerleri yer yapısına bağlı olarak birkaç on metre de dahi değişebilmektedir.

Bu nedenlerden dolayı çalışma kapsamında oluşturulan yer etkisi parametrelerini gösteren haritalar ile bölgede yerin salınım ve salınımı genişletme karakterlerine ışık tutulmaktadır. Fakat yerin bu özelliklerinin çok kısa mesafelerde değişimlerinin de düşünülerek, yapılaşmalar sırasında mutlaka ayrıntılı jeofizik araştırmalarla yapılacak olan yapıların ayrıntılı temel altı yer özellikleri belirlenmelidir.

Arazide ölçümleri için günümüzde 3 bileşenli sismometre setleri kullanılmaktadır. Sismometreler ölçüm noktasında yatay olanlar birbirine dik olarak kuzey güney ve doğu batı yönünde, düşey sismometrede her ikisine dik olarak yerleştirilir. Sismometreleri doğru yönlendirebilmek açısından pusula kullanılması tavsiye edilmektedir. Ayrıca sismometreler içerilerinde mıknatıs yapılar içerdiğinden pusulanın bu bobinlerden etkilenmemesine dikkat edilmelidir. Sismometre sistemini yere yerleştirirken yere tam dik oturmalarına dikkat edilmeli, yerle açı yapacak şekilde eğik olmamalarına özen gösterilmelidir. Kullanılan birçok alette bulunan su terazileri bu işlemi kolaylaştırmaktadır. Sistemi düzlemek için sismometrenin ayaklarının dışında başka malzemelerle düzlemeye çalışılmamalıdır.

Sismometreler ile kullanılan diğer aygıtlar arasındaki kablo bağlantılarına dikkat edilmeli ve sensörler için kablo gürültüsünü en aza indirmek amacıyla kablo boyları mümkün olduğunca kısa tutulmalıdır. Günümüz aletlerinde genellikle bu sorun önlenebilmektedir.

Ölçü alımında, şehir merkezlerinde genellikle gündüz ölçü alınmamalı ve şehrin yaratacağı gürültülerden kaçınmak amacıyla geceleri tercih edilmelidir. Fakat bu tez çalışması sırasında alınan arazi verilerinin sonuçlarına bakıldığında ve bazı yabancı kaynakların sonuçlarından anlaşıldığına göre, gündüz alınan verilerin bölgelerin etkin periyotlarının belirlenmesinde çok fazla sakıncası olmadığı anlaşılmaktadır.

Eğer açık arazide ölçü alınıyor ise aşırı rüzgarlı veya yağışlı havalarda ölçü alınmamalı ya da ölçü alımında bu etkilerin getirileri dikkate alınmalıdır. Yağışlı havalarda ölçü alımı sırasında sismometrelerin üzeri örtü veya kutu gibi maddelerle kapatılarak ölçü alınmalıdır. Mümkünse ölçüler az rüzgarlı ve yağışsız zamanlarda alınmalıdır (Muccirelli, 1998).

Günümüzde modern sistem aletlerde çalışırken veriler sayısal olarak alınabilir. İstenilen örnekleme aralığında sayısal olarak alınan veriler doğrudan bilgisayar ortamına taşınıp veri işlem ve yorum tamamen sayısal ortamda yürütülebilir.

Zaman ortamında alınan sayısal veriler, Fourier dönüşümü ile frekans ortamına taşındıktan sonra, verilerin frekans içerikleri ve genlikleri ile ilgili analizler ve değerlendirmeler yapılabilir. Genellikle alüvyon ve benzeri yer yapısındaki yumuşak birimlerin salınımları, kaya ve benzeri sert yapıdaki birimlerin salınımlarına oranla daha düşük frekanslarda gözlenmektedir.

Mikrotremor kayıtları sürekli olarak, tetiklemeye bağlı olarak veya pencereleme ile alınabilir. İstenilen kayıtlara, modern cihazlarda uzaktan modem yolu ile ulaşım veri aktarımı yapmak ve GPS (Global Positioning System) ile bağlanarak, ölçü noktası koordinatını belirlemek mümkündür.

3.2 Zeminlerin Sınıflandırılma İlkeleri

T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı 2007 Deprem Yönetmeliği' ne göre yerel zemin koşullarının belirlenmesi için esas alınacak, yerel zemin sınıfları Tablo 3.1'de zemin grupları ise Tablo 3.3' de ve spektrum karakteristik periyotları Tablo 3.2' de verilmiştir.

Elde edilen S-dalgası hız profilleri kullanılarak zemin sınıf bilgisinin oluşturulması için sınıflama kriterlerinden birisi de NEHRP (National Earthquake Hazard Reduction Programme) zemin sınıflama kriterleridir. NEHRP, A.B.D'de jeoteknik ve inşaat mühendisliği camiasında kabul görmüş ve yeni yapılan inşaatların sismik dizaynında yaygın olarak kullanılan zemin sınıflama kriterleridir (Wills ve diğ., 2000) NEHRP'e göre zemin sınıfı, S-dalga hızının 30 metre derinliğe kadar olan ortalama hızına (V_{s30}) dayanmaktadır (Sancılı ve diğ, 2007) ve bu sınıflar Tablo 3.4'de verilmiştir.

Tablo 3.1 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

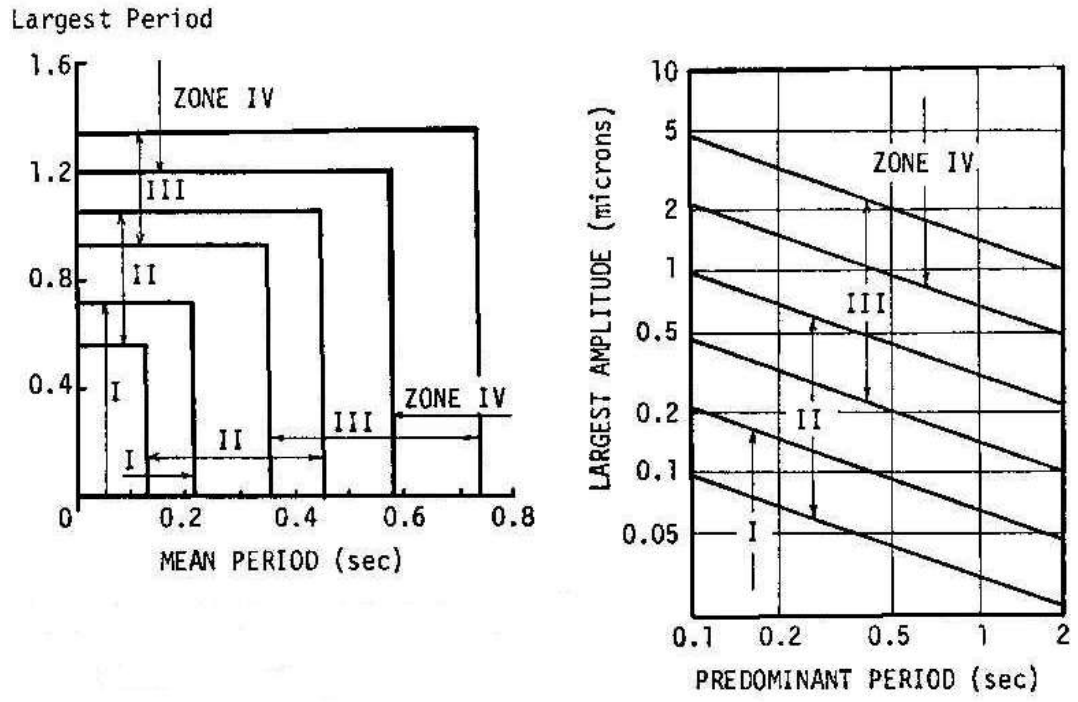
Tablo 3.2 Spektrum karakteristik periyotları (T_A , T_B) (2007 Deprem Yönetmeliği'nden)

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 3.6 de gösterilmektedir.

Tablo 3.3 Zemin grupları (2007 Deprem Yönetmeliği'nden)

Zemin Grubu	Zemin Grubu Tanımı	Stand. Penetr. (N/30)	Relatif 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 <32	----	>1000 ----	>1000 >700
	2.Çok sıkı kum, çakıl....		85-100	>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 ayrışmış 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



Şekil 3.6 Dört Zemin sınıfı için, En Büyük periyot - Ortalama periyot ve En büyük Genlik Hakim Periyot Grafikleri (Kanai ve Tanaka,1961'den değiştirilmiştir)

Tablo 3.4 NEHRP'e göre zemin sınıflama kriterleri

ZEMİN SINIFI	TANIMLAMA	ORTALAMA S DALGA HIZI 30M'YE KADAR	ZEMİN HÂKİM PERİYOTLARI
A	Sert ana kaya	>1500 m/sn	$T \leq 0.08$
B	Sağlam dayanıklı ile sert kaya arası birimler	760-1500 m/sn	$0.08 \leq T \leq 0.16$
C	Yoğun toprak, yumuşak kaya	360-760 m/sn	$0.16 \leq T < 0.33$
D	Sert toprak	180-360 m/sn	$0.33 \leq T < 0.67$
E	Yumuşak killer	<180 m/sn	$T \geq 0.67$
F	Özel çalışma gerektiren zeminler, örneğin sıvılaştırılabilir zeminler suya dolgun kil ve organik 36'm den daha kalın zeminler	<180 m/sn	

NEHRP kriterlerine göre zeminler V_{s30} ortalama değerlerine göre, A ile F sınıfı arasında 6 sınıfa ayrılmıştır. NEHRP'e göre en yüksek kalitedeki A tipi zemin, V_{s30} hızı 1500 m/sn veya daha yüksek olan, en düşük kalitedeki E tipi zemin, V_{s30} hızı 180 m/sn veya daha düşük olan zeminler olarak tanımlanmıştır. F sınıfı zeminler ise kalınlığı 36 metreden daha fazla ve düşük V_s (< 180 m/sn) hızlı zeminlerdir.

Üçüncü zemin sınıflama kriteri ise Eurocode 8 (E8) ile verilmektedir (Tablo 3.5). Eurocode 8 kriterlerinde zeminler NEHRP'e benzer şekilde Vs30 ortalama değerlerine göre sınıflandırılmaktadır.

Tablo 3.5 Eurocode 8'e göre zemin sınıflama kriterleri.

Stratigrafik kesitin tanımı	Vs30 (m/s)
Kaya veya yüzeyde en çok 5 metre zayıf malzeme içeren kaya benzeri jeolojik oluşumlar	> 800
Çok sıkı kum depolanmaları, çakıl, veya dereceli olarak derinlikle mekanik özellikleri artan en azından bir kaç 10 metre kalınlıklı çok sert kil	360 – 800
Sıkı veya orta-sıkı derin kum depolanmaları, çakıl veya kalınlıkları birkaç 10 metreden yüzlerce metreye varabilen sert kil	180 – 360
Gevşekten ortaya düşük kohezyonlu toprak depolanmaları (bazı yumuşak kohezif tabakalar içerebilir), veya hakim olarak yumuşaktan-dayanıklıya kohezif toprak	< 180
Yüzey alüvyon tabakasında Vs30 değeri tip C veya D olan ve kalınlığı 5 m ila 20 m arasında değişen, altında Vs > 800 m/s'lik sert malzeme bulunan toprak kesiti	

BÖLÜM DÖRT

URLA ARAZİ ÇALIŞMALARI

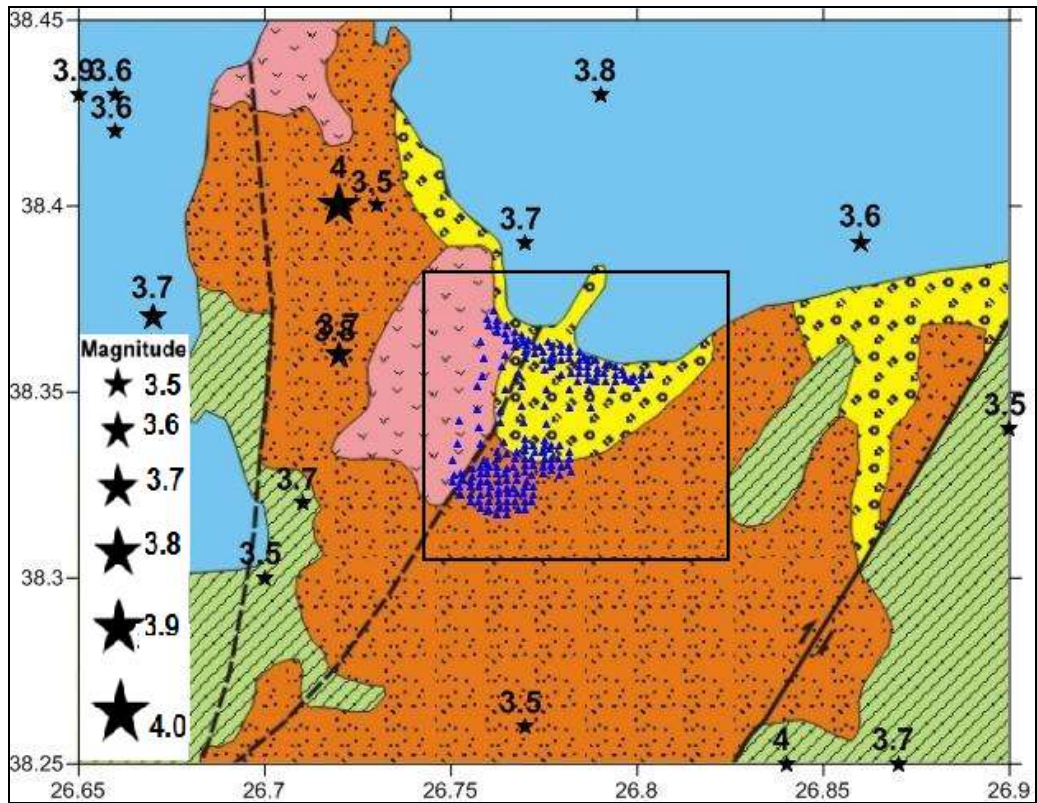
Devlet Planlama Teşkilatı tarafından hazırlanan “İllerin Sosyo-Ekonomik Gelişmişlik Sıralaması” araştırmasında Urla; demografi, istihdam, eğitim, sağlık, sanayi, tarım, inşaat, mali, altyapı ve diğer refah göstergelerinin temel alındığı 10 değişken kategori üzerinde yapılan değerlendirmede, 874 ilçe arasında 32.sırada yer almaktadır. Urla'nın sosyo-ekonomik gelişmişlik endeksi 5,0 üzerinden 2,4 ve gelişmişlik grubu 5 üzerinden 2 olarak belirlenmiştir. 1.derece gelişmişlik grubu içerisinde, genelde büyükşehir belediyelerine ait merkez ilçelerin yer aldığı düşünülürse; ekonomi, kültür ve turizm açısından yaptığı katma-değer göz önüne alındığında yılın büyük bölümünde 100.000'e yaklaşan nüfusu ile Urla, bölgenin en önemli yerleşim alanlarından biridir

Urla ve yakın çevresi, birinci derece deprem bölgesinde yer almaktadır (Şekil 4.1). Yerleşim alanı; hasar yapıcı, can ve mal kaybına neden olan ve tektonik sistemler denetiminde harekete geçme potansiyeli yüksek olan fay hatları ile çevrilidir. Bunlar arasında Güzelbahçe Fayı (GF), Orhanlı-Tuzla Fay Zonu (OTFZ), Urla Fayı (UF), Karaburun Fayı (KF), Seferihisar Fayı (SF) ve İzmir Fayı (İF) sayılabilir. Tarihsel dönemde bu bölgede şiddetli depremler meydana gelmiştir. Bunlar arasında; 178 (M6.5), 1040 (M6.8), 1654 (M6.4), 1680 (M6.2), 10 Temmuz 1688 (M6.8), 1723 (M6.4), 1774 (M6.4), 3-5 Temmuz 1788, Mayıs 1888 (Io=VIII), 3 Kasım 1891, 21 Kasım 1891 ve 1 Aralık 1891 depremleri sayılabilir. Aletsel dönemde (1900 yılından sonra) meydana gelen depremler ise; 18 Ağustos 1904 (M6.0), 23 Temmuz 1949 (M6.6), 2 Mayıs 1953 (M=5.6), 1 Şubat 1974 (M5.8), 6 Kasım 1992 (M6.0), 17 Nisan 2003 (M5.7), 4 Ekim 2003 depremi (M=5.6) ve 17-21 Ekim 2005 (M5.9) olarak sıralanabilir (Benetatos ve diğ. 2006, Kalafat ve diğ. 2007, Polat ve diğ. 2008).

Mühendislik sismolojisi ve deprem mühendisliğindeki bu görüş ve ihtiyaçlardan hareketle, deprem etkinliğinin yüksek olduğu ve hızla büyüyen bir kültür-turizm

kenti olan Urla ve yakın çevresinde, yüksek duyarlılık ve dinamik band aralığı geniş sismometreler kullanılarak, mikrotremor ölçümleri yapılmıştır.

Cihaz performanslarının ve dinamik kayıt aralıklarının artması ile belli kalitede, sinyal/gürültü oranı yüksek doğal gürültü kayıtları elde etme olanağı doğmuştur. Bu kayıtlar, zemin karakteristik özelliklerini belirgin kıldığı gibi, yeryüzünün daha büyük bir deprem sırasındaki davranışını da kestirmede kullanılabilir. Depremselliği yüksek olan Urla gibi bölgelerde, mikrotremor ölçümleri ve kuvvetli yer hareketi ivme kayıtları ile yeryüzü davranışının deprem kökenli hareket analizlerini yapmak, bilinen jeolojik ortam özelliklerinden hareketle kuramsal titreşim modelleri ve azalım ilişkileri üretmekten daha gerçekçi ve yararlı sonuçlar vermektedir (Boore ve Joyner 1997, Gosar 2008).



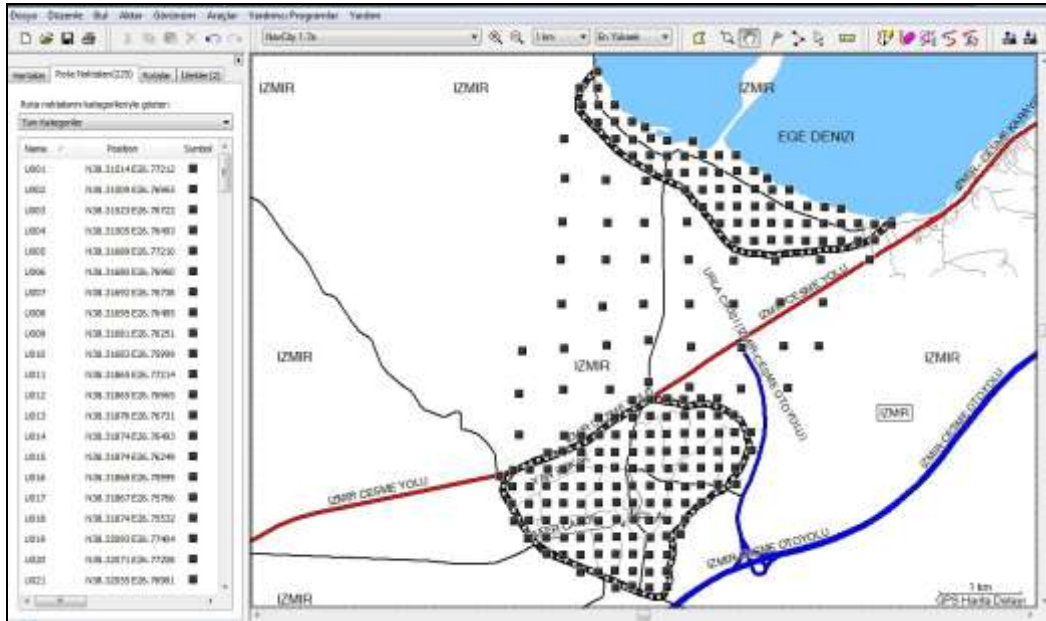
Şekil 4.1 Çalışma alanının deprem etkinliğini gösteren harita ($M \geq 3.5$).

4.1 Ölçü Noktalarının Belirlenmesi

Çalışmalar, Urla kent merkezinde ve yakın çevresinde toplamda 200 noktada yapılacak şekilde planlanmıştır. Ölçüm noktalarının belirlenmesinde yerleşim yoğunluğu ve jeolojik birimler dikkate alınmıştır. Urla kent merkezi ve kuzeydeki liman mevki için ölçü noktaları 200- 250m aralıklarla, yerleşimin seyrek olduğu yerlerde ise 500m olacak şekilde belirlenmiştir. Araziye çıkmadan önce ölçü noktaları uydu görüntüsü üzerinde görüntülenmiş ve Garmin MapSource yazılımı kullanılarak GPS 'e aktarılmıştır (Şekil4.2 ve Şekil4.3).



Şekil 4.2 Yerleşimin yoğun olduğu bölgelerde ölçüm aralığı 200-250m, seyrek olduğu bölgelerde ölçüm aralığı 500m olacak şekilde noktaların uydu görüntüsü



Şekil 4.3 Ölçü noktalarının Garmin MapSource programı kullanılarak GPS' e aktarılması.

4.2 Veri Toplama ve Değerlendirmeler

Bu tez kapsamında veriler, toplam 200 noktada Güralp CMG-6TD sismometreleri ile toplanmıştır (Şekil4.4). Veri toplanırken, kültürel gürültüler ile denizden ve rüzgârdan kaynaklanacak gürültülerden olabildiğince az etkilenecek şekilde çalışılmıştır. Kayıtların alınması sürecinde kayıt süresine bağlı olarak veri kalitesi bilgisayar üzerinde sürekli gözlenmiş ve böylece gürültü içeriğine bağlı olarak kayıt uzunluğu seçilmiştir. Ölçüler yapılırken, zaman ve mekân olarak giderilme olanağı olmayan ve doğal olarak gürültünün fazla olduğu noktalarda alınan ölçülerin süresine ayrıca dikkat edilmiştir. Ölçüm noktalarının her birinin zemin yüzeylerine ait bilgileri (asfalt, dolgu, beton ve vd. özellikler gibi) ölçüm karnelerine ayrıntılı olarak girilmiştir (Şekil4.5).

Özet olarak, bu çalışmada, ölçümler ağırlıklı olarak sabah erken saatlerde ve akşam geç saatlerde alınmıştır. İnsan ve araç yoğunluğunun fazla olduğu öğle saatlerinde, genelde ölçüm yapılmamıştır. Kayıt süresince sürekli gözlem yapılmış, her ölçüm noktasına ait değişken olaylar ve kayda etki eden yapay gürültüler, ölçüm karnesi ile dosyaya işlenmiştir. Ölçülen noktadaki zeminin türü (toprak, dolgu, kaya,

çim, asfalt, parke, kaldırım, vs), bina yoğunluğu, sabit/değişken yapay gürültüler, yaya/araç trafiği, meteorolojik koşullar gibi birçok faktör göz önüne alınmıştır.



Şekil 4.4 Mikrotremor ölçüm düzeneği ve kullanılan donanımlar (Güralp, CMG-6TD sismometresi)

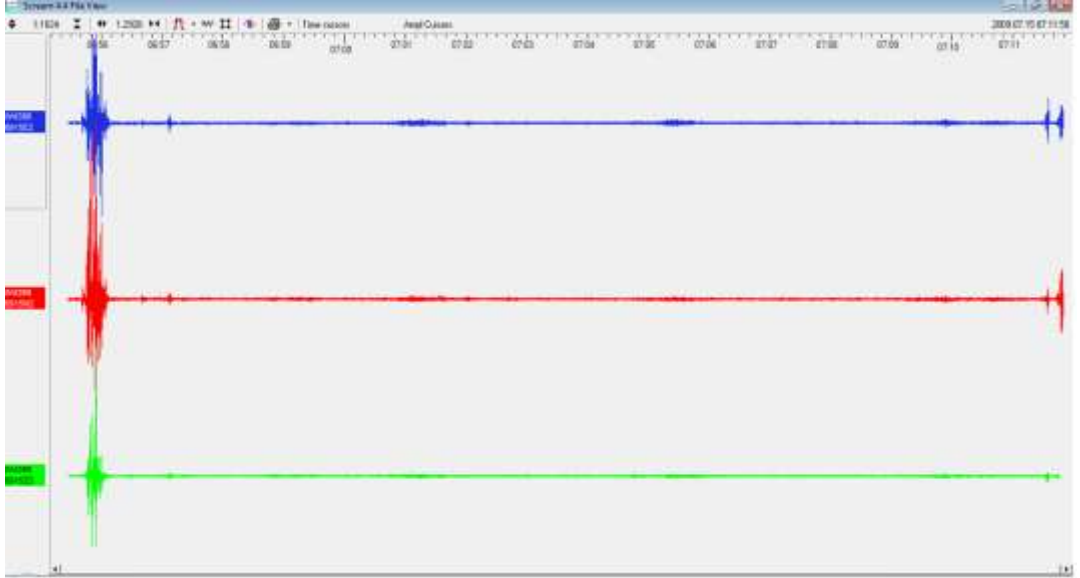
URLA MİKROTREMOR ÖLÇÜM KARNESİ (SESAME ^{EU-FPS} HVSİ STANDARDI)					
TARİH: ... / ... / 2009		SAAT (dk:sn):		Ölçü Noktası:	
Ölçüyü Alan:			GPS Kanal Sayısı:		± Hata (m):
Enlem (°N):		Boylam (°E):		Yükseklik (m):	
Sensör Tipi: <input type="checkbox"/> Hız <input type="checkbox"/> İvme		Firma/Model		<input type="checkbox"/> Sensör Tip-1 <input type="checkbox"/> Sensör Tip-2	
Cihaz No:		Kayıt Süresi (dk:sn):		Dosya adı:	
Saniyede aldığı örnek sayısı =		Rüzgar: <input type="checkbox"/> yok <input type="checkbox"/> zayıf <input type="checkbox"/> orta <input type="checkbox"/> kuvvetli		Yağmur: <input type="checkbox"/> yok <input type="checkbox"/> zayıf <input type="checkbox"/> orta <input type="checkbox"/> kuvvetli	
Sıcaklık : <input type="checkbox"/> ≥40° <input type="checkbox"/> 30°≤T<40° <input type="checkbox"/> 20°≤T<30° <input type="checkbox"/> T<20°		Zemin Tipi		Zemin <input type="checkbox"/> Kuru <input type="checkbox"/> Islak	
<input type="checkbox"/> Kaya <input type="checkbox"/> Toprak <input type="checkbox"/> Çakıl (<input type="checkbox"/> Çim → <input type="checkbox"/> kısa <input type="checkbox"/> uzun)		<input type="checkbox"/> Asfalt <input type="checkbox"/> Beton <input type="checkbox"/> Kaldırım <input type="checkbox"/> Diğer		Zemin Dolgu mu? <input type="checkbox"/> Hayır <input type="checkbox"/> Evet	
Zemin Özelliği		Bina Yoğunluğu		Bina <input type="checkbox"/> Yok <input type="checkbox"/> Saçılmış Yoğunluğu <input type="checkbox"/> Yoğun <input type="checkbox"/>	
GÜRÜLTÜLER			SABİT GÜRÜLTÜ KAYNAĞI (Fabrika, işyeri, nehir, pompa, vs.)		
			<input type="checkbox"/> yok <input type="checkbox"/> var		
			varsa türü:		
			YAKIN YAPILAR (Ağaç, Köprü, Yeraltı yapısı, vs.)		
			<input type="checkbox"/> yok <input type="checkbox"/> var, varsa ...		
			Türü :		
			Yükseklik :		
			Uzalık :		
Uyarı: Ölçüm noktasının fotoğrafı çekilirken, (özellik varsa) foto üzerine tarih ve saat basılmalıdır. Yoksa, fotoğraf makinesinin tarih ve saat ayarı önceden yapılmalıdır. Çekilen fotoğalın ait olduğu ölçüm noktası, bu karnedeki zaman bilgileri karşılaştırılarak bulunacaktır					
NOT:					

Şekil 4.5 Urla Mikrotremör ölçü karnesi, EU-SESAME(2004) standartları doğrultusunda hazırlanmıştır.

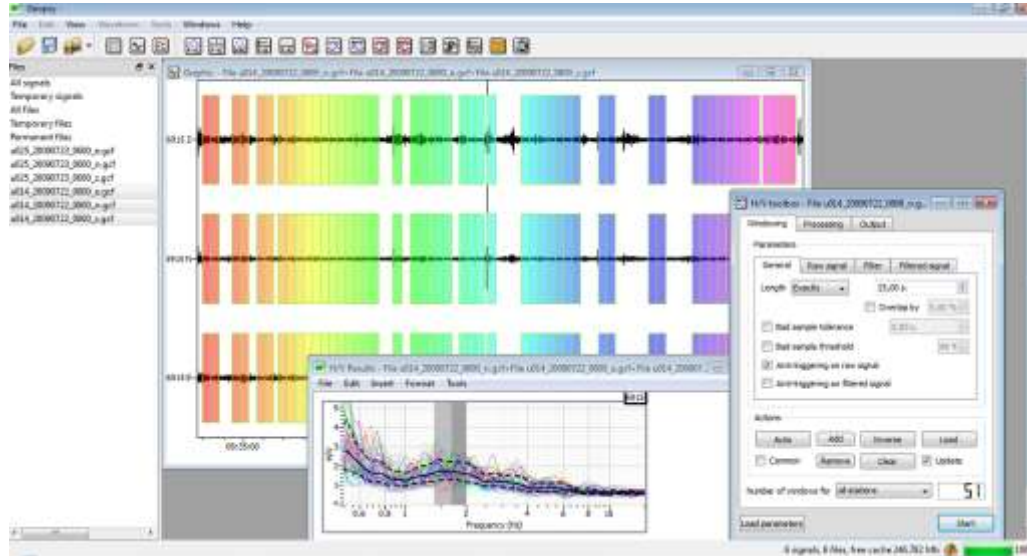
Tek noktada 3-bileşen sismometreler ile toplanan mikrotremör verileri değerlendirme çalışmaları sonucunda yatay-düşey spektral oranı analizi ile, zemin hâkim titreşim frekansı ve bu frekansa karşı gelen yatay-düşey genlik spektral oran değerleri doğrudan saptanmıştır. Yatay-düşey spektral oranın güvenilir bir şekilde elde edilebilmesi için kayıt uzunluğu 30 dk seçilmiştir. Ölçümler Scream! 4.4

programıyla sayısal olarak, GCF (Guralp Compressed Format) halinde kaydedilmiştir (Şekil 4.6). Alınan kayıtların örnekleme frekansı 100 Hz'dir.

Kayıtların değerlendirilmesi sırasında geçici gürültülerin hâkim olduğu zaman pencereleri hesaplamaya katılmamıştır. Elde edilen verilerin işlenmesinde Avrupa'daki yer bilimciler tarafından geliştirilen ve literatürde yaygın olarak kullanılan GEOPSY (<http://www.geopsy.org>) yazılımı kullanılmıştır (Şekil 4.7). Yatay-düşey spektral oran eğrilerinin hesaplanması için, her bir bileşenden elde edilen veri, 20 ile 25 sn uzunluğunda geçici gürültüleri içermeyecek şekilde pencereleme, her bir pencereye ait Yatay-Düşey spektral oran eğrileri hesaplanmıştır. Hesaplanan eğrilerin ortalaması alınarak ölçüm noktasını temsil eden spektral oran eğrisi ve artı/eksi standart sapma belirlenmiştir. Geçici gürültülerin ayıklanması işlemi otomatik tetikleme algoritması kullanılarak veya manüel olarak yapılmıştır. Analizlerde her bir nokta için doğal gürültü içeren ortalama 50 ölçüm penceresi kullanılmasına ve bu koşulun arazide denetlenmesine dikkat edilmiştir. Bu kriteri sağlamayan noktalar için ölçümler tekrar alınmıştır.



Şekil 4.6 Verilerin Scream programında görüntülenmesi



Şekil 4.7 Alınan tüm kayıtlar GEOPSY (<http://www.geopsy.org>) programında değerlendirilmiştir.

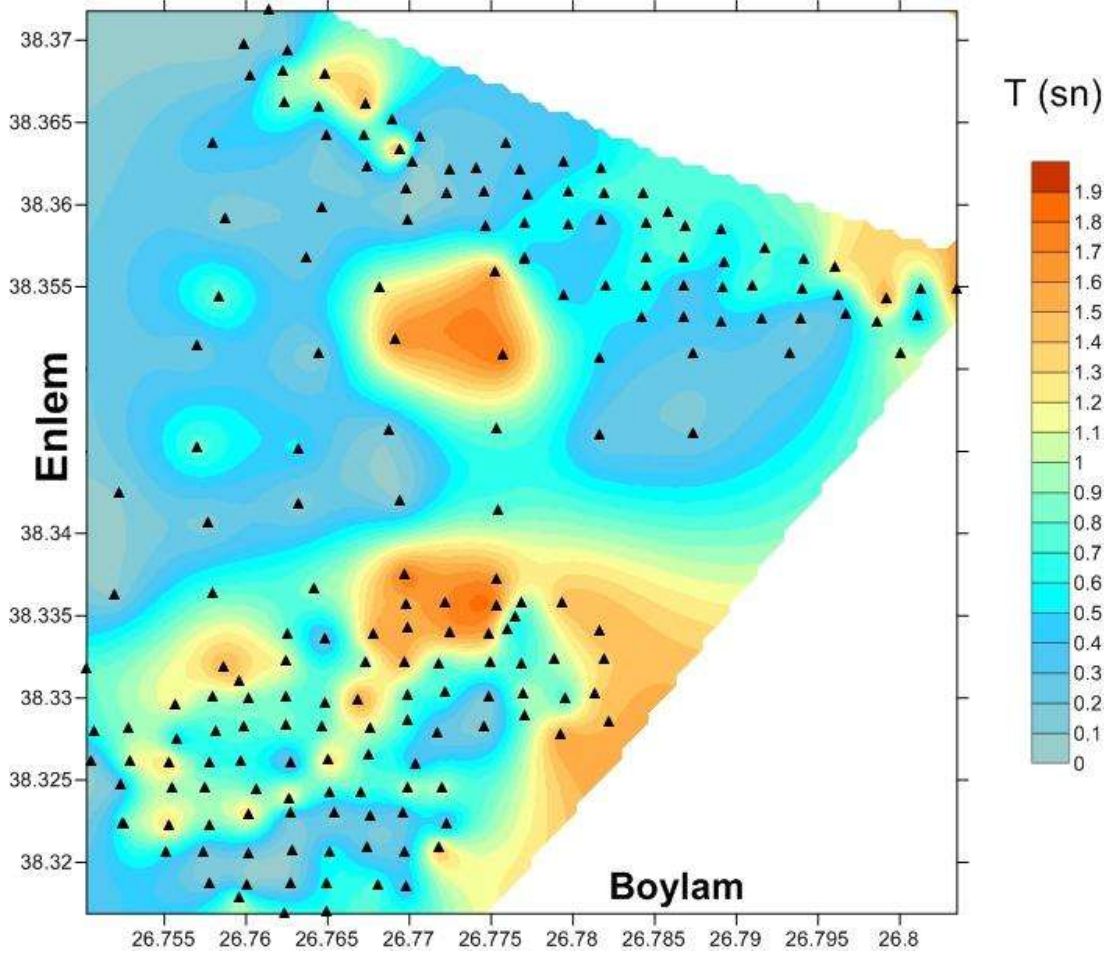
Bu çalışmada, kayıtların değerlendirilmesi sırasında kayıt uzunluğu mümkün olduğu kadar uzun seçilmiş, geçici gürültülerin hâkim olduğu zaman pencereleri hesaplamaya katılmamıştır. Yatay-düşey spektral oran eğrilerinin hesaplanması için, her bir bileşenden elde edilen veri, 80 ile 200 sn arasında değişen uzunlukta geçici gürültüleri içermeyecek şekilde pencerelenip, her bir pencereye ait Yatay-Düşey spektral oran eğrileri hesaplanmıştır. Hesaplanan eğrilerin ortalaması alınarak ölçüm noktasını temsil eden spektral oran eğrisi ve standart sapması belirlenmiştir. Geçici gürültülerin ayıklanması işlemi otomatik tetikleme algoritması kullanılarak yapılmıştır. Analizlerde her bir nokta için doğal gürültü içeren, ortalama en az ~10 ölçüm penceresi kullanılmasına dikkat edilmiştir.

Ölçümlerin yapıldığı bazı noktalarda gerek trafik yoğunluğunun değişimi, gerekse de rüzgâr nedeniyle mikrotremor kayıtlarının alınmasında güçlük çekilmiştir. Sonuçta alınan kayıtlar kullanılarak yeterli uzunluğa sahip veriler ayıklanmış ve H/V Nakamura tekniği ile bölgeye ait zemin parametreleri elde edilmiştir. Çalışma alanı içerisinde alınan ölçümlerden 196 tanesinin sonuçları değerlendirilerek, bu çalışmada kullanılmış ve jeoloji yüzey verileri ile birlikte ortak değerlendirilmiştir.

Baskın periyodu daha büyük olan bölgelerin, baskın periyodu daha küçük olan bölgelere göre jeolojik olarak daha yumuşak, az sıkışmış, çimentolanması daha az,

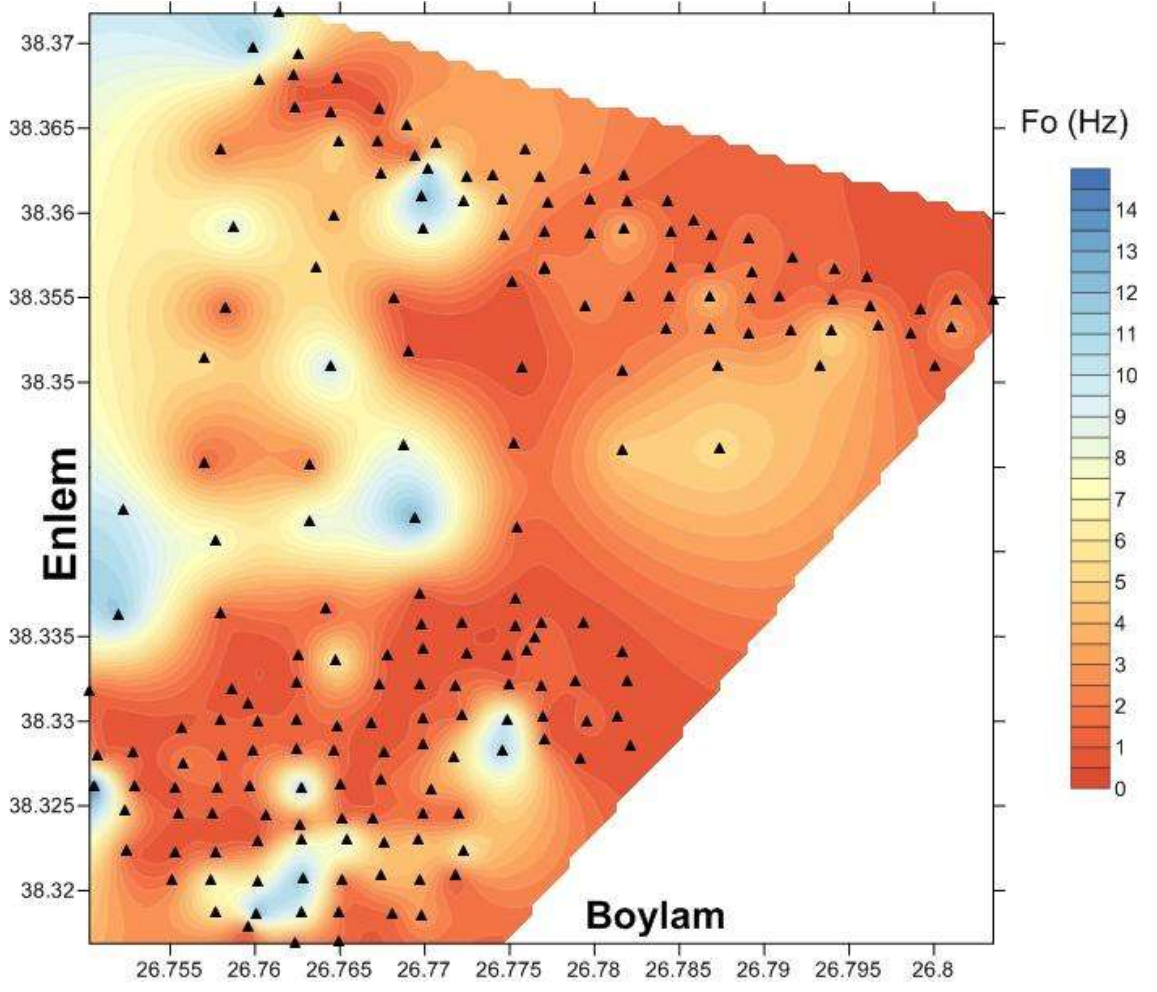
genellikle alüvyonal karakterli bölgeler olduğu görülmektedir. Örneğin, gevşek zeminde ilerleyen dalganın genliği zeminin gevşekliği ile orantılı olarak büyümektedir. Bu tür bölgeler jeofizik veriler ışığında sismik S dalga hızı, kesme direnci düşük olan, yanal yöndeki yüklere karşı dayanımsız ve deprem mühendisliği açısından da az sağlam ve sakıncalı bölgeler olarak nitelendirilen yerlerdir. Diğer taraftan hakim periyot değeri 0,25 – 0,1 saniye arasında değişen yerler ise; çimentolanması daha iyi sismik S dalga hızı daha yüksek ve yer mühendisliği açısından nispeten daha sağlam bölgeler olarak değerlendirilmektedir.

Çalışma alanında mikrotremor verileriyle elde edilen periyot değerleri 0–2 saniye arasında değişmektedir. Çalışma alanına bakıldığında, yerleşimin seyrek olduğu İskele mevki ile Urla kent merkezi arasında kalan bölgede periyot değerleri düşük çıkmıştır. Bundan hareketle bu alanda nispeten zeminin diğer alanlara göre daha sıkı olduğu söylenebilir. Çalışma alanının kuzey bölgesinde gözlenen alüvyonal yapı içinde su seviyeleri yüzeye yakın olduğu için, bu kısımlar zeminin gevşek yapıda olduğu kısımlardır. Bu çalışma sonucunda bu kısımlarda 0,5 sn den daha yüksek periyot değerlerine ulaşılmıştır. Zeminin en yüksek periyot değerlerine ulaştığı yerler ise yerleşimin sık olduğu Urla kent merkezi olarak izlenmektedir (Şekil4.8).

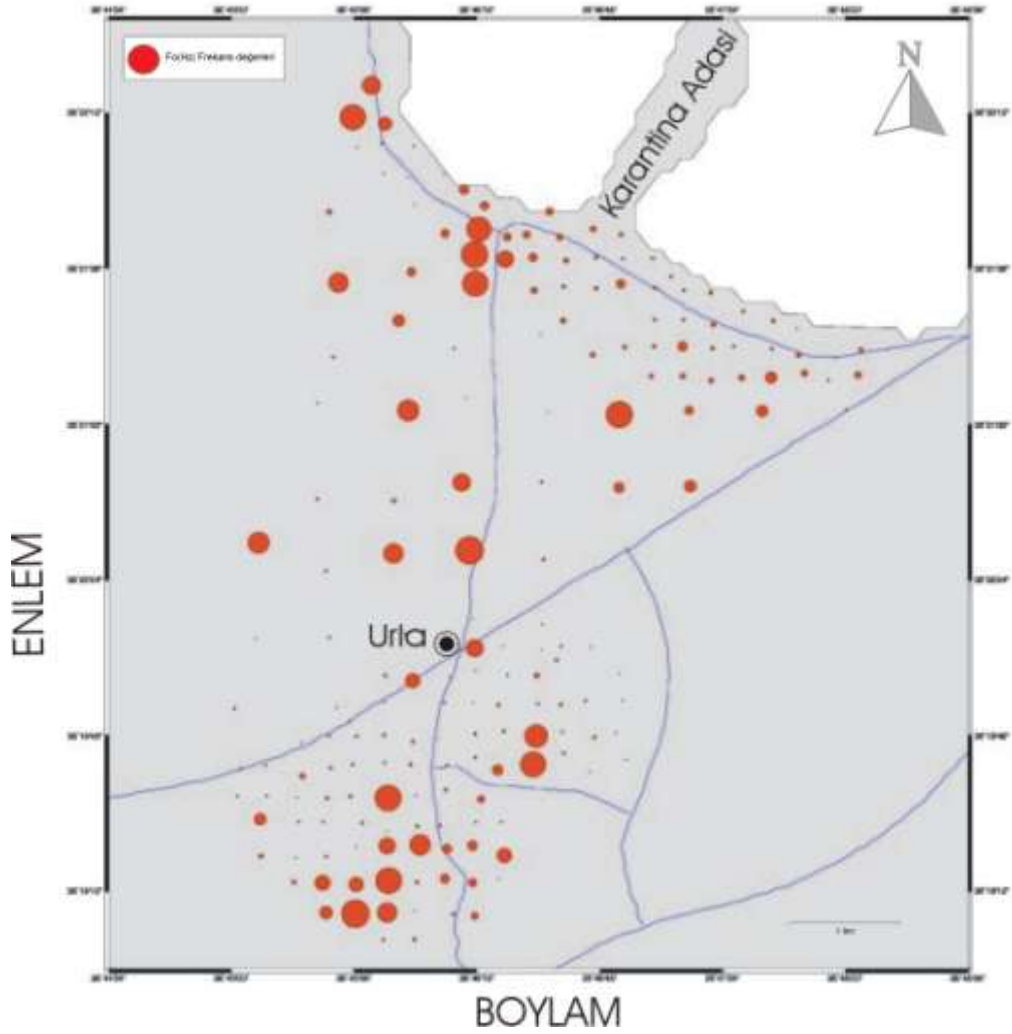


Şekil 4.8 Çalışma alanından elde edilen periyot kontur haritası

Çalışma alanından elde edilen Frekans kontur haritası genel olarak değerlendirildiğinde, hâkim frekans değerlerinin genel olarak düşük olduğu gözlenmektedir. Urla Liman mevkiinde yer alan noktalarda oldukça düşük değerlerde (0-4 Hz) olduğu ve Urla'nın iç kısımlarına yani yerleşimin seyrek olduğu bölgelere gidildikçe nispeten daha yüksek değerlerde olduğu gözlenmektedir. Urla merkezde yüksek topografyaya sahip noktalarda düşük frekans değerleri daha egemen olsa da bazı noktalarda yüksek hâkim frekans değerleri gözlenmektedir (Şekil4.9 ve Şekil4.10).

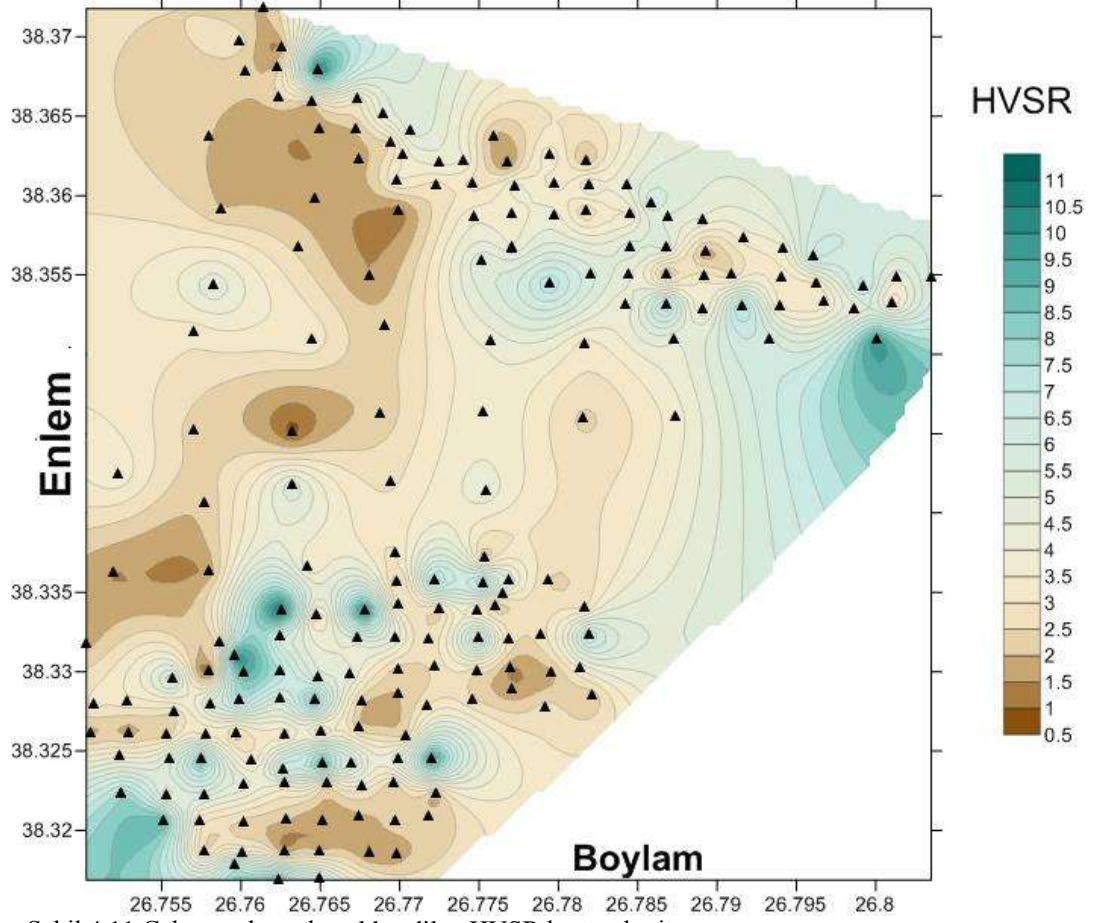


Şekil 4.9 Çalışma alanından elde edilen frekans kontur haritası



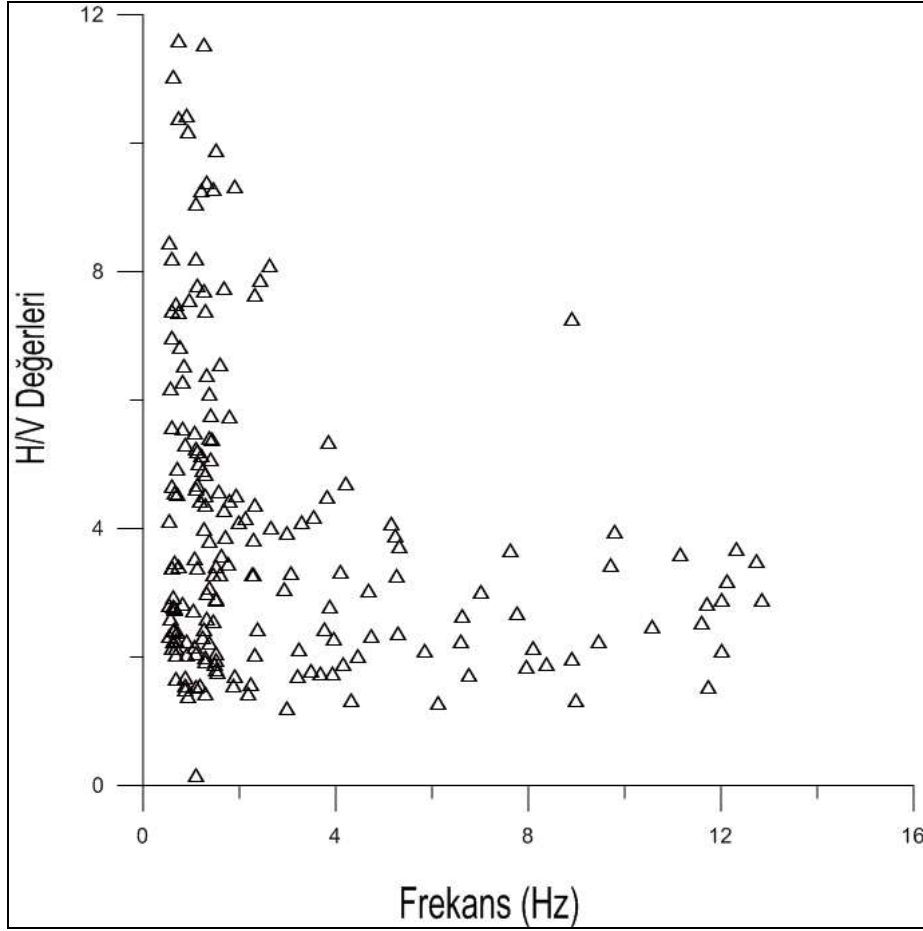
Şekil 4.10 Çalışma alanından elde edilen frekans değerlerini gösteren harita.

Nakamura H/V spektral oran tekniği kullanılarak hazırlanan HVSR değerleri (Şekil 4.11) incelendiğinde bölgenin jeolojik birimleri ile spektral oran değerleri arasında belirgin ortak değişimler gözlenmemiştir. Bu anlamda, ölçüm noktaları temel alınarak değerlendirme yapıldığında denize yakın tek bir noktada HVSR değerinin çok fazla olduğu görülmektedir. Yerleşimin seyrek olduğu iç kesimlerde HVSR değerleri düşük fakat Urfa kent merkezine doğru gidildikçe arttığı gözlenmektedir. Bu durumun daha sık aralıkla yeni ölçümler yapılarak araştırılması ve diğer jeofizik yöntemlerle desteklenmesi gerekmektedir.



Şekil 4.11 Çalışma alanından elde edilen HVSR kontur haritası

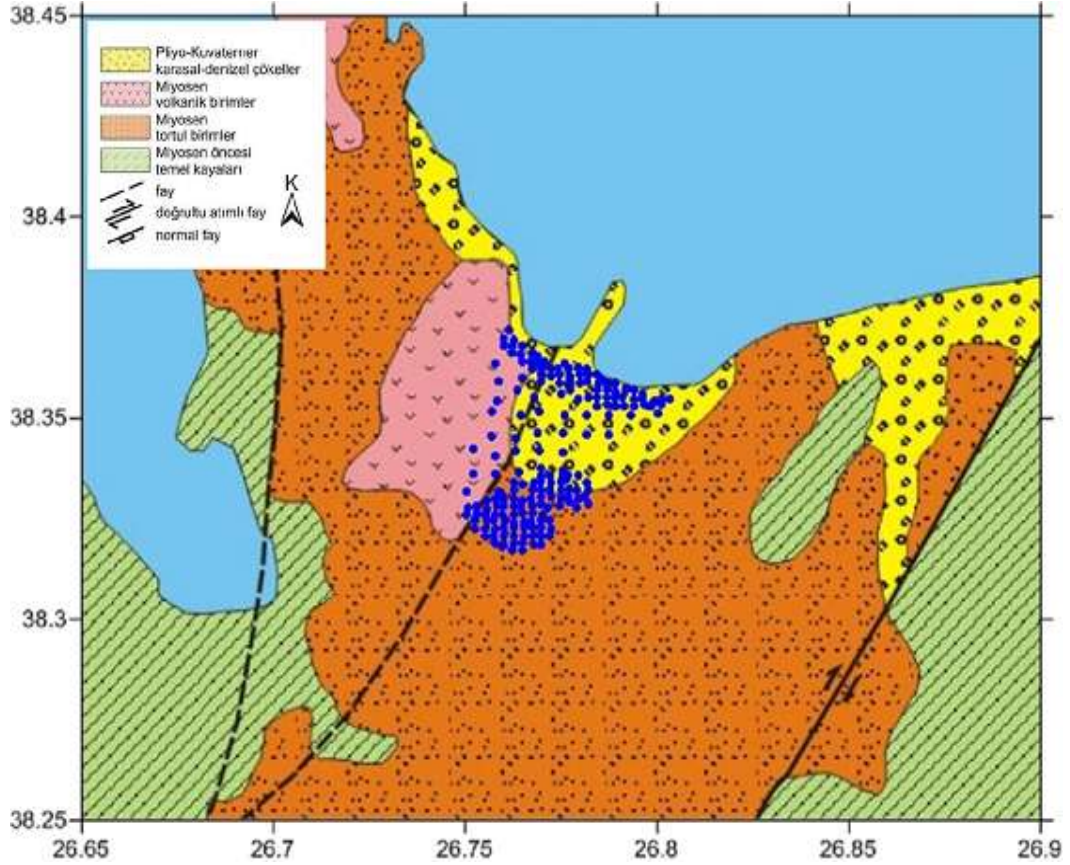
Frekans ve H/V değerleri arasındaki ilişki incelendiğinde HVSR değerlerinin 0-2 Hz aralığındaki frekans değerlerinde kümелendiği fakat diğer frekanslarda daha seyrek olarak dağıldığı görülür. Temel kaya çökeller arasındaki empedans farkının fazla olduğu yerler Yüksek H/V değerlerine karşılık gelmektedir (Şekil 4.12).



Şekil 4.12 Frekans ve H/V dağılım grafiği

Doğrultu atımlı faylar veya yırtılma fayları dik düzlemler boyunca meydana gelen yatay kaynak hareketleridir. Sağ ve sol yönlü olmak üzere iki çeşidi vardır. Bu tür fayların yeryüzündeki izleri düz bir çizgidir ve eğimleri dik ve dike çok yakındır. Fay çizgisi boyunca kalınlığı değişen (birkaç metre-birkaç yüz metre) bir breş zonu oluşur. Fay zonu boyunca meydana gelen yer değiştirme (yatay atım) çok belirgindir ve birkaç km den yüzlerce kilometreye kadar değişebilmektedir. Doğrultu atımlı faylar (yırtılma fayları) normal faylara göre (göreceli olarak) çok büyük deformasyonlara neden olan faylardır.

İnceleme alanından geçen fay sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Fayın konumu N35E/90 dır. İnceleme alanındaki fay miyosen yaşlı bazaltlar ile tortul birimlerin dokanağında geçmektedir (Şekil 4.13). Bahsedilen faylı dokanağın güney kesiminde yer alan tortul kayalar kuzey doğu yönünde (denize doğru) hareket etmiştir. Bu nedenle örselenme tortul kayalarda bazaltlara nazaran daha fazladır.

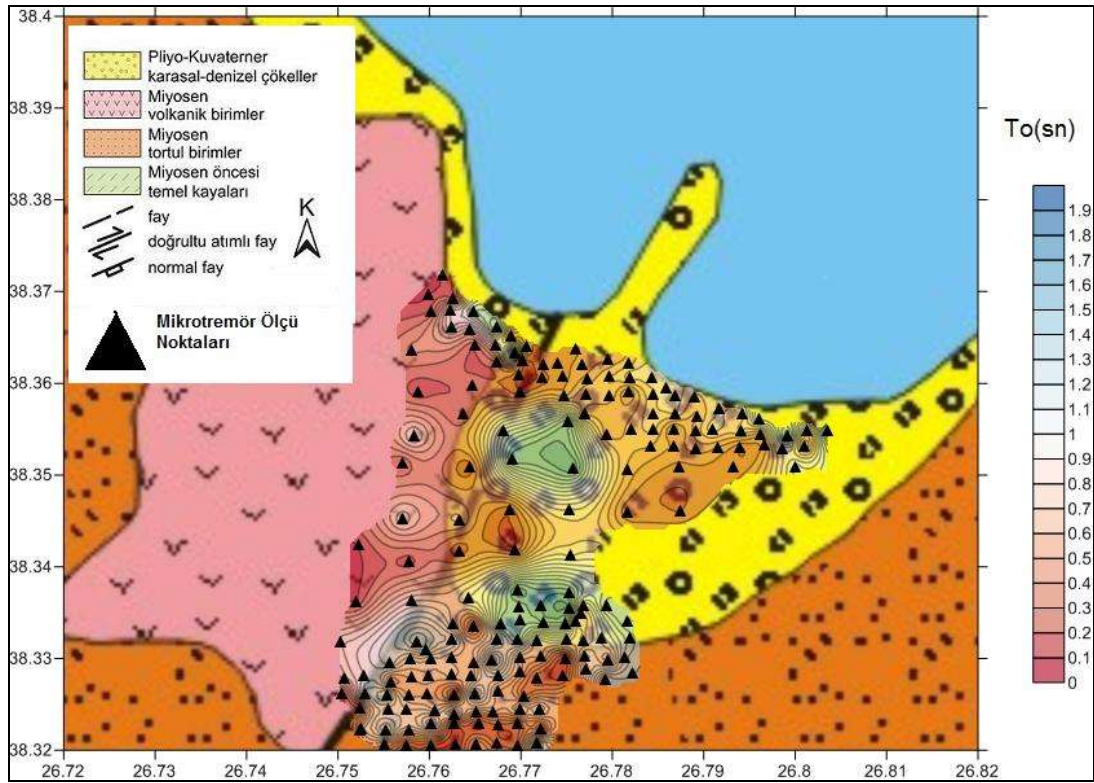


Şekil 4.13 Ölçü noktalarını jeolojik yapı üzerinde gösteren harita (Kaya, 1979; MTA, 2002' den değiştirilerek CoreIDRAW pogramında sayısallaştırılmıştır)

Mikrotremor ölçümleri ile elde edilen periyot değerleri jeolojik birimler ile değerlendirildiğinde (Tablo 4.1) tortul birimlerdeki periyot değerlerinin yüksek olduğu görülmektedir. Baskın periyodu daha büyük olan bölgelerin, baskın periyodu daha küçük olan bölgelere göre jeolojik olarak daha yumuşak, az sıkışmış, çimentolanması daha az, genellikle alüvyonal karakterli bölgeler olduğundan bahsetmiştik. Buradan yola çıkarak mikrotremor ölçümlerinden elde edilen periyot değerleri ile jeolojik birimler birbirleriyle uyum göstermektedir (Şekil 4.14).

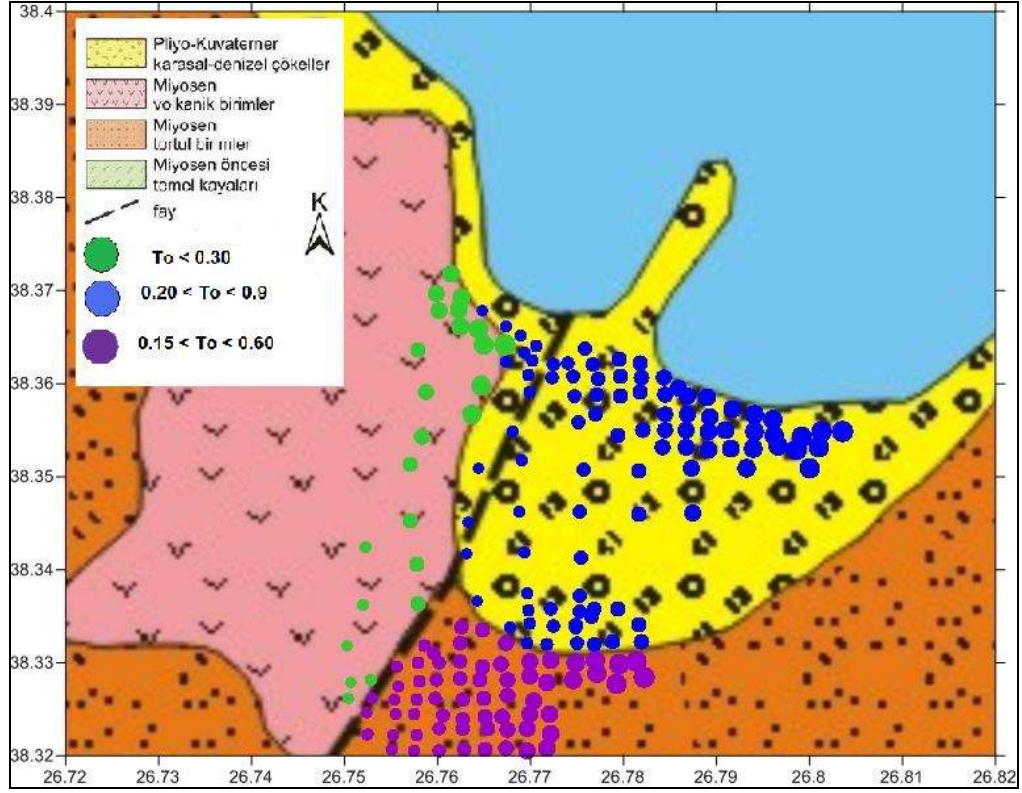
Tablo 4.1 Formasyona ait ortalama periyot değerleri

FORMASYON	Ortalama Periyot (sn)
Miyosen Volkanik Birimler	0,27 sn
Miyosen Tortul Birimler	0,77 sn
Pliyo-Kuvaterner Karasal Denizel Çökeller	0,58 sn



Şekil 4.14 Jeolojik birimler üzerinde periyot kontur haritasının gösterimi.

Jeolojik birimlere ait elde edilen ortalama periyot değerleri, T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı 2007 Deprem Yönetmeliği' ne göre yerel zemin koşullarının belirlenmesi için esas alınacak, yerel zemin sınıfları ve bu zemin sınıflarına karşılık gelen spektrum karakteristik periyotları ile karşılaştırıldığında uyum göstermektedir (şekil 4.15).



Şekil 4.15 Periyot değerlerinin jeolojik birimler üzerinde sınıflandırılarak gösterilmesi.

BÖLÜM BEŞ SONUÇLAR

Bu çalışmada, İzmir'in en önemli kültürel ve turizm yerleşimlerinden biri olan Urla ve yakın çevresinde toplam 200 noktada, 3-bileşen sismometreler ile toplanan mikrotremör verileri tek noktada yatay-düşey spektral oranı analizi ile değerlendirilerek frekans spektrumları elde edilmiş ve bu spektrumlardan da baskın periyot genlik değerleri saptanarak X-Y ortamında haritalanmıştır.

Urla Liman mevkiinde yer alan noktalardaki frekanslar oldukça düşük değerlerde (0-4 Hz) olduğu ve Urla'nın iç kısımlarına yani yerleşimin seyrek olduğu bölgelere gidildikçe nispeten daha yüksek değerlerde olduğu gözlenmektedir. Urla merkezde yüksek topografyaya sahip noktalarda düşük frekans değerleri daha egemen olsa da bazı noktalarda yüksek hâkim frekans değerleri gözlenmektedir

HVSR değerleri incelendiğinde bölgenin jeolojik birimleri için net bir ayırım yapmak söz konusu değildir. Bu anlamda, ölçüm noktaları temel alınarak değerlendirme yapıldığında denize yakın tek bir noktada HVSR değerinin çok fazla olduğu görülmektedir. Yerleşimin seyrek olduğu iç kesimlerde HVSR değerleri düşük fakat Urla kent merkezine doğru gidildikçe arttığı gözlenmektedir.

Frekans ve H/V değerleri arasındaki ilişki incelendiğinde HVSR değerlerinin 0-2 Hz aralığındaki frekans değerlerinde kümелendiği fakat diğer frekanslarda daha seyrek olarak dağıldığı görülür. Temel kaya çökeller arasındaki empedans farkının fazla olduğu yerler Yüksek H/V değerlerine karşılık gelmektedir.

Bu çalışma sonuçlarına ilave olarak yapılacak sığ ve derin amaçlı jeofizik çalışmalar (sismik, özdirenç, mikrogravite ve vd.) ile de desteklenmesi önerilir. Böylece söz konusu bölgeye ait deprem-jeoloji-zemin-yapı arasındaki ilişkilerin daha ayrıntılı olarak kurulması sağlanmış olacaktır.