

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİR METROPOLİTAN ALANI ZEMİN
ÖZELLİKLERİNİN DEPREM KAYITLARI
KULLANILARAK HVSR YÖNTEMİ İLE
İNCELENMESİ

Levent DURMUŞ

Eylül, 2012

İZMİR

İZMİR METROPOLİTAN ALANI ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN DEPREM KAYITLARI KULLANILARAK HVSR YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Levent DURMUŞ

Eylül, 2012

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

LEVENT DURMUŞ tarafından **YRD. DOÇ. DR. ORHAN POLAT** yönetiminde hazırlanan **“İZMİR METROPOLİTAN ALANI ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN DEPREM KAYITLARI KULLANILARAK HVSR YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Yrd. Doç. Dr. Orhan POLAT

Yönetici



Dr. Mehmet KURUOĞLU

Jüri Üyesi



Yrd. Doç. Dr. Şenol ÖZYALIN

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Yaşamımın her alanında, her zaman bana gösterdikleri karşılıksız sevgi, ilgi, sabır ve desteklerinden dolayı çok değerli ve çok sevdiğim aileme tüm kalbimle sonsuz teşekkür ederim.

Lisans eğitimim süresince ve yüksek lisans eğitimimin başlangıcından bu yana bana olan güvenini ve iyi niyetini göstermekten hiçbir zaman kaçınmayan, tez konusunun belirlenmesinde ve tezin yazımı aşamasında çok değerli vaktini benden esirgemeyen, tüm bilgi ve birikimini çalışmalarım için seferber edip bu tezin bitirilmesinde benim kadar emek harcayan çok değerli danışmanım sayın Yrd. Doç. Dr. Orhan POLAT' a, sayın jüri üyeleri Yrd. Doç. Dr. Şenol ÖZYALIN'a ve Dr. Mehmet KURUOĞLU'na

Bu tez çalışmasının veri toplama ve hazırlama aşamasında, değerlendirme ve sonuçlara ulaşılması sırasında bana her zaman yardımcı olan, değerli vakitlerini bana her ihtiyacım olduğunda ayıran, çok değerli hocam sayın Dr. Elçin GÖK ve Jeofizik Müh. Murat KEÇECİOĞLU' na,

Hayatım boyunca yanımda olacak olan ve bana geçmişte olduğu gibi gelecekte de yardımlarını ve varlıklarını esirgemeyeceğinden emin olduğum Jeofizik Müh. Nurcan AKÇAY' a ve Jeofizik Müh. Mehmet ÇETİNER' e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

İZMİR METROPOLİTAN ALANI ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN DEPREM KAYITLARI KULLANILARAK HVSR YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ

ÖZ

Bu yüksek lisans tez çalışması kapsamında, İzmir İli ve yakın çevresindeki zeminlerin sismik davranışının araştırılması amacıyla, 2008 yılında T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı'nın (AFAD) Deprem Dairesi Başkanlığı (DDB) desteğiyle, TÜBİTAK KAMAG (Proje No:106G159) Projesi kapsamında, İzmir İli metropoliten alanında kurulan 16 adet yerel ivme-ölçer deprem istasyon ağı tarafından kaydedilen 16 adet deprem kaydı incelenmiştir. Büyüklükleri 4.0 ile 5.0 (M_L) arasında değişen bu deprem kayıtları; S-dalgası, P-dalgası ve deprem anından önceki 20 saniyelik süreyi içeren Gürültü kayıtları ayrı ayrı incelenmiş ve Yatay Düşey Spektral Oran (HVSr) yöntemiyle değerlendirilmiştir. Elde edilen veriler ile İzmirNET istasyonlarının kurulduğu bölgelere ait hakim frekanslar ve büyütme değerleri elde edilmeye çalışılmıştır. Elde edilen frekans değerleri Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre yorumlanmıştır. S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü kayıtlarının sonuçları karşılaştırılmıştır. P-dalgası ve Gürültü kayıtlarının spektral oranları birbirine benzer özellik göstermiştir. S-dalgasından elde edilen spektral oran sonuçları ise daha güvenilir bulunmuş ve zemin sınıflaması sonuçları S-dalgasının spektral oran sonuçlarına göre verilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Yatay Düşey Spektral Oran (HVSr), İzmirNET deprem istasyonları, zemin sınıflaması, deprem kaydı.

INVESTIGATION OF SOIL CHARACTERISTICS OF İZMİR METROPOLITAN AREA WITH HVSR METHOD USING EARTHQUAKE RECORDS

ABSTRACT

The scope of this M.Sc. Thesis is the need to investigate the seismic behavior of soils in Izmir and its vicinity. For this aim, totally 16 earthquake records that had been recorded by 16 local seismic station network (IzmirNET) founded with the support of Prime Ministry of Turkey, Disaster and Emergency Management (AFAD) Earthquake Administration Department (DDB) and TUBITAK KAMAG Project (Project No: 106G159) were examined. The earthquake records have magnitudes that changing between 4.0 and 5.0 (M_L). The S-wave, P-wave and Noise records-covering the period of 20 seconds before the earthquake were studied, separately. The records were evaluated by Horizontal Vertical Spectral Ratio (HVSR) method. The dominant frequencies and amplification values of districts that IzmirNET stations had been established were obtained from the earthquake data. Frequency values were interpreted according to the NEHRP soil classification updated by Roudriguez-Marek, et al. (2001). Results of the S-wave, P-wave and Noise records were compared. The P-wave and Noise records gave similar features for spectral ratios. The results of S-waves are found more reliable for spectral ratios, and soil classification is given based on the results of the S-wave spectral ratios.

Keywords: Horizontal Vertical Spectral Ratio (HVSR), İzmirNET seismic stations, soil classification, earthquake records.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	v

BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
-------------------------------	----------

BÖLÜM İKİ - ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİK ÖZELLİKLERİ	3
--	----------

2.1 Batı Anadolu'nun Jeolojisi	3
2.1.1 Paleotektonik Birimler	3
2.1.1.1 Sakarya Kıtası.....	4
2.1.1.2 İzmir-Ankara Kenet Kuşağı	6
2.1.1.3 Menderes Masifi.....	6
2.1.1.4 Likya Napları.....	9
2.1.1.5 Neojen Stratigrafisi.....	9
2.1.1.5.1 Miyosen.	12
2.1.1.5.2 Pliyosen-Kuvaterner.....	14
2.2 Batı Anadolu'nun Tektoniği	15
2.2.1 Büyük Menderes Grabeni.....	18
2.2.2 Küçük Menderes Fayı	19
2.2.3 Gediz Grabeni	19
2.2.4 Foça-Bergama Fay Zonu	20
2.2.5 Ege Denizi Fayları	20
2.3 İzmir Ve Yakın Çevresinin Tektonik Ve Jeolojik Özellikleri	21
2.3.1 Gediz Grabeni Batısı Fayları	22
2.3.2 Dumanlıdağ Fayı.....	22
2.3.3 Bornova Fayı	23

2.3.4 İzmir Fayı	23
2.3.5 Cumaovası Fayı	24
2.3.6 Karaburun Fayı	25
2.3.7 Gümüldür Fayı	25
2.3.8 Tuzla Fayı	25
2.3.9 Gülbahçe Fayı	28

BÖLÜM ÜÇ - ÇALIŞMA ALANININ DEPREMSELLİĞİ.....29

3.1 Batı Anadolu'nun Sismolojisi	29
3.1.1 Tarihsel Dönem Depremleri (1899 ve öncesi).....	32
3.1.2 Aletsel Dönem Depremleri (1900-Günümüz)	34
3.2 Batı Anadolu'nun Sismotektoniği	36
3.3 Ege Bölgesinin Sismotektoniği	36

BÖLÜM DÖRT-İZMİR VE YAKIN ÇEVRESİNİN ZEMİN ÖZELLİKLERİ38

4.1 Veri	39
4.2 HVSR Yöntemi	40
4.3 İzmirNET Zemin Özellikleri.....	41
4.4 Veri Değerlendirme Aşamaları	43

BÖLÜM BEŞ - SONUÇLAR VE YORUMLAR55

KAYNAKLAR.....82

EKLER.....

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

İzmir ili Ege Bölgesi'nin en büyük, Türkiye'nin üçüncü büyük kentidir. Yaklaşık 3.5 milyon nüfusu ve nüfus yoğunluğu bakımından, sahip olduğu yapılaşma potansiyeli açısından da önemli bir konuma sahiptir. Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi tarafından hazırlanan Deprem Bölgeleri Haritasında 1. derece deprem bölgesi içinde yer almaktadır. İzmir ve çevresi aktif faylar ve fay zonlarının bulunduğu bir alanda yer almaktadır. Deprem üreten bu aktif fayların varlığı ile İzmir ili ve çevresi büyük bir deprem tehlikesi altındadır. Olası depremlerde can ve mal kaybının önüne geçilebilmesi için bölge genelindeki zemin yapısının iyi bilinmesi ve bu bilgiler ışığında gereken tedbirlerin alınması gerekmektedir. Olası hasarların tespiti, zeminin sahip olduğu özelliklerin ve yer hareketlerinin karakteristiklerinin birlikte değerlendirilmesine bağlıdır. Zeminin hakim periyodu ile bu zemin üzerinde bulunan yapının doğal periyodu arasındaki ilişki yardımıyla olası bir depremde yaşanabilecek hasarların tahmini yapılabilir. Deprem sırasında zemin özelliklerine bağlı olarak doğrusal olmayan tepkiler meydana gelmektedir. Bu doğrusal olmayan tepkiler deprem hareketi sırasında farklı zemin türlerinin farklı davranışlar göstermesine neden olmaktadır. Bu farklı davranışlar yer hareketi kayıtları ile ölçülebilmekte ve kayıt istasyonlarının konumlandırıldığı zeminlerin detaylı olarak belirlenen özellikleri dikkate alınarak yorumlanabilmektedir.

Bir deprem meydana geldiğinde, farklı sismik dalgalar kaynaktan itibaren yer içinde değişik hızlarda yayılmaya başlarlar. Bu dalgalar yer yüzeyine eriştiklerinde birkaç saniyeden dakikalara varan sürelerde titreşimler üretirler. Belirli bir yerdeki titreşimin süresi ve şiddeti; depremin büyüklüğüne, kaynaktan uzaklığına, dalgaların yol aldığı ortamın fiziksel özelliklerine ve o yerin zemin özelliklerine bağlıdır. Sismik dalgalar, kaynaktan yeryüzüne kadar olan seyahatlerinin önemli bir bölümünü yer kabuğunu oluşturan sert ana kaya içinde geçirirler. Seyahatlerinin son aşaması, özellikleri ana kayaya göre oldukça farklı olan gevşek, yumuşak nitelikte zemin tabakaları içinde gerçekleşir ve bu zemin tabakalarının fiziksel özellikleri

yeryüzünde gözlenen titreşimin karakteristiğini büyük ölçüde belirler. Zemin tabakaları, sismik dalgalar için adeta bir süzgeç gibidir. Bazı frekanslardaki sismik dalgalar sönümlenirken bazıları da büyütülür. Sismik dalgaların zemin tabakaları içinde geçirdiği değişimlerin tümüne zemin etkisi adı verilir. Genellikle bu değişim genliklerin artması şeklinde gözleendiğinden, zemin etkisi terimi zemin büyütmesi olarak da adlandırılır.

Büyütme değerlerinin belirlenebilmesi için, İzmir İli ve yakın çevresindeki zeminlerin sismik davranışlarının araştırılması amacıyla, İzmir İli metropolitan alanında kurulan 16 adet ivme-ölçer deprem istasyon ağı tarafından kaydedilen 16 adet deprem kaydı incelenmiştir. Bu kayıtlara Yatay Düşey Spektral Oran Yöntemi (HVSOR) uygulanmış ve elde edilen hakim frekans değerlerinden istasyonların kurulu olduğu zemine ait büyütme değerleri belirlenmiştir.

BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

2.1 Batı Anadolu'nun Jeolojisi

2.1.1 Paleotektonik Birimler

Batı Anadolu' da dört temel birim tanımlanmaktadır (Şekil 2.1) bunlar kuzeyden güneye şöyle sıralanabilir (Şengör ve diğ., 1985, Şengör, 1987 ve Yılmaz, 1997).

a- Sakarya Kıtası

b- İzmir-Ankara kenet zonu

c- Menderes Masifi

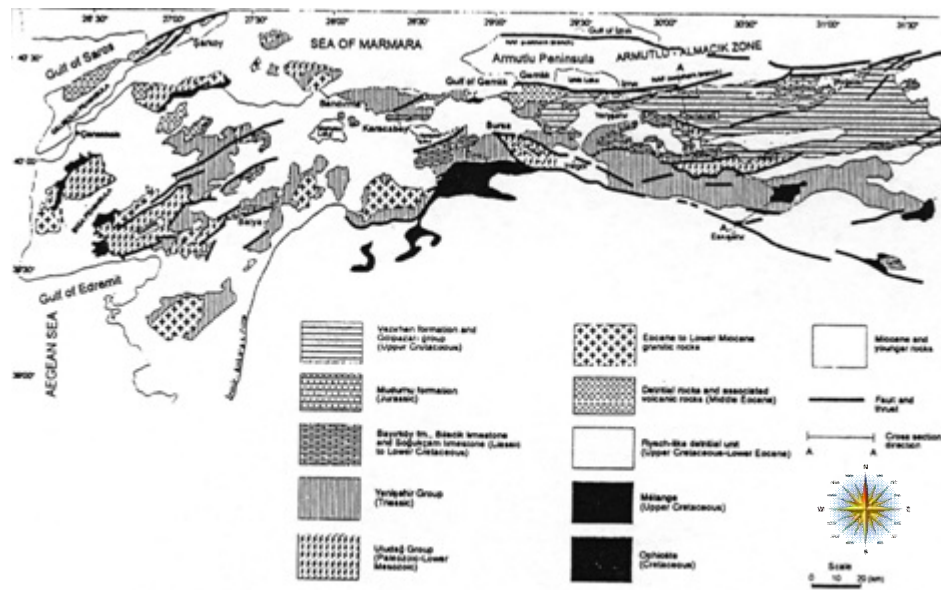
d- Likya Napları,

Bu jeolojik üniteler farklı zamanlarda ve farklı tektonik süreçler sonucu orta Miyosen öncesinde bir araya gelmişlerdir. Bu bölümde bu farklı üniteler hakkında özet bilgiler verilecektir.



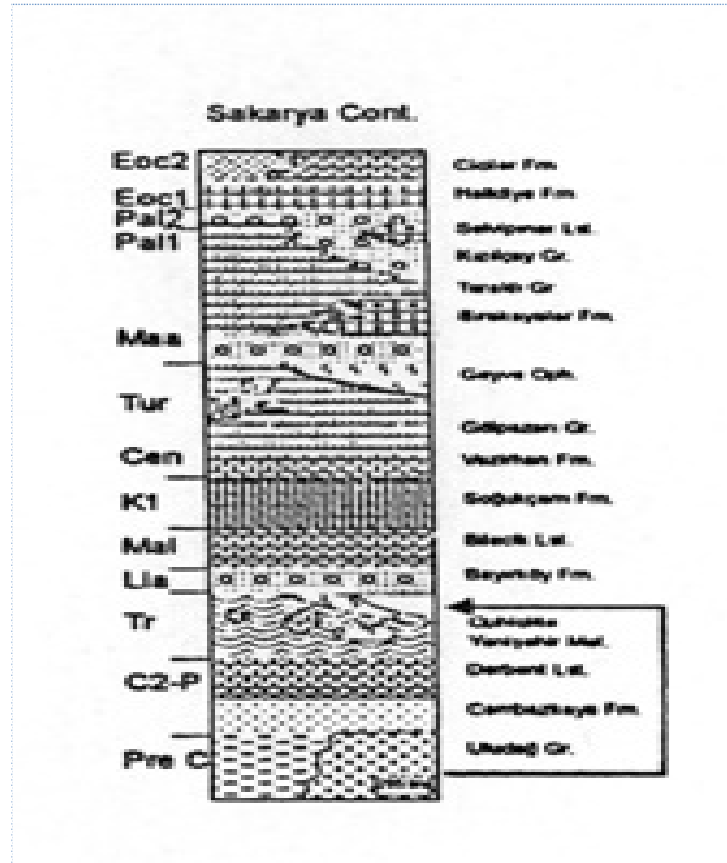
2.1.1.1 Sakarya Kıtası

Sakarya Kıtası güneyde İzmir-Ankara ve kuzeyde İç-Pontid kenet kuşakları arasında yer almaktadır. Kıtanın temeli metamorfik ve metamorfik olmayan Paleozoyik birimlerden oluşmaktadır ve bu temel Mesozoyik ve Senozoyik birimlerle örtülürler (Yılmaz, 1997). Şekil 2.2, Sakarya kıtası üzerindeki birimlerin dağılımını göstermektedir.



Şekil 2.2 Sakarya kıtasının jeoloji haritası (Yılmaz, 1997)

Sakarya kıtası içinde Biga yarımadası ile Bilecik arasında Lias öncesi Permiyen ve Triyas yaşındaki birimlerden oluşan Karakaya kompleksi (Okay, ve diğ., 1991) temelin önemli kısmını oluşturmaktadır (Yılmaz, 1997). Şekil 2.3, Sakarya kıtasının tipik bir kesitini göstermektedir.



Şekil 2.3 Sakarya kıtasında yer alan birimlerin genelleştirilmiş stratigrafik kolonu (Yılmaz, 1997).

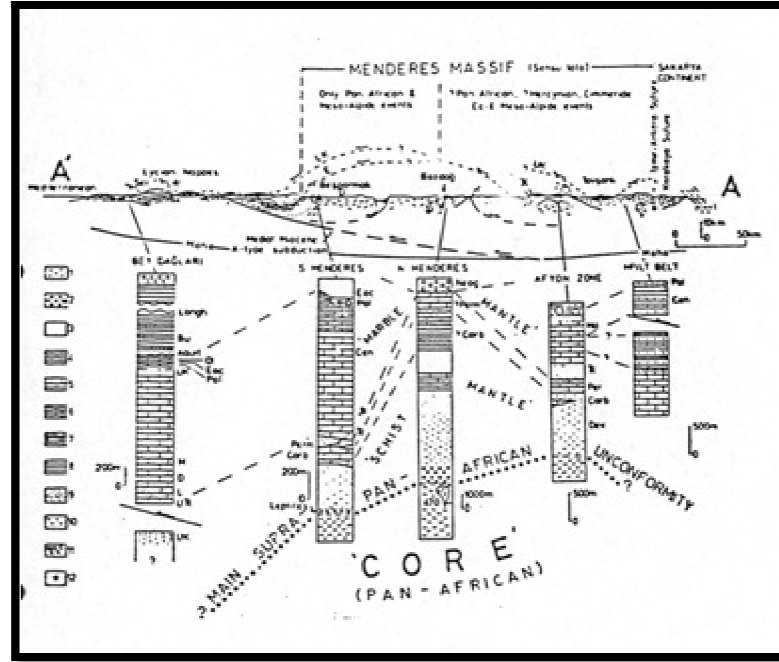
Bu kesitte Uludağ graniti ve Yenişehir metamorfikleri tektonik kontak ile temeli oluşturmaktadır. Yenişehir metamorfikleri Karakaya kompleksine karşılık gelmektedir. Bu temel birimler Jurasik ve alt Kretase yaşlı değişik fasiyesteki kireçtaşları ile örtülmektedir. Üst Kretase birimleri daha çok şist çökellerinden oluşmaktadır ve kıtasal çökellerle Paleosen'e kadar devam etmektedir. Eosen birimleri sığ deniz ve türbiditik çökeller ve birlikte aynı zamanlı volkanik birimlerden oluşmaktadır (Yılmaz, 1997). Geç Eosen-Erken Miyosen döneminde Sakarya güneyinde yer alan Tethys okyanusunun kapanması bunu takip eden kıta-kıta çarpışması sonucunda Oligosen çökeli karasal birimlerle temsil edilmektedir. Alt Miyosen birimleri ise gölsel çökellerle ve yine aynı zamanlı yaygın volkanik kayalardan oluşmaktadır.

2.1.1.2 İzmir-Ankara Kenet Kuşağı

Bu kenet kuşağı Sakarya kıtası ile Menderes masifi/Toros sistemi arasında yer almaktadır. Genel olarak ofiyolitik melanj ve peridotitlerden oluşur. İzmir çevresi Bornova şisti veya karmaşığı olarak adlandırılmaktadır. Bu birim bazı yerlerde metamorfizma geçirmiştir. Melanj ve Sakarya/Menderes üniteleri arasında tektonik kontak bulunmaktadır ve orijinal bindirme kontağının yer yer daha sonraki tektonizmadan etkilendiği belirtilmiştir (Yılmaz, 1997). Melanj, aşırı deformasyon geçirmiş volkanik sedimenter birimlerden oluşmaktadır. Bu birimler genelde sipilitik bazik lavlar şeyl ve kumtaşları içermektedirler. Yine melanjin içinde radyolaryalı çörtler, pelajik kireçtaşları, manganlı çörtler, neritik kireçtaşları, mermer blokları ve serpantinler yer almaktadır. Melanjın yaşının en az Üst Kretase olduğu içindeki kırmızı renkli kireçtaşı bloklarından anlaşılmaktadır (Yılmaz, 1997).

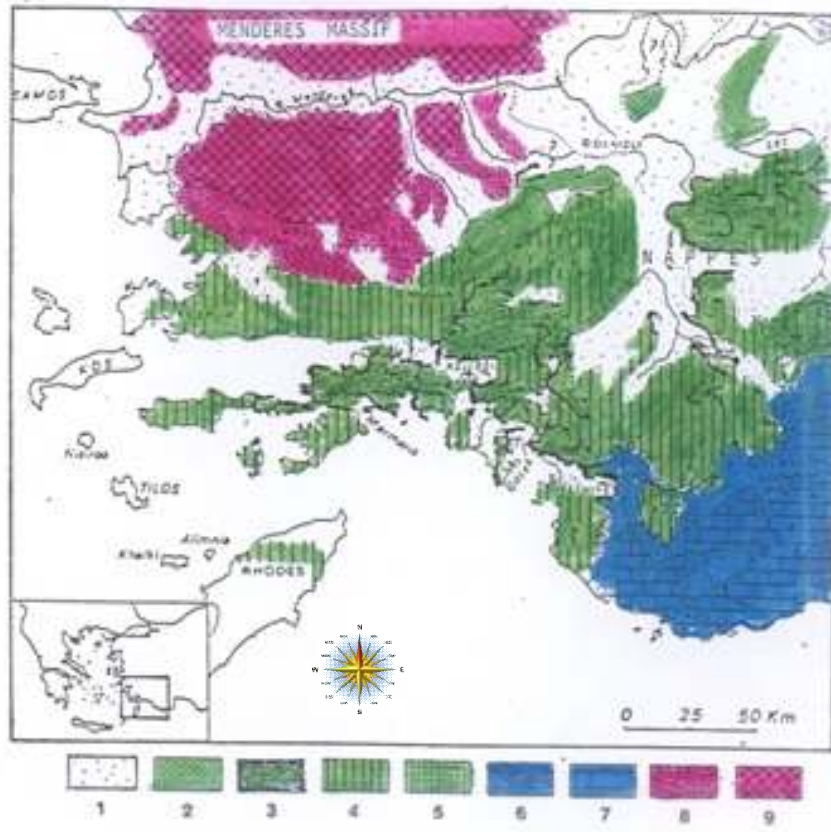
2.1.1.3 Menderes Masifi

Menderes masifi Batı Anadolu'nun en önemli metamorfik birimidir ve İzmir-Ankara kenet kuşağı ile Likya napları arasında yer alır. Diğer tektonik üniteler gibi Menderes masifi de kabaca NE-SW doğrultuludur (Şekil 2.4 ve Şekil 2.5). Masif kompleks bir iç yapısı ve litolojik dağılım gösterir. Halbuki, Okay (1989) Menderes masifinin basit bir yapıya sahip olduğunu ve genel yapının G-GD eğimli olduğunu ifade etmiştir. Masifin kor kısmını yüksek derecede amfibolit fasiyesinde gnays ve şistler oluşturur (Şengör ve diğ., 1984). Okay (1989) masifin genel stratigrafik dizilimin Prekambriyen gnayslarla başladığını ve yukarı doğru alt Paleozoik mika şistler, Permo-Karbonifer metakuvatsit, siyah fillit ve dark rekristakize kireçtaşları ile devam ettiğini belirtmiştir. Bunların üzerinde Mezosoik kalın tabakalı, rekristalize neritik kireçtaşları yer alır. Paleosen ve alt Eosen rekristalize pelajik kireçtaşları ve şist ile temsil edilmişlerdir.



Şekil 2.4 Menderes masifi ve ön ülkesinin basitleştirilmiş kesiti ve stratigrafisi (Şengör ve diğ., 1984). 1. Korun gnaysları, 2. Augen şistleri, 3. Metpelit ve metapsammit, 4. Kumlu ve şeylli mermer ve kireçtaşları, 5. Neritik kireçtaşları ve mermerler, 6. Pelajik kireçtaşları, 7. Radyolarlalı çört ve çört, 8. Şis, 9. şeyl, 10. Mafik volkanikler, 11. Mola

Yılmaz (1997) masifin yaşı ile ilgili birçok radyometrik ve paleantolojik yaşlama yapıldığını ancak masifin oluşumu ve gelişmesinin hala tartışıldığını ifade etmiştir. Alttaki gnaysların radyometrik yaşının 1.2 milyar yıldan 5-10 milyon yıla kadar değiştiği ortaya konulmuştur (Şengör ve diğ. 1984). Bununla beraber esas metamorfik fazın en geç Kretase ile erken Miyosen arasında meydana geldiği sanılmaktadır (Yılmaz 1997). Okay, (1989) ise Likya napları Menderes masifini şisti üzerinde tektonik kontak ile oturduğunu ve Likya naplarının yerleşim yaşının orta Eosen olduğunu belirtmiştir. Eosen yaşlı Barrowiyen tipi bölgesel metamorfizma Menderes masifini etkilemiştir ve bu metamorfizmanın masifin kompresyonal rejim etkisinde Likya napların altında kalması sonucunda meydana geldiği tahmin edilmektedir. Bölgesel metamorfizmanın yaşı Şengör ve diğ. (1984) tarafından 35 ± 5 olarak bulunmuştur.



Şekil 2.5 Menderes masifi ve Likya naplarının yapısal haritası (Graciansky,1972). 1. Pliyosen and Kuvaterner çökelleri, 2. Likya napları, sintektonik konglomeraları (oligosen-Halvetiyen), 3. Peridotit napları, 4. Kireçtaşı ve diyabaz tektonik dilimleri (Karbonifer-Eosen), 5. Eosen şis, 7. Otokton, marl ve kumtaşı (Budigaliyen-Helvetiyen), 7. Beydağları kireçtaşı, 8. Menderes masif, mermer ve mikaşist örtüsü, 9. Gnays

Okay (1989) Likya naplarının bazı kesimlerinin de bu metamorfizmadan etkilendiğini belirtmiştir. Yılmaz (1997) ise Likya Nap yerleşimi sırasında ve sonrasında bu iki sistemin birbirinden ayrıldığını, Menderes' in rejyonel metamorfizma geçirmesine karşılık Toros sisteminin sedimenter özelliğini koruduğunu belirtmiştir. Bu metamorfizmayı masifin erken Miyosen' deki Termal domlaşması takip etmiştir. Daha sonra bu dom parçalanarak masif ve çevresinde bölgesel genişlemeye sebep olmuştur (Seyitoğlu ve Scott, 1991; 1992; Yılmaz, 1997). Şengör ve Yılmaz (1981) Menderes ve Toros içindeki Mezozoik stratigrafik özelliklere bakarak Menderes masifinin Toros sistemi sınırında olduğunu

belirtmişlerdir. Menderes masifi bölgenin temelini oluşturmaktadır. Otokton olarak yorumlanmaktadır.

2.1.1.4 Likya Napları

İzmir-Ankara kenet kuşağı boyunca geç Kretase’ de meydana gelen dalma-batma sırasında okyanus kabuğunun Anatolid-Torid platformu üzerine bindirdiği (obduction, üzerlenme) ve bu üzerlenmenin ve daha sonraki geç Paleosen-erken Eocene meydana gelen kıta-kıta çarpışması sırasında dalma-batma sırasında süpürülen (accretionary complex) malzeme ile birlikte Batı Torosların allokon birimlerini oluşturan Likya naplarını oluşturdıkları 1970 yıllardan beri süre gelen ve günümüze kadar alternatif hipotez üretilmemiş bir görüştür (Brunn ve diğ., 1971; Graciansky, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1984; Ersoy, 1990, 1991), (Şekil 2.4 ve Şekil 2.5). Kıta-kıta çarpışması ve Batı Toros ve Menderes bloğunda imbrikasyona ve Likya naplarının meydana gelmesine sebep olmuştur. Yukarıda da belirtildiği gibi bu dönemde Menderes masifi Likya napları tarafında gömülerek metamorfizmaya uğramıştır

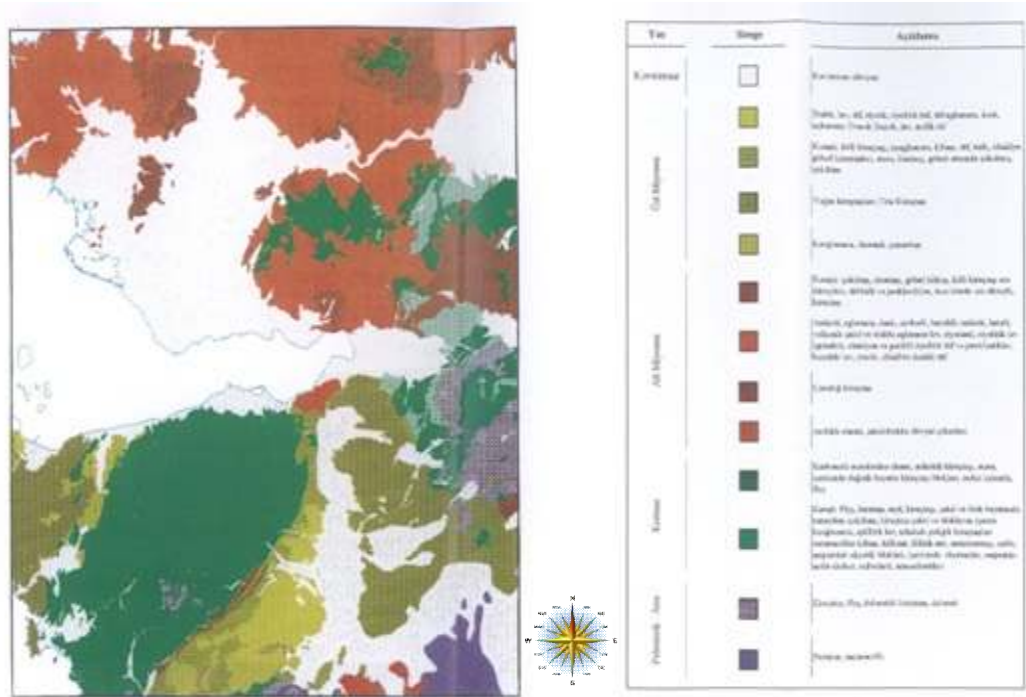
Likya napları Menders masifi ile Bey Dağları otoktonu arasında yer alır ve geniş bir alan kapsamaktadır. Özet olarak Oligosen-Halvetian yaşlı sintektonik konglomeralardan, peridotit naplarından, Karbonifer-Eosen yaşlı karbonatlı kayalardan ve Eosen şisten oluşmaktadır. Bu örtü naplarının arasından tektonik pencereler şeklinde yer yer otoktona rastlanmaktadır (örneğin Göcek, Graciansky, 1972). Naplarla ilgili hareketlerin orta Miyosen’e kadar devam ettiği gözlenmiştir (Hayward, 1984).

2.1.1.5 Neojen Stratigrafisi

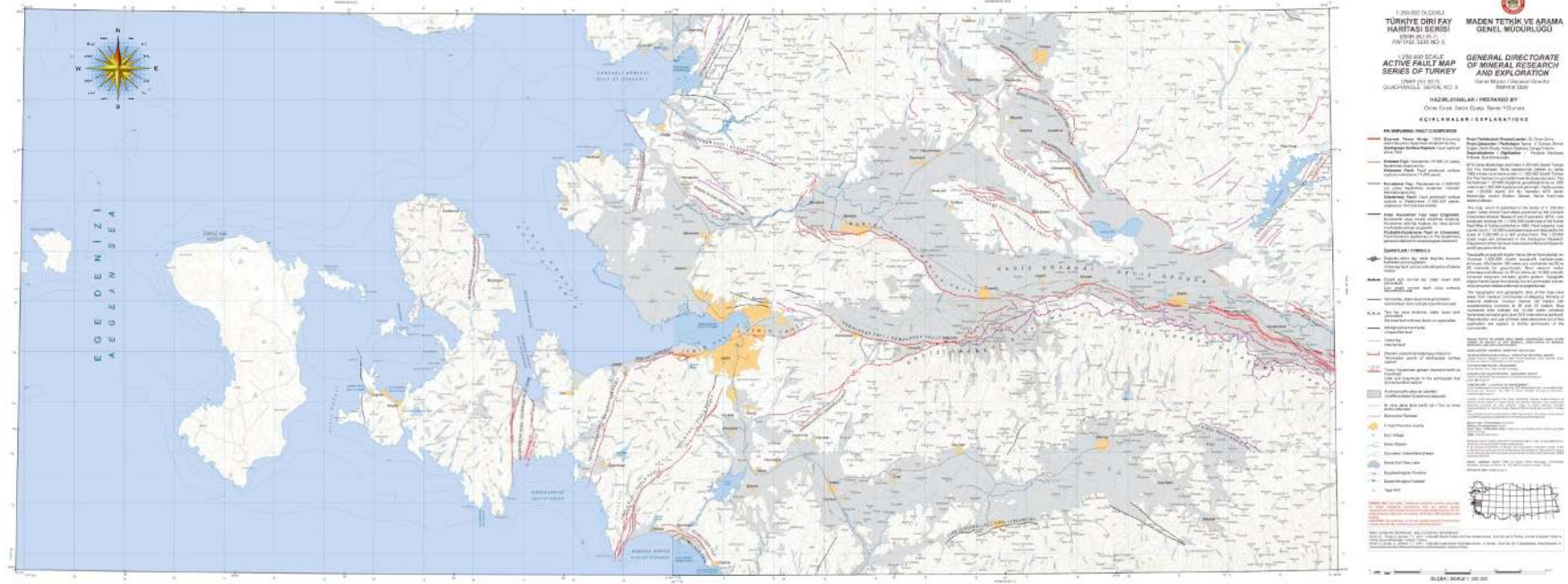
Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası, çalışmanın amacına uygun olarak Miyosen öncesi birimler temel birimler genelleştirilerek düzenlenmiştir. Miyosen ve sonrası birimlerin iyi anlaşılması bölgede son 20 milyon yıldır meydana gelen tektonik olayların anlaşılması açısından son derece önemlidir. Temel birimlerde Ofiyolitik Melange, Bornova Karmaşığı veya filişi olarak adlandırılan Toros/Sakarya çarpışması sonucunda oluşan kenet kuşağı ve ilgili tektonik karmaşığı yer almaktadır. Daha küçük ölçekli sadece İzmir metropolitan alanını ilgilendiren

haritalarda ise bütün jeolojik ünitelere yer verilmiştir. Bunun sebebi farklı litolojilerden oluşan zeminlerin kuvvetli yer sarsıntısı davranışlarının önceden belirlenebilmesine yardımcı olmaktır.

Çalışma alanı için düzenlenen jeoloji haritası farklı çalışmalarını bir araya getirmektedir ve genelde 1/25 000 haritalardan düzenlenmiştir (Şekil 2.6 ve Şekil 2.7). Ancak bu haritaların farklı araştırmacılar ve farklı zamanlarda yapılmış olması ve mutlak yaş verileri içermemesi nedeniyle, zaten volkanizma nedeniyle karışık olan Neojen birimlerinin stratigrafisi çalışmacılar tarafından farklı yorumlanmış ve sonuçta stratigrafi daha da karışmıştır.



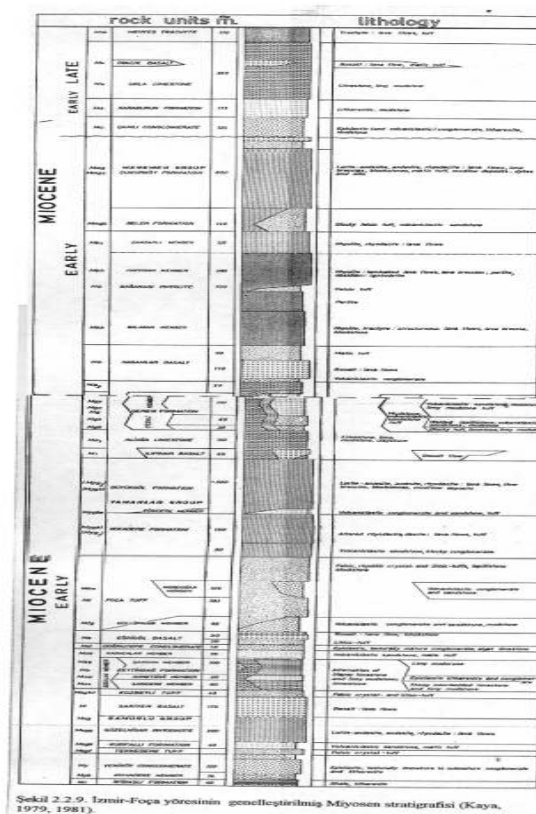
Şekil 2.6 İzmir ve geniş çevresinin jeoloji haritası (MTA, 1964; Ateş, 1994; Erişen, 1996; MTA verilerinden derlenmiştir). (Haritada Miyosen öncesi temel birimler Bornova şisti veya İzmir-Ankara zon melanji temel olarak ayrırtlanmadan gösterilmiştir. Buna karşılık Miyosen birimleri detay olarak ayrırtlanmıştır.)



Şekil 2.7 İzmir ve yakın çevresinin diri fay haritası (Emre, Ö., Özalp, S., Duman, T.Y., 2011, 1/250.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, İzmir (NJ35-6) Paftası, Seri No:5 ve İzmir (NJ35-7) Paftası, Seri No:6, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.).

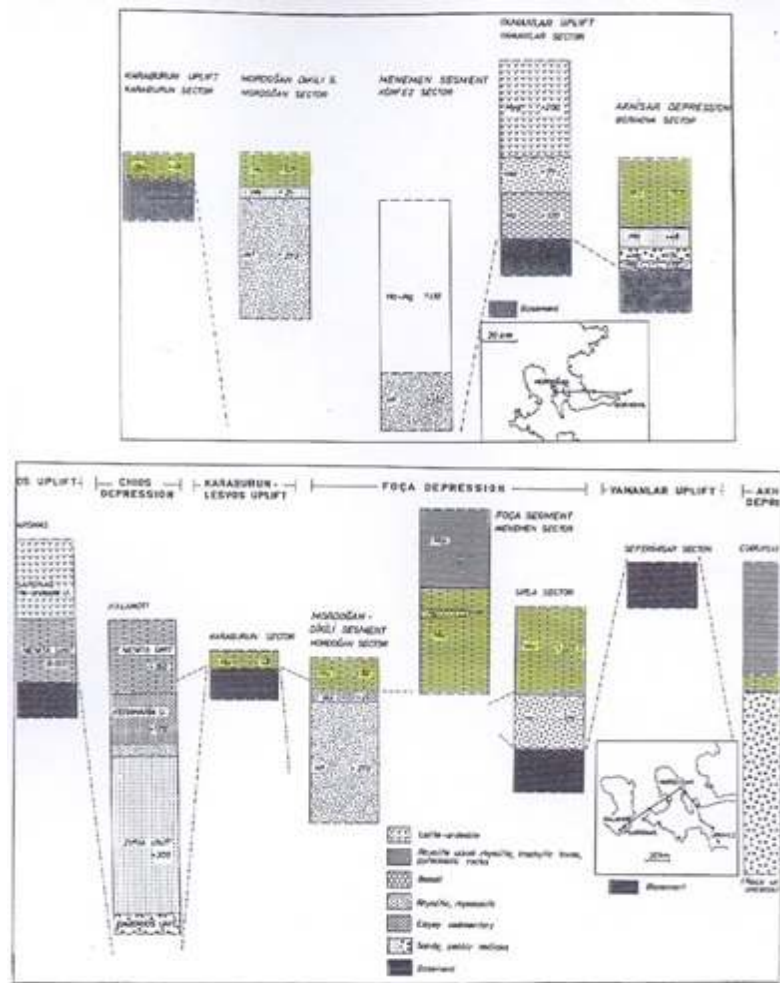
Bu çalışmada Kaya'nın (1981) yaptığı titiz çalışma ve gözlemler ve yine Kaya (1981) tarafından daha önceki çalışmalardan derlenen volkanik birimlerin yaşları baz alınarak bölge Neojen birimlerine çalışılan içinde bir düzen getirilmiştir.

2.1.1.5.1 *Miyosen*. Batı Anadolu'da Menderes masifinin yükselmesi aşınması geç Oligosen-erken Miyosen döneminde gerçekleşmiştir (Şengör ve diğ., 1984). Bu dönemi takiben erken Miyosen' de füviyal ve gölsel çökellerle birlikte özellikle Edremit-İzmir arasında yaygın bir volkanizma yer almıştır. Şekil 2.8'de İzmir çevresinde yer alan Miyosen basinlerindeki genel stratigrafi gösterilmektedir (Kaya, 1981). Kaya (1981) yaygın volkanizmanın iki geçiş (intermediate) grubu ve iki silisik gruptan oluştuğunu ve 16.2-12.5 milyon yıl arasında durgun dönem yaşadığını ortaya koymuştur. Ayrıca bu dönemde gelişen basenlerin genel doğrultusunun KKE-GGB olduğunu ve bir horst graben şeklinde geliştiğini belirtmiştir.



Şekil 2.8 İzmir-Foça yöresinin genelleştirilmiş Miyosen stratigrafisi (Kaya, 1979 ve 1981).

İzmir ve çevresi göz önüne alındığında iki ayrı dönem sedimantasyon görülmektedir. Bunlardan birincisi alt Miyosen çökelleridir. İzmir güneyinde bu ilk dönem çökeller, Cumaovası batısında Tuzla fayı boyunca tabanda konglomera ve onun üzerinde yer alan kireçtaşları ile temsil edilmektedirler (Şekil 2.9). Bu birimler ikinci döneme ait üst Miyosen yaşlı silisik bir volkanizma ile kesilmektedirler. Bu alanda Üst Miyosen sedimentleri tabanda yine bir konglomera ile başlayıp yukarı doğru gölsel kireçtaşları ile devam etmektedir. Urla formasyonu olarak bilinen bu kireçtaşları yer yer volkaniklerle yanal geçişlidirler.



Şekil 2.9 Menemen, Foça, Mordoğan ve Karaburun yarımadasına ait Stratigrafik kesitler (Kaya, 1981).

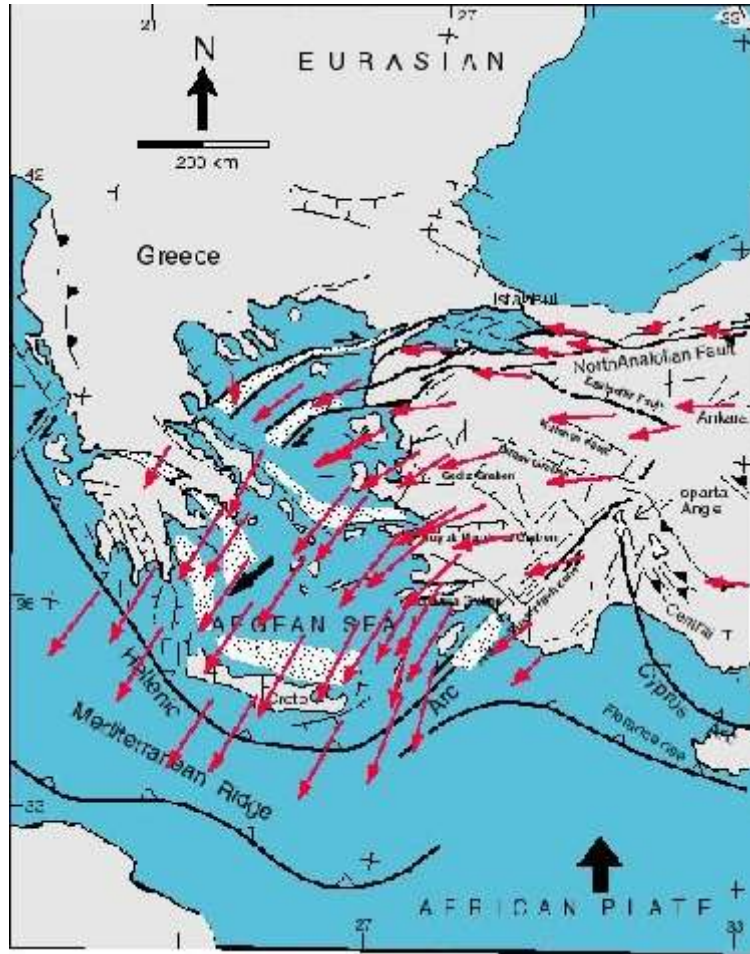
İzmir'in kuzeyinde Menemen-Foça-Aliğa çevresinde yer alan birimler genelde alt Miyosen yaşta olup son derece karmaşık bir stratigrafiye sahiptir. Bu birimler füviyal ve gölssel fasiyeste karasal birimlerden ve bu birimlerle iç içe son derece yaygın bir volkanizmadan oluşmaktadır. Kaya (1981), volkanizmanın iki ayrı dönem içerdiğini ve bunlardan birincisini geçiş (intermediate ikincisinin ise silisik karakterde olduğunu belirtmiştir. Yapılan jeoloji haritalarında bu birimlerin temelde bir konglomera ile başlayıp, volkanizma ve gölssel kireçtaşları arasında tekrarlanmalarla devam ettiği ortaya konulmuştur.

Miyosen birimleri içindeki en önemli hatlar KKD-GGB doğrultusu gösterirler. İzmir güneyinde alt Miyosen'i etkileyen en önemli yapı ofiyolitik karmaşığın KKD gidişli Tuzla fayı boyunca alt Miyosen birimleri üzerine itilmesidir. Bu itilmenin sağ-yanal harekete sahip Tuzla fayının geometrisinden kaynaklandığı sanılmaktadır. Bu tür doğrultu-atım ve bindirme ve genişleme bileşenli faylar bu bölgenin diğer alanlarında da görülmüştür (Y. Yılmaz sözlü görüşme). Yılmaz (1997) bölgede alt Miyosen'de volkanizma ve göl ortamının var olduğu ve faylanmaların daha çok üst Miyosen'de başladığını belirtmiştir ve Pliyosen başından itibaren de bugün Batı Anadolu' ya hakim D-B grabenlerin meydana geldiği ve bu yapıların bütün önceki sistemlerin kestiğini ileri sürmüştür. Ancak her iki farklı sistemin güncel tektonik çatı içinde aktif olduğu sanılmaktadır.

2.1.1.5.2 Pliyosen-Kuvaterner. Şimdiye kadar yapılan çalışmalarda çalışma alanında Pliyosen birimlerine rastlanmamıştır ancak birçok çalışmacı Pliyosen birimlerinin D-B uzanımlı grabenlerin içinde yer aldığına inanmaktadır. Kuvaterner birimleri de genelde grabenler ilgili normal fayların çöken tavan blokları boyunca gözlenmektedir. Çalışma alanı dışında Pliyosen birimleri graben dolguları olarak Graben kenarlarında yer yer taban bloğu üzerinde görülürler (örneğin; Gediz ve Büyük Menderes grabeni kenarları). Çoğunlukla füviyal fasiyestendirler.

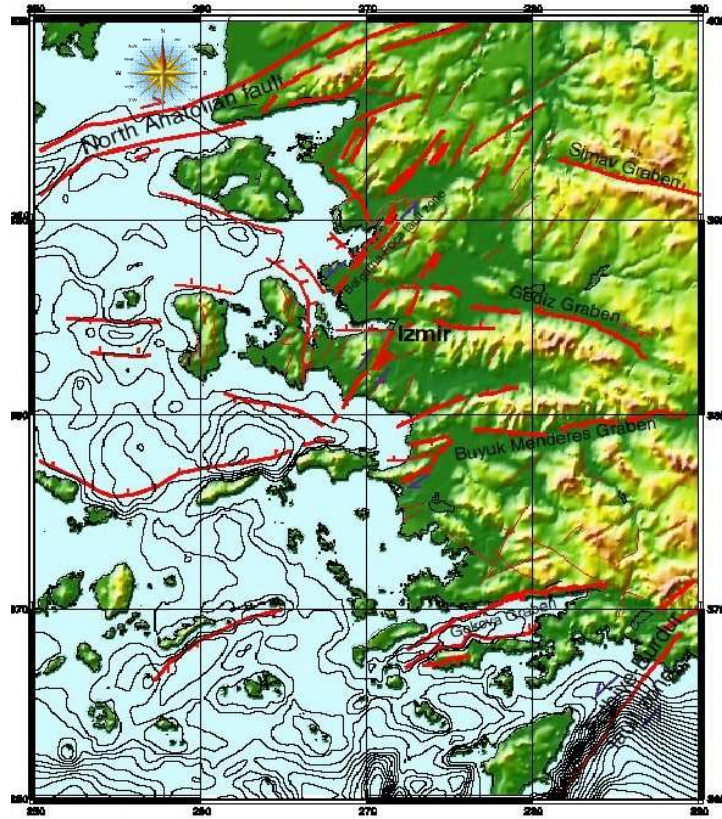
2.2 Batı Anadolu'nun Tektoniği

Batı Anadolu'da yaklaşık K-G yönlü genişleme tektoniğine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu birçok graben gelişmektedir (Şekil 2.10.), (Philippon 1910-1915, 1918; Ketin 1968; McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör 1979; Jackson ve McKenzie 1984; Şengör 1982, 1987; Şengör ve diğ., 1984). Bunlar Gökova, Büyük Menderes, Küçük Menderes, Gediz, Bakırçay ve Simav riftleri ve Kütahya'dır.



Şekil 2.10 Ege denizi ve çevresinin ana tektonik özellikleri ve GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri gösterilmektedir (Barka ve Reilinger, 1997, Reilinger ve diğ., 1997).

Bunların yanı sıra KD-GB hatların normal bileşeni olan doğrultu atımlı faylara karşılık geldiği ve bu yörenin tektoniğinde önemli rol oynadığına inanılmaktadır. Bunlar arasında Fethiye-Burdur fay zonu, Tuzla Fayı, Foça- Bergama Fay Zonu sayılabilir.



Şekil 2.11 Batı Anadolu ve Ege Denizinin doğu kısmının aktif fay haritası. Bu harita Landsat, hava fotoğrafları ve eski çalışmalardan düzenlenmiştir (Şengör ve diğ., 1985, Şengör, 198, Westaway, 1990, 1994, Armijo ve diğ., 1996).

KB-GD normal faylar daha çok GB Anadolu' da yer almaktadır (Şekil 2.11). Örneğin, Pamukkale, Dinar ve Yatağan-Muğla fayları gibi. Batı Anadolu' yu etkileyen K-G gerilmesinin Marmara Denizi ve Bulgaristan'a kadar etkili olduğu sanılmaktadır. Kuzey Anadolu Marmara Denizi çevresinde üç kola ayrılmaktadır ve Anadolu bloğu ile Avrupa arasında geniş bir sınır oluşturur (Dewey ve Şengör 1979; Şengör ve diğ. 1985; Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Barka 1992).

Batı Anadolu' da genelde orta kısmında D-B doğrultulu Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes fayları yer almaktadır. Bu fayların Kuzeyinde kalan alanda Simav, Kütahya ve Eskişehir fayları yine benzer özellikler sunar. Bu D-B ve BKB-DGD doğrultulu normal faylar arasında KD-GB basenler yer almaktadır ve daha

önce de bahsedildiği gibi bu basen Erken Miyosen'de şekillenmeye başlamıştır. İzmir kuzeyindeki KD-GB hatlar D-B yapılar göre önem kazanmaktadır. Büyük Menderes grabenin güneyinde ise KB-GD basenler vardır ve bu doğrultuda gelişen fayların aktif olduğu güncel depremler tarafından da doğrulanmaktadır (Price ve Scott, 1994; Eyidoğan ve Barka 1996). Bu yapıların bazılarının daha eski olmasına rağmen güncel sistemde nasıl çalıştığı hala anlaşılmamaktadır. Bütün bu kompleks ilişkiler Helenik yayının iki kenarındaki farklı yöndeki yayılmadan kaynaklandığı sanılmaktadır.

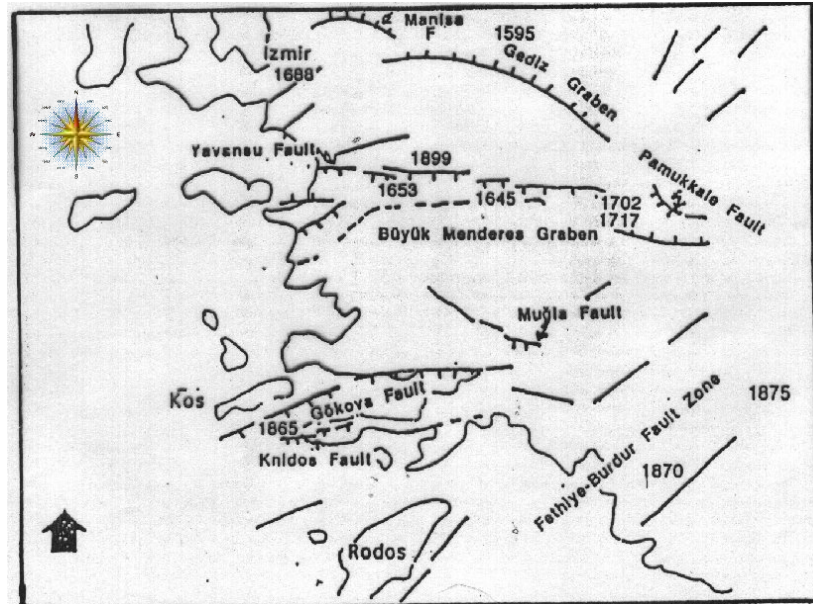
Batı Anadolu'da yer alan grabenlerdeki (Gördes, Simav, Soma, Alaşehir, Büyük ve Küçük. Menderes) çökellerin yaşlarını saptamaya yönelik olarak çeşitli çalışmalar yapılmıştır (Becker-Platen, 1970; Nebert, 1978, Emre, 1988, 1996; Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1994,1996). Örneğin, Gediz grabeninin oluşum yaşı, metamorfik temel ile Neojen arasında gelişen ana güney fayın tavan bloğunda yer alan ve graben çökellerinin en alt kesimine karşılık gelen Kurşunlu formasyonu içerisindeki linyitli düzeylerden elde edilen Eskişehir sponomorf topluluğuna göre Orta Burdigaliyen-Orta Serravaliyen (Erken Miyosen) olarak verilmektedir (Seyitoğlu ve Scott, 1996). Bununla beraber Yılmaz (1998, sözlü görüşme) Kurşunlu formasyonunun Gediz grabeni öncesi çökeldiğini belirlemiştir. Gediz grabeni çökellerinin en üst kesimine karşılık gelen Sart Formasyonu içerisinde elde edilen paleontolojik bulgulara göre ise Dasiyen (Erken Pliyosen) yaşı verilmektedir (Emre, 1996).

Tarihsel ve aletsel dönem depremlerinin iyi bilinmesi Batı Anadolu' nun tektoniğinin anlaşılması açısından son derece önemlidir. Fay sistemlerine bağlı olarak Batı Anadolu' da yoğun bir deprem aktivitesi görülmektedir ve çok sayıdaki eski uygarlıkların yerleşim birimlerine ait çeşitli veriler ve tarih kaynaklarından elde edilen bilgilere göre, bölgenin tarihsel dönemde de (1900 yılı öncesi) birçok yıkıcı depremin etkisinde kaldığı ortaya çıkmaktadır (Ambraseys, 1970; Altunel ve Hancock, 1993; Altunel ve Barka, 1997), Yalnız bu yüzyılda normal faylarla ilgili olarak 1899 Büyük Menderes, 1928 Torbalı, 1955 Balat, 1969 Alaşehir, 1969 Simav, 1970 Gediz and 1995 Dinar depremleri meydana gelmiştir (Ambraseys 1988; Eyidoğan ve diğ., 1991). Bu yüzyıldaki yıkıcı depremlere bakıldığında bu

depremlerin önemli bir kısmının belirgin faylar üzerinde meydana geldiği görülmektedir. Bu depremlerin fay düzlemi çözümleri ile fayların kinematik özellikleri uyum içindedir.

2.2.1 Büyük Menderes Grabeni

Büyük Menderes grabeni Denizli ile Ege Denizi arasında yer alır ve yaklaşık 200 km uzunluğundadır (Şekil 2.12). Grabenin doğu ucu Pamukkale civarında Gediz grabeni ile kesişmektedir. Batı ucu ise Germencik civarında iki kola ayrılmaktadır. Kuzey kolu Kuşadası'na devam etmekte olup güney kolu GB' ya dönerek Ege Denizi'ne girmektedir. Bu grabenin ana fayı grabenin kuzey kenarı boyunca uzanır ve güneye doğru eğimlidir.



Şekil 2.12 Güneybatı Anadolu'nun aktif fay haritası ve 16. yüzyıl'dan beri meydana gelen depremlerin dağılımı (Barka ve diğ., 1997; Ambraseys ve Finkel, 1995).

Büyük Menderes grabeninde tarihsel dönemde birçok deprem meydana gelmiştir (Guidobani ve diğ., 1994; Ambraseys ve Finkel 1995). 17. Yüzyılda 1645, 1654 ve 1702 (I>VIII) depremleri grabenin Denizli'den Aydın'a kadar uzanan kısmında etkin olmuştur. Daha sonra 1899 depremi (I=IX) yakın zamanda meydana gelmiş en büyük depremdir (Shaffer 1900) ve bu deprem 1-2 m'lik fay şevleri oluşturmuştur

(Schaffer, 1900; Altunel 1998). 1955 Balat depremi ($M=6.7$) grabenin batı ucunda meydana gelmiş ve fay düzlemi çözümü KD-GB sağ-yanal hareket göstermiştir (McKenzie. 1972; Jackson ve diğ., 1982). Güncel sismik aktivite Denizli civarında yoğunlaşmaktadır. Bu graben boyunca yer alan antik şehirlerde ve morfolojide eski depremlerle ilgili deformasyonlara ve fay şevlerine rastlanmıştır ve bu konudaki çalışmalar sürmektedir (Altunel, 1998).

2.2.2 Küçük Menderes Grabeni

Bazı araştırmacılar Küçük Menderes vadisini Gediz ve Büyük Menderes gibi bir graben olduğunu kabul etmektedirler. Küçük Menderes vadisinin güney kenarının batı yarısında kuzeye eğimli belirgin bir fay izlenmektedir (Erinç, 1955; Şengör ve diğ., 1985). 1928 Torbalı depreminin bu fay tarafından oluşturulduğu sanılmaktadır. Bu fay batıda Efes Antik şehri güneydoğusundan geçerek (Dumont ve diğ., 1979; Angelier ve diğ., 1981) Ege Denizi' ne kadar uzanmaktadır. Buradan Sisam adası kuzeyinden gelen fay zonu ile birleşmektedir. Küçük Menderes grabeni üzerinde meydana gelen depremler İzmir açısından önemlidir ve 1928 depremi de İzmir'de önemli hasarlara sebep olmuştur.

2.2.3 Gediz Grabeni

Gediz Grabeni Manisa'dan Pamukkale'ye kadar uzanan yaklaşık 200 km uzunluğunda bir yapıdır. Grabenin ana fayı güney kenarı boyunca uzanır, kuzeyde ise yer yer bu fayın antitetik bileşeni yer alır. Graben içinde oluşan $M=6.5$ büyüklüğündeki 28 Mart 1969 Alaşehir depremi ve 36 km uzunlukta ve $K 70^{\circ}-80^{\circ}$ B doğrultulu yüzey kırıkları oluşturmuş ve bu yüzey kırıkları üzerinde 3-13 cm düşey atım ölçülmüştür (Arpat ve Bingöl, 1969; Ergin ve diğ., 1971). Bu deprem sonrası grabenin kuzeyinde yer alan bölgede yoğun bir artçı deprem aktivitesi gözlenmiştir. Grabenin sismik aktivitesi ve depremleri Eyidoğan ve Jackson (1985) tarafından çalışılmıştır.

Gediz Grabeninin Neojen çökellerini metamorfik temelden (Menderes Masifi) ayıran ana fay, güney sınır fayı (Seyitoğlu ve Scott, 1996) ya da Karadut Fayı (Emre, 1996) olarak adlandırılmaktadır. Grabenin iç kesimlerine doğru bir yarı-paralel fay, Neojen-Kuvaterner çökellerini sınırlamaktadır (Seyitoğlu ve Scott, 1996). Gediz

grabeninin güney kenarını ve Büyük Menderes grabeninin kuzey kenarını oluşturan Bozdağ horstunun kenarlarındaki genişleme türü fay sistemlerine göre her iki havza, asimetrik yarı-graben olarak tanımlanmaktadır (Karamenderesi, 1982; Roberts, 1988; Patton, 1992; Emre, 1996). Birçok uygarlığın üzerinde geliştiği Batı Anadolu, tarihsel dönemlerde de birçok yıkıcı depremlerin etkisinde kalmıştır. Tarihsel depremlerin büyük bir çoğunluğu Büyük Menderes, Denizli/Pamukkale ve Gediz grabenleri yakın dolayında yoğunlaşmaktadır.

2.2.4 Foça-Bergama Fay Zonu

Bu fay zonu Bergama'nın kuzeyinden başlayarak Foça'ya kadar birbirine paralel uzanan KKD doğrultulu bir fay zonudur. Bakırçay grabeni bu fay zonunda bir süreksizlik meydana getirmektedir. Aslında bu fay zonu kuzeyde Balıkesir-Soma sistemi ile geniş bir zone oluşturmaktadır. 1919 depremi ($M=7$) fay zonunun bu kesiminde meydana gelmiştir. Ayrıca 1939 Dikili depreminin episantri bu fay zonu yakınlarında yer alıyorsa da isosismik eğriler KB-GD doğrultu göstermektedir. Antik dönem depremleri açısından MS 175 depreminin bu fayla ilgili olabileceği düşünülmektedir. Bu sistem özellikle Kütahya, Simav ve Gediz grabenlerinin batı uçlarını sınırlamaktadır. Güneybatıda ise bu fayın ucu İzmir körfezine kadar uzanmaktadır. Menemen kenarı da bu sistem ile sınırlıdır. GPS verileri, bazı morfolojik ötelenmeler ve bazı fay düzlemi çözümleri bu fay zonunun sol-yanal atımlı olabileceğini göstermektedir. Bu fay zonu Kuzey Egenin KB Anadoludan daha hızlı GB 'ya hareket ettiğini göstermektedir. Bununla beraber henüz çok detay çalışılmamış bir fay zonudur. Kinematığının ve aktivitesinin açıklığa kavuşması İzmir' in deprem riski açısından son derece önemlidir.

2.2.5 Ege Denizi Fayları

Batı Anadolu' da karadaki yapıların çoğu Ege Denizi içinde devam etmemektedir. Örneğin, Büyük Menderes ve Gediz grabenleri Ege Denizi içinde devam etmemektedir. Yalnız Küçük Menderes fayı bir sıçrama yaparak Sisam-Euba fayına bağlanabilir. Ege denizi içinde yer alan yapılar petrol şirketleri tarafından çalışılmışsa da genelde bilgiler gizli tutulmaktadır. Bu çalışmada Izdar (1975),

Turgut (1988), Aksu ve diğ., (1990) ve dan yararlanılmıştır. İzmir'in deprem riski için önemli olabilecek yapılar hakkında özet bilgiler aşağıda verilmektedir.

2.3 İzmir Ve Yakın Çevresinin Tektonik Ve Jeolojik Özellikleri

İzmir ve çevresi tarihsel dönemlerden bu yana yoğun deprem aktivitesine sahne olmuştur. Bu özelliğine karşın Gediz grabeni dışında bölgenin yoğun deprem aktivitesine kaynak oluşturabilecek aktif fayların varlığı konusunda henüz yeterince bulgu mevcut değildir. Bölgedeki deprem episantrlarının çoğunluğu Ege denizinde, Karaburun-Sakız adası, İzmir Körfezi-Midilli Adası ve Doğanbey Burnu-Sisam Adası arasına rastlamaktadır. Episantr dağılımı incelendiğinde bir kısım depremlerin ise Gediz grabeni ile Ege denizi arasında kalan Akhisar-Soma-Manisa çevresinde yer aldığı görülür. Buna karşın bu alanda, Türkiye Diri Fay Haritası, (Şaroğlu ve diğ., 1992) 'nda gösterilmiş bulunan Cumaovası-Seferihisar çizgiselliği dışında herhangi bir aktif fay bilinmemektedir.

Son yüzyıl içerisinde İzmir ve çevresini etkileyen üç yıkıcı deprem meydana gelmiştir. 1928 Torbalı depremi (M: 6.5), (Salomon-Calvi, 1940), 1949 Karaburun depremi (Pinar, 1950, Jackson ve McKenzie, 1984) ve 1992 Seferihisar depremi (M: 6.0, Türkelli ve diğ., 1994; Pinar, 1995), daha çok İzmir güneyindeki alanlarda etkili olmuştur. Olasılı aktif olarak haritalanmış olan Cumaovası-Seferihisar çizgiselliği (Şaroğlu ve diğ., 1992) bu araştırmada belirlenmiş olan Tuzla fayından farklı bir doğrultudur.

Tarihsel depremler açısından MS 17 depremi İzmir yöresi için en önemli depremlerden biridir (Guidobani ve diğ., 1994). Bu deprem dışında özellikle 1688 depremi İzmir'de çok hasar ve can kaybına sebep olmuştur. Bu depremlerin dışında 1739 ve 1778 depremleri yine İzmir yakınlarında meydana gelmiştir (Ambraseys ve Finkel 1995).

İzmir yöresi Gediz graben sisteminin batı ucunda yer almaktadır. Neotektonik dönem yapıları üç ana doğrultuda yoğunlaşmaktadır. Morfolojik olarak en belirgin tektonik yapılar D-B doğrultuludur. Normal fay karakterindeki bu yapılar Gediz grabeninin batı ucunda ve İzmir Körfezi'nde yer alırlar. Ayrıca KD-GB ve KB-GD

faylar özellikle İzmir civarında önemli rol oynamaktadır ve bu fayların kinematik özellikleri İzmir kuzeyi ve güneyinde farklılaşmaktadır. Normal faylarla sınırlı graben yapıları İzmir Körfezi doğusunda yer alırlar. Buna karşılık Gediz graben sistemi dışında kalan neotektonik dönem yapıları doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Bu ilişki Gediz grabeni dışında kalan alanlardaki güncel deformasyonun doğrultu atımlı faylarla karşılandığını göstermektedir.

2.3.1 Gediz Grabeni Batısı Fayları

Turgutlu-Sarıgöl arasında güneye içbükey bir kavisle kabaca KB-GD doğrultusunda uzanan Gediz grabeni Turgutlu yöresinde iki kola ayrılır. Kuzeydeki kol grabenin genel uzanımına uygun olarak KB-GD doğrultusunda Manisa yönünde devam eder. Güney kol ise Turgutlu' dan itibaren batıya döner ve Kemalpaşa yöresinde sonlanır. Kuzey kol Manisa Fayı'na bağlı olarak gelişmiştir. Bu fay, normal eğim atımlı bir fay olup düzlemin eğimi Manisa Dağı kuzeyinde 50-65° arasında değişmektedir. Zon boyunca Holosen yaşlı alüvyon yelpazeleri ve yamaç molozlarında normal faylanma deformasyonları gözlenir. Bu kesimlerde fayın son zamanlardaki aktivitesini gösteren fay sarplıkları çok belirgindir. Bu veriler Manisa Fayı'nın aktif olduğunun göstergesidir.

Grabenin güney kolundaki faylar iki doğrultuda uzanır. Kemalpaşa fay zone olarak adlandırdığımız bu zonda kuzeydeki faylar D-B yönlüdür ve normal fay karakterindedir. Bunların Holosen'de aktif olduklarına ilişkin morfolojik bulgular mevcuttur. Güneyde yer alan ve grabenin Kuvaterner dolgusu ile Menderes Masifi'nin metamorfikleri arasında dokanak oluşturan fay ise batı ucuna doğru KD-GB doğrultusunu kazanır. Bu fay normal eğim atımının yanında sağ yönlü doğrultu atım bileşenine sahiptir. Doğrultu atım karakteri batı ucuna doğru gidildiğinde artmaktadır. Bunun devamında ise sağ yönlü doğrultu atımlı ve yine KD-GB doğrultulu olan Cumaovası Fayı bulunur.

2.3.2 Dumanlıdağ Fayı

Menemen kuzeyindeki Dumanlıdağ volkan kompleksi üzerinde KB-GD doğrultusunda uzanan faylar Dumanlıdağ fay zone olarak adlandırılmıştır. Zonun uzanımı Manisa Fayı'nın batı ucunun doğrultusuna uyumludur. Miyosen yaşlı

volkanitleri kesen fay zonunda Dumanlıdağ volkan kompleksinin kalderası yer alır. Hava fotoğraflarında net olarak izlenebilen bu fayların Kuvaterner aktivitesi konusunda ayrıntılı veri toplanamamıştır. Ancak genç morfolojisi nedeniyle bu zondaki fayların diri olduğu söylenebilir.

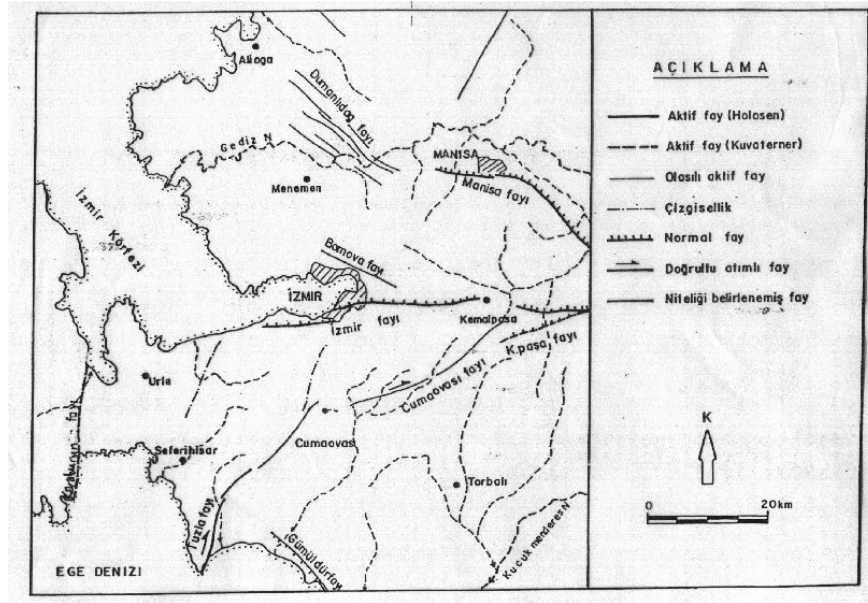
2.3.3 Bornova Fayı

İzmir körfezi kuzeydoğusunda D-B ve KB-GD doğrultusunda uzanır. Yamanlar dağının Miyosen yaşlı volkanitleri kesmektedir. İzmir fayının konjuget bileşeni olarak düşünülebilir. Normal faydır ancak fayın aktivitesi konusunda yeterli veri yoktur. Bununla beraber neotektonik dönemde gelişmiş bir faydır.

2.3.4 İzmir Fayı

İzmir körfezinin doğusunda, körfezi morfolojik olarak güneyden sınırlayan D-B yönlü fay İzmir Fayı olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.13). 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.



Şekil 2.13 İzmir yakın çevresi aktif fayları (Emre, 1997).

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 şevi görüntüsündedir. Bu özellikle Balçova-Narlıdere belirgin olarak izlenebilmektedir. Narlıdere yöresinde fay dikliği önünde alüvyon yelpazeleri gelişmiştir. Yine Balçova ve Narlıdere arasında tavan bloğu üzerinde geniş bir delta oluşmuştur. İzmir'in bu kesiminde son yıllarda yoğun bir yapılaşma göstermektedir. Bu sebeple fayla ilgili gözlemler son derece sınırlıdır. Balçova Narlıdere arasında antik çağlardan beri bilinen Agamemnon kaplıcaları yer alır. Bu kaplıca çevresinde yapılan gözlemlerde temel içinde ana fay doğrultusuna uygun faylara rastlanmıştır.

2.3.5 Cumaovası Fayı

İzmir'in güneydoğusunda yer alır. Gediz grabeni ile Tuzla Fayı arasında kabaca K70°D doğrultusunda uzanır. Doğu ucunda Gediz grabeninin güney koluyla birleşir, batıya doğru D-B doğrultusuna yaklaşır. Cumaovası alüvyonlarında Tuzla Fayı ile olan ilişkisi gözlenememiştir. Bu fay sağ yönlü doğrultu atımlıdır. Doğrultu atım

özelliği Kemalpaşa GB'sındaki Miyosen yaşlı çökellerde iyi gözlenir. Burada fay boyunca ezik bir zon gelişmiştir. Fay düzleminde çizik ve kertikler doğrultu atımı belirlemektedir. Batı ucunda ise kesmiş olduğu Pliyo-Kuvaterner'de gelişmiş drenaj şebekesi ve vadi formlarında sağ yönlü atımı gösteren bulgular mevcuttur.

Fayın Holosen aktivitesine ilişkin veri toplanamamıştır. Ancak, 31 Mart 1928 Torbalı depreminin makrosismik episantrı bu fay üzerine rastlamaktadır.

2.3.6 Karaburun Fayı

İzmir körfezi ile Karaburun yarımadasını ayıran önemli bir yapısal hattır. Bu fay güney kesimde morfolojik olarak Seferihisar koyunu sınırlandırmaktadır. Kuzey ucunda ise fayın doğrultusuna Gülbahçe koyu yerleşmiştir. Bu koyun deniz taban topoğrafyası fayın doğrultusunda bir koridor yapısı oluşturur. Neojen öncesi temel kayalar içerisinde izlenen fay boyunca Kretase ve Paleozoyik yaşlı kaya toplulukları yan yana gelmiştir. Günümüz morfolojisi bu fay tarafından denetlenmektedir. Zon boyunca özellikle kuzey kısmında yoğun deprem aktivitesi gözlenir. Bu özelliği nedeniyle Karaburun fayı aktif olarak yorumlanmıştır. Paliomagnetik, arkeolojik veriler ve taraçalarda yapılan çalışmalar bu fay boyunca Karaburun yarımadasının batıya doğru eğimlenmekte olduğunu göstermektedir.

2.3.7 Gümüldür Fayı

Kuşadası Körfezi'nin KD 'sunda yer alan bu fay Tuzla Fayı'na çapraz olarak KB-GD doğrultusuna uzanır. Güney ucunda Menderes Masifi'ni oluşturan kaya topluluklarını kesen fay, Gümüldür yöresine rastlayan kuzey ucunda Miyosen çökellerini keser. Morfolojisi normal fay karakterindedir. Bu fay neotektonik dönem yapısı olmasına karşın aktif özellik taşımamaktadır.

2.3.8 Tuzla Fayı

İzmir GB'sında, Cumaovası ile Doğanbey burnu arasında KD-GB genel doğrultulu bir yapısal hat uzanır. GB ya doğru doğrultusu kuzeye dönen bu çizgisellik, doğu ucunda Cumaovası Fayı'na birleşir. Batı ucuna rastlayan Doğanbey burnunda ise fay Ege Denizi'ne ulaşır. Denizin taban topoğrafyası, fayın aynı doğrultuda deniz içerisinde de devam ettiğini göstermektedir. Bu çizgiselliğin GB

ucuna rastlayan yaklaşık 15 km' lik bölümü aktif faylara özgü tüm yapısal ve morfolojik öğelere sahiptir. Üzerinde birçok sıcak su kaynağının dizili olduğu bu kesimdeki faylar zonal bir kırık sistemi oluşturur. Sağ yönlü doğrultu atımlı olan bu kesim Tuzla Fayı olarak adlandırılmıştır. Tuzla Fayı, Cumaovası Fayı ile birlikte değerlendirildiğinde Gediz grabenine bağlanan büyük bir yapısal unsur oluşturmaktadır. Bu iki fay, batı Anadolu'nun gerilme rejimi ile tanınan aktif tektonik çatısı içerisinde önemli bir konuma sahiptir. Yine Tuzla fayı İzmir'in deprem riski açısından ayrıca önem taşır. Bu sebeple Tuzla Fayı ayrıntılı araştırılmıştır.

Fay boyunca Bornova şisti birimleri alt Miyosen yaşlı konglomera ve kireçtaşları üzerine bindirmişlerdir. Doğanbey burnu ile Kavakderesi arasında K20°D doğrultusunda uzanır. Kuzey ucunda tek kırıktan oluşan fay güneye doğru üç kırıktan oluşan zonal bir yapı kazanır. Bu üç kırık güneye doğru birbirinden uzaklaşan doğrultuda uzanır. En batıdaki kırık, Cumalı kaplıcaları yöresinde Neojen öncesi temel kayalarla Miyosen çökelleri arasında dokanak oluşturur. Kırığın doğuya içbükey sıkışan bir büküm yaptığı bu kısımda temel kayalar Miyosen üzerine bindirmiştir. Zonun en batı kısmındaki bu kırık, temel kayalar içerisinde Doğanbey burnuna kadar devam ederek denize ulaşır.

Cumalı kaplıcaları yöresinde doğuda yer alan ikinci fay zonunun aktif kırığını oluşturur. Kaplıca kuzeyinde de birkaç km devam eden bu fay üzerinde çok sayıda sıcak su çıkışları vardır. Sıcak sular bazı kesimlerde noktasal bazı kesimlerde ise yarıklar boyunca çıkışlar gösterir. Bu kırık batıda Tuzla yöresine kadar Miyosen yaşlı füviyal çökeller içerisinde izlenir. Yer yer de Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazelerini keser. Tuzla yöresinde iki kola ayrılır. Doğudaki kol Karakoç deresi kuzeyinde alüvyon çökellerinden geçerek Ege Denizi'ne ulaşır. Süreklilik gösteren kuzey kol ise morfolojik olarak Kızılcadağ yükselimini sınırlayarak Doğanbey burnuna uzanır. Burada kıyı çizgisini izleyerek denize ulaşır. Bu kırık boyunca yoğun bir hidrotermal alterasyon zonu gelişmiştir. Hidrotermal eriyikler nedeniyle temel kayalar tanınmaz haldedir. Tuzla yöresinde sayılamayacak sayıda sıcak su kaynağı gelişmiştir. Sıcak su kaynaklarının yoğun olduğu alanlar ince bir traverten örtüsü ile kaplanmıştır.

Fayın doğrultu atımlı faylara özgü bir morfolojisi vardır. Özellikle Tuzla ile Doğanbey arasında basınç sırtı şeklinde gelişmiş boyuna morfolojik yapılar büyük boyutlara ulaşmıştır. Drenajdaki ötelenmeler ve mikro morfolojik yapılar, fayın sağ yönlü doğrultu atımlı olduğunu göstermektedir. Tuzla kaplıcasının batı ve doğusunda fay tarafından kesilmiş akarsularda 200-700 m arasında sağ yönlü ötelenmeler belirgindir. Tuzla yöresinde silisifiye olmuş Miyosen yaşlı füviyal çökellerde gelişmiş fay aynalarında da sağ yönlü doğrultu atımı gösteren çizik ve kertikler mevcuttur. Burada fay düzlemi 80° kuzeye eğimlidir.

Tuzla-Cumalı kaplıcaları yöresinde sıcak su ve traverten çıkışlarının olduğu kesimlerde olasılıkla son birkaç yüzyıl içerisinde meydana gelmiş bir depremin göstergesi olabilecek mikro morfolojik yapılar izlenmektedir. Bunlar kırık üzerinde dizilmiş olan ve traverten altındaki silisifiye Miyosen çökellerinin yüzeye fırlaması sonucu basınç sırtları şeklinde gelişmiş yapılardır. Bu basınç sırtları fay üzerinde yüzey kırığı oluşumu ile sonuçlanmış büyük bir depremi belirlemektedir. Sistematik olarak ölçülemeyen fakat hemen hepsinde belirgin olarak izlenen sağ yönlü ötelenmeler, basınç sırtlarının oluşumlarından sonra ikinci bir depremin daha gelişmiş olduğunu göstermektedir. Kırık üzerinde gelişmiş traverten konilerinde de yüzey kırılmaları sonucu deformasyonların olduğu gözlenmiştir.

Saha verileri Tuzla Fayı'nın sağ yönlü doğrultu atımlı aktif bir fay olduğunu göstermektedir. Tarihsel kayıtlarda bu faya yorumlanabilecek deprem kayıtları mevcuttur. Fay üzerinde en son olarak 1992 yılında $M=6.0$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Ancak deprem sonrası arazide yapılan gözlemlerde bu çatlakların faylanmaya ilişkin yüzey kırıkları olmadığı, zemin oturması ve çökmelerden kaynaklandığı belirtilmektedir (İsmail Kuşçu ve Koji Okumura, sözlü görüşme, 1992). Tarafımızdan yöre halkından elde edilen bilgilere göre ise bu depremde Tuzla yöresinde zonun orta kırığı boyunca yer yer toprak kabarmalarının olduğu, bu kabarmaların kırık doğrultusunu izlediği ve ana kaya üzerinde geliştiği, deprem sonrasında bazı sıcak su kaynaklarının kurduğu, bazılarının ise gayzer şeklinde fışkırdığı, bazı alanlarda yeni kaynakların oluştuğu öğrenilmiştir. Bu veriler 1992 depreminde zonun ortasındaki fayın kırıldığını göstermektedir. 1992 depreminin fay düzlemi çözümü iki farklı şekilde yapılmasına rağmen her ikisi de benzer çözüm

vererek KD-GB sağ-yanal hareketi doğrulamıştır (Türkelli ve diğ., 1994; Pınar, 1995).

Batimetrik veriler fayın deniz içerisinde de GB ya doğru devam ettiğini göstermektedir. Nitekim, Doğanbey burnu ve adası yöresinde deniz içerisindeki sıcak su kaynakları bunu doğrulamaktadır. Kuzeyde ise İzmir körfezine kadar uzanmaktadır. Dolayısıyla bu fayın deprem potansiyeli açısından bölgenin en önemli aktif yapılarından biri olduğu söylenebilir.

2.3.9 Gülbahçe Fayı

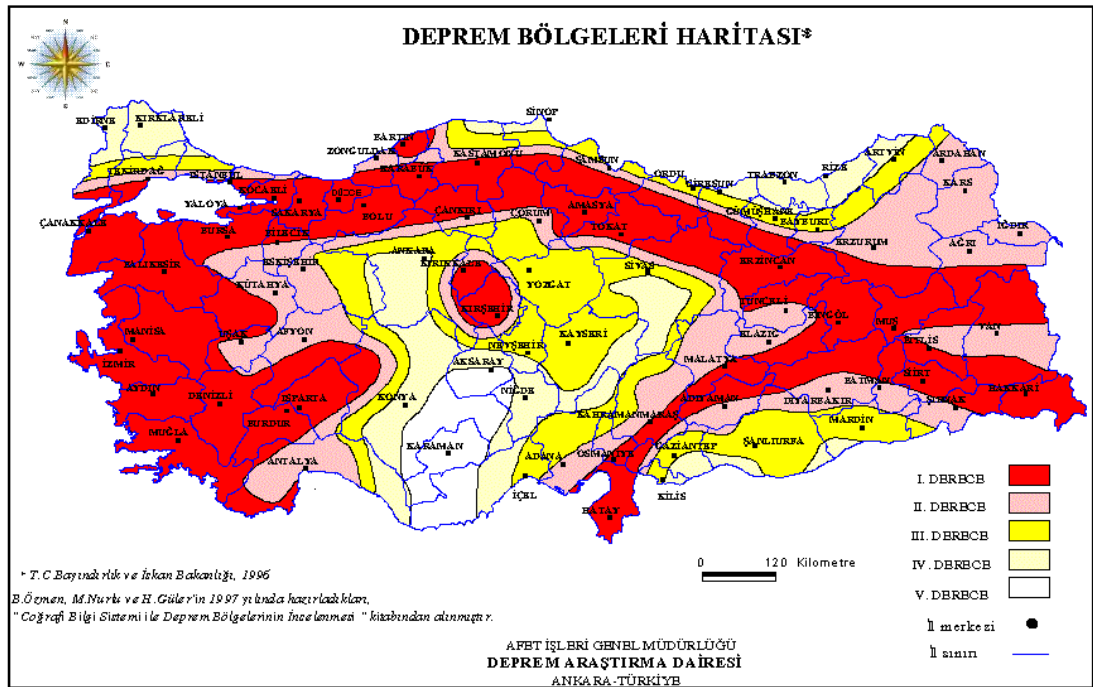
Gülbahçe fayının karadaki bölümü aynı adlı körfez ile güneydeki Sığacık körfezi arasında 15 km uzunluğundadır. K-G doğrultulu olan fayın her iki ucu da sualtındır. Sualtı bölümleriyle birlikte değerlendirildiğinde fayın toplam uzunluğu 70 km'yi bulmaktadır (Ocakoğlu ve diğerleri 2004, 2005). Fayın karadaki bölümü güneyde Karaburun bloğuna ait Triyas-Jura-Kretase yaşlı ayrılmamış kireçtaşlarında izlenir. Bu kireçtaşlarında fayın doğrultusu boyunca yerleşmiş akarsular alüvyon dolgulu çizgisel vadiler oluşturmuştur. Fay Sığacık körfezi batısındaki K-G uzanımlı çok dik ve çizgisel kıyıyı sınırlandırır. Bu kıyı boyunca fay olasılıkla kıyıya çok yakın olarak deniz tabanında uzanır. Gülbahçe yöresinde fay batıda Miyosen birimleri ile doğudaki temel kireçtaşlarını ayırır ve Kuvaterner çökellerinde çizgisellik oluşturur. Körfeze girdiği bölümünde üzerinde bir sıcak su çıkışı izlenir. Karada toplanan bulgular Gülbahçe fayının Kuvaterner morfolojisini denetlediğini ortaya koymaktadır. Ancak kara bulgularına göre fayın Holosen aktivitesi hakkında kesin yorum yapılamamaktadır.

BÖLÜM ÜÇ

ÇALIŞMA ALANININ DEPREMSELLİĞİ

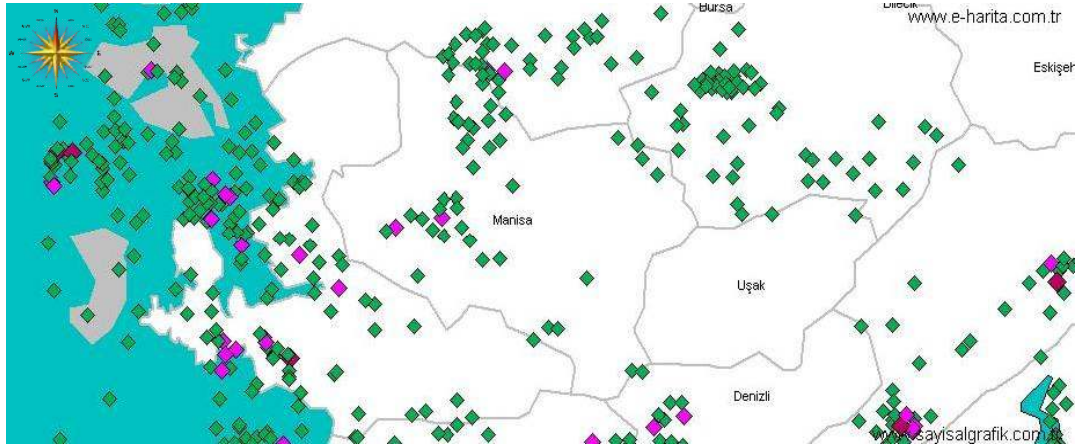
3.1 Batı Anadolu'nun Sismolojisi

Batı Anadolu tarihsel ve aletsel dönemlerde etkin bir deprem bölgesi olma karakterini korumuş, depremler geçmiş bir çok uygarlıklarda iz bırakan önemli bir olgu olmuştur. Batı Anadolu'daki büyük depremler genellikle yeryüzünde deprem fay izleri oluşturmuşlardır. Sığ olan Batı Anadolu depremleri, Rodos ve Antalya Körfezi açıklarında 90 km derinliklere kadar yer alabilmektedir (Jackson ve McKenzie, 1984). Ege bölgesindeki graben sistemleri çok sayıda küçük deprem kümeleri oluşturmaktadırlar. Ayrıca, jeotermal kaynak alanlarının da bölgede çok sayıda küçük depremi tetiklediği sanılmaktadır.

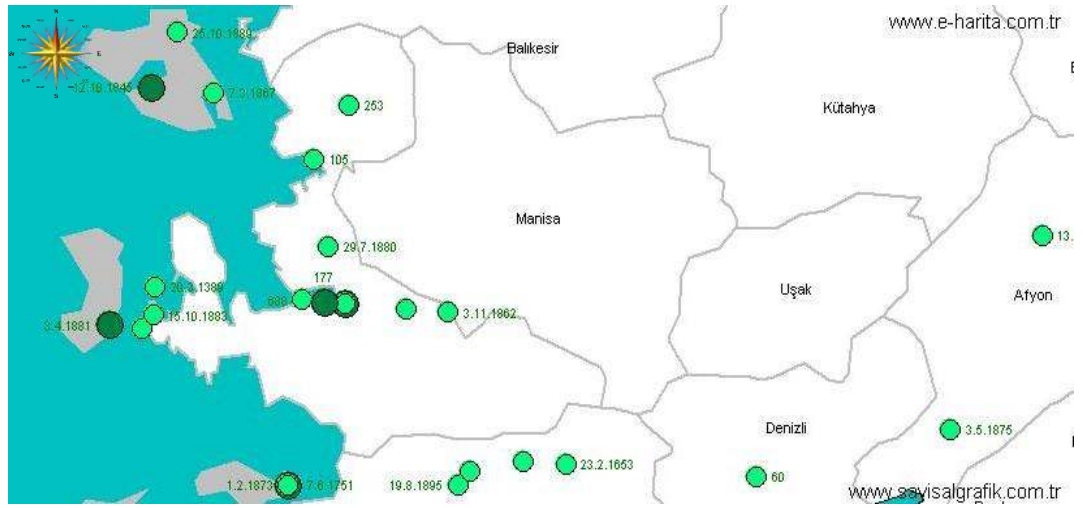


Şekil 3.1 Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası.

Batı Anadolu bölgesi için 1900-2000 yılları arasında oluşmuş, magnitüdü 3.0 ve daha büyük olan deprem verilerinin istatistiksel analizi sonucunda elde edilen deprem sayısı-magnitüd ilişkisi;



Şekil 3.4 1900-2009 Tarihleri Arası 4 ve üzeri depremler (USGS).



Şekil 3.5 1900 Öncesi Büyük Depremler (Kandilli).

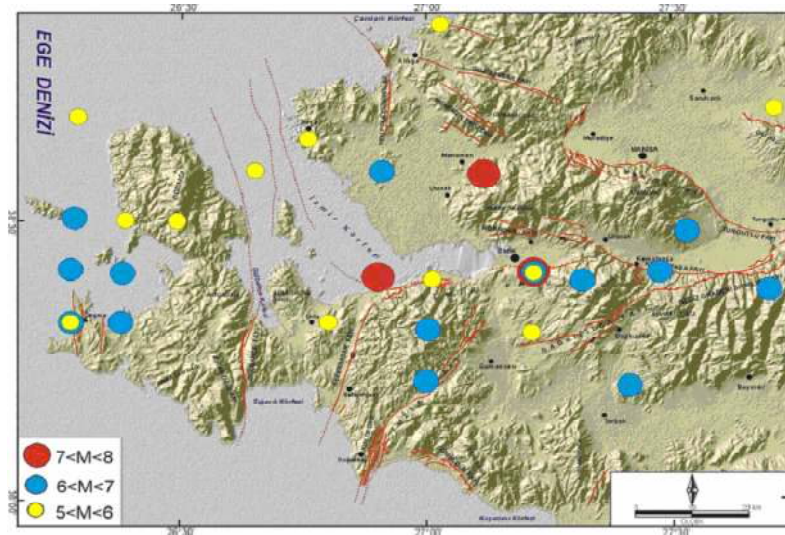


Şekil 3.6 Haritalara Ait Lejandlar.

Deprem tehlike değerlendirmelerinde kaynak fayların yapısal özellikleri ve nitelikleri ile bunlardan kaynaklanan depremlerin sismolojik özellikleri iki temel veri grubunu oluşturur. Sismolojik veriler aktif fayların fayların tanımlamasında da kullanılan temel bilgilerdir. Önceki bölümlerde İzmir yakın çevresindeki deprem kaynaklarının coğrafik dağılımı, yapısal özellikleri, nitelikleri ve aktivitelerine ilişkin toplanan jeolojik ve jeomorfolojik bilgiler sunulmuştur. Aşağıda ise bölgedeki son iki bin yıl içerisinde meydana gelmiş tarihsel ve aletsel dönem depremleri hakkında özet bilgiler verilmektedir.

3.1.1 Tarihsel Dönem Depremleri (1899 ve öncesi)

İzmir ve yakın çevresi, Doğu Akdeniz’de tarihsel çağlarda pek çok uygarlığın hüküm sürdüğü bir bölge olması nedeniyle tarihsel dönem deprem kayıtlarının en fazla olduğu bölgelerimizden biridir. Kayıtlar, İzmir kent merkezi ve yakın çevresindeki çoğu yerleşmenin tarihsel dönemde çok sayıda depremden etkilendiğini ortaya koyar. Son iki bin yılda kent ve yakın çevresinde yıkıcı hasar yapan büyük depremler Tablo 3.1’de sunulmuştur. Kayıtlar, İzmir kentinin çoğu depremden etkilenmiş olmasına rağmen özellikle bazı depremlerde çok büyük hasarların meydana geldiğini göstermektedir.



Şekil 3.7 İzmir ve yakın çevresindeki tarihsel dönem depremlerinin diri fay haritası üzerindeki dağılımı. Deprem lokasyonları ve büyüklükleri (İDSDMP’den alınmıştır).

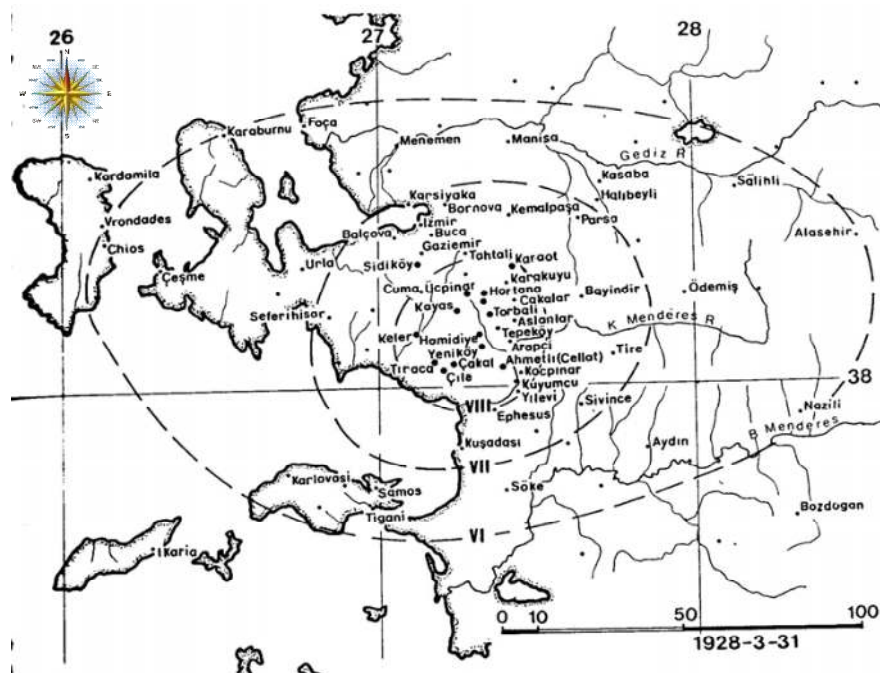
Tablo 3.1 İzmir ve yakın çevresinde tarihsel dönemde hasara yol açmış büyük depremler (İzmir Deprem Senaryosu ve Deprem Master Planı (İDSDMP)'dan düzenlenmiştir).

Tarih	Saat (UT)	Enlem (K)	Boylam (D)	Şiddet (L)	Büyüklik (M)	Açıklama
17	Gece	38.40	27.50	X	7.0	İzmir, Efes, Aydın, Manisa, Alaşehir ve Sart şehirlerinde, Gediz ve Büyük Menderes nehirlerinin vadilerinde tahribat yapmıştır. Ege bölgesindeki büyük felaketlerden biri olduğu söylenir. Batı Anadolu'da Efes'le birlikte 13 önemli İyon şehri tamamen yıkılmıştır.
105		38.90	27.00	VIII	6.4	Eusebios'a göre, Aliağa, Myrina (Limni Adası), Çandarlı (Pitane) ve Nemrut Limanı (Cyeme) bir depremle harap olmuştur.
176 ve 177		38.80	26.85	VII	5.8	Milet, Sakız Adası ve Sisam adalarında deprem olmuştur. Bu depremde tamamen hasar gören İzmir Marcus Aurelius emri ile yeniden inşa edilmiştir.
178		38.30	27.10	VIII	6.5	İzmir şehri harap olmuş, pek çok yangın çıkmış, zeminde çatlaklar açılmış ve küçük iç liman kapanmıştır. Şehir tekrar inşası için 10 yıl süreyle vergilerden muaf tutulmuştur.
688		38.41	27.20	IX	6.5	İzmir'de şiddetli ve tahripkar bir deprem, 20.000 ölüden bahsedilmektedir.
1039		38.40	27.30	VIII	6.8	Cedrenos depremin çok felaket olduğunu bildirmiştir. Birçok bölge ve şehir bu deprem dolayısıyla hasar görmüştür. İzmir dehşetli bir manzaraya bürünmüştür, çünkü en güzel binalar çökmüş ve birçok insan ölmüştür.
20 Mart 1389		38.40	26.30	VIII	6.7	Palermo ve Vatikan'daki kütüphanelerde bulunan iki yazma eserde Castro'nun büyük bölümünün 20 Mart 1389 depreminde harap olduğu ve bu depremin birçok binayı çatlatıp kırdığı belirtilir. Bu depremden oluşan denizdeki dalga ticaret merkezinin ortasına kadar gelmiş ve insanları orayı terk etmeye zorlamıştır. İzmir, Foça (Phocaea) kulesi ve İkaría Adası da (Sisam Nomos'u) harap olmuştur.
20 Mayıs 1654		38.50	27.10	VIII	6.4	Deprem İzmir'de, birçok kule ve caminin yıkılmasına ve birçok evin çökmesine, birçok da can kaybına neden olmuştur. Birçok kent sakini evlerini bırakıp açıkta kamp yaptılar; birçok Avrupalı tüccar da gemilerine kaçak aldılar. 25 Haziran'a kadar her gün art sarsıntılar hissedildiler.
2 Haziran 1664		38.41	27.20	VII	5.8	Genel panik yaratan ve birkaç evi yıkan bir deprem.
1668		38.41	27.20	IX		İzmir'de tahribat yapmış, yangınlar çıkmıştır. Toprakta çatlaklar açılmıştır. 2000 kişinin öldüğünden bahsedilir.
14 Şubat 1680		38.40	27.20	VII	6.2	İzmir'e 10 mil uzaklıktaki 3 kasaba yerle bir olmuştur. İzmir'den 1.5 saat uzaklıktaki bir dağ Carbon köyünün üzerine çökmüştür (heyelan).
10 Temmuz 1688		38.40	26.90	X	6.8	İzmir'de büyük tahribat olmuştur. Kıyıda kaymalar olmuştur. Bunun neticesinde, 30 m genişliğinde bir kanal açılmıştır. 15.-20.000 kişinin öldüğünden bahsedilir. Deprem büyük bir alanda hissedilmiştir ve Tsunami oluşmuştur.
13 Ocak 1690		38.60	27.40	VII	6.4	Bu deprem İzmir ve ona yakın alanlarda hasara yol açmıştır. Sahil boyunca hasara neden olmuştur ancak içlere doğru etkisi daha azdıydı.
Eylül (Ekim) 1723		38.40	27.00	VIII	6.4	İzmir'e gelen bir misafire göre, depremden iki ay sonra sarsıntı 60 evi yerle bir edip insanları öldürdü.
4 Nisan 1739	04:30	38.50	26.90	IX	6.8	Eski ve Yeni Foça'da da hasar büyüktür. Başka raporlara göre, İzmir'deki hasar geniş çapta denizin kenarındaki "Avrupa Kesimi"nde olmuştur. İzmir'de ölenlerin sayısı 80'i geçmemiştir. Sarsıntı eski Foça'nın dörtte üçünü tamamen yıkmış ve toprak açılıp içinden bitüm fışkırmıştır. Deltanın Gediz (Ağria) Nehri'nin ağzındaki kısmı depremde çökmüş ve depremden sonra sular altında kalmıştır. Chios'ta (Sakız) birçok ev harap olmuş; bir kısım insan ölmüştür.
24 Kasım 1772		38.80	26.70	VIII	6.4	Deprem ve deprem etkisiyle oluşan dalgalar Foça kalesinin 5 kapısını ve camisini tamamen yıktı. Lesbos'ta (Midilli) birkaç ev yıkıldı. Sakız Adası adasında deprem hissedildi, ama bir hasar meydana getirmedi.
3-5 Temmuz 1778	02:30	38.40	26.80	IX	6.4	15 saniye sürmüş ve hemen hemen İzmir'i tamamıyla harap etmiştir. Bazı yerlerde zemin açılmıştır. İki kaptan İzmir'e 18 mil uzaklıktaki Urla'da toprağın yanıp açıldığını rapor etmişlerdir. Efes'in yakınlarında adı verilmeyen bir dağdan zemin çatlakları rapor edilmiştir. Hasar Seydiköy ve daha batıya doğru yayılmıştır. Toplamda bu depremlerdeki can kaybı 200 kişiden fazladır. 18 Haziran'da İzmir'de hasara yol açan ön sarsıntıdan sonra en büyüğüdür. Art sarsıntılar ilave zararlar vererek aylarca sürmüştür. Birçoğu İzmir'in güneybatısında daha kuvvetli hissedilmiştir.
13 Ekim 1850	09:23	38.40	27.20	VIII		Batı Anadolu, İzmir, Manisa, Turgutlu, Bayındır, Ödemiş ve Tire'de çok şiddetli bir şekilde hissedilmiştir. Kemalpaşa'da yankılar açılmıştır. Bölgede çeşitli hasarlar olmuştur.
3 Kasım 1862	03:00	38.50	27.90	X	6.9	Deprem Turgutlu Kasabası'ndaki tüm evleri yerle bir etmiş; 280 kişinin ölümüne sebep olmuştur. Çevredeki diğer altı kasabada daha az zarar olmuştur. Afyon Karahisar'da, Isparta bölgesinde ve maksimum 300km uzaklığa kadar hissedilmiştir. 13 Kasım'da meydana gelen art sarsıntıda Afyon Karahisar'daki evlerde çatlaklar oluşmuş; İzmir, Aydın, Nazilli, Denizli ve Sakız Adası ve Midilli adalarında hissedilmiştir.
1 Şubat 1873	01:00	37.75	27.00	IX		Sisam adası, İzmir, Aydın.
29 Temmuz 1880	04:40	38.80	27.10	IX	6.7	İzmir ve Gediz çukurluklarında, Menemen, Bornova, Karşıyaka'da fazla miktarda hasar yapmıştır. İzmir-Turgutlu demiryolu yarıklarla kesilmiştir. Depremin merkezi Menemen civarındadır.
15 Ekim 1883	15:30	38.30	26.20	IX	6.8	Çeşme yarımadasının batı kısmında bulunan bütün köylerde geniş hasarlar olmuştur. İzmir'de hafif hasarlar yapmıştır. 15.000 kişinin öldüğü söylenir.
1 Kasım 1883	38.30	26.30		VIII		İzmir Körfezi ve Çeşme Yarımadasında şiddetli bir deprem olmuş; toprakta yarıklar açılmıştır.

3.1.2 Aletsel Dönem Depremleri (1900-Günümüz)

1900’lü yılların başından itibaren “Aletsel Dönem” olarak adlandırılan ve günümüze kadarki dönemi içeren zaman dilimi içerisinde İzmir ve yakın çevresini etkileyen çok sayıda deprem meydana gelmiştir. İzmir kenti merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarıçaplı bir daire içerisinde kalan alanda son yüzyılda meydana gelen 13 depremin magnitüdü 4’ten büyüktür. Bu depremlerin bazıları bölgede can kaybı ve maddi hasarlara neden olmuştur.

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 yapmış (Şekil 3.8), 2000’den fazla ev yıkılmış ya da hasar görmüştür. İzmir’in güneyinde meydana gelmiş 6 Kasım 1992 depreminin büyüklüğü ise Mw: 6.0’dır. 2003 yılında meydana gelmiş Urla depremi (Mw:5.7) ise Seferihisar’da az hasara yol açmıştır.



Şekil 3.8 31 Mart 1928 Torbalı (İzmir) depremi eşsiddet haritası (Ambresys, 1988).

Tablo 3.2 İzmir ve yakın çevresinde son yüzyılda gelişmiş büyük ($M > 5$) depremler (İzmir Deprem Senaryosu ve Deprem Master Planı (İDSDMP)'dan düzenlenmiştir).

Tarih	Saat (UT)	Enlem (K)	Boylam (D)	Derinlik (km)	Büyüklik (M)	Şiddet (I ₀)	Açıklama
19 Ocak 1909 Foça Depremi	04:57	38.00	26.50	60	6.0	IX	Depremi merkezi Güzelhisar, Menemen ve Foça arasındadır. 700 ev yıkılmış, 1000 ev hasar görmüş, 8 kişi ölmüştür.
31 Mart 1928 Torbalı Depremi	00:29	38.18	27.80	10	6.5	VIII	Depremi merkezi Torbalı'da Küçük Menderes ile İzmir K-G çukurluklarının birleştiği yerdedir. Depremde 2000 ev yıkılmıştır. Torbalı-Tepeköy yöresinde fazla hasara, İzmir, Manisa, Alaşehir, Uşak, Bayındır, Tire ve Ödemiş'te hafif hasara neden olmuştur. Deprem bütün Batı Anadolu'da hissedilmiştir.
22 Eylül 1939 Dikili Depremi	00:36	39.07	26.94	10	6.6	VIII IX	Depremi merkezi Dikili'ye çok yakın olup, Dikili ile Midilli arasındadır. 1000 ev yıkılmış, 41 kişi ölmüş, 68 kişi yaralanmıştır. Depremden sonra termal kaynaklar oluşmuştur. Dikili ile Bergama arasında yarıklar oluşmuştur. Deprem bütün Batı Anadolu'da hissedilmiştir.
23 Temmuz 1949 Karaburun Depremi	15:03	38.57	26.29	10	6.6	VIII VII X	Deprem sonucunda Karaburun-Çeşme yarımadasının doğusu, Mordoğan ile yarımada'nın kuzey burnu arasında, Denize giren çevresinde, Çeşme yarımadasında ve çevresindeki köylerde oldukça ağır hasar meydana gelmiştir. Çeşme ilcasının suları çoğalmış, bazı akarsular da kesilmiştir. Sakız adasında da hasar olmuştur ve denizde çok şiddetli hareketler gözlenmiştir. 7 kişi ölmüş, 2200 ev yıkılmış veya hasara uğramıştır.
2 Mayıs 1953 Karaburun Depremi	05:41	38.48	26.57	40	5.0	VII VIII	Depremi merkezi Karaburun yarımadasının kuzeyi olup, Dikili, Urla, Menemen, Çeşme, Bergama ve Foça'da şiddetlice hissedilmiştir. Kötü zeminlerde hasara neden olmuştur. Yaklaşık 300 ev hasar görmüştür.
16 Temmuz 1955 Söke-Balat Depremi	07:07	37.65	27.26	40	6.8	VIII	Depremi merkezi Ege denizindedir. Deprem Ege adalarında, İzmir ve ilçelerinde, Kuşadası ve yakın yerleşim birimlerinde hissedilmiştir. İzmir'de birçok yapının duvarları çatlamış, bazı camilerin minareleri hasar görmüştür. Deprem sırasında büyük bir gürültü duyulmuş. Gediz ve Büyük Menderes nehirlerinde taşmalar meydana gelmiştir. Deprem sırasında 300 ev yıkılmış, 2 kişi ölmüştür.

Tarih	Saat (UT)	Enlem (K)	Boylam (D)	Derinlik (km)	Büyüklik (M)	Şiddet (I ₀)	Açıklama
19 Haziran 1966 Menemen Depremi	17:55	38.55	27.35	9	4.8	VI	İzmir ve çevresinde şiddetlice hissedilen bu depremde Menemen'de 100 kadar evin duvarları çatlamıştır.
6 Nisan 1969 Karaburun Depremi	03:49	38.47	26.41	16	5.9	VIII VII	Merkezi Karaburun açıkları olan bu deprem, Çeşme ve Sakız adasında 443 yapıda hasara neden olmuştur.
1 Şubat 1974 İzmir Depremi	00:01	38.55	27.22	24	5.3	VII	Depremi merkezi İzmir'den 15 km uzaklıkta olup birçok yapıda hasara neden olmuştur. İzmir'de 2 kişi ölmüş, 7 kişi yaralanmış, 47 evde ağır hasar görülmüştür. Şehir merkezi ve Karşıyaka'nın bir kısmında ve Alsancak'ta çeşitli hasarlar olmuştur.
16 Aralık 1977 İzmir Depremi	07:37	38.41	27.19	24	5.5	VIII	İzmir'de bu deprem ile bazı evler yıkılmış, 20 kişi yaralanmıştır. Özellikle Buca, Alsancak, Hatay, Karşıyaka, Bornova, Gültepe ve Tepecik semtlerinde bazı evler hasar görmüş, duvarlar çökmüş ve çatlaklar oluşmuştur.
14 Haziran 1979 Karaburun Depremi	11:44	38.79	26.57	15	5.7	VII	Depremi merkezi Ege denizindedir. İzmir ve çevresinde kuvvetlice hissedilen bu depremde, Alsancak semtinde bazı evlerde duvarlar derin biçimde çatlamıştır. Karaburun'da 2 ev çökmüş, bir kişi yaralanmıştır. Deprem Ege adalarında da hissedilmiştir.
6 Kasım 1992 Doğanbey Depremi	22:08	38.16	26.99	17	5.7	VII	Depremi merkezi Doğanbey civarında olup, 60 kadar yapıda ciddi hasara sebebiyet vermiştir. Deprem İzmir'de kuvvetli olarak hissedilmiştir.
28 Ocak 1994 Manisa Depremi	18:45	38.69	27.49	5	5.2	VII	Manisa ve civarında 60 kadar yapıda hasar vardır.
24 Mayıs 1994 Karaburun Depremi	05:05	38.66	26.54	17	5.0	VII	Karaburun ve civarında 10 kadar yapıda hasar vardır.
10 Nisan 2003 Urla Depremi	03:40	38.26	26.83	16	5.6	VII	Depremi merkezi Urla ile Seferhisar arasına düşmektedir. Urla ve Seferhisar'da bazı evlerin duvarlarında çatlaklar oluşmuştur. Deprem İzmir'de şiddetli olarak hissedilmiştir.

3.2 Batı Anadolu'nun Sismotektoniği

Batı Anadolu ve çevresindeki deprem odak mekanizmalarının çeşitliliği bölgede karmaşık kabuk hareketlerinin hüküm sürdüğüne işaret etmektedir. Odağı Batı Anadolu'da yer alan depremlerin fay düzlemi çözümleri bölgede düşey yer hareketlerinin hakim olduğunu kanıtlamaktadır. Bu hareketler bölgeye tektonik özelliğini veren grabenlerin diri olduğuna işaret etmektedir. Batı Anadolu için bulunan çözümlerde fay düzlemleri yöresel jeolojik yapılara paralel olup, hareketin küçük bir yatay bileşeni vardır. Ancak bu yatay hareketlerin yönü düzenlilik göstermektedir. (Alptekin, 1978).

3.3 Ege Bölgesinin Sismotektoniği

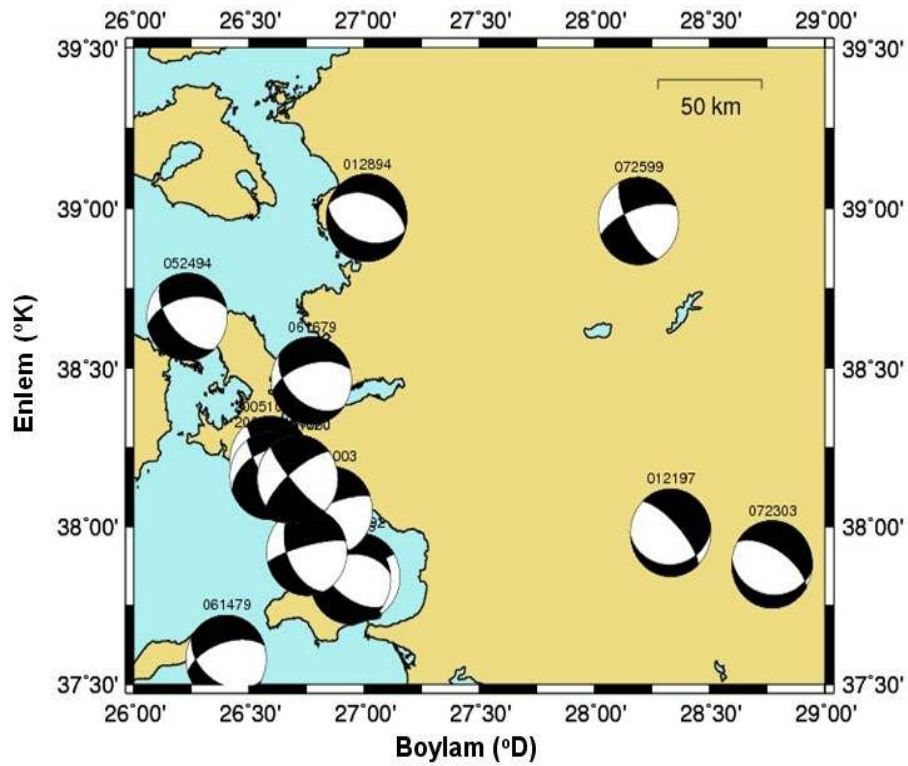
Ege bölgesi K-G yönlü genişleme tektoniğine bağlı olarak, D-B uzanımlı graben sistemlerine sahiptir. Bölgedeki fay düzlemi çözümlerine bakıldığında zaman bu graben sistemleri ile uyumlu normal atım bileşenine sahip deprem mekanizma çözümleri gözlenmektedir. Fayların doğrultularının Ege açılma rejimi ile uyumlu olacak şekilde, D-B yönelimli olduğu anlaşılmaktadır.

Harvard CMT; Moment tensör kestirimlerinden hareketle, farklı bir algoritma kullanılarak Harvard tarafından yapılan odak mekanizma çözümleridir. Harvard CMT odak mekanizması çözümlerine göre Tuzla fayı ve çevresinde meydana gelen depremlerin mekanizma çözümlerinde doğrultu atım bileşeni yüksektir.

Sisam Adası üzerindeki mekanizma çözümlerinde ise küçük doğrultu atım bileşenli normal faylar görülmektedir. Sakız Adası'nın kuzeyinde doğrultu atım bileşeni olan normal faylı bir mekanizma çözümü vardır. Çandarlı körfezinde, Bergama- Foça Fay Zonunda sol yönlü doğrultu atımlı bir fay görülmektedir. Büyük Menderes Grabenine denk gelen bölgede birbirine yakın doğrultu atım bileşeni az normal faylı iki mekanizma çözümü görülmektedir (Şekil 3.9).

Polat (2002) tarafından yapılan ve çeşitli deprem kataloglarından elde edilen odak mekanizması verilerine göre; çalışma bölgesinin güneyine doğru doğrultu atım

bileşenleri yüksek odak mekanizmaları ve ters faylanmalar görülmektedir. Odak mekanizma çözümlerinin tekdüze olmaması yerkabuğunun heterojen yapısından kaynaklanmaktadır. Dolayısıyla doğrultu atım bileşenine sahip odak mekanizması çözümleri de gözlenmektedir. Bölgede son yıllarda yapılan deniz jeofiziği ve jeolojisi araştırmalarında, bir açılma sistemi olmasına rağmen doğrultu atımlı faylanmaların da en az normal atımlı faylar kadar önemli olduğu ortaya çıkmıştır (Ocakoğlu ve diğ., 2005).



Şekil 3.9. Harvard CMT verilerine Göre Ege Bölgesi Depremleri'nin Odak Mekanizması Çözümleri (Yılmaz, 2006)

BÖLÜM DÖRT

İZMİR VE YAKIN ÇEVRESİNİN ZEMİN ÖZELLİKLERİ

İzmir ili Ege Bölgesi'nin en büyük, Türkiye'nin üçüncü büyük kentidir. Yaklaşık 3.5 milyon nüfusu ve nüfus yoğunluğu bakımından, sahip olduğu yapılaşma potansiyeli açısından da önemli bir konuma sahiptir. T.C. Başbakanlık Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi tarafından hazırlanan Deprem Bölgeleri Haritasında 1. derece deprem bölgesi içinde yer almaktadır.

İzmir ve çevresi aktif faylar ve fay zonlarının bulunduğu bir alanda yer almaktadır. Tarihsel ve aletsel dönemlerde birçok kez yıkıcı depremler yaşanmış ve bu depremler sonucunda can ve mal kayıpları meydana gelmiştir. Sürekli artan yapılaşma ve nüfus yoğunluğunun giderek artması olası depremlerin sahip olduğu risk açısından dikkat çekicidir. Can ve mal kayıplarının önüne geçilmesi, olası hasarların tespiti, zeminin sahip olduğu özelliklerin ve yer hareketlerinin olası davranışlarının birlikte değerlendirilmesine bağlıdır. Zemine ait olan titreşim periyodu ile bu zemin üzerinde bulunan yapının periyodu arasındaki ilişki ile olası depremde yaşanabilecek olası hasarların tespiti yapılabilir. Deprem sırasında zemin özelliklerine bağlı olarak doğrusal olmayan tepkiler meydana gelmektedir. Bu doğrusal olmayan hareketler deprem hareketinde farklı zeminlerin farklı özellikler göstermesine neden olmaktadır. Bu farklı hareketler kuvvetli yer hareketleri kayıtları ile ölçülebilmektedir. Bir deprem meydana geldiğinde, farklı sismik dalgalar kaynaktan itibaren yer içinde değişik hızlarda yayılmaya başlarlar. Bu dalgalar yer yüzeyine eriştiklerinde birkaç saniyeden dakikalara varan sürelerde titreşimler üretirler. Belirli bir yerdeki titreşimin süresi ve şiddeti; depremin büyüklüğüne, kaynaktan uzaklığına, dalgaların yol aldığı ortamın fiziksel özelliklerine ve o yerin zemin özelliklerine bağlıdır. Sismik dalgalar, kaynaktan yeryüzüne kadar olan seyahatlerinin önemli bir bölümünü yer kabuğunu oluşturan sert ana kaya içinde geçirirler. Seyahatlerinin son aşaması, özellikleri ana kayaya göre oldukça farklı olan gevşek tutturulmuş zemin tabakaları içinde gerçekleşir ve bu zemin tabakalarının fiziksel özellikleri yeryüzünde gözlenen titreşimin karakteristiğini büyük ölçüde belirler. Zemin tabakaları, sismik dalgalar için adeta bir süzgeç gibidir. Bazı

frekanslardaki sismik dalgalar sönümlendirilirken bazıları da büyütülür. Sismik dalgaların zemin tabakaları içinde geçirdiği değişimlerin tümüne *zemin etkisi* adı verilir. Genellikle bu değişim genliklerin artması şeklinde gözlemlendiğinden, zemin etkisi terimi *zemin büyütmesi* olarak da adlandırılır (Yalçınkaya, 2010).

Kaynaktan yayılan deprem dalgaları yeryüzüne yaklaştıkça yerel zemin koşullarındaki farklılaşmalar nedeni ile önemli değişikliklere uğrarlar. Bunun en önemli kanıtı, yeryüzünde yakın bölgeler arasında hasar derecelerindeki önemli farklılıklardır. Aynı bölge içinde farklı zemin koşulları üzerine kurulu yerleşim alanlarında hasar derecelerinin önemli miktarda değişiklikler göstermesi, araştırmacıları yerel zemin koşullarının deprem dalgaları üzerindeki etkisini araştırmaya itmiştir (Borcherdt, 1970; Singh vd., 1988). Genel olarak gözlenen genç sediment alanların yaşlı kaya birimlere göre deprem dalgalarını önemli oranda büyüttüğüdür (Singh ve Ordaz, 1993). Ana kayadan daha düşük hız ve yoğunluğa sahip olan zemin tabakaları içinden geçen deprem dalgasının genliği empedans farkına bağlı olarak önemli oranda büyür (Şafak, 1995; Yalçınkaya, 2004).

4.1 Veri

İzmir İl'inin zemin özelliklerini araştırma ihtiyacından hareketle, 2008 yılında T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) Deprem Dairesi Başkanlığı'nın (DDB) desteğiyle, TÜBİTAK KAMAG Projesi (Proje No: 106G159) kapsamında, İzmir İl'ine 16 istasyondan oluşan İzmirNET yerel ivme-ölçer deprem istasyon ağı kurulmuştur.

Bu çalışmada, ivme-ölçer istasyon lokasyonlarının zemin özellikleri, İzmirNET deprem istasyonları tarafından kaydedilen 16 deprem verisi kullanılarak incelenmiştir. Seçilen depremler 01.08.2009 ve 12.11.2010 tarihleri arasında meydana gelen, büyüklükleri 4.0 ile 5.0 (M_L) arasındaki depremlerden oluşmaktadır. Kaydedilen bu depremlere ait bilgiler Tablo 4.1'de gösterilmiştir. Farklı zeminlerdeki büyütme değerlerini saptamak için, İzmirNET tarafından kaydedilen depremler, Yatay Düşey Spektral Oran (HVSr) yöntemiyle değerlendirilmiştir.

4.2 HVSR Yöntemi

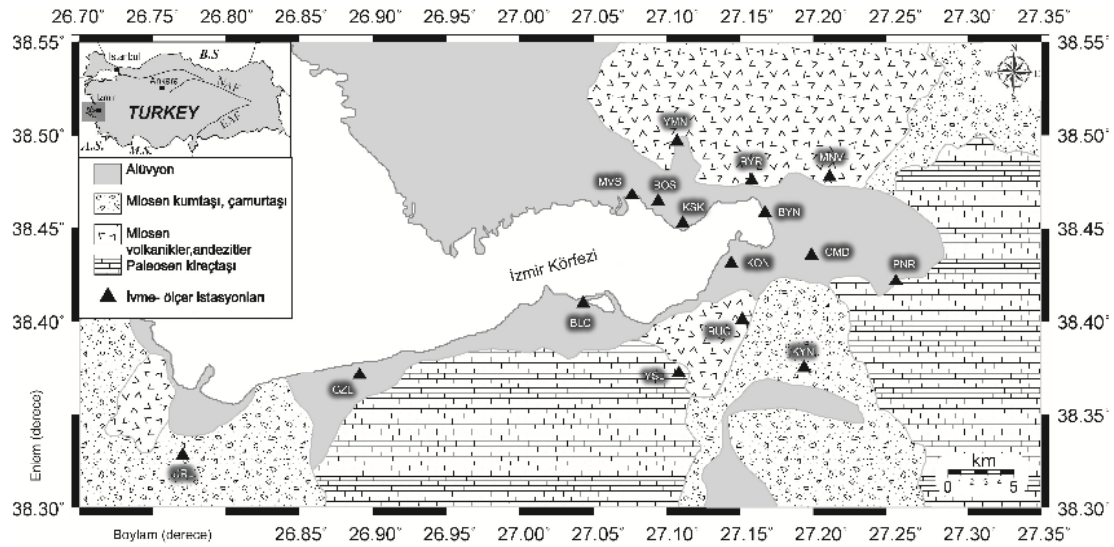
Yerel zemin özellikleri, deprem hasarlarının ve etkilerinin azaltılmasında en önemli etkenlerden biridir. Deprem kaynağından aynı uzaklıkta ancak farklı zemin özelliklerine sahip bölgeler, deprem hareketine farklı tepki göstermektedir. Bu nedenle zeminlerin dinamik davranışlarını analiz etmek için birçok yöntem geliştirilmiş ve birçok araştırmacı tarafından uygulanmıştır. Yerel zemin etkilerinin incelenmesi için literatürde en çok iki yaklaşım kullanılmıştır. Bunlar; Standart Spektral Oran (SSR - referans istasyon yöntemi) ile Yatay Düşey Spektral Oran (HVSR) yöntemleridir. Yatay düşey spektral oran yönteminde bir depremin yatay bileşenlerinin spektrumlarını düşey bileşen spektrumlarına bölerek zemin büyütmesi belirlenebilmektedir (Lermo ve Chavez-Garcia 1993).

SSR yönteminde yerel zemin etkisi belirlenecek istasyondaki kayıtlar, yakın bir yerdeki yerel zemin etkisi taşımadığı düşünülen, ana kaya üzerine kurulmuş bir referans istasyonu kayıtları ile karşılaştırılır. Aralarındaki farkın yerel zemin etkilerinden kaynaklanabilmesi için, kayıtlar üzerindeki kaynak ve ortam etkilerinin aynı olması gerekir. Aynı deprem kaydının kullanılması, kaynak etkisinin her iki istasyonda da aynı olmasını sağlar. Ortam etkilerinin aynı olabilmesi için lokal jeolojiye kadar dalgaların benzer yolu izlemeleri gerekir. Bunun için, karşılaştırılan iki istasyon arasındaki uzaklığın deprem kaynağına olan uzaklıktan küçük olması yeterli görülmektedir (Steidl vd., 1996). Bu yöntemin başlıca problemi, böyle yakın ve ana kaya üzerinde yer alan bir referans istasyonunun her zaman bulunamamasıdır. Bazen de ana kaya üzerinde yer alan istasyonlar, kaya yüzeyinde meydana gelen ayrışmalar ve/veya çatlaklı yapıları nedeniyle uygun referans istasyonu olamazlar (Steidl vd., 1996; Lachet vd., 1996). HVSR referans istasyonu gerektirmemesi nedeni ile oldukça kullanışlıdır. Ana kaya içinde hareketin yatay ve düşey bileşenin eşit olduğu ve yatay bileşenin aksine düşey bileşenin yerel zemin koşullarından etkilenmediği varsayımına dayanır. Böylece hareketin yatay bileşeninin düşey bileşenine oranı yerel zemin koşullarının etkisini verir. Teorik temelindeki varsayımlara rağmen deneysel çalışmalar yöntemin, zemin hakim periyodunun belirlenmesinde oldukça başarılı olduğunu göstermektedir (Lachet ve Bard, 1994; Lachet vd., 1996; Bonilla vd., 1997). Bunun yanında, zemin büyütmelemlerinin SSR

yöntemine göre genellikle daha küçük çıktığı ortaya konulmuştur (Field ve Jacob, 1995; Triantafyllidis vd., 1999; Coutel ve Mora, 1998; Dimitriu vd., 1998; Riepl vd., 1998; Yalçınkaya ve Alptekin, 2000a; Yalçınkaya ve Alptekin, 2003a).

4.3 İzmirNET İstasyonlarının Kurulduğu Sahalardaki Zemin Özellikleri

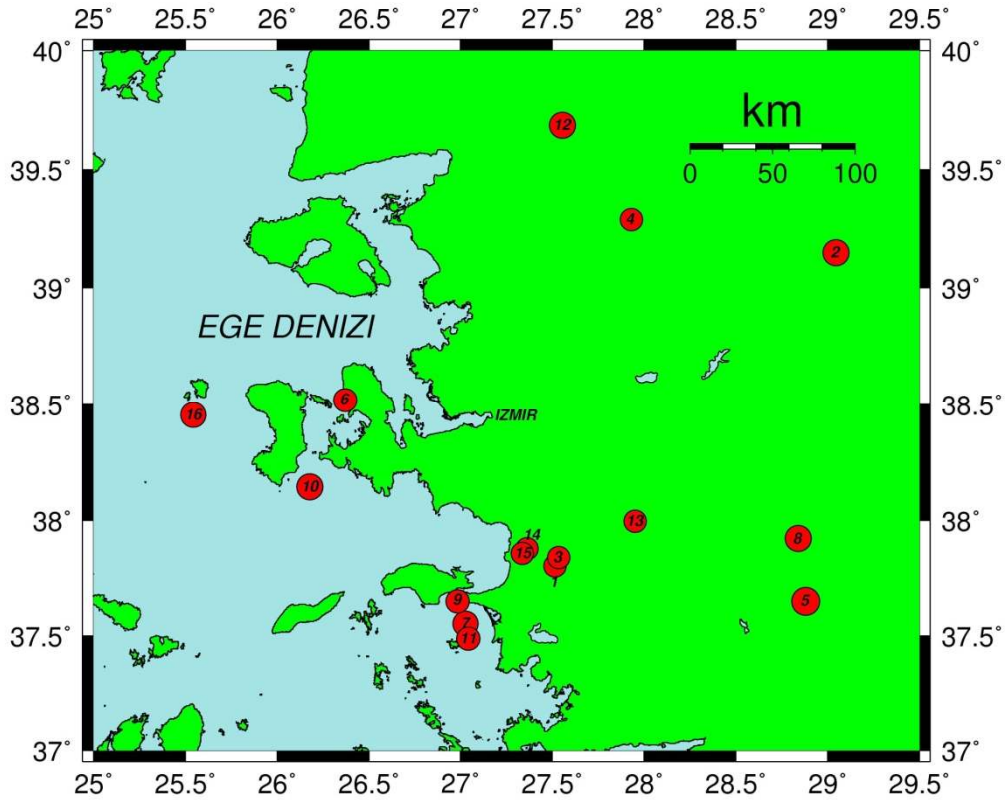
İzmirNET kuvvetli yer hareketi istasyonlarının bulunduğu jeolojik birimler, temelde 4 gruba ayrılmıştır. Bu gruplar; a) Kuvaterner yaşlı alüvyonlar (toplam 8 istasyon; BLC, BOS, BYN, CMD, GZL, KON, KSK, MVS), b) Miyosen kumtaşı ve çamurtaşı (toplam 2 istasyon; KYN, URL), c) Paleosen fliş ve kireçtaşı (toplam 2 istasyon; PNR, YSL ve d) Miyosen volkanikler ve andezitler (toplam 2 istasyon; BYR, MNV). (Sozbilir vd., 2008, 2010; Uzel vd., 2010). BUC istasyonu andezit-kumtaşı sınırında, YMN istasyonu ise andezit-alüvyon sınırında olduğundan alterasyondan dolayı tam olarak sağlam zemin üzerine yer almamaktadır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 İzmir'in sadeleştirilmiş jeolojik haritası (Sozbilir vd., 2008, 2010; Uzel vd., 2010'dan derlenmiştir). İzmirNET ivmeölçer ağı siyah üçgenlerle gösterilmiştir. Sol köşedeki haritada İzmir'in yeri belirtilmiştir (AS: Aegean Sea, BS: Black Sea, EAFZ: East Anatolian Fault Zone, MS: Mediterranean Sea ve NAFZ: North Anatolian Fault Zone).

Tablo-4.1 Kullanılan Deprem Verileri

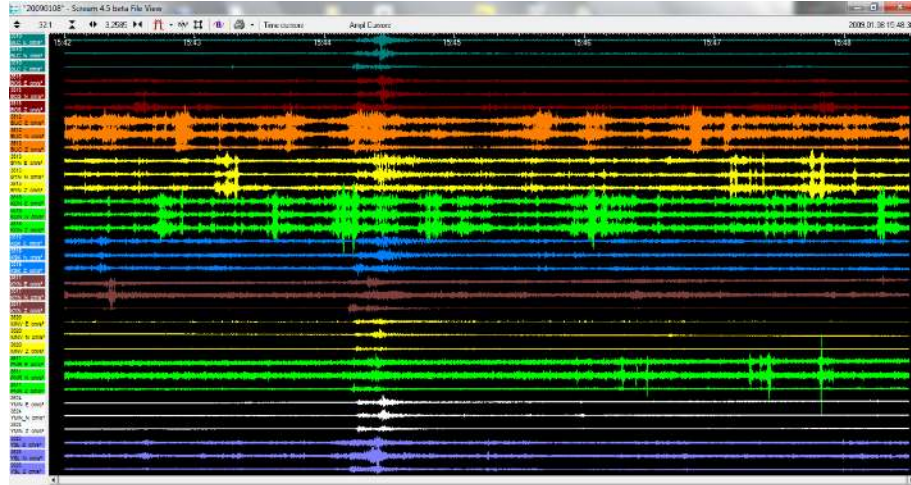
DEPREMLER	Tarih	Saat	Enlem($^{\circ}$)	Boylam($^{\circ}$)	Derinlik (h)	Büyükölç (Ml)
1	08.01.2009	15.43	37.802	27.514	13 km	4.1
2	17.02.2009	05.28	39.148	29.045	7.03 km	4.8
3	03.05.2009	02.34	37.838	27.536	11.20 km	4.1
4	07.05.2009	23.46	39.288	27.931	28.50 km	4.1
5	20.06.2009	08.28	37.650	28.880	13.00 km	5.0
6	30.08.2009	00.42	38.518	26.372	26.45 km	4.2
7	12.09.2009	00.50	37.552	27.027	19.77 km	4.5
8	04.12.2009	06.02	37.921	28.840	13.94 km	4.8
9	23.12.2009	04.44	37.372	26.984	26.90 km	4.2
10	26.03.2010	18.35	38.145	26.178	24.26 km	4.7
11	04.08.2010	20.38	37.487	27.043	12.66 km	4.2
12	12.08.2010	02.03	39.686	27.554	7.02 km	4.8
13	05.10.2010	23.43	37.995	27.951	7.03 km	4.1
14	11.11.2010	20.07	37.876	27.363	28.06 km	4.1
15	14.11.2010	05.21	37.856	27.338	18.66 km	4.1
16	11.12.2010	23.02	38.455	25.543	37.99km	4.5



Şekil 4.2 Kullanılan depremlere ait lokasyon bilgileri

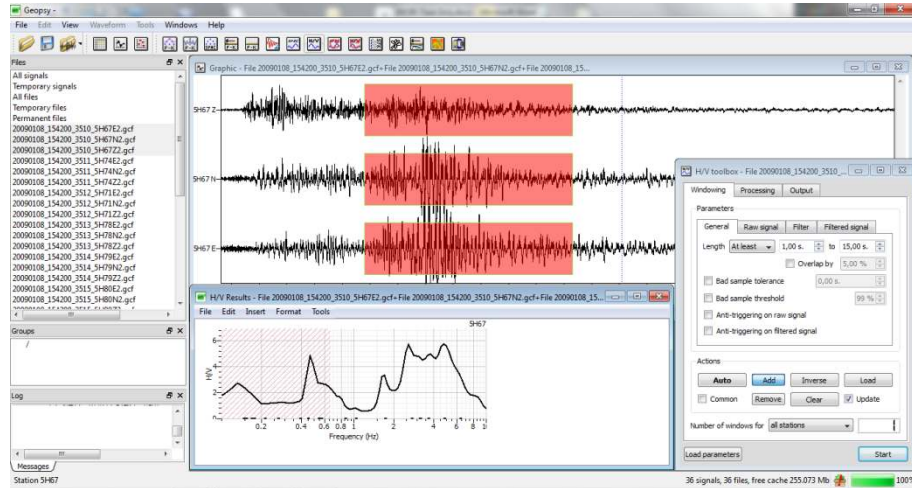
4.4 Veri Değerlendirme Aşamaları

Kaydedilen 16 deprem verisi ilk olarak Guralp System firmasında ait Scream 4.5 programı ile açılmıştır (Şekil 4.3). Depremi başlangıç ve bitiş zamanları göz önüne alınarak deprem verisi en verimli işlenecek uzunlukta kaydedilen tüm istasyonlar için ayrı ayrı kesilmiştir.



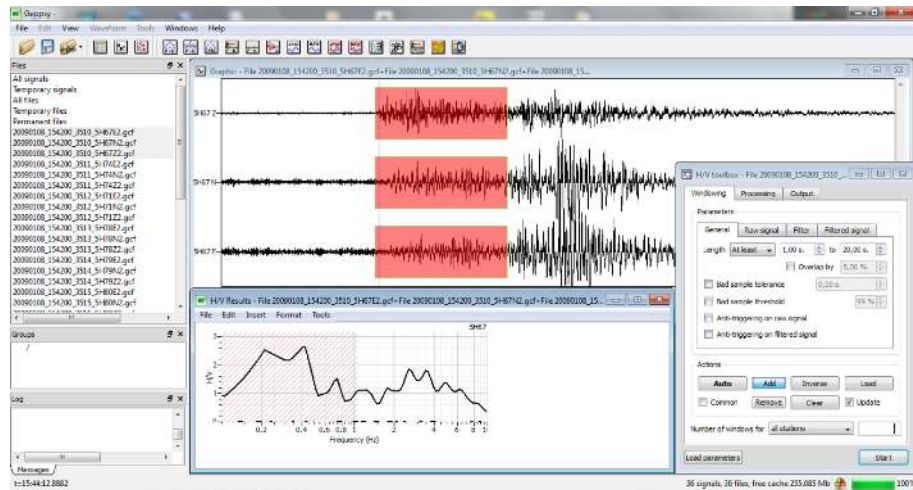
Şekil 4.3 Scream programında 08.01.2009 tarihli depremin gösterimi

Bu işlemin ardından veri işleme hazırlanan veri her bir istasyon için Geopsy programı ile açılmış ve S dalgası, P dalgası ve deprem öncesi gürültü (G) kısmı için ayrı ayrı okuma yapılmıştır. S dalgası için verilere 1-15 sn aralıklı tek pencere ve 0.10 Hz ile 10 Hz arası bant geçişli filtre uygulanarak ilgilenen frekans aralığı dışındaki frekansların etkisi azaltılmıştır. Daha sonra H/V hesaplamasına geçilmiştir. Her nokta için pencere uzunluğu 1-15 sn arasında değişen 1 pencere seçilmiş ve spektrumları hesaplandıktan sonra Konno&Ohmachi (1998) yuvarlatması b katsayısı 30 seçilerek yapılmıştır.



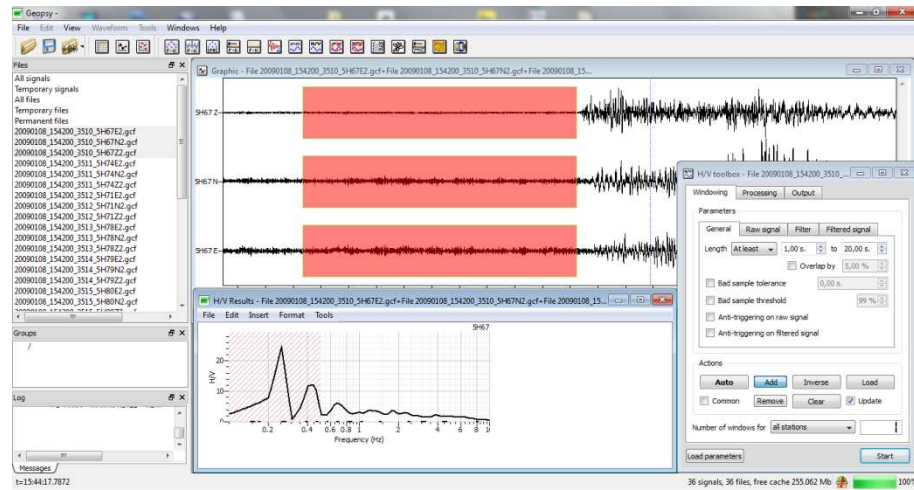
Şekil-4.4 Geopsy programında 08.01.2009 tarihli depremin S-dalgasının kesilmesi işlemi

P dalgası için verilere 1-20 sn aralıklı tek pencere ve 0.10 Hz ile 10 Hz arası bant geçişli filtre uygulanarak ilgilenen frekans aralığı dışındaki frekansların etkisi azaltılmıştır. Daha sonra H/V hesaplamasına geçilmiştir. Her nokta için pencere uzunluğu 1-20 sn arasında değişen 1 pencere seçilmiş ve spektrumları hesaplandıktan sonra Konno&Ohmachi (1998) yuvarlatması b katsayısı 30 seçilerek yapılmıştır. Üç kısma ayrılan veri için hangi depremlerin hangi istasyonlar tarafından okunduğu Tablo 4.2 'de Tablo 4.3 'de Tablo 4.4 'de gösterilmiştir.



Şekil 4.5 Geopsy programında 08.01.2009 tarihli depremin P-dalgasının kesilmesi işlemi

Gürültü için verilere 1-20 sn aralıklı tek pencere ve 0.10 Hz ile 10 Hz arası bant geçişli filtre uygulanarak ilgilenen frekans aralığı dışındaki frekansların etkisi azaltılmıştır. Daha sonra H/V hesaplamasına geçilmiştir. Her nokta için pencere uzunluğu 1-20 sn arasında değişen 1 pencere seçilmiş ve spektrumları hesaplandıktan sonra Konno&Ohmachi (1998) yuvarlatması b katsayısı 30 seçilerek yapılmıştır



Şekil-4.6 Geopsy programında 08.01.2009 tarihli depremin G-dalgasının kesilmesi işlemi

İstasyonlar için ayrılan veriler daha sonra Surfer ve MS Excel programları ile bir istasyona ait 16 farklı deprem verisinin 16 farklı istasyon için birleştirilmesi işlemi yapılmıştır. Bu işlemin ardından her bir istasyon için 16 adet deprem verisinden kayıt ettiği deprem sayısı kadar deprem elde edilmiştir.

Tablo 4.2 S dalgası için deprem tablosu

DEPREM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
İSTASYON	2009. 01.08	2009. 02.17	2009. 05.03	2009. 05.07	2009. 06.20	2009. 08.30	2009. 09.12	2009. 12.04	2009. 12.23	2010. 03.26	2010. 08.04	2010. 08.12	2010. 10.05	2010. 11.11	2010. 11.14	2010. 12.11
BLC - 5H67	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
PNR - 5H74	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
BUC - 5H71	+	+	-	+	+	-	+	-	+	-	-	+	-	-	-	+
BYN - 5H78	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	-
BYR - 5H79	+	+	+	+	-	+	+	-	-	+	-	-	+	+	+	+
BOS - 5H80	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
GZL - 5H65	-	+	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	-	+	-
KYN - 5H77	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-
KON - 5H69	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+
KSK - 5H72	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
MNV - 5H70	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
MVS - 5H75	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+
CMD - 5H76	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
URL - 5H73	-	+	-	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+
YMN - 5H66	+	+	+	-	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
YSL - 5H68	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

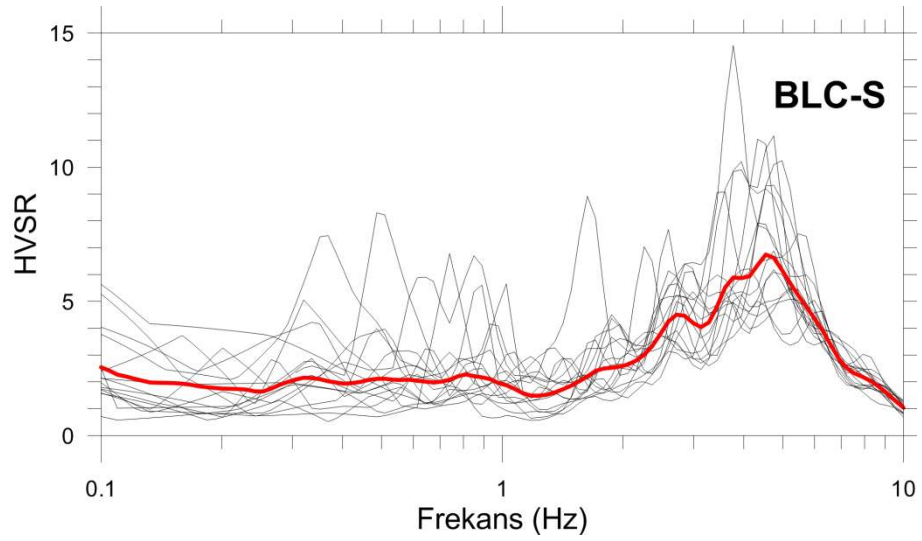
Tablo 4.3 P dalgası için deprem tablosu

DEPREM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
İSTASYON	2009. 01.08	2009. 02.17	2009. 05.03	2009. 05.07	2009. 06.20	2009. 08.30	2009. 09.12	2009. 12.04	2009. 12.23	2010. 03.26	2010. 08.04	2010. 08.12	2010. 10.05	2010. 11.11	2010. 11.14	2010. 12.11
BLC - 5H67	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
PNR - 5H74	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
BUC - 5H71	+	-	+	+	+	+	+	-	+	-	+	+	-	-	-	+
BYN - 5H78	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
BYR - 5H79	+	+	-	+	-	+	+	-	-	+	-	-	+	+	+	+
BOS - 5H80	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
GZL - 5H65	-	+	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	-	+	-
KYN - 5H77	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-
KON - 5H69	+	-	-	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+
KSK - 5H72	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
MNV - 5H70	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
MVS - 5H75	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+
CMD - 5H76	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
URL - 5H73	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+
YMN - 5H66	+	+	+	-	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
YSL - 5H68	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Tablo 4.4 Gürültü için deprem tablosu

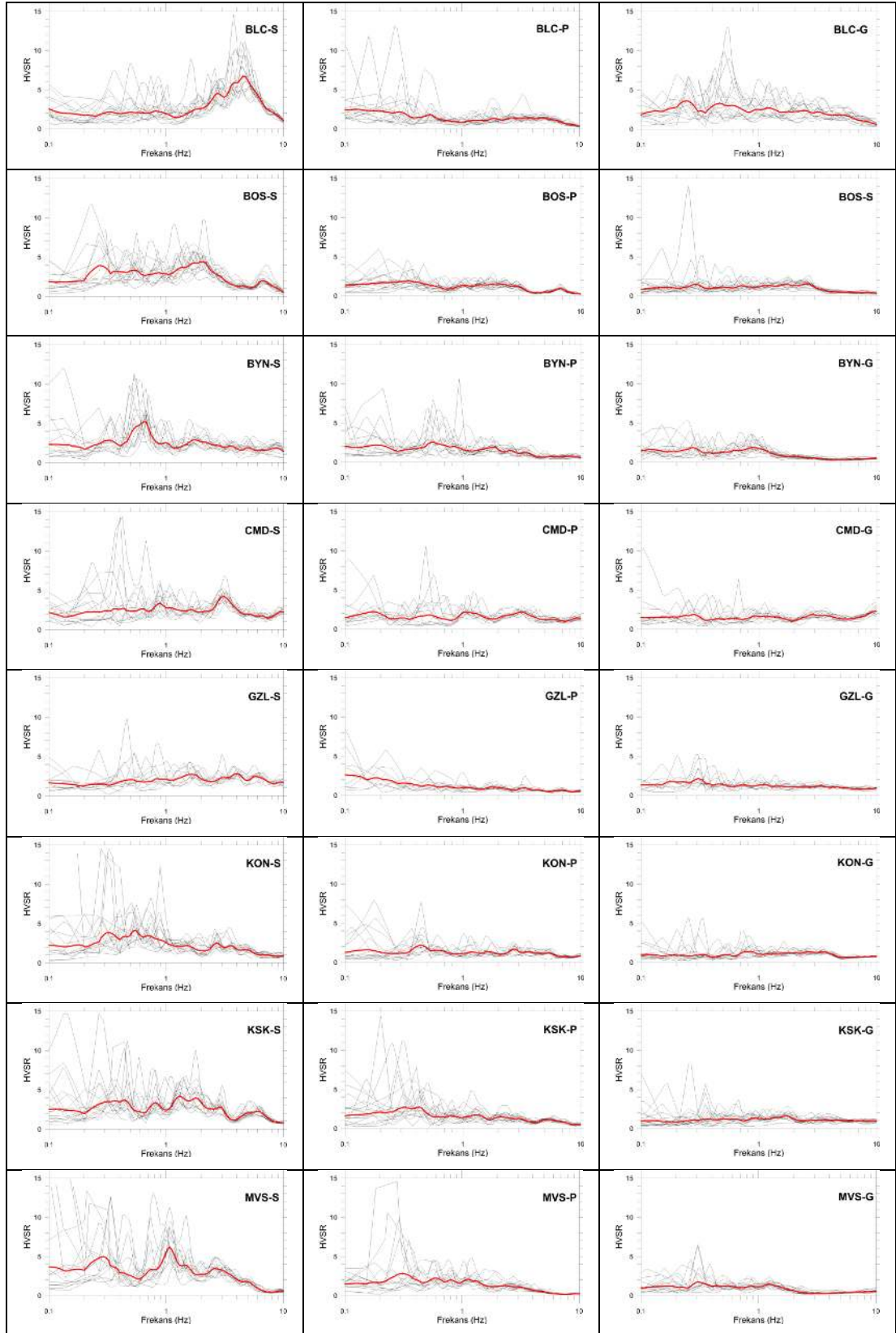
DEPREM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
İSTASYON	2009. 01.08	2009. 02.17	2009. 05.03	2009. 05.07	2009. 06.20	2009. 08.30	2009. 09.12	2009. 12.04	2009. 12.23	2010. 03.26	2010. 08.04	2010. 08.12	2010. 10.05	2010. 11.11	2010. 11.14	2010. 12.11
BLC - 5H67	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
PNR - 5H74	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
BUC - 5H71	+	-	+	+	+	+	+	-	+	-	+	+	-	-	-	+
BYN - 5H78	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
BYR - 5H79	+	+	-	+	-	+	+	-	-	+	-	-	+	+	+	+
BOS - 5H80	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
GZL - 5H65	-	+	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	-	+	-
KYN - 5H77	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-
KON - 5H69	+	-	-	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+
KSK - 5H72	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
MNV - 5H70	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
MVS - 5H75	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+
CMD - 5H76	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
URL - 5H73	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+
YMN - 5H66	+	+	+	-	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
YSL - 5H68	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

İstasyonlara ait deprem verileri S dalgası, P dalgası ve Gürültü olmak üzere Grapher programı ile çizdirilmiş ve bu çizimlerin geometrik ortalamaları da alınarak grafiklere her bir istasyon için eklenmiştir. Bu grafiklere ait geometrik ortalamalar ayrıca her bir istasyon için birleştirilmiş ve ayrı bir grafikte daha gösterilmiştir. Grafikler üzerinden frekans ve HVSR değerleri okunarak bu frekans ve büyütme değerleri GMT programı ile haritalar üzerinde gösterilmiştir.

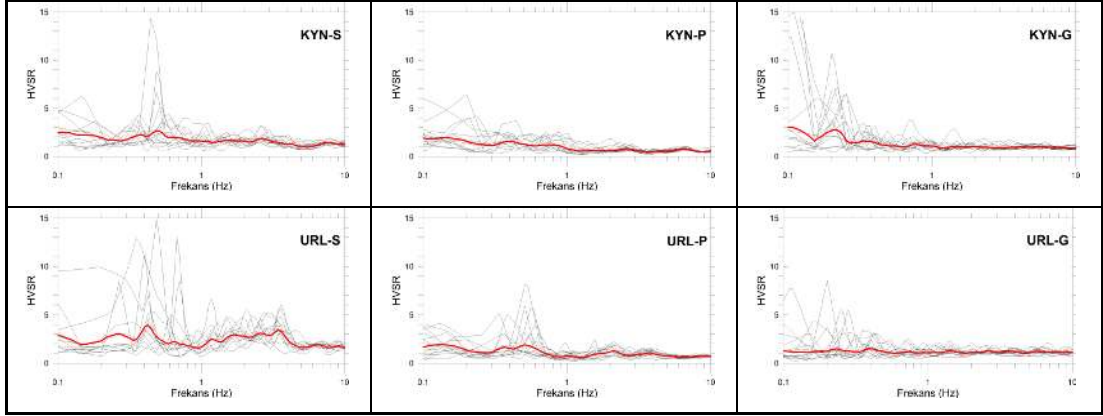


Şekil 4.7 Grapher programı ile BLC istasyonuna ait deprem kayıtlarının geometrik ortalama (kırmızı grafik) ile örnek gösterimi

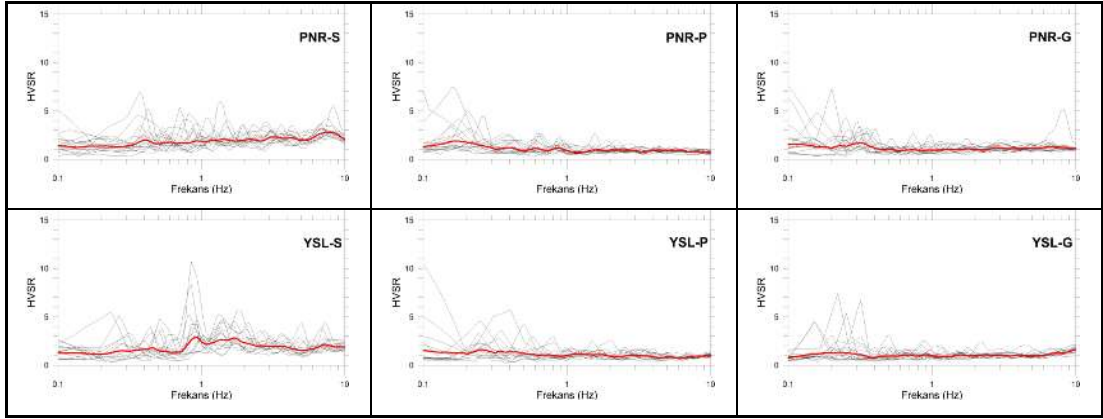
Grapher programı ile çizdirilen grafikler İzmirNET istasyonlarının kurulduğu jeolojik birimlere göre 4 temel gruba ayrılmış ve olası tepkilerin beraber yorumlanması hedeflenmiştir. Bu istasyonların kayıt ettiği depremler her grafik içerisinde ayrı ayrı görülmektedir. Bunun yanı sıra kırmızı renk ile bu depremler kayıtlarına ait geometrik ortalamalar da çizdirilmiştir.



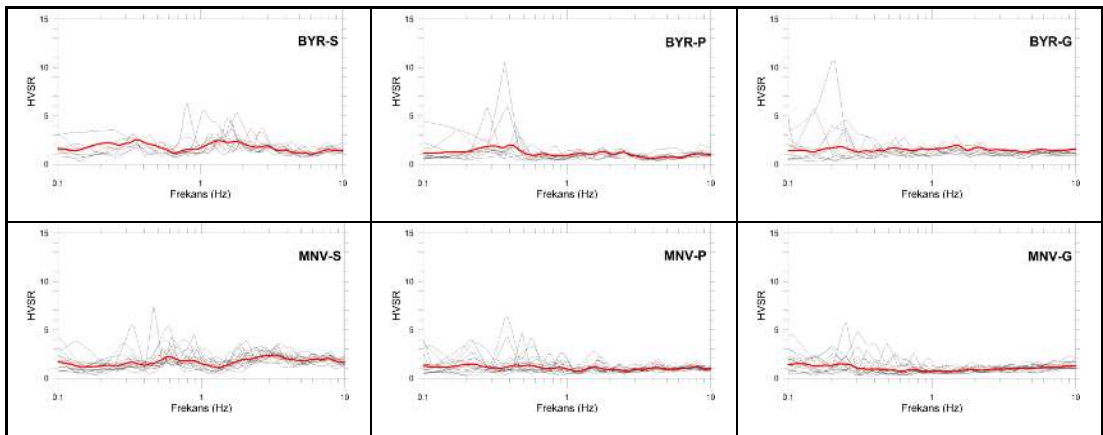
Şekil 4.8 Kuvaterner yaşlı alüvyonlar (toplam 8 istasyon; BLC, BOS, BYN, CMD, GZL, KON, KSK, MVS)



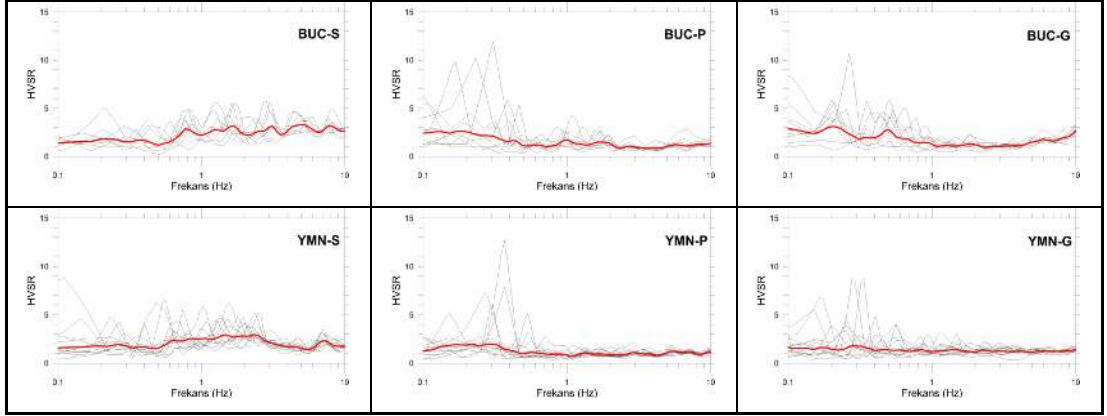
Şekil 4.9 Miyosen kumtaşları ve çamurtaşları (KYN, URL)



Şekil 4.10 Paleosen fliş ve kireçtaşları (toplam 2 istasyon; PNR, YSL)

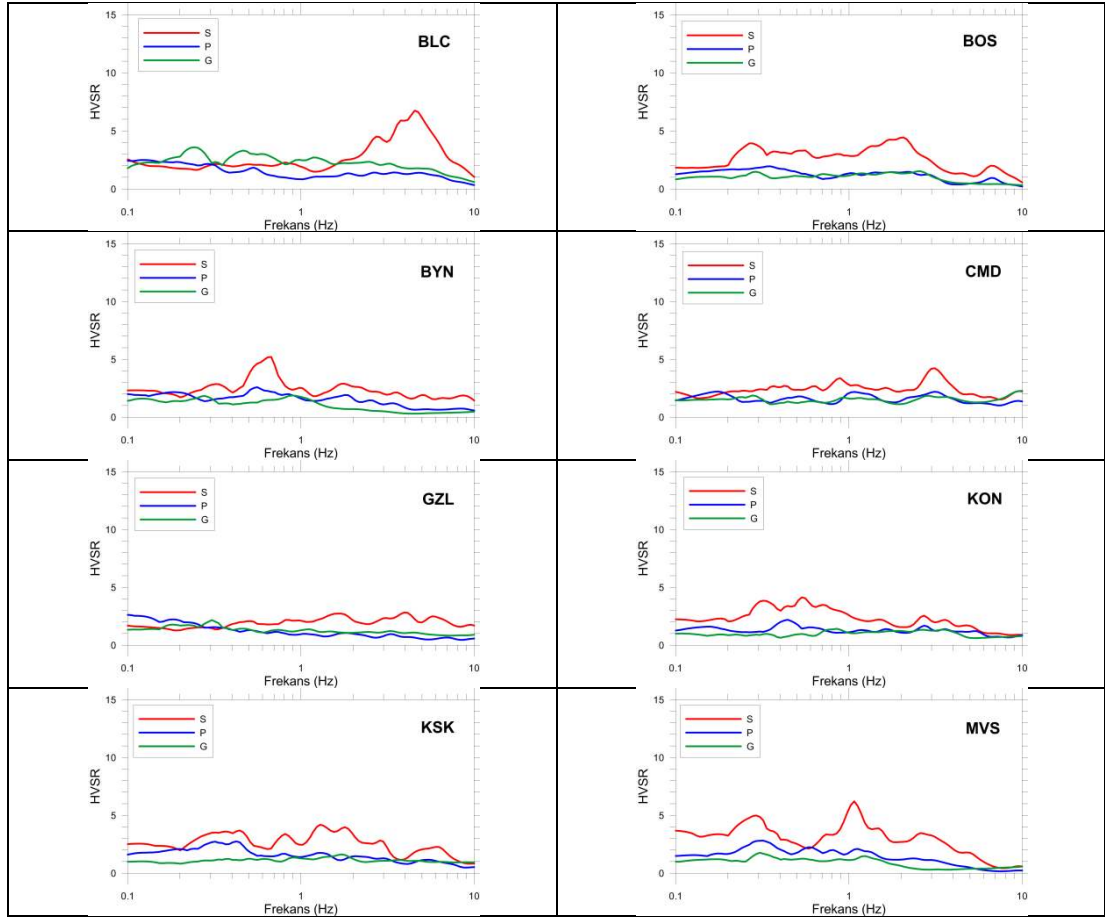


Şekil 4.11 Miyosen volkanikler ve andezitler (toplam 2 istasyon; BYR, MNV).

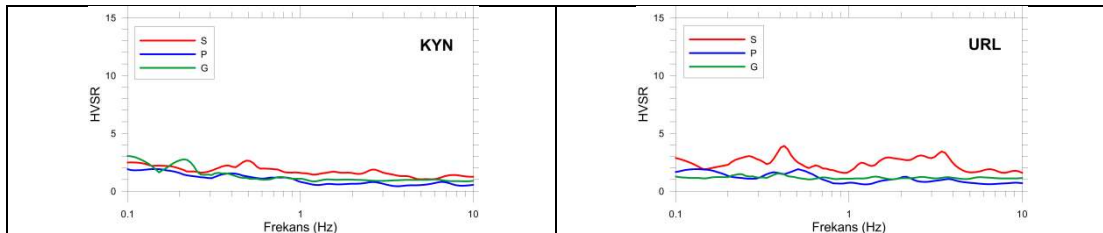


Şekil 4.12 BUC istasyonu andezit-kumtaşı sınırında, YMN istasyonu ise andezit-alüvyon sınırında yer almamaktadır

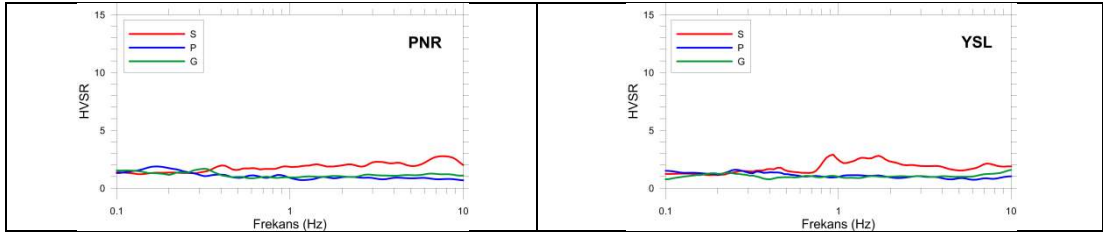
Bu deprem kayıtlarının gösteriminden sonra geometrik ortalamalara ait grafikler de jeolojik birimlerin farklılıklarına göre tekrardan hazırlanmıştır.



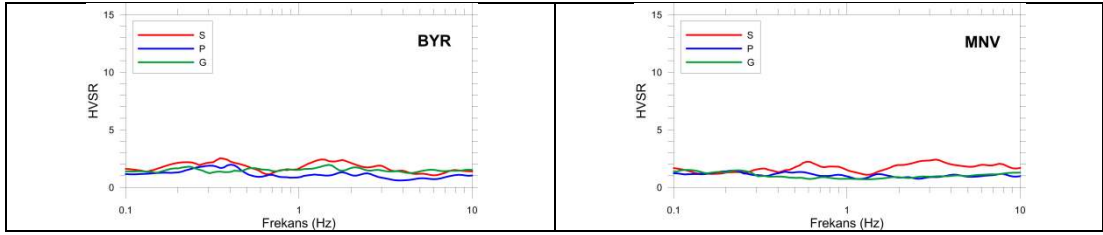
Şekil 4.13 Kuvaterner yaşlı alüvyonlar (toplam 8 istasyon; BLC, BOS, BYN, CMD, GZL, KON, KSK, MVS)



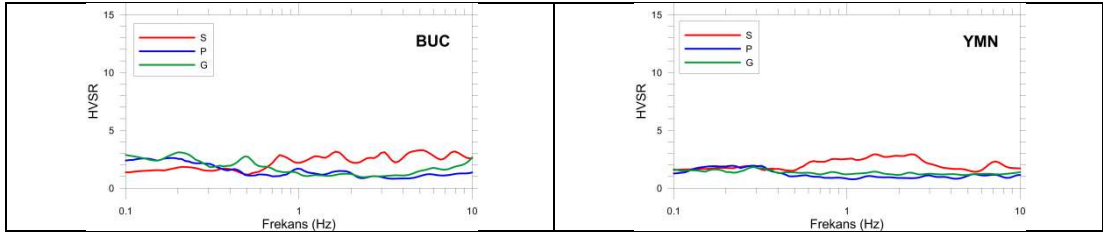
Şekil 4.14 Miyosen kumtaşı ve çamurtaşı (toplam 2 istasyon; KYN, URL)



Şekil 4.15 Paleosen fliş ve kireçtaşları (toplam 2 istasyon; PNR, YSL)



Şekil 4.16 Miyosen volkanikler ve andezitler (toplam 2 istasyon; BYR, MNV)



Şekil 4.17 .BUC istasyonu andezit-kumtaşı sınırında, YMN istasyonu ise andezit-alüvyon sınırında yer almamaktadır

BÖLÜM BEŞ

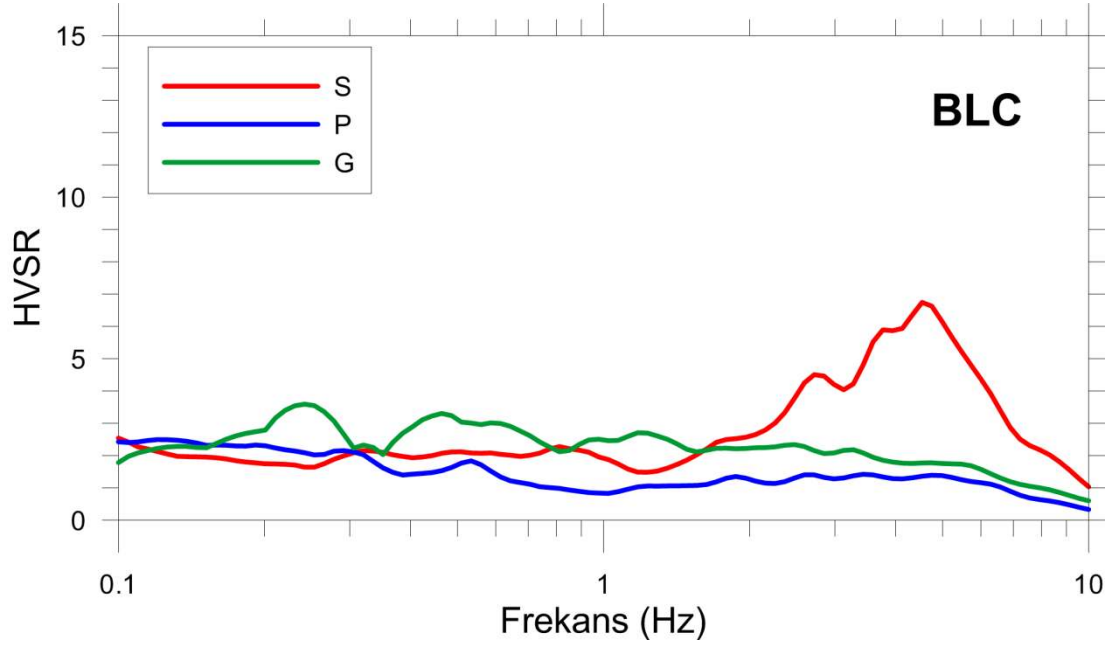
SONUÇLAR VE YORUMLAR

İzmirNET istasyonları tarafından İzmir ili ve çevresinde kaydedilen 16 depreme ait kayıtların veri-işlem aşamaları tamamlanmış ve bu istasyonların zemin özelliklerini belirlemek üzere Yatay-Düşey Oran Yöntemi (HVSr) ile elde edilen sonuçlar yorumlanmıştır.

Grafiklerde görülen dalgalara ait spektrumlardan frekans değerleri okunmuş ve bu frekans değerine karşılık gelen HVSr oranı belirlenerek, bu değerler Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre yorumlanmıştır.

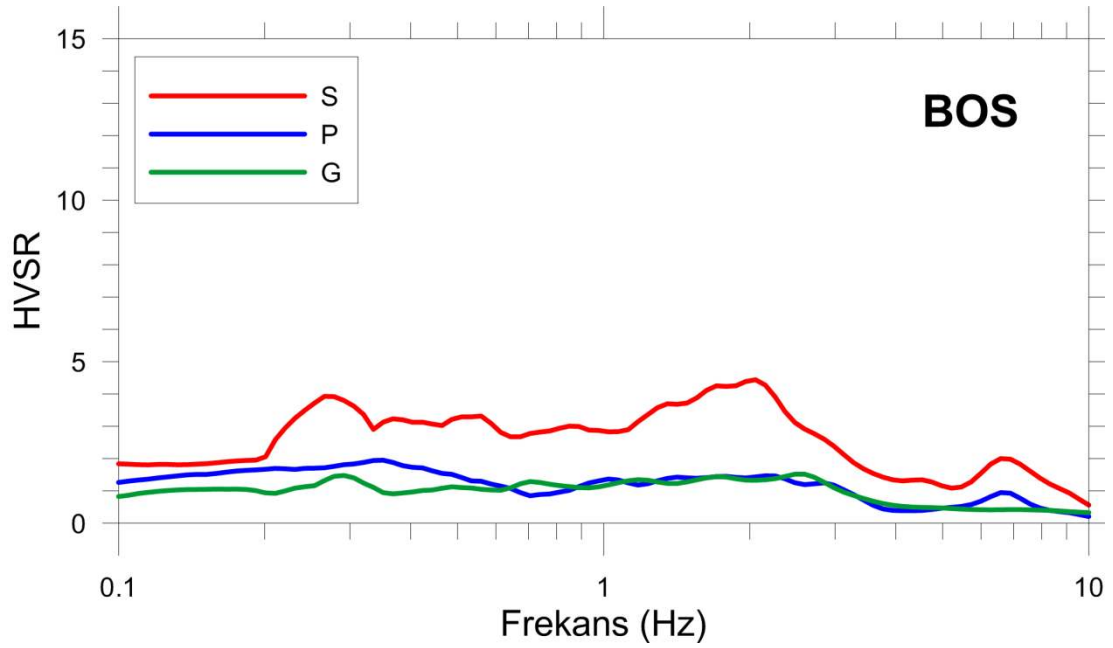
Tablo 5.1. Güncellenmiş NEHRP zemin sınıflaması Rodriguez-Marek ve diğ. (2001).

Tür	Açıklama	Hakim Frekans
A	Sert kaya	$f > 10$ Hz
B	Kaya	$f > 5$ Hz
C-1	Aşınmış yumuşak kaya	$f > 2,5$ Hz
C-2	Sığ sıkı zemin	$f > 2$ Hz
C-3	Orta derinlikte sıkı zemin	$f > 1,25$
D-1	Derin sıkı holosen yaşlı zemin kum ve kil olabilir	$f > 0,714$
D-2	Derin sıkı Pleistosen yaşlı zemin kum-kil olabilir	$f > 0,714$
D-3	Çok derin sıkı zemin	$f > 0,5$
E-1	Orta derinlikte sıkı zemin	$f > 1,429$
E-2	Derin yumuşak kil seviyesi	$f > 1$
F	Özel inceleme gerektiren zeminler (sıvılaşma olasılığı bulunan gevşek, ince kum veya turba-bataklık)	$F = 1$ Hz



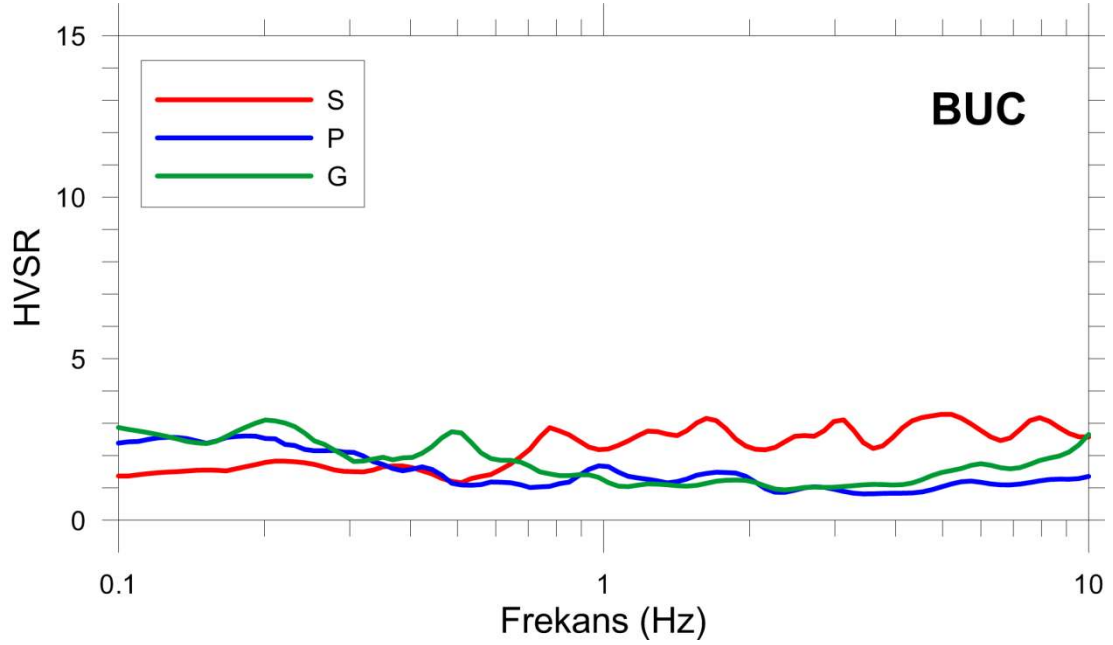
Şekil 5.1 BLC istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

Şekil 5.1’de BLC istasyonuna ait grafikte en belirgin pik değeri S-dalgasına ait eğride görülmektedir. Diğer dalga türlerinde farklı frekanslarda belirgin olmayan dalgalanmalar görülmektedir. S-dalgası eğrisinde 4.8 Hz frekansına karşılık gelen 6.8 büyütme, en yüksek büyütme değeri olarak okunmaktadır. Gürültü grafiğinde 0.24 Hz’de 3.6 büyütme, 1 Hz’e kadar ise dalgalanma gözlenmiştir. Yüksek frekanslara doğru ise azalım görülmektedir. P-dalgası spektrumunda belirgin bir pik frekans ve spektral oran görülmemiştir. P’de düşük frekanslarda gözlenen yüksek HVSR oranları, frekans arttıkça azalmaktadır. S-dalgası spektrumunda ise, yaklaşık 4.8 Hz frekansında 6.8’e yakın büyütme (HVSR, spektral oran) değeri gözlenmiştir. Balçova istasyonu pekleşmiş (sıkışmış) birimler üzerine kurulmuştur. Bu nedenle zemin hakim frekansının yüksek olması tam doğru bir sonuç olarak düşünülmeyebilir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre B sınıfı olarak belirlenmiştir. Büyütme değeri Gök (2011) tarafından, referans istasyon yönteminin kullanıldığı çalışma ile benzerdir.



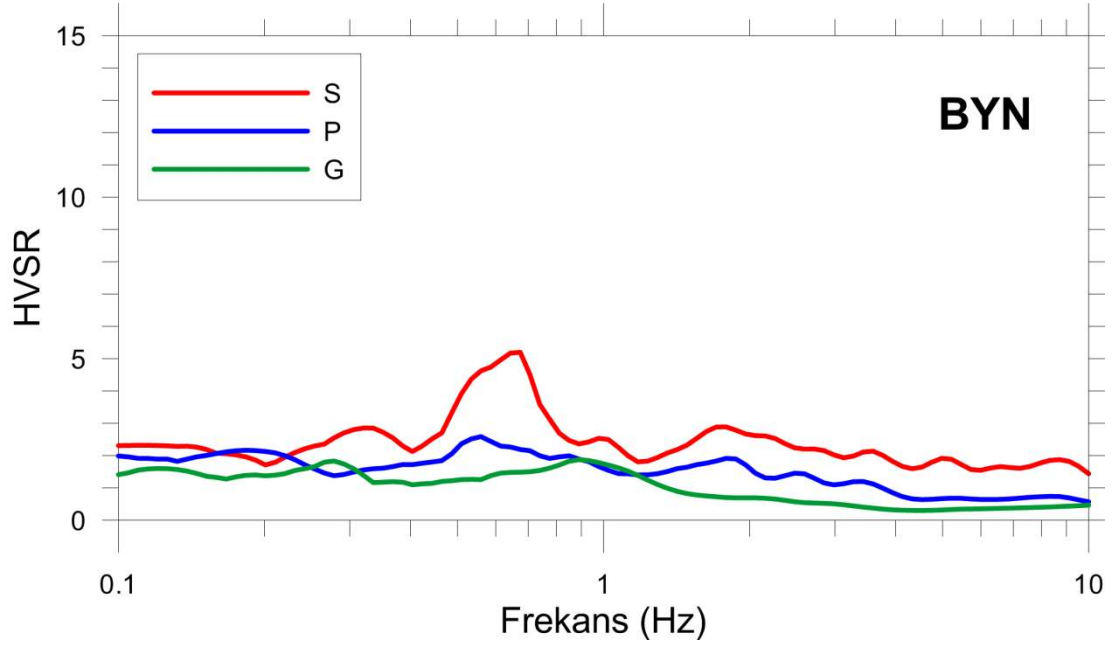
Şekil 5.2 BOS istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

Şekil 5.2’de BOS istasyonuna ait grafikte deprem sırasında en büyük enerjiye sahip olan S-Dalgasının farklı frekans değerlerinde birbirine yakın büyütme değerleri verdiği görülmüştür. Gürültü ve P-Dalgasının spektrumlarında belirgin bir pik değeri görülmemektedir. Ancak G-Dalgası için 0.3 Hz frekansında 1.4 büyütme değeri ve P-Dalgası için 0.32 Hz frekansında 2.0 büyütme değeri okunmuştur. S-dalgası spektrumunda farklı frekanslarda pikler gözlenmektedir. Bunun nedeninin istasyonun bulunduğu lokasyondaki eski nehir yatağı (alüvyon çökel) ve kısmi dolgudan kaynaklandığı söylenebilir. Yapıca zayıf ve gevşek bir malzeme olmasından dolayı yer içinde meydana gelen rezonans etkisi ile birkaç farklı frekans değerinde yaklaşık büyütme değerini 4 olarak vermiştir. Bu iki farklı pik frekans değeri 0.27 Hz ve 2.1 Hz değerlerindedir. Birinci pik, istasyonun konumlandırıldığı kalın ve düşük hızlı alüvyon tabakanın rezonans frekansını gösterirken, ikinci pik olasılıkla yüzeydeki sıkışmış dolgudan kaynaklanmaktadır. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre C sınıfı olarak belirlenmiştir. Bu durum istasyona ait sondaj logları incelendiğinde, yüzeyde yer alan pekleşmiş dolgu tabakası ve derinlerde yer alan alüvyon tabakasının varlığı ile eşleşmektedir. (Ek).



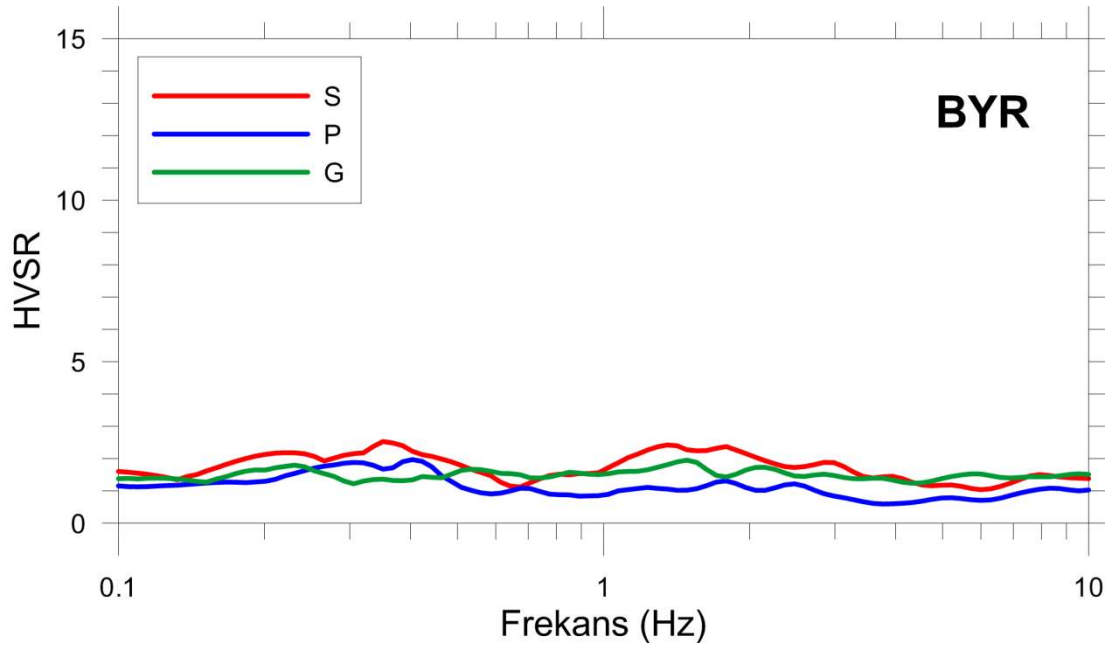
Şekil 5.3 istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

Gürültü grafiğine bakıldığında düşük frekanslardan itibaren yaklaşık 3.0 Hz' e kadar belli bir azalma gözlenmektedir. Ancak 3.0 Hz' den sonra ise büyütmede bir artış görülmektedir. Bunun nedeni olarak istasyonun konumlandığı alanın eğimli bir bölgede olması düşünülebilir. Topoğrafyadaki eğimden kaynaklanan benzer sonuç Gök (2011) tarafından da rapor edilmiştir. Gürültü spektrumunda 0.5 Hz'de gözlenen HVSR değeri yaklaşık 3'tür. Daha düşük frekanslarda gözlenen pik için yorum yapmak, cihazın dinamik aralığı ve ölçüm süresi göz önüne alındığında doğru olmayabilir. Daha yüksek frekanslara doğru ise (özellikle 10 Hz civarında) büyütme değerinin yeniden 2.5'a yaklaştığı gözlenmiştir. Gürültü verisinden elde edilen benzer sonuçlar P-dalgası spektrumu için de söylenebilir. Sadece P' de yüksek frekanslarda doğru HVSR değerindeki artış en fazla 1.5 civarındadır. Daha düşük frekanslarda ise, 0.4 Hz' e kadar ~3.0 civarında belirgin spektral oran değerleri gözlenmektedir. S-dalgası yaklaşık 0.8 Hz frekansında sonra büyütme değerleri 2 ile 3.5 arasındaki bir band aralığında değişmektedir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre B sınıfı olarak belirlenmiştir. İstasyon lokasyonu andezit ve çamurtaşı-kumtaşı sınırında olduğundan, pik frekans ve büyütme değerlerindeki bu durağanlığın nedeni olarak jeolojik formasyonlar arasındaki geçiş zonunun varlığı söylenebilir.



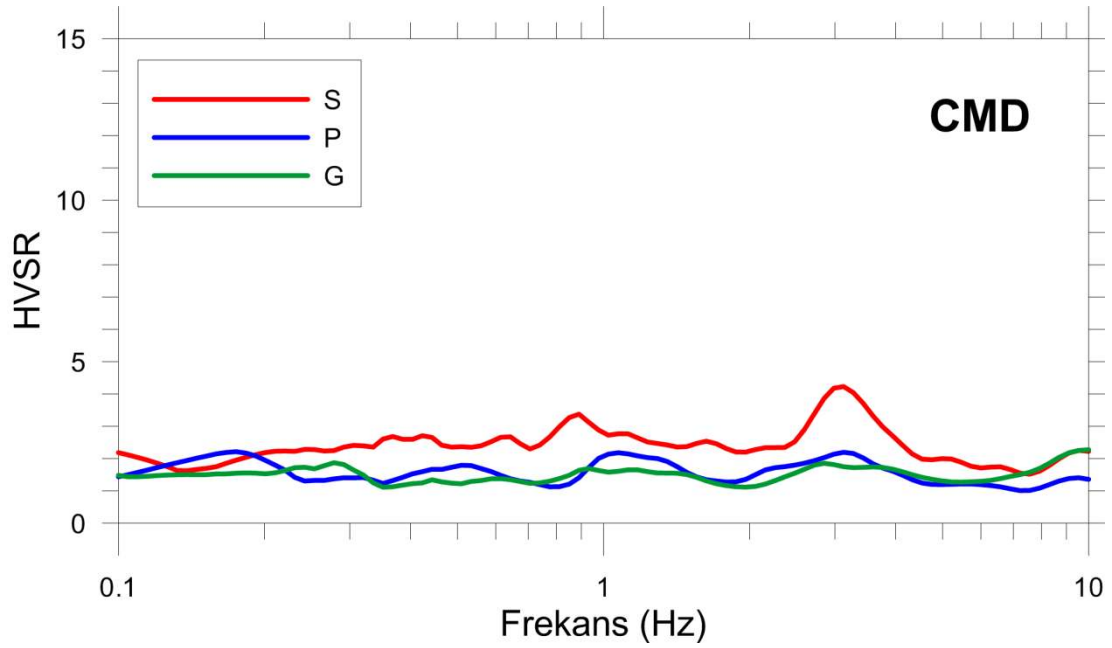
Şekil 5.4 BYN istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

Şekil 5.4’de BYN istasyonuna ait grafikçe bakıldığında Gürültü spektrumunda 0.27 Hz ve 0.87 Hz frekanslarında pikler gözlenmektedir. Her iki frekans için büyütme yaklaşık 2’dir. P-Dalgası grafiğine bakıldığında 0.56 Hz frekans değerinde 2.3 büyütme değeri görülmektedir. Yüksek frekanslara doğru ise hem gürültü, hem de P spektrumlarındaki HVSR değerlerinde belirgin bir azalma mevcuttur. S-spektrumu incelendiğinde 0.7 Hz’de yaklaşık 6 değerinde belirgin bir pik büyütme değeri görülmektedir. Bu durum Bornova havzasının batısı (İzmir Körfezinin doğu kıyısındaki kesim) için beklenen bir sonuçtur. Ayrıca P ve S dalgalarına ait spektrum grafiklerinde 2.0 Hz’ den sonra gözlenen belirgin azalma, gürültü spektrumunda 1.0 Hz’ den sonra gözlenmektedir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre D sınıfı olarak belirlenmiştir. Elde edilen bulgular alüvyon zemin üzerine kurulmuş olan bu istasyon için beklenen bir sonuçtur.



Şekil 5.5 BYR istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

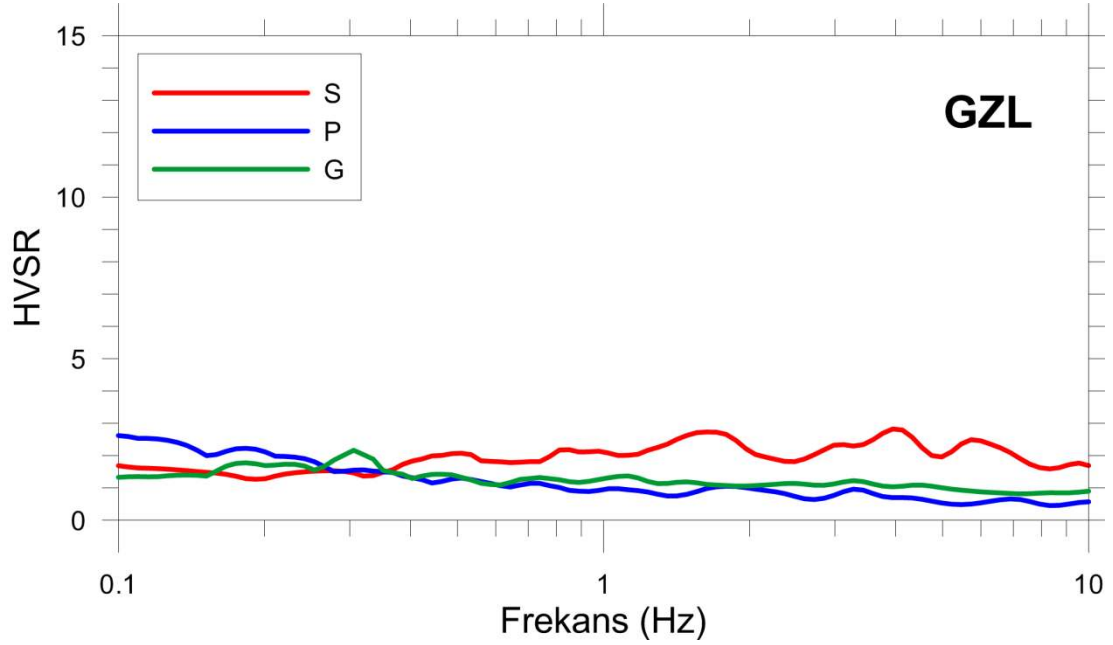
Şekil 5.5’de BYR istasyonuna ait grafikten görüldüğü üzere Gürültü, P ve S-dalgası spektrum grafiklerinde net bir pik frekans ve büyütme gözlenmemiştir. P ve S-spektrumlarında 0.33 – 0.4 Hz frekans bandında, Gürültü ve S-spektrumunda ise yaklaşık 1.4 Hz frekansında birbirine yakın büyütme (~2.5) gözlenmiştir. Tüm grafiklerde ise 0.4 – 1.1 Hz aralığında düşük büyütme görülmekte ve 1.4 Hz’ den itibaren de yüksek frekanslara doğru spektral oranların azaldığı izlenmektedir. BYR istasyonu tarafından temsil edilen andezit birimleri, beklendiği üzere herhangi bir frekans değerinde ani bir pik büyütme vermemiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre B sınıfı olarak belirlenmiştir. Dolayısıyla bu sonuç, BYR’nin referans istasyon yöntemi için düşünülebilecek bir lokasyon olabileceğini söylese de, daha fazla sayıda deprem verisi ile elde edilen bulguların karşılaştırılmasına ihtiyaç bulunmaktadır.



Şekil 5.6 CMD istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

Şekil 5.6’da CMD istasyonuna ait grafikte gürültü spektrumunda 0.9 Hz ve 2.8 Hz frekans değerlerindeki düşük spektral oranlar (~ 1.5) hariç, belirli bir pik büyütme değeri görülmemektedir. P-dalgası spektrumunda 1.0 Hz’ e kadar düşük HVSR değerleri (~ 1.5) mevcuttur. Daha sonra ise büyütme değerlerinde (1.1 Hz ve 3.1 Hz frekans değerlerinde) ~ 2.0 ’ye ulaşan spektral oranlar gözlenmektedir. S-Dalgasına ait grafikte ise 0.9 Hz frekans değerinde büyütme değeri yaklaşık 3.2 ve 3.1 Hz frekans değerinde büyütme değeri ise yaklaşık 4 olarak gözlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre C sınıfı olarak belirlenmiştir.

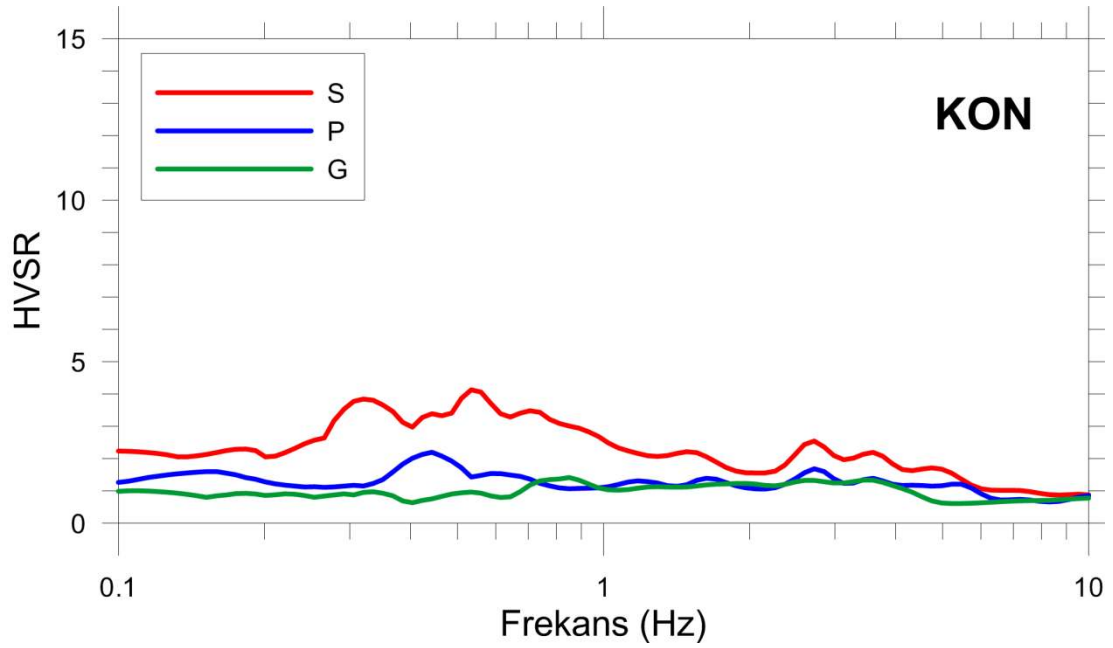
İstasyonun üzerine kurulduğu alüvyon zemin dikkate alındığında birden fazla pik değeri ile büyütme değerinin varlığı uyum göstermektedir. Birinci pik istasyonun konumlandırıldığı kalın ve düşük hızlı alüvyon tabakanın rezonans frekansını gösterirken, ikinci pik olasılıkla daha üstte yer alan pekleşmiş birimlerinden etkisinden kaynaklanıyor olabilir. Bu durum istasyona ait sondaj logları incelendiğinde, yüzeyde yer alan pekleşmiş dolgu tabakası ve derinlerde yer alan alüvyon tabakasının varlığı ile eşleşmektedir. (Ek).



Şekil 5.7 GZL istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

Şekil 5.7’de GZL istasyonuna ait grafiğe bakıldığında Gürültü ve P-dalgası spektrumlarında, frekans değeri arttıkça büyütmelerde belirgin bir azalma görülmektedir. Tek istisna Gürültü spektrumunda 0.31 Hz frekans değerinde gözlenen ~2.0 büyütme değeridir. S-dalgasına spektrumunda ise, Gürültü ve P-dalgası aksine, yüksek frekanslara doğru büyütmelerde (en fazla 3 olacak şekilde) artış görülmektedir. 1.0 Hz frekansından itibaren HVSR oranlarında iki pik mevcuttur. Bunlardan biri 1.7 Hz’ de, diğer ise 4.0 Hz’ de yaklaşık 3’tür. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre D sınıfı olarak belirlenmiştir.

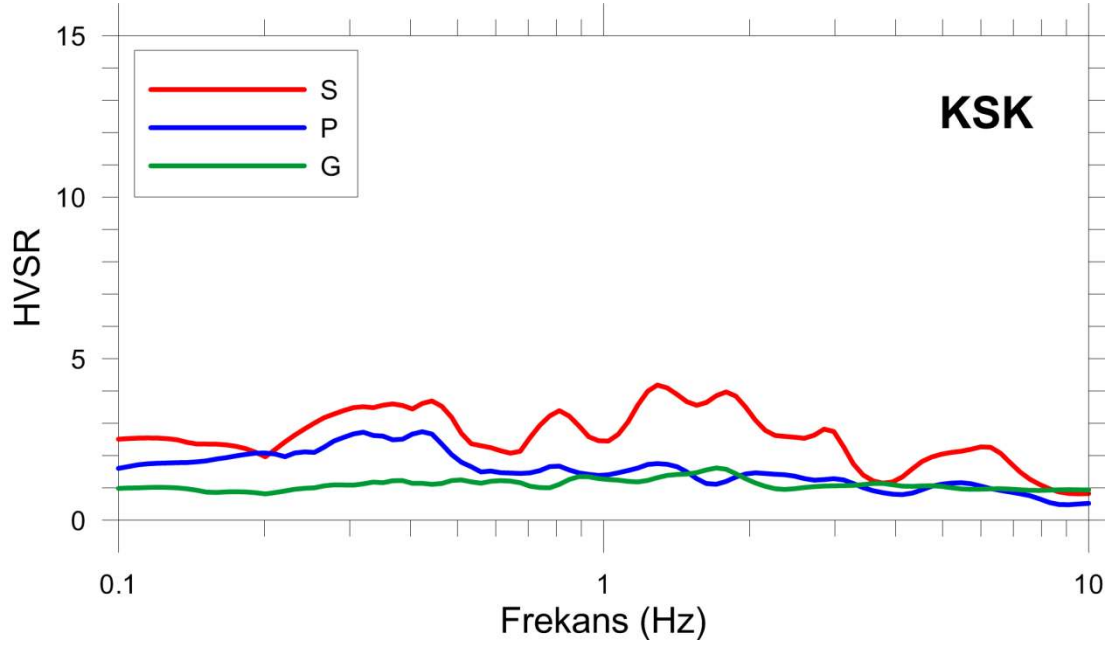
Kuvaterner yaşlı gevşek çimentolanmamış çakıl, kum, silt ve kilden oluşan, çeşitli boyutlarda fliş çakılları içeren alüvyon zemin üzerine kurulan istasyonda birden fazla ve belirgin olmayan pik değerleri jeolojik yapı ile uyum göstermektedir.



Şekil 5.8 KON istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

Şekil 5.8’de KON istasyonuna ait grafikte gürültü spektrumu grafiği için çeşitli frekans değerlerinde küçük pikler oluşturduğu ancak belirli bir büyütme değeri okumamızı sağlayacak pik oluşturmadığı görülmektedir. P-dalgasına ait grafikte ise 0.44 Hz frekans değerinde 2.1 büyütme değeri ve 2.8 Hz frekans değerinde yaklaşık 1.5 büyütme değeri verdiği görülmektedir. S-dalgasına ait grafikte ise 0.32 – 0.54 Hz frekans bandında 3.9 ile 4.1 arasında değişen büyütme değerleri gözlemlenmiştir. Ayrıca, P-dalga spektrumunda olduğu gibi S-dalga spektrumunda 2.8 Hz frekansında ~ 3 değerinde bir büyütme daha görülmüştür.

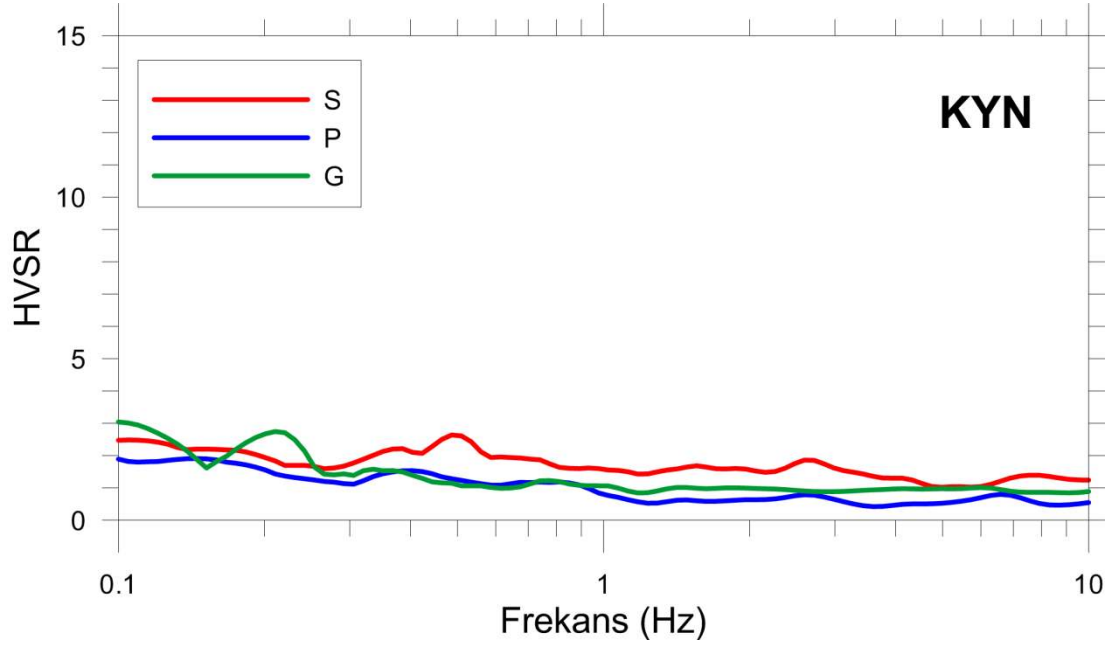
Tüm bu veriler birlikte değerlendirildiğinde istasyonun üzerine kurulduğu kuvaterner yaşlı kum, silt ve kilden oluşan alüvyon için beklenen tepkinin HVSR grafiğinden elde edilen bulgular ile örtüştüğü görülmektedir. 0.32-0.54 Hz arasındaki frekansların bu istasyon tarafından temsil edilen alüvyonun hakim frekans ve büyütme değerlerini gösterdiği sonucuna varılabilir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre E sınıfı olarak belirlenmiştir. Buna neden olarak ise gevşek zeminde deprem sırasında meydana gelen rezonans etkisinin düşük frekans bandından oluştuğunun düşünülmesidir.



Şekil 5.9 KSK istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

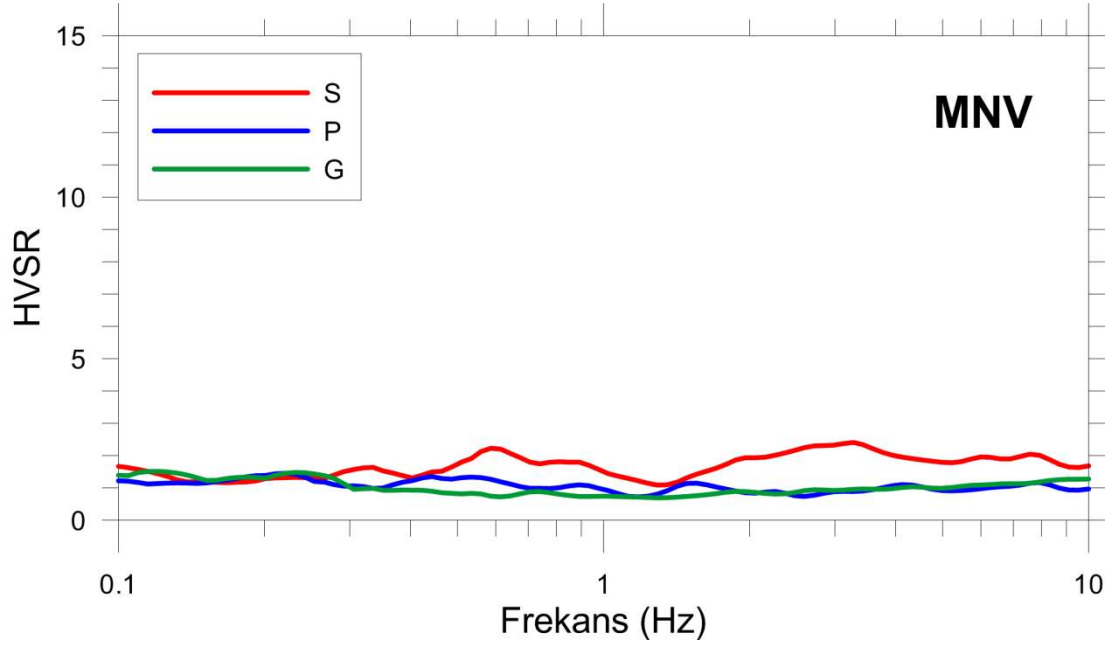
Şekil 5.9’da KSK istasyonuna ait grafik incelendiğinde Gürültüye ait frekans değerlerinin, 1.8 Hz’de gözlenen 1.7’lik büyütme değeri dışında belirgin bir pik oluşturmadığı görülmektedir. P-dalgasına ait grafikte ise 0.26 - 0.42 Hz frekans aralığında 2.6 ‘ya ulaşan büyütme gözlenmiştir. S-dalgasına ait grafikte ise dalgalanmalar görülmektedir. İlk olarak P-dalga spektrumuna benzer frekans bandında 3.8’e ulaşan büyütme mevcuttur. Daha sonra ise 1.25 – 3.0 Hz frekans aralığında pik frekans içeren ve yaklaşık 4’e ulaşan büyütme gözlenmiştir. Bunun dışında kalan 0.8 Hz ve 6.3 Hz frekanslarında ise daha düşük büyütme olduğu lokal frekanslar görülmektedir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre D sınıfı olarak belirlenmiştir.

Bu değerlerden yola çıkarak istasyonun kurulduğu kuvarterner yaşlı çakıl, kum, silt ve kilden oluşan alüvyon zeminin hakim frekansının 1.3 Hz olduğu düşünülebilir. Bu frekans değeri için gözlenen HVSr spektral oranı ise 4.1’dir.



Şekil 5.10 KYN istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

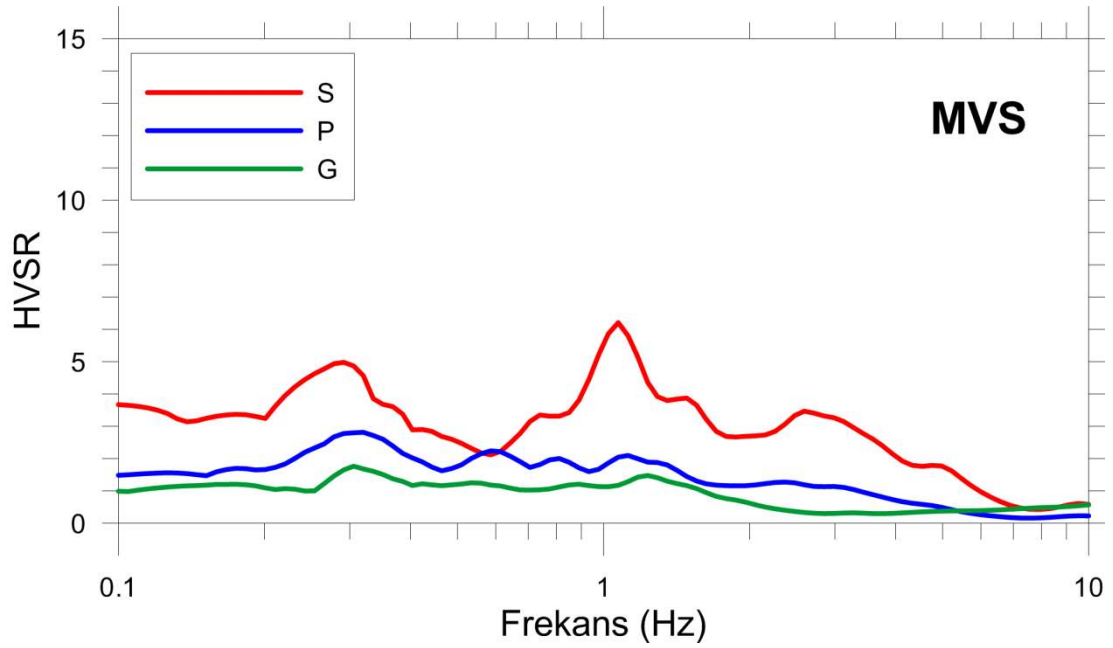
Şekil 5.10'da KYN istasyonuna ait grafikte Gürültü, P-dalgasına ve S-dalgasına ait her ne kadar belirgin bir pik görülmesi de, düşük frekanslarda bazı büyütme göze çarpmaktadır. Yüksek frekanslardan düşük frekanslara doğru spektral oran değerleri azalacak şekilde eğilim gösteren bu grafiklerde, düşük frekanslardaki piklerin istasyon tarafından temsil edilen bol kırıklı çatlaklı kireçtaşı marn jeolojik birimine ait hakim frekans ve büyütme olduğunu söylemek için veri sayısı yeterli değildir.



Şekil 5.11 MNV istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri.

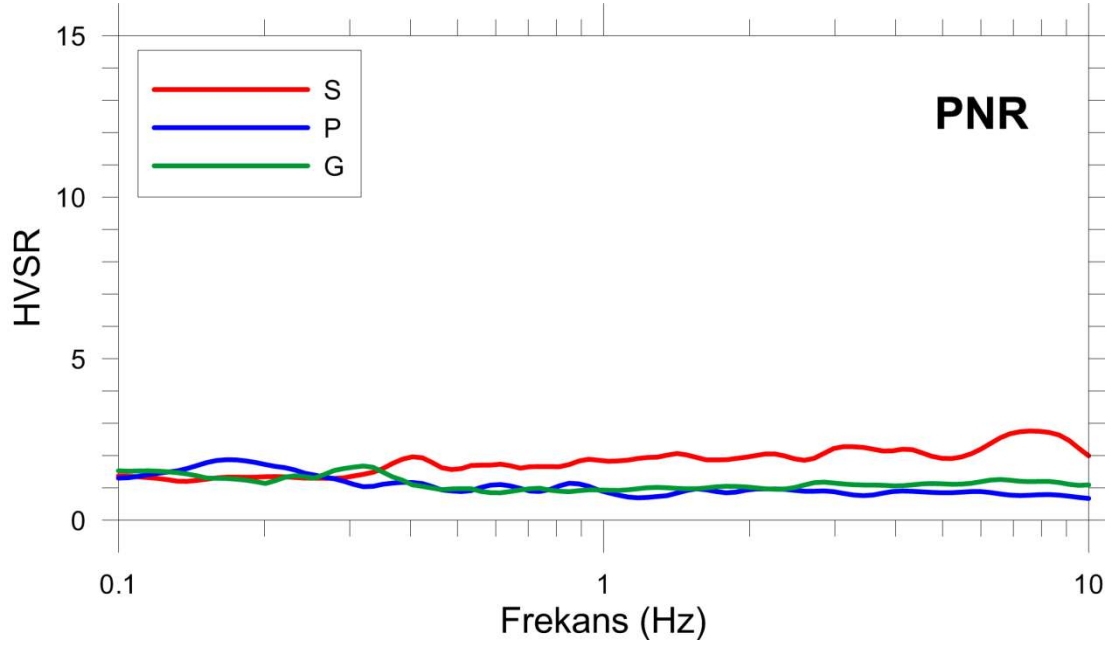
Şekil 5.11’de MNV istasyonuna ait grafikte Gürültü ve P-dalgası spektrumlarında herhangi bir pik frekans ve büyütme gözlenmemiş, tüm frekanslar ~ 1.0 büyütme seviyesinde düz tepki vermiştir. S-dalga spektrumunda ise yine net bir pik değeri gözlenmese de 3.5 Hz frekansında 2.0 değerinde bir büyütme gözlenmiştir. Bu haliyle MNV istasyonu için; Gürültü, P- ve D-dalga spektrumları göz önüne alındığında, bu istasyon tarafından temsil edilen volkanik andezitik birimlerin büyütme göstermediği sonucuna varılabilir. MNV istasyonu, Gok (2011) tarafından yapılan ve standart spektral oran yönteminin kullanıldığı çalışmada referans istasyon olarak kabul edilmiştir.

Bu tez çalışmasında da aglomera, tuf matriks içinde andezit çakılları ve blokları içeren jeolojik yapı üzerine kurulan bu istasyonun oldukça sağlam bir zemin üzerinde bulunduğu sonucuna ulaşılmıştır.



Şekil 5.12 MVS istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri yukarıda verilmiştir.

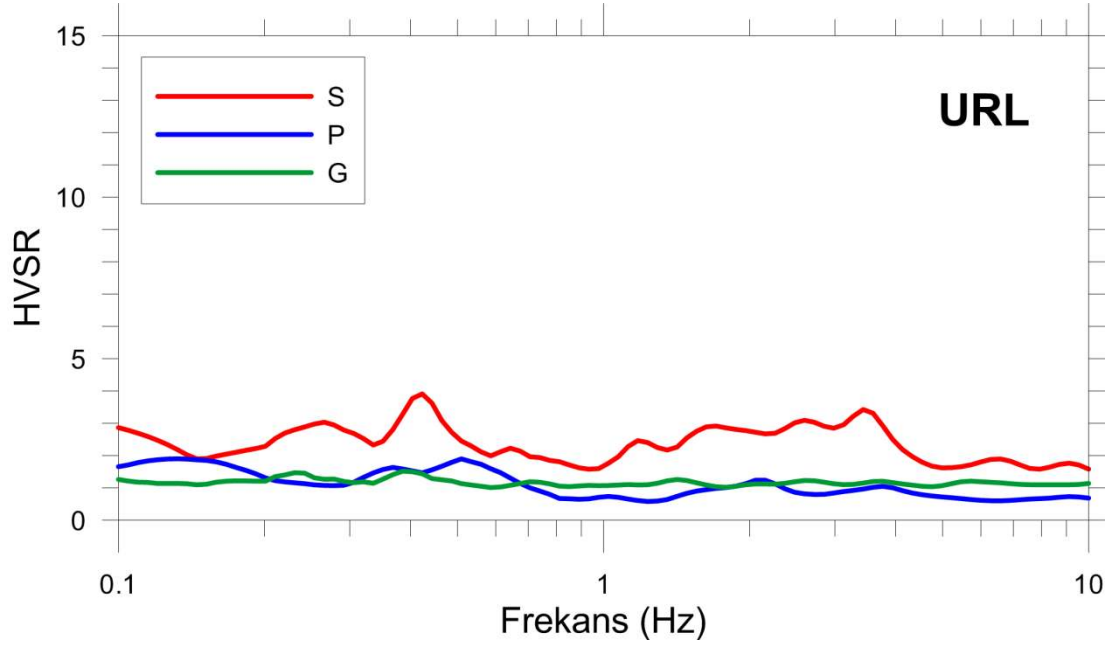
Grafiklerde Gürültü spektrumu frekans değerleri incelendiğinde 0.31 Hz frekans değerinde 1.7 büyütme değeri gösterdiği görülmektedir. P-dalgasına ait en yüksek pik frekans değeri ise Gürültüye yakın olan 0.32 Hz frekans değeridir ve bu frekansa ait büyütme değeri 2.7 olarak gözlenmektedir. S-dalgasına ait spektrumda ise en yüksek pik değeri 1.04 (=1.0) Hz frekansına ve 6.2 büyütme değerine karşılık gelmektedir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre MVS lokasyonu, inceleme gerektiren F grubu zemin olarak tabir edilen turba bataklık türü oldukça duraysız ve sıvılaşabilir zemini işaret etmektedir. Ancak S-dalgasına ait ilk belirgin pik değeri Gürültü ve P-dalgasında görülen değere yakın olarak 0.32 Hz frekansındadır ve bu frekans değeri yaklaşık olarak 5 büyütme değeri göstermektedir. Bu grafikler incelendiğinde belirgin olarak görülen ilk pik değerlerinin istasyonun kuvaterner yaşlı çakıl, kum, silt ve kilden oluşan kalınlığı 100-300 m arasında değişen alüvyon tabaka üzerinde kurulmasından dolayı o zemine ait frekans ve büyütme değerlerini gösterdiği söylenebilir. Yine yaklaşık olarak aynı yerlerde gözlenen ikinci pik değeri ise istasyonun üzerine kurulduğu yüzeydeki sıkışmış dolgu alanından kaynaklanan bir pik olduğu söylenebilir. Bu durum istasyona ait sondaj logları incelendiğinde, yüzeyde yer alan pekleşmiş dolgu tabakası ve derinlerde yer alan alüvyon tabakasının varlığı ile eşleşmektedir. (Ek).



Şekil 5.13 PNR istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri yukarıda verilmiştir.

Şekil 5.13'te PNR istasyonuna ait grafikte Gürültü, P- ve S-dalga spektrumlarında belirgin bir pik görülmemektedir ve S-hariç genelde 1.0 büyütme seviyelerinde düz bir spektrum eğrisi göze çarpmaktadır. S-dalga spektrumunda ise 1.0 Hz'e kadar yaklaşık 1 civarında olan büyütme değerleri, bu frekans değerinden sonra 10 Hz'e kadar 1-2 büyütme aralığında değişmektedir. S-spektrumu için 8 Hz frekansında yaklaşık 3 değerinde bir büyütme söz konusudur. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre B sınıfı olarak belirlenmiştir. PNR istasyonu lokasyon itibariyle Bornova havzasının en doğu ucunda yer almaktadır ve Nif dağı eteğindedir.

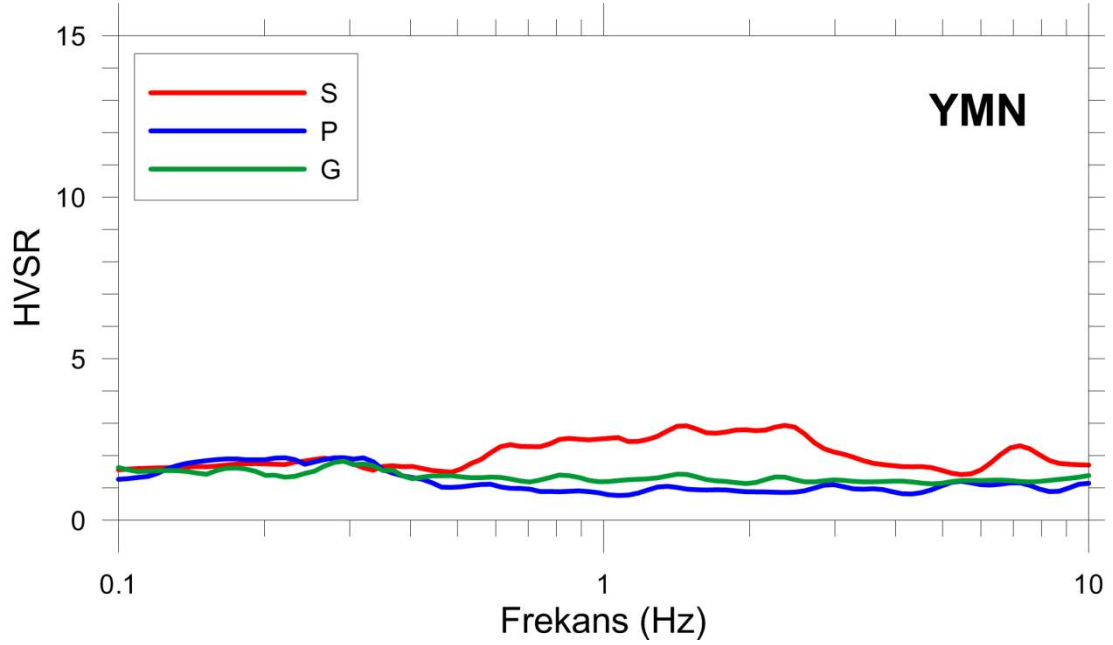
Kuvaterner yaşlı çakıl, kum, kireçtaşı ardalanmalarından oluşan ve alüvyon ile fliş sınırında bulunan istasyon, düşük ve yüksek frekanslarda büyütme göstermeyen sağlam bir zemin üzerinde yer almaktadır.



Şekil 5.14 URL istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri yukarıda verilmiştir.

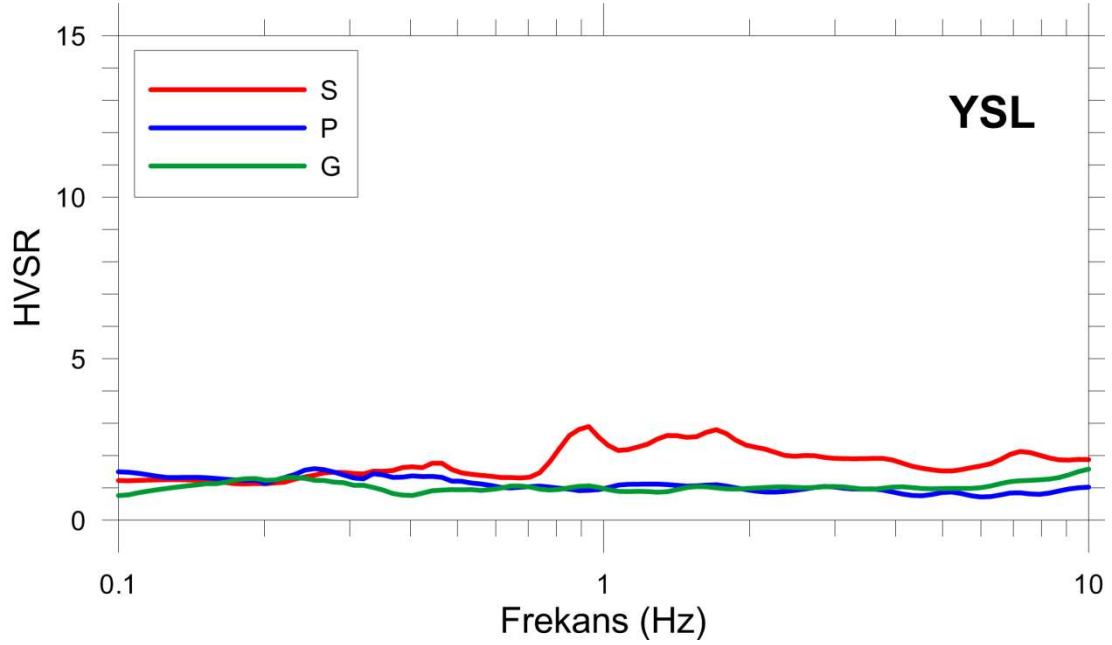
Şekil 5.14’de URL istasyonuna ait grafikte gürültü spektrumuna ait belirgin bir pik gözlenmemiştir. Her ne kadar benzer yorum P-dalgası spektrumu için de düşünülse de, 0.41 Hz frekansında yaklaşık 2.0 değerinde bir büyütme olduğu görülmektedir. S-dalga spektrumunda ise 3.5 Hz frekansında ~3.5 değerinde bir büyütme olduğu sonucuna varılmıştır.

İstasyon, Miyosen yaşlı çamurtaşı, kumtaşı ve marn birimlerinin hakim olduğu bir jeolojik zemin üzerine kuruludur. Bu haliyle S-dalga spektrumunda 0.41 Hz civarında gözlenen frekansın birim üzerinde yer alan örtü tabakasını, (B-tipi zemini işaret eden) 3.5 Hz pik frekansın ise bu birimin hakim frekansı olduğu sonucuna varılmıştır.



Şekil 5.15 YMN istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri yukarıda verilmiştir.

Şekil 5.15'te YMN istasyonuna ait grafik incelendiğinde Gürültüye ait belirli bir pik değeri görülmemektedir. P-dalgasına ait grafikte ise (3.1 Hz'de gözlenen ~2 büyütme haricinde) yine belirgin bir pik gözlenmemektedir. S-dalgasına ait grafikte 0.6 – 2.5 Hz frekans bandında yaklaşık 3.0 değerine ulaşan büyütme gözlenmektedir. Bu durum YMN istasyonunun alüvyon ile volkanik andezitik birimlerin sınırında yer almasında kaynaklanıyor olabilir. Ancak büyütme değerleri fazla değildir ve pik büyütmenin (~3.0) gözlemlendiği frekans değeri 2.5 Hz'dir. Bu frekans, Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasında B-tipi zemini işaret etmektedir. İstasyonun bulunduğu volkanik andezitik birimler; dasitik masif lav, tuf, otobreşik andezit ve aglomeralar'dan oluşmaktadır.



Şekil 5. 16 YSL istasyonuna ait geometrik ortalamalar ile gösterilmiş S-dalgası, P-dalgası ve Gürültü spektrumu grafikleri yukarıda verilmiştir.

Şekil 5.16'da YSL istasyonuna ait grafik incelendiğinde Gürültü ve P-dalgasına ait grafikte belirgin bir pikin varlığı gözlenmemiştir. S-dalgasına ait grafikte ise 0.8 Hz'den sonraki spektral oran değerlerinde bir artış eğilimi görülmektedir ve pik frekans olan 0.9 Hz'de ~3.0 büyütmenin olduğu ortaya konmuştur.

İstasyon Miyosen yaşlı Zeytindağ formasyonuna ait gölsel ortamda çökelmiş çakıltası, kumtaşı, kıltaşı ardalanması ile kireçtaşı birimleri arasında kalan sınıra oldukça yakın konumdadır. Bu nedenle istasyon tarafından temsil edilen bu zeminin büyütme göstermeyeceği veya düşük frekanslarda pik vermeyeceği sonucu öngörülse de; gürültü ve P-dalga spektrumları hariç, S-dalgası spektrumunda bu öngörü ile uyumlu net sonuç elde edilememiştir. Dolayısıyla YSL için hakim frekans ve spektral oran değerlerinin daha sağlıklı elde edilebilmesi için, daha fazla sayıda deprem verisi ile çalışmak ve farklı yöntemler kullanmak gerekmektedir.

Tüm bu istasyonlardan elde edilen sonuçlara göre belirlenen frekans ve büyütme değerleri ve bu sonuçların Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre elde edilen sonuçları da Tablo 5.2 ve Tablo 5.3’ de verilmiştir.

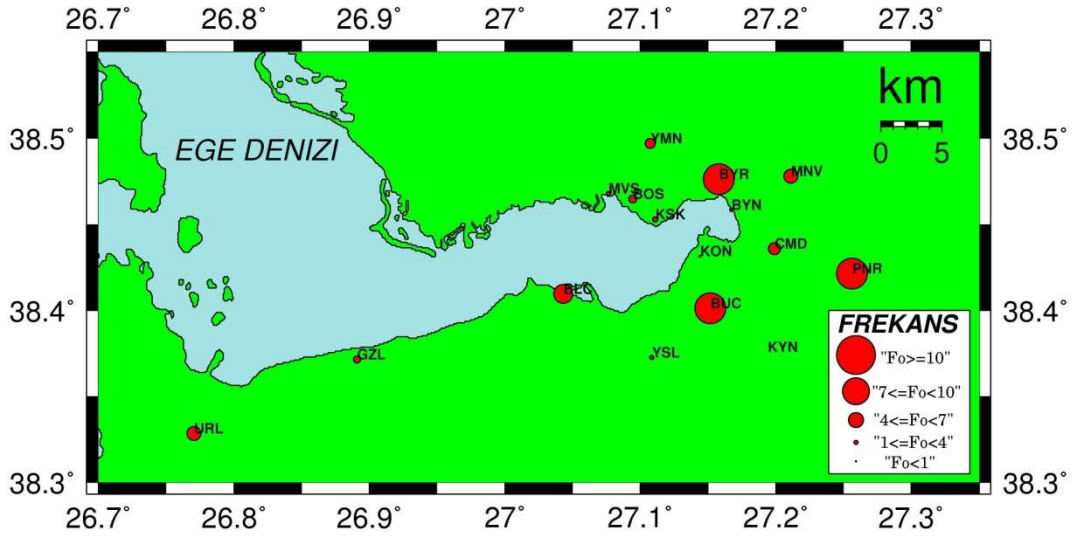
Tablo 5.2 İstasyonlara ait frekans ve büyütme değerleri

İstasyon	Frekans (Hz)	Büyütme	Zemin Sınıfı
BLC-S	4.8	6.8	B
BLC-P	-	-	-
BLC-G	0.24	3.6	-
BOS-S	2.1	4.0	C
BOS-P	0.32	2.0	-
BOS-G	0.3	1.4	-
BUC-S	8.0	3.0	B
BUC-P	-	-	-
BUC-G	8.0	2.5	-
BYN-S	0.7	6.0	D
BYN-P	0.56	2.3	-
BYN-G	0.87	2.0	-
BYR-S	8.0	2.0	B
BYR-P	8.0	1.0	-
BYR-G	8.0	1.0	-
CMD-S	3.1	4.0	C
CMD-P	1.1	2.0	-
CMD-G	2.8	1.5	-
GZL-S	1.7	3.0	D
GZL-P	-	-	-
GZL-G	0.31	2.0	-
KON-S	0.54	4.1	E
KON-P	0.44	2.1	-
KON-G	0.82	1.5	-

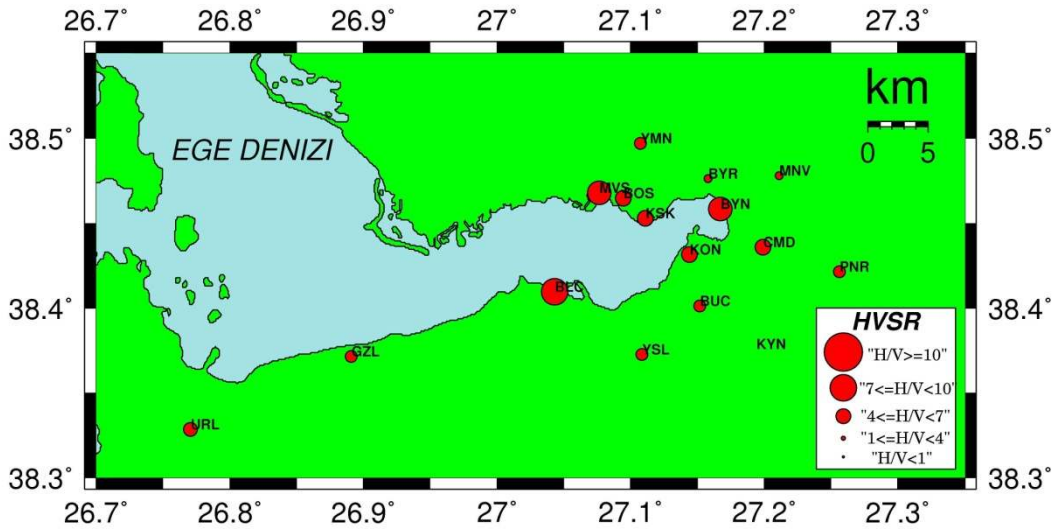
Tablo 5.3 İstasyonlara ait frekans ve büyütme değerleri

İstasyon	Frekans (Hz)	Büyütme	Zemin Sınıfı
KSK-S	1.3	4.1	D
KSK-P	0.42	2.6	-
KSK-G	1.8	1.7	-
KYN-S	-	-	-
KYN-P	-	-	-
KYN-G	-	-	-
MNV-S	3.5	2.0	B
MNV-P	10.0	1.0	-
MNV-G	10.0	1.0	-
MVS-S	1.04	6.2	F
MVS-P	0.32	2.7	-
MVS-G	0.31	1.87	-
PNR-S	8.0	3.0	B
PNR-P	8.0	1.0	-
PNR-G	8.0	1.0	-
URL-S	0.35	3.5	B
URL-P	0.41	2.0	-
URL-G	8.0	1.0	-
YMN-S	2.5	3.0	B
YMN-P	3.1	2.0	-
YMN-G	8.0	1.0	-
YSL-S	0.9	3.0	-
YSL-P	8.0	1.0	-
YSL-G	8.0	1.0	-

Elde edilen bu dalga spektrumlarından okunan frekans ve HVSR (büyütme) değerleri GMT programı ile ölçekli olarak çizdirilmiştir. Elde edilen bu sonuçlar istasyonların hangi dalga türünde, hangi dalga frekansında, kaç büyütme değerine ulaştığını göstermektedir. Bazı istasyonlarda P-dalgası ve Gürültü'ye ait dalga spektrumlarında belirgin pikler gözlenemediğinden bu istasyonlara ait frekans ve büyütme değerleri GMT programı ile çizilen haritalara eklenmemiştir.

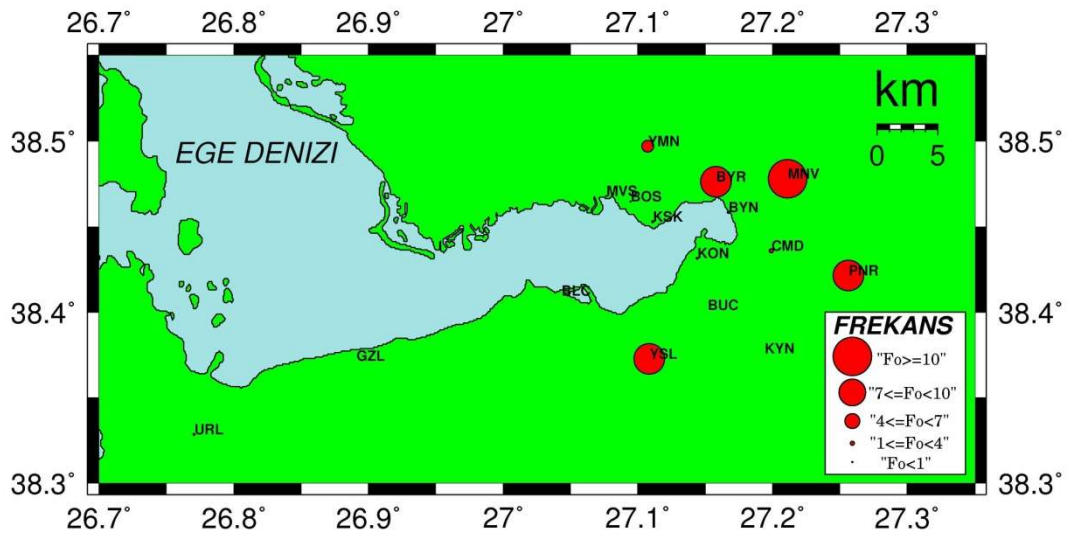


Şekil 5.17 S-Dalgasına ait frekansların istasyonlara göre dağılım haritası

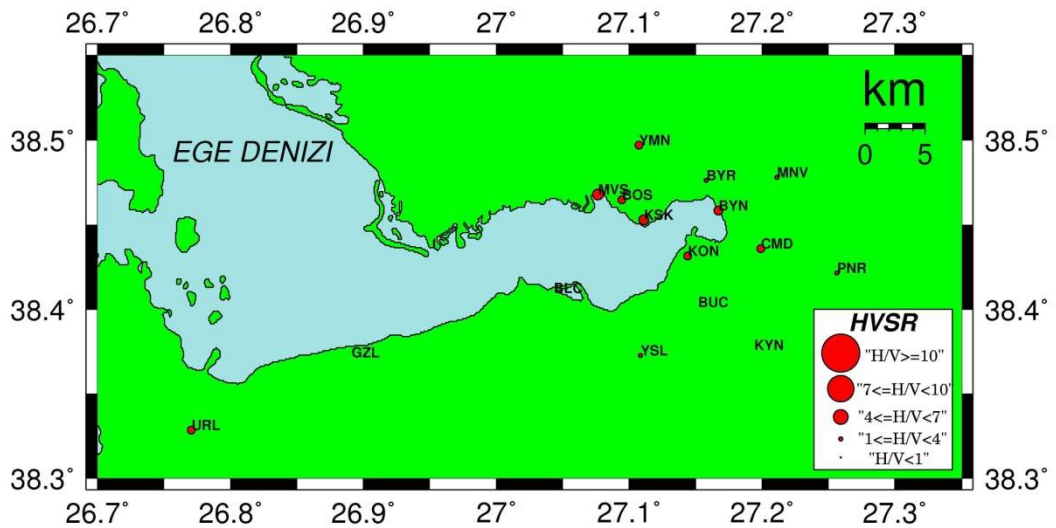


Şekil 5.18 S-Dalgasına ait spektral oranların istasyonlara göre dağılım haritası

S-dalgasına ait frekans haritasında (Şekil 5.17) görülen büyük yarı çaplı kırmızı dairelere ait istasyonlarda yüksek frekans değerleri okunmuştur. Bu istasyonlar daha sağlam jeolojik birimler üzerine kurulu olduğundan bu sonucu vermiştir. Alüvyon zemin üzerine kurulu olan istasyonlarda ise düşük frekans değerleri görülmektedir. Bu istasyonlar düşük frekansta yüksek büyütme değerleri göstermişlerdir (Şekil 5.18). Özellikle kıyı kesimde yer alan istasyonlarda bu durum açıkça görülmektedir.

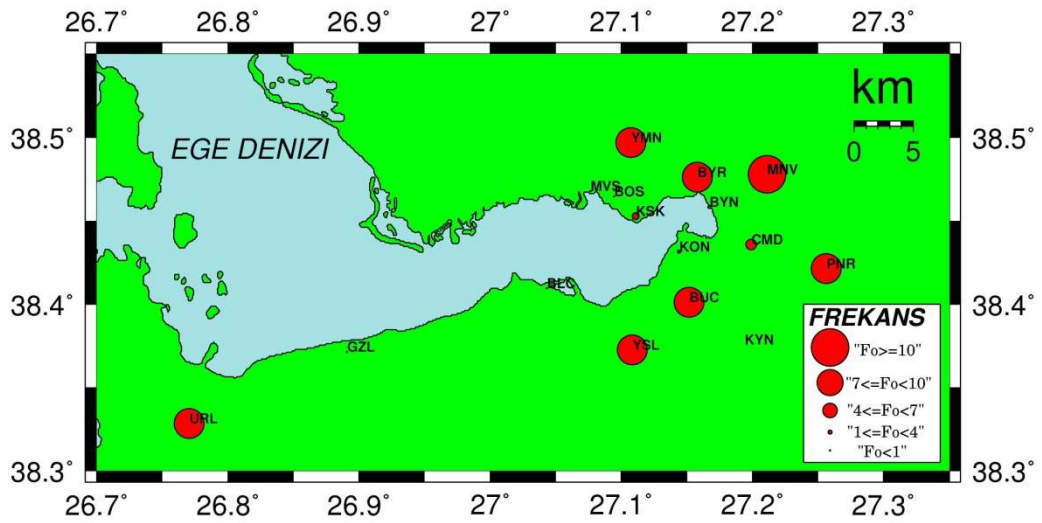


Şekil 5.19 P-Dalgasına ait frekansların istasyonlara göre dağılım haritası

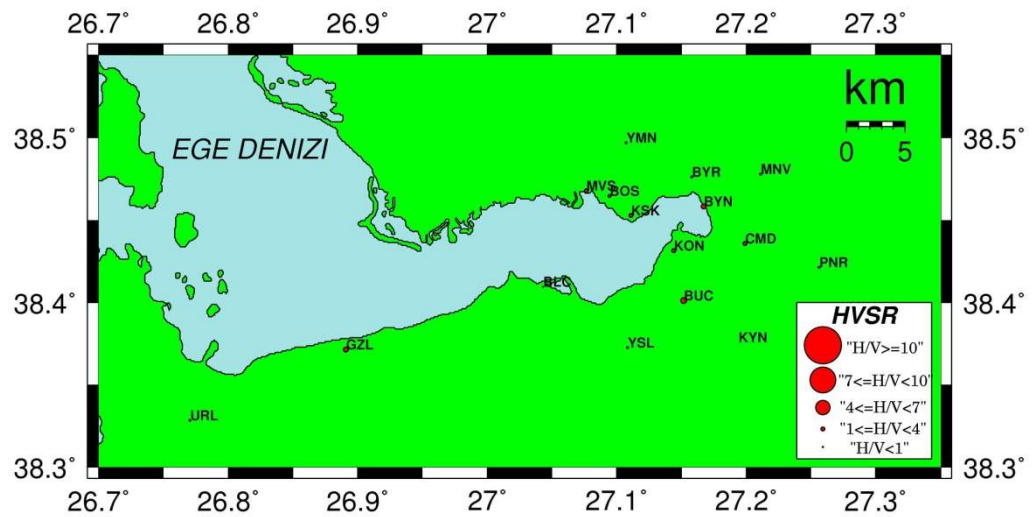


Şekil 5.20 P-Dalgasına ait spektral oranların istasyonlara göre dağılım haritası

P-dalgasına ait bu haritalarda görülen frekans değerleri, S-dalgasına ait haritada görülen değere benzerlik göstermektedir. Bazı istasyonlarda kaydedilen P-dalgasına ait spektrumlarında belirgin pik değerleri okunamadığından, bu tür istasyonlar kırmızı daire ile gösterilmemiştir. Yine bu frekans değeri okunamayan istasyonlara ait büyütme değerleri de belirgin bir şekilde görülemediğinden büyütme haritasında frekans haritasında olduğu gibi bu alanlar boş bırakılmıştır. Ancak bu duruma rağmen, düşük frekanslarda büyük sayılabilecek büyütme değerleri alüvyon zemine kurulan istasyonlarda görülebilmektedir.



Şekil 5.21 Gürültü'ye ait frekansların istasyonlara göre dağılım haritası



Şekil 5.22 Gürültü'ye ait spektral oranların istasyonlara göre dağılım haritası

Gürültü spektrumlarından elde edilen frekans değerlerine ait haritada görülen değerler istasyonların deprem öncesi zamanda verdikleri tepkileri göstermektedir. Genel olarak istasyonlarda büyütme değerlerinin çok yüksek olmadığı görülmektedir. Gürültülerin sağlam zeminlerde kurulu istasyonlarda çok yüksek frekans değerlerinde, gevşek ve sıkılaşılmamış alüvyonlarda kurulu istasyonlarda ise düşük frekanslarda olduğu görülmektedir. Bu her iki frekans değeri için büyütme değerleri oldukça düşüktür.

Sonuç olarak 16 deprem kaydına ait bu işlemlerin ardından, İzmir İli zeminlerinin sismik davranışlarını araştırma ihtiyacından hareketle, 2008 yılında T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) Deprem Dairesi Başkanlığı (DDB) desteğiyle, TÜBİTAK KAMAG Projesi (Proje No: 106G159) kapsamında, İzmir İl'ine kurulan ve 16 istasyondan oluşan İzmirNET yerel ivme-ölçer deprem istasyon ağından elde edilen deprem kayıtları, istasyonların konumlandırıldığı zeminlerin özellikleri dikkate alınarak yorumlanmıştır

BLC istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 4.8 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 6.8 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini B sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise belirgin bir frekans ve büyütme değerinin varlığından söz edilememiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 0.24 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 3.6 olarak belirlenmiştir.

BOS istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 2.1 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 4.0 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini C sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise hakim frekans 0.32 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 2.0 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 0.3 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.4 olarak belirlenmiştir.

BUC istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 8.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 3.0 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini B sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise belirgin bir frekans ve büyütme değerinin varlığından söz edilememiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 8.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 2.5 olarak belirlenmiştir.

BYN istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 0.7 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 6.0 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından

güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini D sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise hakim frekans 0.56 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 2.3 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 0.87 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 2.0 olarak belirlenmiştir.

BYR istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 8.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 2.0 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini B sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise hakim frekans 8.0 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 1.0 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 8.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.0 olarak belirlenmiştir.

CMD istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 3.1 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 4.0 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini C sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise hakim frekans 1.1 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 2.0 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 2.8 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.5 olarak belirlenmiştir.

GZL istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 1.7 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 3.0 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini D sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise belirgin bir frekans ve büyütme değerinin varlığından söz edilememiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 0.31 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 2.0 olarak belirlenmiştir.

KON istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 0.54 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 4.1 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini E sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise hakim frekans 0.44 Hz ve bu frekans

değerine ait büyütme değeri 2.1 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 0.82 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.5 olarak belirlenmiştir.

KSK istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 1.3 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 4.1 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini D sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarında ise hakim frekans 0.42 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 2.6 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 1.8 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.7 olarak belirlenmiştir.

KYN istasyonu için grafiklerde Gürültü, P-dalgasına ve S-dalgasına ait her ne kadar belirgin bir pik görülme de, düşük frekanslarda bazı büyütme değerleri gözlenmektedir. Yüksek frekanslardan düşük frekanslara doğru spektral oran değerleri azalacak şekilde eğilim gösteren bu grafiklerde, düşük frekanslardaki piklerin istasyon tarafından temsil edilen bol kırıklı çatlaklı kireçtaşı marn jeolojik birimine ait hakim frekans ve büyütme olduğunu söylemek için veri sayısı yeterli değildir. Bu istasyon için daha kapsamlı çalışmaların yer aldığı başka çalışmaların yapılması gerekmektedir.

MNV istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 3.5 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 2.0 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini B sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarında ise hakim frekans 10.0 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 1.0 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 10.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.0 olarak belirlenmiştir.

MVS istasyonu için S-dalgasına ait spektrumunda ise en yüksek pik değeri 1.04 (=1.0) Hz frekansına ve 6.2 büyütme değerine karşılık gelmektedir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre MVS lokasyonu, inceleme gerektiren F grubu zemin olarak tabir edilen turba bataklık türü oldukça duraysız ve sıvılaşabilir zemini işaret etmektedir. Ancak S-dalgasına ait ilk

belirgin pik değeri Gürültü ve P-dalgasında görülen değere yakın olarak 0.32 Hz frekansındadır ve bu frekans değeri yaklaşık olarak 5 büyütme değeri göstermektedir.

PNR istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 8.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 3.0 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini B sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise hakim frekans 8.0 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 1.0 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 8.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.0 olarak belirlenmiştir.

URL istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 3.5 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 3.5 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini B sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise hakim frekans 0.41 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 2.0 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 8.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.0 olarak belirlenmiştir.

YMN istasyonu için S-dalgasında hakim frekans 2.5 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 3.0 olarak belirlenmiştir. Rodriguez-Marek ve diğ. (2001) tarafından güncellenen NEHRP zemin sınıflamasına göre istasyon zemini B sınıfı olarak belirlenmiştir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise hakim frekans 3.1 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 2.0 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri 8.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.0 olarak belirlenmiştir.

YSL istasyonu için S-dalgasında en belirgin frekans 0.9 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri 3.0 olarak belirlenmiştir. Bu frekans değeri istasyonunun konumlandırıldığı jeolojik yapıya ait frekans ve büyütme değerlerini verdiğini söylemek için elde edilen veriler yeterli değildir. P-dalgasına ait spektrumlarda ise hakim frekans 8.0 Hz ve bu frekans değerine ait büyütme değeri 1.0 olarak gözlenmiştir. Gürültü spektrumuna ait grafiklerden belirlenen hakim frekans değeri

8.0 Hz ve bu frekansa ait büyütme değeri ise 1.0 olarak belirlenmiştir. Ancak bu elde edilen değerler ile istasyon için kesin bir sonuç elde edilememiştir.

KAYNAKLAR

- Aksu, A.E., Piper, D.J.W, ve Konuk, T., (1987), Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer İzmir and Candarli bays, western Turkey, *Marine Geology*, 76, 89-104.
- Alptekin, Ö. (1978) *Türkiye ve Çevresindeki Depremlerde Manyitüd Frekans Bağlılıkları ve Deformasyon Boşalımı*, Doçentlik Tezi, KTÜ Basımevi, Trabzon.
- Altunel, E. ve Hancock, P. L., (1993), Active fissuring and Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey. *Z. Geomorph. N. F.*, 94, 285-302.
- Altunel, E. ve Barka, A. A., (1997), Hierapolis'teki Arkeosismik hasarların değerlendirilmesi, *Türkiye Jeoloji Dergisi*.
- Ambraseys, N.N., (1970), Some characteristic features of the Anatolian fault zone, *Tectonophysics*, 9, 143-165.
- Ambraseys, N.N., (1981), On the long term seismicity of the Hellenic Arc. *Boll. Geof. Teor. Appl.* 23, 355-361.
- Ambraseys, N.N. (1988). 'Engineering seismology'. *Earthq. Engin. Struct. Din.* 17, 1-105.
- Ambraseys, N.N., and Finkel, C.F., (1987a). Seismicity of the Northeast Mediterranean Region during early 20th Century. *Annales Geophysicae*, 5, 701-726.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C. F., (1995), The seismicity of Turkey and adjacent areas, a historical review, 1500-1800, *Eren yayıncılık*, İstanbul
- Angelier, J., Dumont, J. F., Karamandereci, H., Poisson A., şimşek, S. and Uysal, ş., (1981), Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene, *Tectonophysics*, 75, 1-9
- Arpat, E ve Bingöl E., (1969), The rift system of the western Turkey, thoughts on its development, *Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk.*, 73, 1-9

- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K., (1988), Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A. A. (1992). The North Anatolian fault. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.
- Becker-Platen, J., (1970). „Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei), Beihefte Zum Geologischen Jahrbuch 97
- Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motions near San Francisco Bay. *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 29-61.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J. Poisson, A. (1971). Outline of the geology of the Western Taurides. In *Geology and History of Turkey* (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.
- Dewey, J. F. and Şengör. A.M.C., (1979)., Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull.* Part 1. 90., 84-92.
- Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, S., Karamandereci, H., and Letouzey, J. (1979), Formation of the grabens in southwestern Anatolia, *Bull. Min. Res. Explor. Ins. Turk.*, 92, 7-18.
- Emre, T., (1996), Gediz Grabeninin jeolojisi ve tektoniği, *Turkish Journ. of Earth Sciences*, 5, 171-186.
- Ergin, K. Güçlü, U., Uz, Z., (1967). A catalogue of earthquakes for Turkey and surrounding area. *Publ. Ist. Techn. Univer. Mining Fac.* 24, 189.
- Ergin, K., Güçlü, U, Aksoy, G., (1971), Türkiye dolaylarının deprem kataloğu (1965-1970) *YTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü yayınları*, 28.
- Erinç, S., (1955), Die morphologischen Entwicklungsstadien der Küçük Menderes-masse, *Review Univ. Yst. Geogr. Inst.*, 2, 93-95.
- Ersoy, Ş., (1990). 'Batı Toros naplarının yapısal öğelerinin ve evriminin analizi'. *Jeoloji Mühendislik Dergisi* 37, 3-16.

- Ersoy, Ş., (1991). 'Datça yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği'. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 34, 1-14.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z., and Değirmenci, E., (1991), Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi, ITU, Maden Fakültesi, *Jeofizik Bölümü yayını*, 198
- Eyidoğan, H. ve Barka, A., (1996), The 1 October 1995 Dinar earthquake, SW Turkey, *Terra Nova*, 8, 479-485.
- Goidobani, E., Comastri, A., Traina, G., (1994), Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10 th century. *Inst. Nazionale di Geofisica*. 504
- Graciansky, P. C. (1972). *Reserches géologiques dans le Taurus Lycien occidental*. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud Orsay no. 896, 762
- Gök, E. (2011), *Investigation of Earthquake Hazard ve Seismic Site Characteristic in the Examples of Bursa ve Izmir*, Doktora Tezi (ingilizce), Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, 170.
- Gök, E., Keçecioğlu, M., Çeken, U., Polat, O., (2012). "İzmirNET İstasyonlarında Standart Spektral Oran Yöntemi Kullanarak Zemin Transfer Fonksiyonlarının Hesaplanması" (incelemede).
- Hayward, A.B. (1984). Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian nappes and the Antalya complex, SW Turkey. In *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (eds J.E. Dixon and A.H.F. Robertson), 287-300. *Geological Society*, London, Special Publication no. 17.
- Izdar, E. (1975), Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi ve Ege Denizi çevresine ait üniteler ile karşılaştırılması, *E.Ü. Müh. Bilimleri Fak. Yayınları* 8, 59.
- Jackson, J.A. Mckenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 77, 185-264.

- Karamanderesi, Y. H. ve Yılmaz, S., (1982), Gediz vadisinde genç tektonik olaylar ve buna bağlı jeotermal enerji olanakları, *Türkiye Jeoloji Kurultay Bildiri özetleri*, 66
- Kaya, O., (1981), Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia, *Newslettewr Startigr.*, 10, 164-191.
- Ketin, Y., (1968), Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlyca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler, *MTA Enst. Derg.*, 71, 129-134
- Konno, K. & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. *Bulletin Seismological Society of America*, 88, 228–241.
- Lermo, J., & Chavez-Garcia, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin Seismological Society of America*, 83, 1574–1594.
- McKenzie, D.P., (1972), Active tectonics of the Mediterranean regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185
- McKenzie, D.P.,(1978), Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean sea and its surrounding regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254
- Nakamura Y (1989) “A method for dynamic characteristics of estimation of subsurface using microtremor on the ground”, *Q. Rep. RTRI* 30, 1.
- Nebert, K., (1978), Das braunkohlenführende Neogengebiet von Soma west Anatolien, *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 90, 20-72
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., (2004), Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics*, 391, 67-83.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., (2005), Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting

- with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219, 155–171.
- Okay, A., (1989), Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey: *ed. A.M.C. Şengör, Tectonic Evolution of the Tethyan Region, Kluwer Academic Publ.*, 109-116.
- Okay, A., Siyako, M., Birkan, K., (1991), Geology and evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Bulletin of the Technical University, İstanbul.*, 44, 155-219.
- Patton, S., (1992), Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, *Journal of the Geological Soc. of London*, 149, 1031-1044.
- Philippson, A. (1910-1915). Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien. Ergänzungshefte 167, 172, 177, 180, 183 der Petermanns Mitteilungen, Gotha, Jüstus Perthes.
- Polat, O., Çeken, U., Uran, T., Gök, E., Yılmaz, N., Beyhan, M., Koç, N., Arslan, B., Yılmaz, D. ve Utku, M. (2009), IzmirNet: A Strong-Motion Network in Metropolitan Izmir, Western Anatolia, Turkey, *Seism. Res. Lett.* 80:5, 831-838.
- Price, S. and Scott, B., (1994). Fault-block rotations at the edge of a zone of continental extension; southwest Turkey. *J. Struct. Geol.*, 16, 381-392.
- Roberts, S.C., (1988), Active normal faulting in Central Greece and Western Turkey, *PhD Thesis, University of Cambridge*.
- Seyitoğlu, G and Scott, B.C., (1991), Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey, *Geological Magazine*, 128, 155-166
- Seyitoğlu, G and Scott, B.C., (1992), The age of the Büyük Menderes Graben (West Turkey) and its tectonic implications, *Geological Magazine*, 129, 239-242
- Seyitoğlu, G and Scott, B.C., (1994), Late Cenozoic basin development in west Turkey, Gördes Basin: tectonics and sedimentation, *Geological Magazine*, 131, 631-637

- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., (1996), The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications, *Geological Journal*, 31, 1-11.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Kuşçu, İ., (1992), Türkiye Diri Fay Haritası, 1:2,000,000 ölçekli, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., (1984), Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics* 3, 693–707
- Şengör, A. M. C. Görür, N. ve Şaroğlu, F. (1985), Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Strike-slip Faulting and Basin Formation, edited by Biddke, K.T. and Christie-Blick, N. , *Society of Econ. Paleont. Min. Sp. Publ.* 227-264.
- Şengör, A.M.C., (1987), Cross faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.L. eds. Continental extensional tectonics, *Geological Society Special Publication*, 28, 575-589
- Sozibilir, H., Uzel, B., Sumer, O., Inci, U., Ersoy, Y. Kocer, T., Demirtas, R., & Ozkaymak, C. (2008). Evidence for a kinematically linked E-W trending Izmir Fault and NE-trending Seferihisar Fault: Kinematic and paleoseismological studies carried out on active faults forming the Izmir Bay, Western Anatolia. *Geological Bulletin of Turkey* 51 (2), 91-114 (in Turkish with English abstract).
- Turgut, S. (1988). Ege denizinin hidrokarbon aramaları yönünden irdelenmesi. *Turk. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1, 27-38.
- Türkelli, N., Kalafat, D. Kılıç, K ve Öz, G., (1990), 28 Ocak 1994 Manisa Depremi ve bölgenin deprem etkinliği, *Deprem Araştırma Bülteni.* 68, 32-57.
- Yalçınkaya, E., (2002), Zemin özelliklerinin deprem yer hareketine etkisi: 1 Ekim 1995 Dinar ve 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremi örnekleri, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., İstanbul.

- Yalçınkaya E., Alptekin Ö. (2003): “Dinar’da Zemin Büyütmesi ve 1 Ekim 1995 Depreminde Gözlenen Hasarla İlişkisi”, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, Yerbilimleri* , 27, 1-13
- Yalçınkaya E., (2005), “Bytnet (Bursa-Yalova-Türkiye İvme Ölçer Ağı) İstasyonlarında Yerel Zemin Etkilerinin İncelenmesi”, *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Fen ve Mühendislik Dergisi*, 7, 2, 75-85
- Yılmaz, Y. (1997). Geology of Western Anatolia. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly -project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, 31-54.

EKLER