

**T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**21.07.2017 TARİHLİ $M_w=6.5$ MUĞLA-BODRUM
AÇIKLARI DEPREMİNİN KUVVETLİ YER
HAREKETİ VERİLERİ KULLANILARAK ANALİZİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Khalil Rahman ALIZADA

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Dr. Öğr.Üyesi Ayhan KESKİNSEZER

Aralık 2020

BEYAN

Tez içindeki tüm verilerin akademik kurallar çerçevesinde tarafımdan elde edildiğini, görsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uygun Şekilde sunulduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezde yer alan verilerin bu üniversite veya başka bir üniversitede herhangi bir tez çalışmasında kullanılmadığını beyan ederim.

Khalil Rahman ALIZADA

07.12.2020

TEŞEKKÜR

Öncelikle bu çalışma süresince her aşamada bilgi ve tecrübelerini benden esirgemeyen, her zaman yanımda olduğunu bildiğim ve bana bu süreçte deneyimleri ile yol gösterici olan değerli danışman hocam Dr. Öğr.Üyesi Ayhan KESKİNSEZER’e en içten teşekkürlerimi sunarım. Bu süreç içerisinde karşılaştığım sorunlarda bana çözüm yolunda fikirlerini sunan, desteklerini her zaman yanımda hissettiğim ve bana kattıkları manevi değerler doğrultusunda sevgili hocam Dr. Öğr.Üyesi Günay BEYHAN ve yakın çalışma arkadaşlarım Dr. Nargis SADIQ ve Coşkun ERTUĞRUL’a teşekkür ederim. Çalışmamın ilk gününden itibaren büyük bir sabır ve anlayış içerisinde, maddi ve manevi desteklerini esirgemedi her zaman ve her şartta yanımda olan aileme sonsuz teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ	iv
ŞEKİLLER LİSTESİ	v
TABLolar LİSTESİ	viii
ÖZET	ix
SUMMARY	x
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ	1
1.1. 21 Temmuz 2017 Tarihli Gökova Körfezi depremi ($M_w=6,5$)	1
BÖLÜM 2.	
GÖKOVA KÖRFEZ'İN JEOLojİK VE TEKTONİĞİ	4
2.1. Bölgenin Tektoniği ve Jeolojisi	4
2.2. Depremsellik	9
2.2.1. Tarihsel depremler	10
2.2.2. Aletsel dönem depremleri	12
BÖLÜM 3.	
YER ALTI HAREKET ANALIZI TEKNİKLERİ VE PARAMETRELERİ	19
3.1. Deprem Karakteristikleri	19
3.1.1. Deprem lokasyonu	19

3.1.2. Deprem şiddeti	20
3.1.3. Deprem magnitüdü	21
3.1.3.1. Richter yerel magnitüdü (ML)	22
3.1.3.2. Yüzey dalgası büyüklüğü (Magnitüd-MS)	22
3.1.3.3. Cisim dalgası büyüklüğü (Magnitüd -MB)	23
3.1.3.4. Süreye bağlı büyüklük (Magnitüd-MD)	24
3.1.3.5. Moment büyüklüğü (Magnitüdü-MW)	25
3.1.4. Deprem enerjisi	28
3.2. Kuvvetli Yer Hareketi.....	29
3.2.1. Kuvvetli yer hareket istasyonların özellikleri	30
3.2.2. Kuvvetli yer hareketi parametreleri	32
3.2.2.1. Genlik karakteristiği	32
3.2.2.2. Spektrum parametreleri	36
3.2.2.3. Spektral parametreler	39
3.2.2.4. Kuvvetli hareketini süresi	40
 BÖLÜM 4.	
21 TEMMUZ 2017 MUĞLA-BODRUM AÇIKLARI DEPREMİNE AİT KUVVETLİ YER HAREKETİN KAYITLARI	42
4.1. Kuvvetli Yer Hareketin Kayıtları	42
4.2. Kuvvetli Yer Hareketi Parametreleri.....	52
4.3. Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarına Ait Tepki Spektrumları	60
4.4. Yerel Zemin Şartları Etkisi	66
 BÖLÜM 5.	
TARTIŞMA VE SONUÇ	67
 KAYNAKLAR	69
ÖZGEÇMİŞ	76

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

AFAD	: Afet ve Acil Durum Yöntemi Başkanlığı
EPV	: Efektif Pik Hız
GFZ	: Gökova Fay Zonu
GTZ	: Gökova Transfer Zonu
MBS	: Muğla-Bodrum İstasyonu
MGS	: Muğla-Güllük İstasyonu
MÖS	: Muğla-Ören İstasyonu
MMS	: Muğla-Marmaris İstasyonu
MDS	: Muğla-Datça İstasyonu
MTA	: Maden Teknik ve Arama
MM	: Mercalli Cetveli
MSK	: Medvedev Spoonheuer Karnik
PGA	: Peak Ground Acceleration
PGV	: Peak Ground Velocity
PGD	: Peak Ground Displacement
PHA	: Peak Horizontal Acceleration
TDVMS	: Türkiye Deprem Veri Merkezi Sistemi
T_f	:Toplam Kayıt Süresi

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1. 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi depremin odak mekanizma çözümü, enlem ve boylamı (AFAD, 2017)	1
Şekil 1.2. 21 Temmuz 2017 Gökova (Ege Deniz) depremi ve artçı depremlerin günlük dağılımı (AFAD, 2017)	2
Şekil 2.1. Gökova Körfezin fay zonu ve çevresinin genç tektonik hatları (Görür ve ark., 1995 ; Kurt ve ark., 1999; Dirik, 2007)	4
Şekil 2.2. Gökova Körfezi boyunca çok kanallı sismik yansıma çalışmaları ile alınan sismik kesitlerden 11 nolu kesit (A) ve yorumlanmış hali (B) (Kurt ve ark., 1999)	7
Şekil 2.3. Datça Fayının ayrıntılı hız fonksiyon analizi ile gerçekleştirilen derinlik göçü (Kurt ve ark., 1999)	7
Şekil 2.4. Gökova Körfezi çevresinin jeolojik haritası (Ercan ve Gedik, 1983; Ersoy, 1990; Ersoy, 1991; Kurt, ve ark., 1999; Genç ve ark., 2001; Boekhout ve ark.,2009)	8
Şekil 2.5. Gökova Körfezi ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Görür ve Okay, 1996)	9
Şekil 2.6. Gökova Tarihsel dönemde meydana gelen depremlerin dağılımı (AFAD, 2017)	12
Şekil 2.7. Gökova Aletsel dönemde meydana gelen depremlerin (AFAD, 2020) ..	12
Şekil 3.1. Bir depremin konumu (iç ve dış merkez) belirlemek için kullanılan parametreler (google, 2019)	20
Şekil 3.2. Moment magnitüd hesabı için örnek model	26
Şekil 3.3. Magnitüd ölçeklerinin doygunluğu ile değişik magnitüd türleri arasındaki ilişki (MS: yüzey dalgası büyüklüğü, MW: Moment büyüklüğü ML: Yerel büyüklüğü, MB: Kısa periyodlu cisim dalgası	

büyükluğu ve MJMA: Japon Meteoroloji Kurumu büyüklüğü) (Heaton, 1982)	28
Şekil 3.4. Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) Deprem Araştırma Dairesi bünyesinde işletilmekte olan Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt deprem istasyon dağılım haritası (AFAD, 2019)	30
Şekil 3.5. 17 Ağustos 1999 yılında meydana gelen Kocaeli Depremi, Sakarya’da bulunan deprem istasyonu ile alınan kuvvetli yer hareketi kaydının D-B bileşeni ivme, hız ve yerdeğiştirme dalga tipi	34
Şekil 3.6. 12 Kasım 1999 yılında Düzce depremi, Bolu’da bulunan deprem istasyonu kayıplarına göre yatay bileşenlerine ait ivme kayıtlarından, pik ivmeler, kuvvetli yer hareketinin genel parametreleri göstermektedir (Çeken, 2000)	35
Şekil 4.1. 21.07.2017 tarihinde meydana gelen Bodrum Açıkları Depreminde kayıt alan Kuvvetli Yer Hareketi istasyonları ve ölçülen en büyük ivmelerin dağılımı (AFAD, 2017)	42
Şekil 4.2. Muğla-Bodrum istasyona (MBS) ait üç bileşenin ivme kaydı	44
Şekil 4.3. Muğla-Güllük istasyona (MGS) ait üç bileşenin ivme kaydı	44
Şekil 4.4. Muğla-Ören istasyona (MÖS) ait üç bileşenin ivme kaydı	45
Şekil 4.5. Muğla-Marmaris istasyona (MMS) ait üç bileşenin ivme kaydı.....	45
Şekil 4.6. Muğla-Datça istasyona (MGS) ait üç bileşenin ivme kaydı	46
Şekil 4.7. Muğla-Bodrum istasyona (MBS) ait üç bileşenin hız kaydı	46
Şekil 4.8. Muğla-Güllük istasyona (MGS) ait üç bileşenin hız kaydı	47
Şekil 4.9. Muğla-Ören istasyona (MÖS) ait üç bileşenin hız kaydı	47
Şekil 4.10. Muğla-Marmaris istasyona (MMS) ait üç bileşenin hız kaydı.....	48
Şekil 4.11. Muğla-Datça istasyona (MDS) ait üç bileşenin hız kaydı	48
Şekil 4.12. Muğla-Bodrum istasyona (MBS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı	49
Şekil 4.13. Muğla-Güllük istasyona (MGS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı .	49
Şekil 4.14. Muğla-Ören istasyona (MÖS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı	50
Şekil 4.15. Muğla-Marmaris istasyona (MMS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı ..	50
Şekil 4.16. Muğla-Datça istasyona (MDS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı ...	51
Şekil 4.17. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MBS’una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler.....	54

Şekil 4.18. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MGS'una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler	55
Şekil 4.19. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MÖS'una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler	56
Şekil 4.20. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MMS'una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler	57
Şekil 4.21. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MDS'una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler	58
Şekil 4.22. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Bodrum depreminde MBS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spectrum	59
Şekil 4.23. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Güllük depreminde MGS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spektrumu	59
Şekil 4.24. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Ören depreminde MÖS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spektrumu	59
Şekil 4.25. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Marmaris depreminde MMS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spektrumu	60
Şekil 4.26. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Datça depreminde MDS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spektrumu	60
Şekil 4.27. 21 Temmuz 2017 'deki Muğla-Bodrum depreminde MBS'una ait K-G, D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikler	61
Şekil 4.28. 21 Temmuz 2017 'deki Muğla-Güllük depreminde MGS'una ait K-G, D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikleri	62
Şekil 4.29. 21 Temmuz 2017 'deki Muğla-Ören depreminde MÖS'una ait K-G, D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikleri	63
Şekil 4.30. 21 Temmuz 2017 'deki Muğla-Marmaris depreminde MMS'una ait K-G D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikleri	64
Şekil 4.31. 21 Temmuz 2017 'deki Muğla-Datça depreminde MDS'una ait K-G D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikleri	65

TABLolar LİSTESİ

Tablo 2.1. Çeşitli Çalışma alanı ve çevresinde tarihsel dönemde meydana gelen depremler (Ergin, ve ark., 1971; Papazachos ve Papazachou, 1997) .	10
Tablo 2.2. Gökova Körfezi ve çevresinde 1900 yılı ve sonrası meydana gelen aletsel büyüklüğü 4,5 ve üzerindeki depremler ve etkileri (AFAD, 2020)	14
Tablo 4.1. Muğla-Bodrum Depremini ($M_w=6,5$) kaydeden en yakın beş istasyondan alınan önemli parametrelerin değerleri (AFAD, 2017) ...	43

ÖZET

Anahtar kelimeler: Gökova Körfezi, Deprem, İvme kaydı, Kuvvetli yer hareketi, Süre.

21.07.2017 günü, saat 01:31'de Bodrum-Muğla merkezli bir deprem meydana gelmiştir. AFAD – TDVMS (Türkiye Deprem Veri Merkezi Sistemi)'nden alınan verilerle yapılan çözüm sonucu elde edilen büyüklük $M_w = 6,5$ olarak güncellenmiştir. Depremden hemen sonra büyüklükleri 1,8–5,0 arasında değişen 511 (22/07/2017-10:00 itibariyle) artçı deprem meydana gelmiştir. Depremin merkez üssüne en yakın yerleşim yeri Muğla ilinin Bodrum ilçesine bağlı Merkez köyüne kuş uçuş uzaklığı 12,09 km'dir.

21.07.2017 (01:31) Muğla-Bodrum Depremi ($M_w = 6,5$), deprem episantrına 9,87 ile 43,05 km uzaklıklardaki AFAD Türkiye Kuvvetli Yer Hareketi Gözlem ağına ait 22 adet ivme-ölçer istasyonu (ilk belirlemelere göre) tarafından kaydedilmiştir. Depremin dış merkezine 9,87km uzaklıktaki en yakın istasyon Muğla-Bodrum istasyonu olup en yüksek ivme değerleri sırasıyla K-G bileşeninde 158,78 cm/sn², D-B bileşeninde 102,01 cm/sn² ve düşey bileşeninde 88,04 cm/sn² olarak ölçülmüştür. Ayrıca, S dalga fazının K-G ve D-B bileşeninde 8,5 sn kaydedildiği gösterilmiştir. MTA diri fay haritasına (2012) göre, deprem episantrı yakınlarında bulunan önemli fay sistemleri Gökova Fay Zonu'dur.

21.07.2107 Gökova Körfezi açıklarında meydana gelen $M_w = 6,5$ büyüklüğündeki deprem, Körfezi kuzeyden sınırlayan K82D-53GB eğimli normal fay üzerinde meydana gelmiştir.

Deprem saati, yapısal hasarı belirleyen önemli parametrelerden biridir. Muğla-Bodrum istasyonunda ivme değeri 158,78 cm/ sn²'den daha yüksek olduğu ve yaklaşık 11 saniye sürdüğü açıklanmıştır. Alan önemli sismik faaliyetlere ve karmaşık arıza sistemlerine sahiptir. Muğla-Bodrum istasyonundaki ivme kaydı, kuvvetli yer hareketi sismolojisi için çok önemlidir. Yer ivme kaydı beklenen ampirik değerlerden daha yüksek olmasından dolayı, binalarda büyük zararlar meydana gelmiştir.

ANALYSIS OF $M_w = 6.5$ MUĞLA-BODRUM EARTHQUAKE USING STRONG GROUND MOTION DATA ON 21.07.2017

SUMMARY

Keywords: Gulf of Gökova, earthquake, acceleration, strong ground motion, duration, record.

On 21.07.2017, at 01:31, there was an earthquake centered in Bodrum-Muğla. AFAD-TEDCS (Turkey Earthquake Data Center System) is taken from the obtained solution was made with data updated $M_w = 6.5$ magnitude. Immediately after the earthquake, 511 aftershocks with magnitudes varying between 1.8 and 5.0 (as of 22/07/2017-10:00) occurred. The closest settlement to the epicenter of the earthquake is the Central village of Bodrum district of Muğla province (12.09 km).

21.07.2017 (01:31) Muğla-Bodrum earthquake ($M_w = 6.5$) earthquake epicenter at 9.87 and 43.05 km from the AFAD Turkey Strong Motion Observation network of 22 accelerometers station (first estimate) recorded by. The closest station at a distance of 9.87km to the outer center of the earthquake is Muğla Bodrum station and the highest acceleration values were measured as 158.77cm/s^2 in the N-S component, 102.01cm/s^2 in the E-W component and 88.04cm/s^2 in the vertical component, respectively. It has also been shown that the S wave phase is recorded for 8.5 seconds in the K-G and E-W component. According to the MTA active fault map (2012), the major fault systems located near the earthquake epicenter are the Gökova Fault Zone.

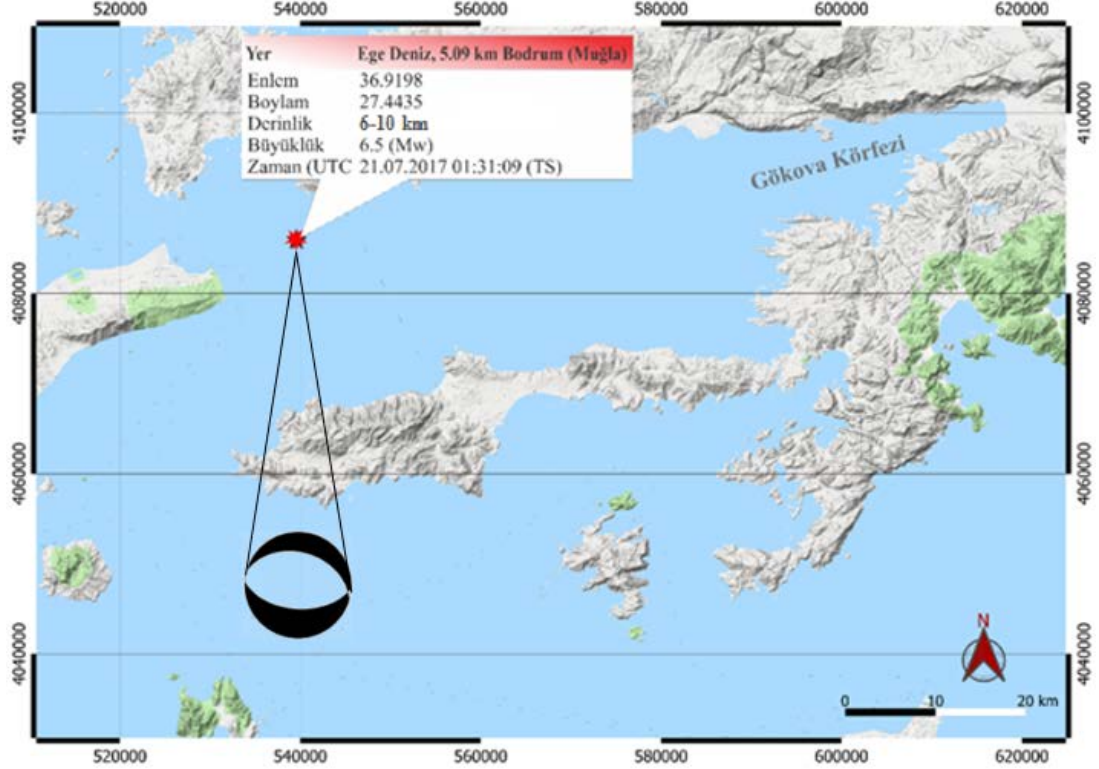
The earthquake of $M_w = 6.5$ magnitudes occurred on the N82E-53SW sloping normal fault that bounded the Gulf from the north.

The earthquake time is one of the important parameters that determine structural damage. It has been announced that the acceleration value at Muğla-Bodrum station is higher than 158.78cm/sec^2 and takes about 11 seconds. The area has significant seismic activities and complex fault systems. The acceleration record at Muğla-Bodrum station is very important for strong ground motion seismology. Since the location record is higher than the expected empirical values, major damages have occurred in the buildings.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

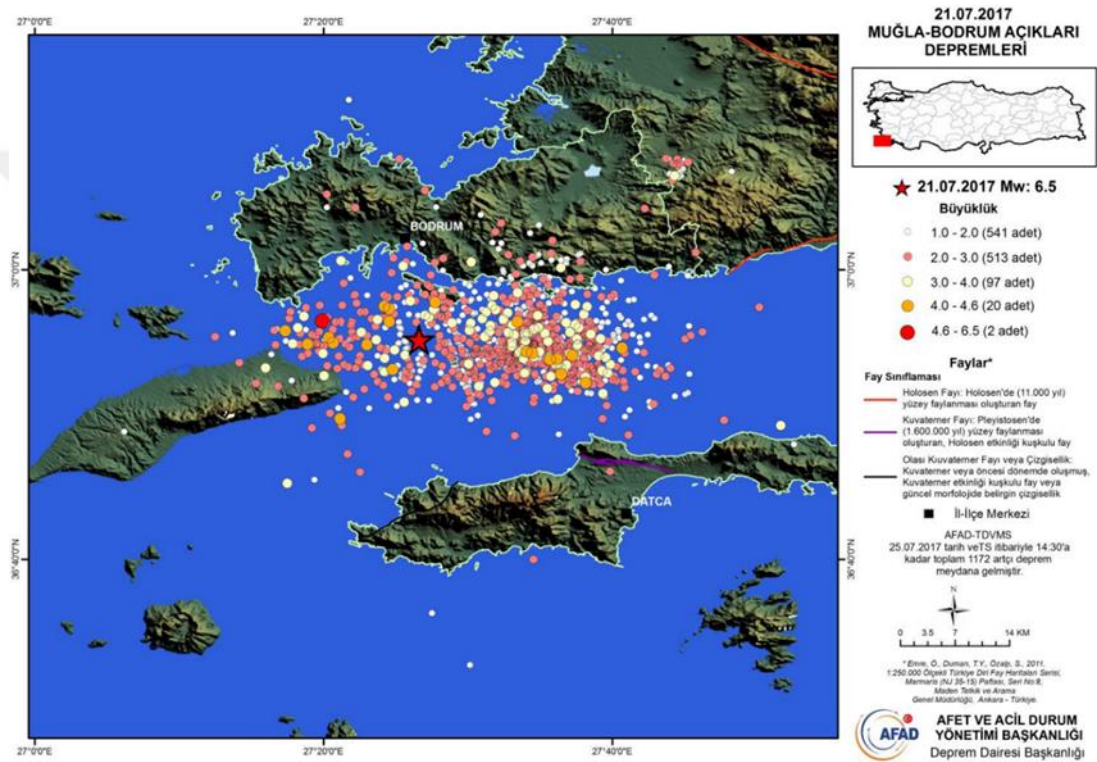
1.1. 21 Temmuz 2017 Tarihli Gökova Körfezi depremi (Mw=6,5)

Gökova depremi 21 Temmuz 2017'de yerel saatle 01:31'de gerçekleşmiştir. depremin başta Muğla iline bağlı Bodrum, Datça ve Marmaris olmak üzere, Koş Adası'nda da şiddetli hissedilmiş ve deprem sırasında Bodrum güney kıyılarında küçük ölçekli tsunami dalgaları oluşmuş (AFAD, 2017). AFAD – TDVMS (Türkiye Deprem Veri Merkezi Sistemi)'nden alınan verilerle yapılan çözüm sonucu elde edilen depremin büyüklük Mw= 6,5 olarak tespit edilmiştir (AFAD, 2017).



Şekil 1.1. 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi depremin odak mekanizma çözümü, enlem ve boylamı (AFAD, 2017).

2017). Depremden sonra büyüklükleri 1,8–5,0 arasında değişen 511 artçı sarsıntı kaydedilmiştir. Ana depremden sonraki bir ay içerisinde yaklaşık 5000 adet artçı sarsıntı kaydedilmiştir Şekil 1.2. Artçı sarsıntılarının dağılımı incelendiğinde, doğu batı yönünde düzenli bir dağılım göstermesine rağmen özellikle doğu kesiminde belirgin bir kömelenme göze çarpmaktadır. Sonuç olarak depremin geniş yüzeyli bir faya neden olduğu açıklanmıştır (AFAD, 2017).



Şekil.2. 21 Temmuz 2017 Gökova (Ege Deniz) depremi ve artçı depremlerin günlük dağılımı (AFAD, 2017).

Depremin odak derinliği yaklaşık 6-10 km olduğu açıklanmıştır. Deprem episantrına en yakın fay sistemleri, güneye eğimli normal fay karakterindeki Gökova Fay Zonu (GFZ) ve kuzeye eğimli Datça Fayı olarak düşünülmektedir (KANDİLLİ RASATHANESİ, 2017). Odak mekanizması çözümüne göre fay ve yardımcı düzlemlerin değerleri Doğrultu1 = 275, Eğim1=38, Kay.Açı1= -80 ve Doğrultu2=82, Eğim2=53, Kay.Açı2= -98 olarak bulunmuştur (Kadirioğlu ve ark., 2017). Söz konusu çözüme göre depreme neden olan fay D-B doğrultulu ihmal edilebilir doğrultu atım bileşeni olan normal faydır. (Kadirioğlu ve ark., 2017).

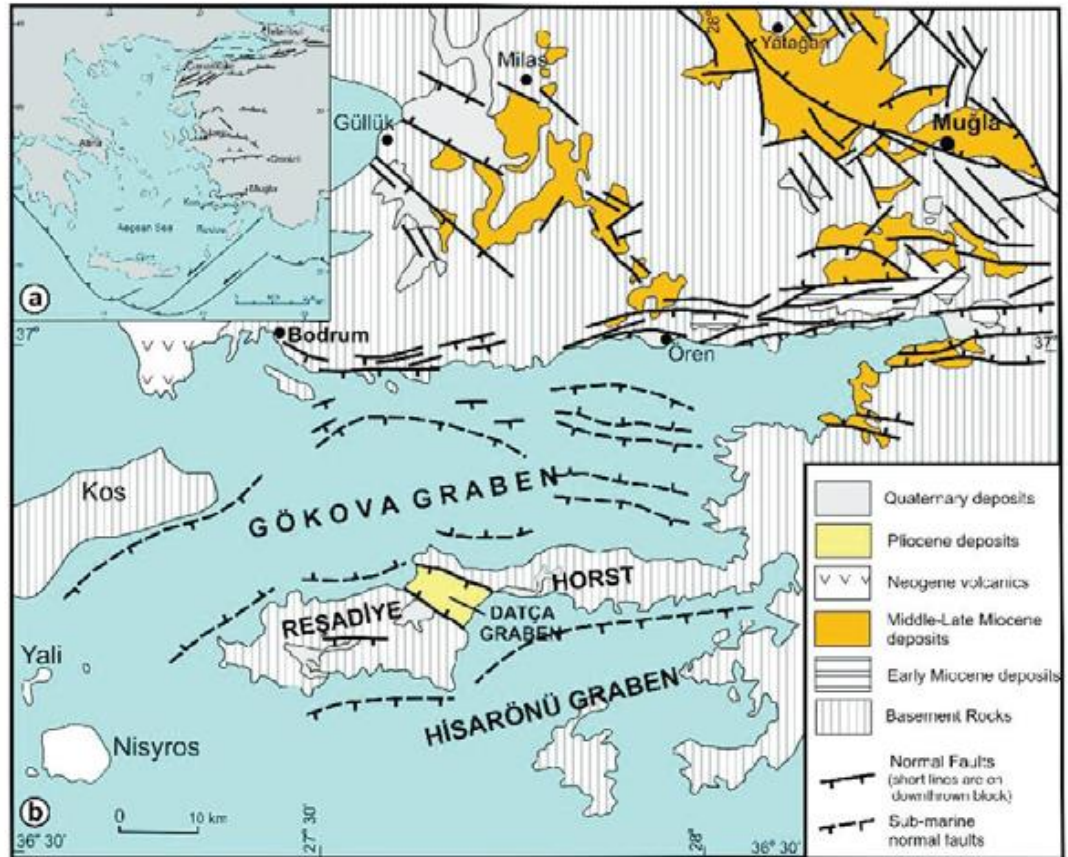
Aletsel dönemde Gökova Körfezi ve yakın çevresinde etkilenen çok sayıda depremler meydana gelmiş örneğin, 1926 yılında Oniki Adalar-Akdeniz $M=7,7$ depremi, 1933 Kos Adası ile Datça Yarımadasının arasında ($M_s=6,4$) depremi, 1941 yılında Muğlada meydana gelen $M=6,5$ depremidir. (KANDİLLİ RASATHANESİ, 2017). Depremlerin odak mekanizması çözümleri özellikle körfezin doğusunda (GFZ) ile uyumlu olacak şekilde DB uzanımlı normal faylanma gösterirken, Kos adasının güneyinde meydana gelen depremlerde doğrultu atım bileşeni artmıştır (Kadirioğlu ve ark., 2017).

Bu çalışmada, 21 Temmuz 2017'de meydana gelen Gökova Körfezi depreminde ana şok güçlü hareket (ivme) kayıtları incelenmiş ve özellikleri değerlendirilmiştir. Güçlü hareket kayıtları Türkiye Cumhuriyeti Başbakanlık AFAD ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığına ait 209 güçlü hareketli istasyonlar tarafından kaydedilmiş. En uzak istasyonun kaydettiği deprem 99 km'lik Kavaklıdere istasyonunda, en yakın istasyon 12 km uzaklıktaki Muğla-Bodrum istasyonudur. Ayrıca, Muğla-Bodrum istasyonu, depremin sonucunda meydana gelen fayın kuzeybatısında bulunmaktadır. KG ve DB yönleri ile PGA değerleri sırasıyla 158,76 gal ve 21,29 gal'dır (AFAD, 2017).

BÖLÜM 2. GÖKOVA KÖRFEZ’İN JEOLojİK VE TEKTONİĞİ

2.1. Bölgenin Tektokniği ve Jeolojisi

Gökova körfezi, Türkiye’nin güneybatı kıyısında bulunmakta ve yaklaşık olarak D-B doğrultusunda 90 km uzunluğunda, K-G doğrultusunda 25 km genişliğinde aktif bir graben sistemidir (Şekil 2.1.). Bu körfez, K-G yönlü bölgesel açılma tektoniği etkisi altında bulunan Batı Anadolu-Ege Denizi alanının bir parçasıdır (Taymaz, 1990; Taymaz ve ark., 1990; Taymaz ve ark., 1991; Taymaz ve ark., 2004a; Taymaz ve ark., 2004b; Taymaz ve ark., 2007; Taymaz ve ark., 2008).



Şekil 2.1. Gökova Körfezin fay zonu ve çevresinin genç tektonik hatları (Görür ve ark., 1995 ; Kurt ve ark., 1999; Dirik, 2007).

Gökova körfezi ve ovası Alp orojen kuşağı içinde genç bir çöküntü alanı olan ege denizinden Anadolu'ya doğru sokulan çöküntü hendeklerinden Kerme körfezi çukurluğu içindedir. Bu çukurluk tamamen iki farklı jeolojik bölümü birbirinden ayırıp derin bir tektonik sınıra tekabül eder. Bölgenin kuzeyinde bulunan blok metamorfik taslardan (yarı kristalize kalkerler ve mermerler) oluşmuş, güneyde ise kısmen serpantinleşmiş büyük bir peridotit kütlesi bulunmaktadır. Bu iki bölüm hem jeolojik ve tektonik açısından hem de jeomorfolojik özellikleriyle birbirinden farklıdır.

Kuzeydeki kristalize kalkerler 600-700 m. yükseklikte üstü az arızalı Gökova Körfez'ine bakan yamaçları dik bir blok görünümündedir. Bunun üzerinde genç tektonik hareketlerden doğan engebeler ve daha çok bu hareketlerin hazırladığı çizgiler boyunca gelişmiş karstik Şekiller bulunur. Buna karşılık güneyde genellikle serpantin kütle yamaçları, flüviyal asınma ile parçalanmasından oluşmuş tepelik alanlardır. Gökova alüviyal düzlüğünü doğudaki çukurlardan ayıran 150–200 m. yükseklikteki esik alanına da jeolojik yapının yersekileri üzerindeki etkisi belirgindir (Kayan, 1971; Kayan, 1978).

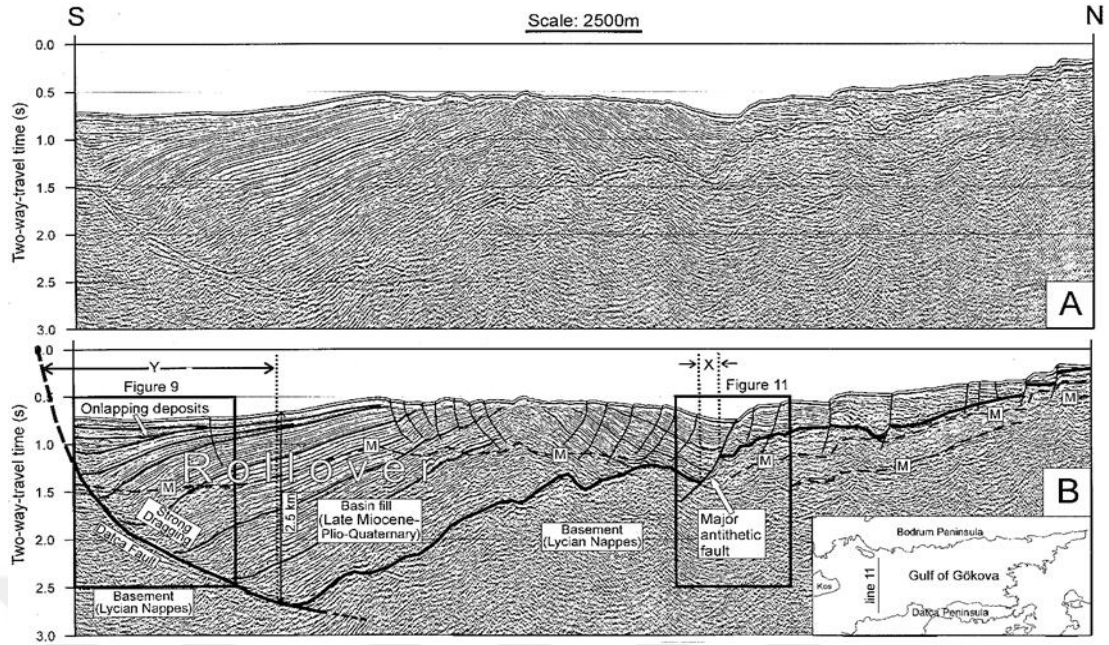
Gökova Körfezi geçmişten günümüze kadar farklı araştırmacılar ve farklı yöntemlerle incelenmiştir, bu körfezin genel tektonik yapısı mikrotektonik araştırmaları, paleomanyetik çalışmaları, jeofizik yöntem ve arazi gözlemleri yardımıyla incelenmiştir (Kissel, ve ark., 1986; Kurt ve ark., 1999; Kurt , 2000; Ullg ve ark., 2005). Bu körfezde toplam açılma hızı minimum 1,1 mm/yıl, toplam açılma miktarı da minimum 5,5 km olarak açıklanmıştır (Kurt ve ark., 1999).

Batı Anadolu'nun jeolojik ve jeomorfolojik yapısında açılma tektoniğinin etkileri açık bir şekilde görülebilmektedir. Yapılan araştırmalara göre, bu bölge başlıca birbirini takip eden iki tektonik evre ile karakterize edilmektedir. Birinci evre, bölgede saatin tersi yönünde dönmeye neden olan ve KB-GD yönelimli rift ve graben sistemini (örn; Milas-Ön, Yatağan-Muğla riftleri) oluşturan K-G yönlü paleotektonik rejimdir. İkincisi ise, D-B yönelimli rift ve graben yapılarının (örn; Gökova grabeni) gelişmesinde etkili K-G yönlü açılma rejimidir (Görür, ve ark., 1995).

Körfez içerisinde son yıllarda meydana gelen orta büyüklükteki depremler ($M_w \geq 5,0$), güncel deformasyonun yapısını ve aktif tektonizmayı anlamak açısından oldukça büyük öneme sahiptir.

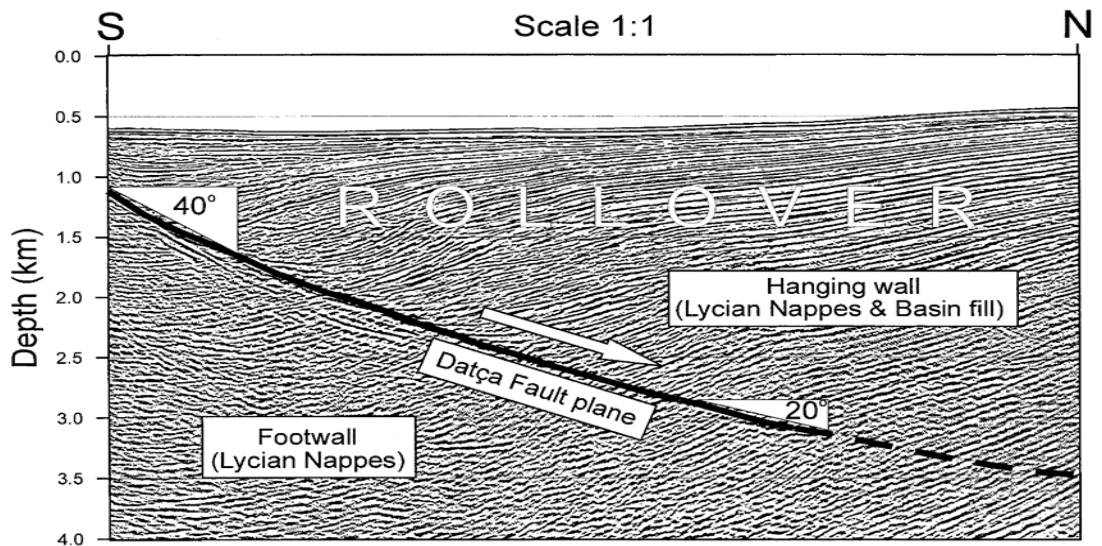
Gökova körfezin kuzeyinde birçok normal faylar ve güneyinde ana bir süreksizliğin olduğu yapılan sismik yansıma verileri yardımıyla ortaya konulmuştur. Oluşan bu normal faylar deniz tabanını ve taban dolgusunu kesip genel olarak D-B ve KB-GD uzanımlıdır. Körfezin içine doğru ana faylar ve onlarla bağlantılı antitetik ve sentetik faylar daha az gözükmemektedir. Horst-graben sistemleri de bu körfizde bulunmaktadır, bunlar küçük ölçekli olup KB-GD uzanımlıdır. Körfezin kuzeydoğusunda bulunan nehirlerin delta birikimleri sebebiyle deniz tabanı nispeten sıg ve pürüzsüz bir yapıya içerir (Placeholder, 2000).

Gökova Körfezi kuzeyden, Gökova Fay Zonu (GFZ) tarafından denetlenir ve bu fay zonu 180 km uzunluğundaki D-B uzanımlı, körfezin güneye eğimlidir. Datça ve Selimiye Fayları Körfezi güneyden denelenmekte ve bu faylar BKB-DGD gidişli, kuzeye eğimlidir. Gökova Körfezi aktif graben sistemi olarak yukarıda açıklanan iki fay zonu arasında bulunur. Gökova Fay Zonu, Karaada güneyinden bulunan Kos adasına yönelir ve GB yönünde Ege Denizi içerisine devam etmektedir. Bu körfez Batı Anadolu Açılma Sistemi içerisinde yer almakta, tarihsel ve aletsel dönemlerinde yoğun bir sismik etkinlik göstermektedir. (Kadirioğlu ve ark., 2017). Datça fayı kuzeye eğimli, Gökova Körfezi güney taraftan sınırlayıp ana fay sistemi olarak çok net bir şekilde görülmektedir. Aynı şekilde bu faya antitetik biçimde gelişen körfezin kuzeyinde güneye eğimli diğer faylarda söz konusu kesit üzerinde işaretlenmiştir. Kesitte siyah kalın çizgiler, körfezin içindeki engebeli yüzeyleri tanımlarken, ince çizgiler dikkat çeken fayları göstermektedir (Şekil 2.2.) (Kurt ve ark., 1999).



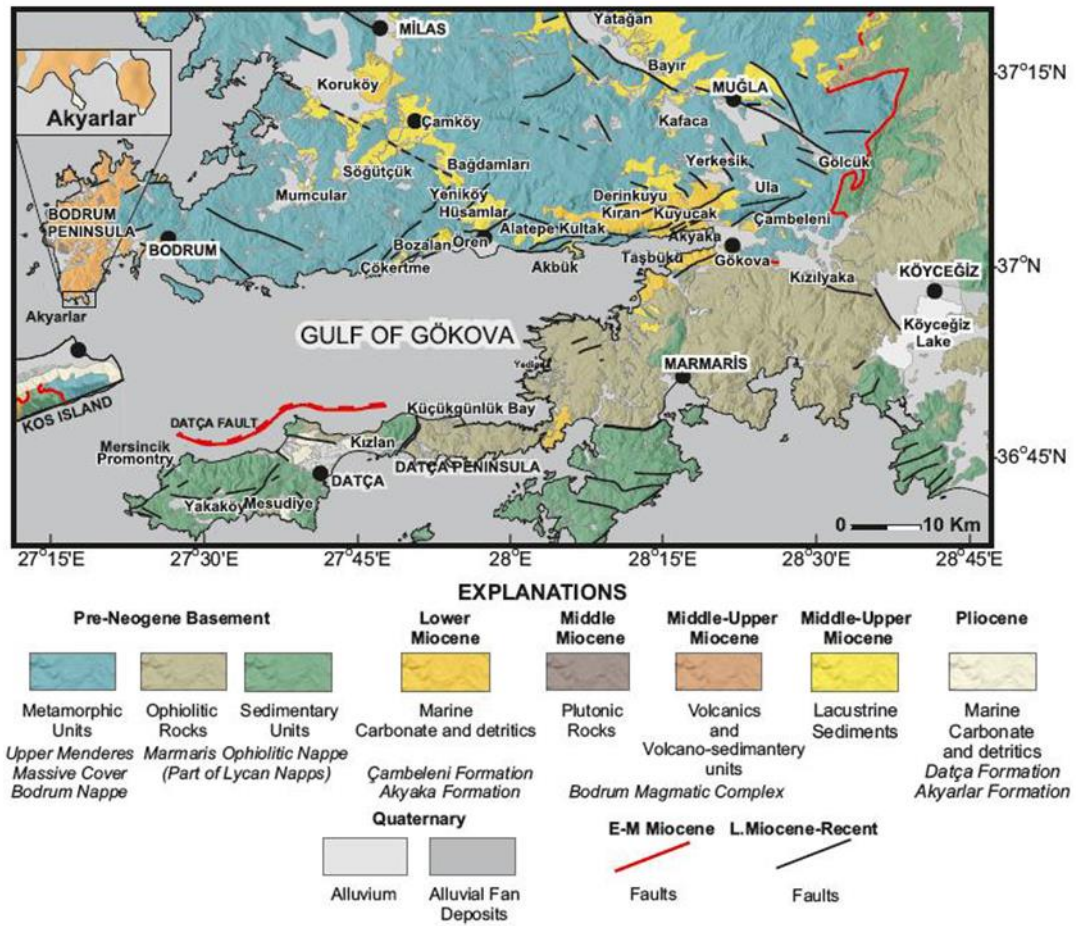
Şekil 2.2. Gökova Körfezi boyunca çok kanallı sismik yansıma çalışmaları ile alınan sismik kesitlerden 11 nolu kesit (A) ve yorumlanmış hali (B) (Kurt ve ark., 1999).

Datça fayının fay düzleminin düzlemsel mi yoksa kavisli mi olduğunu tespit etme ve derinlik göcünü gözlemlemek amacı ile Yine tarafından ayrıntılı bir hız fonksiyonu analizi gerçekleştirilmiştir. Yapılma analizin sonuçlarına göre Datça Fayı kuzeye doğru yaklaşık 40 derecelik bir eğimle başladığı ve derinlere doğru inildikçe düşmesi (20 derece) ve fayın listirklendiği gözlenmiştir. Şekil 2.3. Bu sonuç ile ana şoukun odak mekanizması çözümünde elde edilen 38 derecelik fay eğimi oldukça uyumlu görünmektedir (Kurt ve ark., 1999).

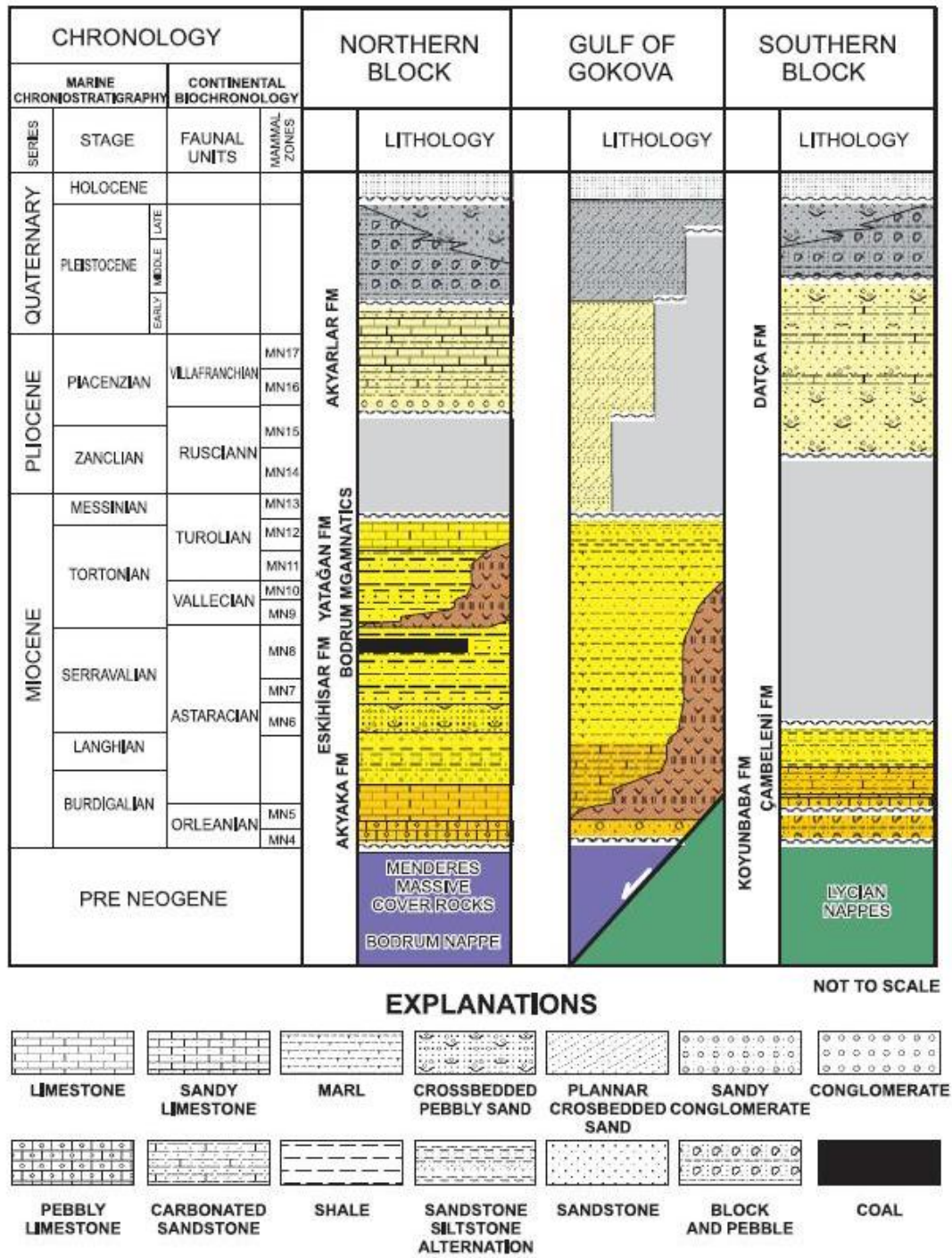


Şekil 2.3. Datça Fayının ayrıntılı hız fonksiyon analizi ile gerçekleştirilen derinlik göcü (Kurt ve ark., 1999).

Gökova körfezin kuzeyinde budrum yarımadası ve güneyinde ise Datça yarımadası bulunur. Bu bölgelerin jeolojilerinin incelendiğinde, Bodrum yarımadasında Neojen içerisinde metamorfik birimler, yer yer orta-üst miyosen yaşlı volkanikler gözlenirken, körfezin güneyinde Datça Yarımadası civarında, yine Neojen içerisinde Ofiyolitik birimler ve sedimenter birimler yaygın olarak gözlenmektedir Şekil 2.4. (Tur ve ark., 2015).



Şekil 2.4. Gökova Körfezi çevresinin jeolojik haritası (Ercan ve Gedik, 1983; Ersoy, 1990; Ersoy, 1991; Kurt, ve ark., 1999; Genç ve ark., 2001; Boekhout ve ark., 2009).



Şekil 2.5. Gökova Körfezi ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Görür ve Okay, 1996).

2.2. Depremsellik

Depremsellik veya (seismicity) kelimesi literatürde geniş ölçüde dile getirilmekle birlikte, genel olarak depremlerin zaman ve uzaydaki depremlerin dalgaları dağılımları için kullanılmaktadır (Özmenek, 1996).

Çalışma alanının depremselliğinin ve depremsellik parametrelerinin belirlenebilmesi için tarihsel ve aletsel dönem depremin meydana gelmesini net bir Şekilde bilinmesi gerekmektedir. Bunun için çalışma alanı içerisinde meydana gelen depremlerin zaman ve uzay içerisindeki dağılımını tanımlayan homojen ve belirli bir standartta hazırlanan deprem kataloglarına gereksinim vardır. Bu katalogların belirli standartlara uygun Şekilde hazırlanıp homojen hale getirilmesi için de birtakım kurallara dikkat edilmelidir.

2.2.1. Tarihsel depremler

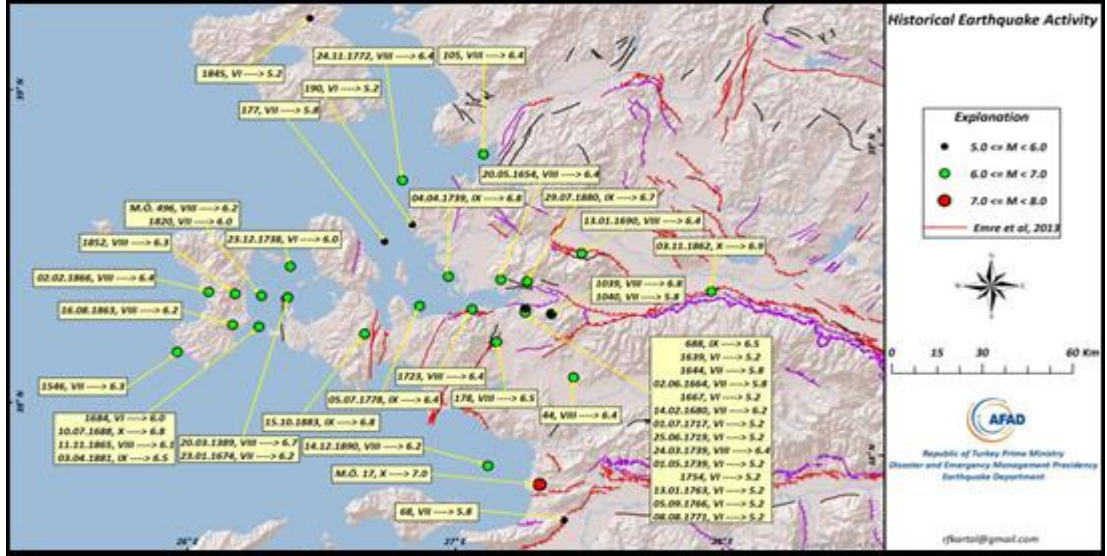
Tarihsel dönem için 48 depremin kayıtlarına ulaşılmıştır. İlk deprem M.Ö. 496 yılında Sakız adası ile Çeşme arasında meydana gelmiş ve şiddeti VIII olarak verilmiştir (Papazachos ve Papazachou, 1997). Bölgedeki en büyük deprem ise, M.Ö. 17 yılında Kuşadası çevresinde X şiddetinde etkili olmuştur (Papazachos ve Papazachou, 1997). Depremlerin aletsel büyüklükler ise 5,2 - 7,0 arasında değişmektedir Tablo 2.1. Tarihsel dönem depremleri daha çok İzmir Körfezi çevresi ile Sakız Adası-Çeşme arasında yoğunlaşmıştır (Şekil 2.6.).

Tablo 2.1. Çeşitli Çalışma alanı ve çevresinde tarihsel dönemde meydana gelen depremler (Ergin, ve ark., 1971; Papazachos ve Papazachou, 1997).

No	Date	Latitude	Longitude	M	Intensity
1	M.Ö 496	38.40	26.20	6.2	VIII
2	M.Ö 17	37.85	27.30	7.0	X
3	44	38.20	27.40	6.4	VIII
4	68	37.74	27.40	5.8	VII
5	105	38.90	27.00	6.4	VIII
6	177	38.60	26.65	5.8	VII
7	178	38.30	27.10	6.5	VIII
8	190	38.66	26.75	5.2	VI
9	688	38.41	27.20	6.5	IX
10	1039	38.40	27.30	6.8	VIII
11	14.02.1680	38.40	27.20	6.2	VII
12	1684	38.30	26.20	6.0	VI
13	10.07.1688	38.30	26.20	6.8	X
14	13.01.1690	38.60	27.40	6.4	VII
15	01.07.1717	38.41	27.20	5.2	VI
16	25.06.1719	38.41	27.20	5.2	VI

Tablo 2.1. (Devamı)

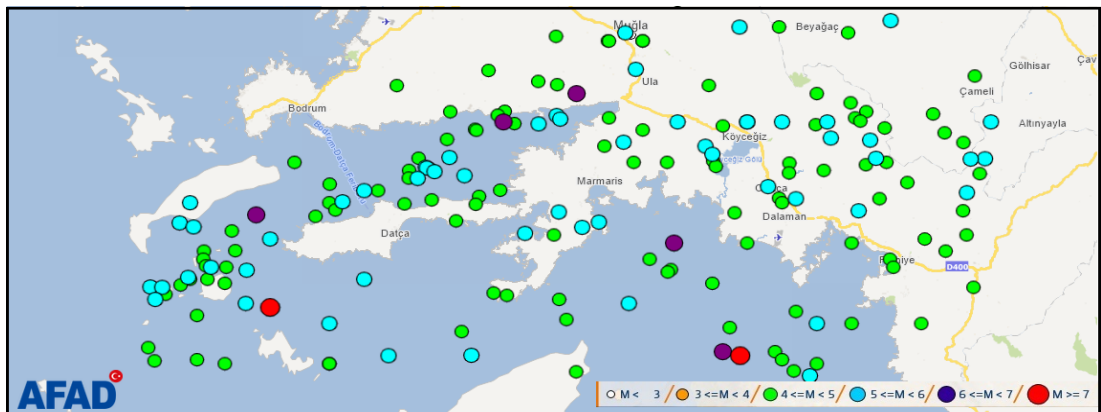
No	Date	Latitude	Longitude	M	Intensity
17	1723	38.40	27.00	6.4	VIII
18	23.12.1738	38.50	26.30	6.0	VI
19	24.03.1739	38.41	27.20	6.4	VIII
20	04.04.1739	38.50	26.90	6.8	IX
21	1040	38.40	27.30	5.8	VII
22	20.03.1389	38.40	26.30	6.7	VIII
23	1546	38.20	25.90	6.3	VII
24	1639	38.41	27.20	5.2	VI
25	1644	38.41	27.20	5.8	VII
26	20.05.1654	38.50	27.10	6.4	VIII
27	02.06.1664	38.41	27.20	5.8	VII
28	06.04.1667	38.41	27.20	5.8	VI
29	1667	38.41	27.20	5.2	VI
30	23.01.1674	38.40	26.30	6.2	VII
31	01.05.1739	38.41	27.20	5.2	VI
32	1754	38.41	27.20	5.2	VI
33	13.01.1763	38.41	27.20	5.2	VI
34	05.09.1766	38.41	27.20	5.2	VI
35	08.08.1771	38.41	27.20	5.2	VI
36	24.11.1772	38.80	26.70	6.4	VIII
37	05.07.1778	38.40	26.80	6.4	IX
38	1820	38.40	26.20	6.0	VII
39	1845	39.30	26.30	5.2	VI
40	1852	38.40	26.10	6.3	VIII
41	03.11.1862	38.50	27.90	6.9	X
42	16.08.1863	38.30	26.10	6.2	VIII
43	11.11.1865	38.30	26.20	6.1	VIII
44	02.02.1866	38.40	26.00	6.4	VIII
45	29.07.1880	38.50	27.20	6.7	IX
46	03.04.1881	38.30	26.20	6.5	IX
47	15.10.1883	38.30	26.60	6.8	IX
48	14.12.1890	37.90	27.10	6.2	VIII



Şekil 2.6. Gökova Tarihsel dönemde meydana gelen depremlerin dağılımı (AFAD, 2017).

2.2.2. Aletsel dönem depremleri

Sunulan bu çalışmada aletsel dönem için, 01.01.1900-31.08.2017 tarih aralığında oluşmuş depremler seçilmiştir. 1900-.2012 dönemindeki $M \geq 4,5$ olan depremler için AFAD Deprem Dairesi Kataloğu kullanılmıştır (AFAD, 2020). Aletsel dönemde oluşmuş $M \geq 4,5-6,0$ olan depremler çalışma alanında geniş bir yelpazeye yayılmıştır. $M = 6.0-7,0$ aralığındaki depremler ise homojen olmayan Şekilde dağılırken, $M \geq 7,0$ olan depremler, çalışma alanının güney kısmını sınırlayacak, şekilde göstermektedir. Bu depremler Datça ve Gökova Grabenin çevresi ile çalışma alanının kuzeydoğu kısmında bir yoğunlaşma gösterirken, güneybatı 7,0 ve daha büyük olan depremler gibi saçılmıştır (Şekil 2.7.) (AFAD, 2020).



Şekil 2.7. Gökova Aletsel dönemde meydana gelen depremlerin (AFAD, 2020).

Gökova Körfezi, Batı Anadolu'da bulunan tektonik rejiminden etkilenmektedir. Bu tektonizme birçok normal fay ve graben sistemlerin ortaya çıkmasına sebep olmuştur ve genel olarak fay sistemleri, D-B ve BKB-DGD doğrultuludur (Şekil 2.1.). Aletsel dönemle ilgili olan depremlerin araştırıldığında Gökova Körfezi ve çevresindeki diri fayların ürettiği deprem etkinliğinin küçümsenemeyecek boyutta olduğu izlenmektedir. Bunlardan önemli olanları, 26.06.1926 Datça Açıkları-Ege Dizi Depremi ($M=7,7$), 23.04.1933 Ege Denizi Depremi ($M=6,4$), 23.05.1941 Muğla-Bodrum Depremi ($M=6$), 24.04.1957 Akdeniz Depremi ($M=6,8$), 25.04.1957 Akdeniz Depremi ($M=7,1$) ve 23.05.1961 Köyceğiz/Muğla Açıkları-Akdeniz Depremi ($M=6,3$)'dır (AFAD, 2017; AFAD, 2020). Gökova Körfezi ve etrafında 1995 yılında bir çalışma yapılmış ve bu çalışmanın amacı deprem etkinliğinin araştırılmasıdır. Bu çalışmanın sonucunda bir aylık süre içerisinde büyüklükleri $1,3 < M < 3,9$ aralığında değişen 116 deprem kaydedildiği ve bölgenin sismotektonik açıdan aktif olduğu ifade edilmektedir (Eyidoğan ve ark., 1996).

Literatür araştırmalarından çıkartılan bu sonuçlardan, Gökova ve çevresi deprem etkinliğinin genelde körfezi oluşturan ve D-B uzanımlı faylar ve bunun paralelleri üzerinde olduğu vurgulanmasına karşın 03.04.2004 tarihinde Gökova Körfezi içerisinde başlayan ve halen devam eden deprem etkinliğinin, şimdiye kadar öngörülen fay zonları üzerinde olmadığı, aksine (Uluğ ve ark., 2005)'in önerdiği gibi Gökova Körfezi'ni KD-GB yönünde ortadan ikiye ayıran yeni bir zon üzerinde (Gökova Transfer Zonu=GTZ) meydana geldiği görülmektedir.

Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) Deprem Araştırma Dairesi deprem verileri değerlendirildiğinde, 1900 yılından günümüze kadar aletsel kaydedilen Gökova Körfezi ve 100 km çevresinde meydana gelen 176 adet depremlerden 4,5 - 5,0 M_w aralığında 128 adet, 5,0-5,5 M_w aralığında 53 adet, 5,5-6,0 M_w 8 adet, 6,0-6,5 M_w aralığında 3 adet ve 6,5-7,0 M_w aralığında 2 adet deprem meydana gelmiştir.

Gökova Körfezi ve çevresinde 1900 yılından günümüze kadar aletsel depremlerin kayıtları Tablo 2.2. göstermektedir.

Tablo 2.2. Gökova Körfezi ve çevresinde 1900 yılı ve sonrası meydana gelen aletsel büyüklüğü 4,5 ve üzerindeki depremler ve etkileri (AFAD, 2020).

No	Tarih	Enlem	Boylam	Der (km)	Tip	Büyüklik	Yer
1	08.05.2011	36.6326	27.2625	12	Mw	5.2	-
2	03.07.2008	37.0196	29.2339	13.2	mb	4.5	-
3	02.12.2007	36.949	29.321	27.4	mb	4.6	-
4	16.11.2007	36.909	29.383	20	Mw	5.1	-
5	12.11.2007	36.973	29.267	10	mb	4.5	-
6	29.10.2007	36.872	29.368	20	mb	4.5	-
7	29.10.2007	36.908	29.342	20	Mw	5.3	-
8	11.01.2005	36.912	27.845	34	Mw	5	-
9	10.01.2005	36.755	27.864	61.8	mb	4.8	-
10	10.01.2005	36.867	27.888	32.1	Mw	5.4	-
11	28.12.2004	37.01	28.303	13.7	mb	4.5	-
12	20.12.2004	36.95	28.345	28.3	Mw	5.3	-
13	04.08.2004	36.886	27.78	24.2	Mw	5.3	-
14	04.08.2004	36.877	27.802	12	Mw	5.2	-
15	04.08.2004	36.8832	27.7908	18.6	mb	4.5	-
16	04.08.2004	36.8603	27.7535	10	Mw	5.5	-
17	03.08.2004	36.888	27.777	22.8	Mw	5.2	-
18	03.08.2004	36.861	27.728	17	mb	4.5	-
19	26.09.2002	36.576	27.972	23.6	mb	4.6	-
20	05.10.1999	36.739	28.226	19	Mw	5.2	-
21	24.07.1996	36.66	27.138	35	mb	4.5	-
22	24.07.1996	36.64	27.204	32.4	mb	4.6	-
23	26.04.1996	36.421	27.908	72.3	Mw	5.4	-
24	07.03.1995	36.807	27.794	16.6	mb	4.7	-
25	13.11.1994	36.985	29.095	41.4	mb	4.8	-
26	13.11.1994	37.002	29.025	44	mb	4.9	-
27	13.11.1994	36.894	29.041	48	mb	4.5	-
28	13.11.1994	36.955	29.053	20	Mw	5.3	-
29	26.08.1993	36.724	28.062	37	mb	5.2	-
30	14.01.1993	37.1996	28.3031	21.9	mb	4.6	-
31	25.12.1992	37.2112	28.151	3	mb	4.5	-
32	10.11.1992	37.0251	27.8473	10	mb	4.7	-
33	01.09.1990	37.0166	27.9837	7.4	mb	4.5	-
34	28.04.1989	36.995	28.101	20.8	Mw	5.5	-
35	27.04.1989	37.016	28.153	18.7	Mw	5.5	-
36	19.02.1989	37.007	28.163	23.3	Mw	5.4	-
37	05.01.1989	37.0897	27.6938	10	mb	4.6	-
38	30.12.1987	36.88	27.729	24.9	mb	4.8	-
39	26.12.1987	36.797	27.716	27.6	mb	4.7	-

Tablo 2.2. (Devamı)

No	Tarih	Enlem	Boylam	Der (km)	Tip	Büyüklik	Yer
40	25.10.1987	36.3799	28.2089	18.2	mb	4.5	-
41	19.06.1987	36.777	28.159	76.1	Mw	5.3	-
42	04.04.1987	36.9	28.374	18.5	mb	4.6	-
43	06.12.1985	36.993	28.897	7.8	mb	4.6	-
44	11.09.1985	36.382	28.834	56.5	mb	4.6	-
45	23.08.1985	37.2344	28.7916	11	mb	4.5	-
46	10.04.1985	36.8024	27.5379	20	mb	5	-
47	10.04.1985	36.7662	27.4605	5	mb	4.5	-
48	14.03.1984	37.127	27.9571	10	mb	4.6	-
49	06.02.1984	37.0919	28.1544	25.7	mb	4.9	-
50	05.02.1984	37.234	28.678	32.5	mb	5	-
51	31.01.1984	37.0263	28.0038	15.1	mb	4.9	-
52	18.11.1983	36.8738	28.8202	15	mb	4.5	-
53	14.04.1983	36.5726	27.0296	10	mb	4.7	-
54	24.03.1983	37.1133	29.3538	10	mb	4.6	-
55	12.02.1983	36.7819	27.5174	37.5	mb	4.5	-
56	29.06.1982	36.9959	28.0315	9.7	mb	4.5	-
57	07.06.1982	36.9793	27.9224	10.1	mb	4.7	-
58	11.05.1981	36.72	28.145	15.2	mb	4.7	-
59	03.01.1981	36.9034	28.6023	10	mb	4.8	-
60	11.11.1980	36.8981	28.8213	10	mb	4.9	-
61	04.10.1980	37	28.8	26	MS	5.1	-
62	11.04.1980	36.9568	27.8381	10	mb	4.6	-
63	18.02.1980	36.9817	27.9185	6.9	mb	4.6	-
64	06.11.1979	36.831	27.9907	10	mb	4.6	-
65	26.10.1979	36.9103	27.7562	10	mb	4.6	-
66	03.04.1978	37.22	28.99	10	mb	4.9	-
67	28.03.1977	36.846	27.501	41.6	mb	4.8	-
68	10.02.1976	36.8157	27.9302	38.9	mb	4.7	-
69	10.01.1976	36.7961	27.9205	31.1	mb	4.6	-
70	09.07.1974	36.634	28.481	53.8	mb	4.9	-
71	20.01.1972	36.681	27.23	39	mb	4.8	-
72	20.01.1972	36.6433	27.1457	16.2	mb	4.6	-
73	12.11.1971	36.6148	27.0944	23	mb	5.1	-
74	16.10.1971	36.628	28.472	59.3	mb	4.8	-
75	03.09.1971	36.8116	28.7915	10	mb	4.6	-
76	15.06.1971	37.0253	29.042	2.7	mb	4.7	-
77	24.02.1971	37.0472	28.997	12.2	MS	4.5	-
78	30.12.1970	36.96	28.94	23	mb	5.1	-

Tablo 2.2. (Devamı)

No	Tarih	Enlem	Boylam	Der (km)	Tip	Büyüklik	Yer
79	21.11.1970	36.88	28.92	10	mb	4.5	-
80	19.10.1970	37.01	29.01	11	mb	4.6	-
81	28.09.1970	37.09	28.59	24	mb	4.6	-
82	24.04.1970	36.775	28.664	39.5	mb	4.6	-
83	02.03.1970	36.8	28.8	49	mb	4.6	-
84	01.03.1970	36.9	29.1	10	mb	4.5	-
85	20.02.1970	36.55	27.26	20	mb	4.6	-
86	20.02.1970	36.4	27.2	33	mb	4.9	-
87	18.02.1970	36.68	27.14	10	mb	4.6	-
88	18.02.1970	36.41	27.12	11	mb	4.6	-
89	26.01.1970	37	28.5	10	mb	5.1	-
90	21.12.1969	36.66	28.42	69	mb	4.6	-
91	16.10.1969	36.9	27.4	10	MS	4.5	-
92	22.09.1969	36.57	28.01	86	mb	4.6	-
93	06.09.1969	36.752	28.274	68.3	mb	5	-
94	27.04.1969	36.51	28.181	35.3	mb	4.7	-
95	24.03.1969	36.6	28.6	10	mb	4.6	-
96	21.12.1968	36.596	27.073	37.1	mb	4.5	-
97	09.12.1968	36.52	27.12	44	mb	4.7	-
98	04.12.1968	36.407	26.998	29	mb	4.7	-
99	12.11.1968	36.64	27.16	24	MS	5	-
100	12.11.1968	36.74	27.11	26	MS	5	-
101	11.11.1968	36.61	27.1	33	mb	4.5	-
102	11.11.1968	36.61	27.15	23	MS	4.8	-
103	04.11.1968	36.44	26.98	35	mb	4.6	-
104	31.10.1968	36.591	26.986	11.6	mb	5.1	-
105	10.10.1968	36.5	29.2	10	mb	4.5	-
106	26.10.1967	37.25	29.112	49.3	mb	5	-
107	05.09.1967	36.72	29.33	24	mb	4.5	-
108	09.08.1967	36.98	28.4	64	mb	4.8	-
109	18.06.1967	36.78	29.32	35	mb	4.9	-
110	01.06.1967	36.825	29.331	39.9	mb	5	-
111	22.05.1967	36.59	29.35	54	mb	4.6	-
112	04.04.1967	36.68	29.27	24	mb	4.9	-
113	22.12.1965	37.1	28.1	10	MS	4.5	-
114	08.12.1965	37.3	28.5	10	MS	4.5	-
115	13.10.1964	36.94	28.29	76	mb	4.5	-
116	31.03.1964	36.43	28.78	57	mb	4.8	-
117	29.01.1964	36.4	28.9	70	mb	4.7	-

Tablo 2.2. (Devamı)

No	Tarih	Enlem	Boylam	Der (km)	Tip	Büyüklik	Yer
118	29.09.1963	36.5	29	60	MS	4.5	-
119	26.07.1963	36.84	28.76	80	MS	5.1	-
120	08.07.1963	36.48	27.88	80	MS	4.7	-
121	23.05.1961	36.7	28.49	70	MS	6.3	Köyceğiz/Muğla Açıkları-Akdeniz
122	27.02.1961	36.59	27.02	60	MS	5.1	-
123	27.02.1961	36.56	27	70	MS	5	-
124	23.02.1961	36.73	27.22	40	MS	4.9	-
125	23.02.1961	36.6	27.2	15	MS	4.7	-
126	23.02.1961	36.75	27.07	80	MS	5.1	-
127	30.04.1960	36.8	27.5	20	MS	4.7	-
128	26.01.1960	36.89	28.61	30	MS	4.6	-
129	26.01.1960	37	28.93	72	MS	5.2	-
130	09.01.1960	37.07	28.9	49	MS	4.9	-
131	08.12.1959	36.91	29.07	70	MS	5	-
132	09.06.1959	36.81	29.08	20	MS	4.7	-
133	25.04.1959	36.92	28.6	40	MS	5.3	-
134	25.04.1959	36.94	28.58	30	MS	5.9	-
135	26.01.1959	36.7	29	30	MS	4.5	-
136	26.01.1959	36.78	29.02	47	MS	5	-
137	20.01.1959	36.7	28.7	30	MS	4.8	-
138	11.01.1959	36.64	29.12	50	MS	4.7	-
139	07.01.1959	36.71	29.21	40	MS	4.8	-
140	06.01.1959	36.66	29.11	30	MS	4.8	-
141	06.01.1959	36.85	29.16	20	MS	4.5	-
142	09.12.1958	36.56	28.16	50	MS	4.5	-
143	09.05.1958	36.61	27.6	67	MS	5.2	-
144	26.04.1957	36.41	28.8	10	MS	4.7	-
145	25.04.1957	36.42	28.68	80	MS	7.1	Akdeniz
146	24.04.1957	36.43	28.63	80	MS	6.8	Akdeniz
147	05.02.1957	36.37	28.88	60	MS	5.2	-
148	05.05.1956	36.99	28.63	40	MS	4.7	-
149	22.10.1952	36.83	27.6	40	MS	5.2	-
150	09.06.1952	36.83	27.64	20	MS	4.9	-
151	04.06.1950	36.53	28.84	30	MS	4.8	-
152	05.01.1944	36.42	27.67	70	MS	5.6	-
153	20.11.1943	36.55	28.36	35	MS	5.5	-
154	15.11.1943	36.81	28.84	83	MS	5.2	-
155	11.01.1943	36.55	27.26	26	MS	5.3	-

Tablo 2.2. (Devamı)

No	Tarih	Enlem	Boylam	Der (km)	Tip	Büyüklik	Yer
156	13.12.1941	37	28	100	MS	6	Muğla Açıkları-Ege Denizi
157	14.10.1941	37.2	28.4	15	MS	4.6	-
158	23.05.1941	37.22	28.35	48	MS	5.2	-
159	23.05.1941	37.13	28.38	40	MS	5.3	-
160	23.05.1941	37.2	28.4	10	MS	4.5	-
161	23.05.1941	37.07	28.21	40	MS	6	Muğla
162	24.07.1939	37.2	28.3	15	MS	4.8	-
163	17.08.1933	37.36	28.82	10	MS	4.5	-
164	23.04.1933	36.77	27.29	30	MS	6.4	Ege Denizi
165	07.12.1932	36.71	27.33	60	MS	5	-
166	26.06.1926	36.5	27.5	15	MS	5.3	-
167	26.06.1926	36.54	27.33	100	MS	7.7	Datça Açıkları-Ege Dizi
168	03.03.1926	37	29.4	10	MS	5	-
169	08.02.1926	36.8	27.1	10	MS	5.4	-
170	03.06.1922	36.49	28.65	10	MS	4.9	-
171	22.05.1921	37	28.7	32	MS	5.1	-
172	01.05.1920	37	28.7	30	MS	5	-
173	28.11.1918	36.4	27.5	10	MS	4.8	-
174	25.11.1918	36.4	27.5	10	MS	4.9	-
175	25.11.1906	36.9	28.47	10	MS	4.6	-
176	05.12.1905	36.5	28.9	10	MS	5.2	-

BÖLÜM 3. YER ALTI HAREKET ANALIZİ TEKNİKLERİ VE PARAMETRELERİ

3.1. Deprem Karakteristikleri

3.1.1. Deprem lokasyonu

Depremi meydana geldiği yerinin tespiti için, uluslararası kabul edilmiş depremin sayısal parametrelerinin belirlenmesi için “Deprem Parametreleri” olarak tanımlanan bazı şartlar bilinmelidir. Şekil 3.1.’de kısaca açıklanan bu parametreler, diyagram şeklinde da gösterilmektedir.

Bir depremin meydana getirebileceği sarsıntı bir başlangıç noktası bulunmaktadır. Sismik dalgaların açığı çıktığı noktaya faylar boyunca kayaların yırtılması ve ya yenilmesiyle meydana getirdiği fay düzlemi yüzünde yüzlerce kilometre karalık alanı kaplamakta olup ve dalganın başlangıç noktasını depremin merkezi ve ya odak denir (Bolt ve Freeman, 1989). Yer yüzeyin yırtılması, merkezden itibaren fay üzerinde 2,5 ile 3 km/sn hızla yayılır. Odağın yer yüzeyinde bıraktığı iz noktasını depremin dış merkez adlandırmaktadır.

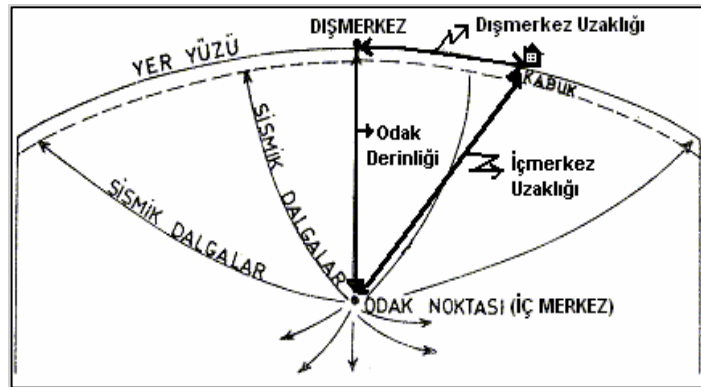
Depremin dış merkez ile saha ve ya deprem istasyonu arasındaki mesafe dış merkez uzaklığı ve deprem istasyonunu ile depremin odak noktası arasındaki mesafe dış merkez uzaklığı adlandırılmaktadır (Kramer ve ark., 1996).

Deprem lokasyonunun tespiti çok karmaşık ve doğruluk derecesi gözlemci istasyonlarına ait verilerin kalitesi, sismografların sayısı kalitesi ve coğrafi dağılımı ile sismik hız modelini bağlıdır ve depremin lokasyonu belirlemek için en azından üç gözlemci istasyonuna ait P ve S dalgaların geliş zamanları gerekmektedir. Bir gözlemci istasyona ilk gelen dalga P dalgasıdır ardından gelen dalga ise S dalgası denir. P dalgası

doğrudan gelen bir dalga ve en hızlıdır. P ve S dalgaların geliş zamanların arasındaki fark, dalgalarının hızlarına ve gözlemci istasyonu ile deprem meydana geldiği nokta arasındaki uzaklığa bağlı olup aşağıdaki bağlantı ile ifade edilir:

$$a = \frac{\Delta t(p - s)}{\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p}} \quad (3.1)$$

Burada, V_p ile V_s P ve S dalgaların hızı ve $\Delta t(p - s)$ P ve S dalgalarının geliş zamanların arasındaki farktır. Genellikle kayalarda P dalgası hızı 3 ile 8 km/sn arasında ve düşük hızla S dalgası 2 ile 5 km/sn değişmektedir. Bir deprem istasyonu sadece depremin dış merkez uzaklığı belirlemek mümkündür dolayısıyla dalgaların varış zamanlarına göre uzaklığını yarıçapı alınarak daireler çizerek dairelerin ortak kesiş noktaları depremin lokasyonunu göstermektedir her ne kadar deprem istasyonu (sismograf) fazlaysa o derecede depremin dış merkez veya iç merkez lokasyonları daha da hassas bir şekilde tayin edilebilmektedir (Dewey ve Spence, 1979). Günümüzde Kandili Rasathanesi ve AFAD tarafından geliştirilen yazılımlarlar sayesinde Türkiye’de meydana gelen depremlerin kısa sürede depremin lokasyonu ve depremin büyüklüğünü belirleyebilmektedir.



Şekil 3.1. Bir depremin konumu (iç ve dış merkez) belirlemek için kullanılan parametreler (google, 2019).

3.1.2. Depremin şiddeti

Depremin şiddeti, yapılar insanlar ve doğa üzerindeki etkilerinin bir ölçüsüdür. Diğer bir anlamıyla herhangi bir derinlikte meydana gelen depremin, yerüzerinde hissedildiği

bir noktada etkisinin ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Depremi meydana getirdiği hasarlar, gözlenen etkilerin sonucunda ve yıllar boyunca yapılmış deneyimlere dayanılarak hazırlanmış olan Şiddet Cetvelleri'ne göre değerlendirilmektedir. Şiddet cetvel üzerinde depreme maruz kalan canlı, cansız ve depremin her şeye dösterdiği tepiyi değerlendirmektedir. Depremlerin yapılar, insanlar ve doğa üzerinde meydana getireceği hasarlar ve etkileri belirlenmek için önceden hazırlanmış olan şiddet cetvelleri kullanılmaktadır. Ayrıca depremin şiddeti, kuvvetli yer hareketinin seviyesini, deprem binaların üzerinde oluşturduğu hasarları ve canlı kayıpların tahmin etmesini kullanılabilmektedir.

Yeni teknoloji ile geliştirilmiş sismograflardan önceki dönemlerde şiddet ölçümlerine göre ve ya şiddet verilerinden yararlanarak depremin hızlanma (acceleration) değerlerini hesap edilebilmektedir. Bununla geçmiş dönemlerde çok sayıda şiddet-hızlanma ampirik ilişkileri geliştirilmiştir (Trifunac ve Brady, 1975). Depremin şiddet sonuçlarına göre oluşturulan eş-şiddet haritalarından faydalanarak deprem uzaklığına bağlı olarak sarsıntının süresini ve dağılımı kestirilebilmektedir. Dolayısıyla daha sağlıklı sonuçlar için Şiddet Cetveli'ndeki derece tanımını uygun olarak değerlendirilmektedir.

Şiddet cetvelleri bakacak olursak günümüzde kullanılan en yaygın olarak "Mercalli Cetveli (MM)" ve "Medvedev Spoonheuer Karnik (MSK)" şiddet cetveleridir. Bu cetvellerde XII şiddet derecesini kapsamaktadır. Şiddeti VI ile XII arasındaki depremler, doğada geniş kapsamda hasarlara dayandırılarak değerlendirilmektedir.

3.1.3. Depremin magnitüdü

Deprem olduğunda oluşan enerjinin bir ölçüsü deprem magnitüdü olarak tanımlanmaktadır. 1930 yıllarında Richter tarafından bulunan bir yöntemle depremin alıtsal ölçüsü olan deprem büyüklüğü (Earthquake Magnitude) tanımlanmıştır. Deprem sırasında, depremin meydana getirdiği sarsıntının sismik cihazlar (siesmograph) ile ölçülen bazı özelliklerine dayanarak tanımlanmaktadır (Richter, 1958; Kramer ve ark., 1996).

Geliştirilmiş farklı yöntemler ile depremin enerjisine dayanarak deprem büyüklüğü hesabı yapılabilmektedir. Bu yöntemler; depremin magnitüdü ve mesafesine göre sismik dalgalarından meydana gelen değişiklikleri kullanılmaktadır. Bir depremin büyüklüğünü ve enerjisini hesaplamak için en uygun yöntemlerden birini seçilerek kullanılmaktadır çünkü deprem zemin tipi, odak derinlik ve fay kırılma Şekilini bağlı olarak depremin büyüklüğü ve serbes bıraktığı enerji değişmektedir. Depremlerin büyüklük aralığında ve uzaklığına göre belirli bir yöntem kullanılmaktadır. Dolayısıyla birbirinden farklı dalga özellikleriyle dayanarak geliştirilmiş yöntemler aynı deprem için uygulandığında farklı değerler elde edilebilir.

Bir depremin farklı ortamlarda ve dışmerkezden uzaklığına bağlı olarak meydana getirdiği birbirinden farklı hareket özellikleri göz önüne alınarak farklı büyüklük tanımlamaları yapılmış ve bu özelliklerine göre adlandırılmışlardır. Günümüze kadar birçok magnitüd tanımlaması yapılmıştır. Bunlardan bazıları aşağıda verilmiştir.

3.1.3.1. Richter yerel magnitüdü (M_L)

1935'te Charles Richter, Güney Kaliforniya'daki yerel sığ depremler (dış merkezi 600 kilometreden az olan) için bir büyüklük ölçeği geliştirmek için Wood Anderson Sismografını kullandı. Richter, Wood-Anderson sismometresine (mikron cinsinden) 100 km uzaklıktaki bir depremin oluşturduğu maksimum genliğin (10 tabanı) logaritmasını büyüklüğü şu anda yerel olarak bilinen lokal (yerel) magnitüd (M_L) olarak belirlemiştir. (Richter, 1958; Bath, 1973). Bu yöntem (Richter'in yerel boyut tanımı), $M < 6,0$ ve 600 km'den daha yakın mesafedeki depremlerin büyüklüğünü ölçmek için kullanılır. Yerel Richter Büyüklüğünün (M_L) iyi bilinmesine ve yaygın olarak kullanılmasına rağmen, depremleri ölçmek için her zaman uygun bir ölçek olmadığı öndörölmüştür (Kramer ve ark., 1996).

3.1.3.2. Yüzey dalgası büyüklüğü (Magnitüd- M_s)

Yakın istasyonlarda yüzey dalgaları iyi gelişmez. Yaklaşık 500-600 km mesafede veya depremin kaynağından uzakta çok iyi gelişirler. Uzak mesafelerde (500-2500 km),

özellikle cisim dalgaları sönümlenir ve iyi yayılır. Bu durumda, yüzey dalgaları depremde daha baskın olur. Bu nedenle farklı bir büyüklük ölçeğine ihtiyaç duyulmuştur. Yüzey dalgası magnitudü genellikle 70 km'den az derinlikte, uzak (1000 km'nin üzerinde), orta ve büyük ölçekli depremlerin büyüklüğünü tanımlamak için kullanılır. "Yüzey dalga magnitudü", yaklaşık 20 saniyelik bir süre ile yatay Rayleigh bileşenlerinin mikron cinsinden en yüksek değerinin logaritması alınarak tanımlanır. (Gutenberg ve Richter, 1936). Çünkü bu tür dalgalar yerdeki kaynaktan çok uzun mesafelere yayılabilir; Uzun mesafelerde yapılan ölçümlerde daha güvenilir ve hassastır. Bu yöntem, M 6,0 olan depremleri ölçmek için geliştirilmiştir (bazı araştırmacılara göre, $M \geq 5,5$). Yüzey dalgası magnitudü yaygın olarak kullanılan ölçeklerden birisidir. Bir yüzey dalgası kullanılarak yapılan magnitud hesaplanması aşağıdaki denklem kullanılarak yapılır. (Bath, 1973):

$$M_S = \log a/T + 1,66 \log \Delta^\circ + 3,3 \quad (T = 20s \text{ için}) \quad (3.2)$$

Burada; M: Depremin büyüklüğü, a; Rayleigh yüzey dalgasının yatay bileşeninin genliği, T; Periyod (10-30 sn aralığında) ve Δ° ; Oluşan depremin mesafesi (odak uzaklığı-derece olarak)'dır.

3.1.3.3. Cisim dalgası büyüklüğü (Magnitud - M_B)

Derin depremlerden oluşan yüzey dalgaları, genellikle yüzey dalgalarının magnitudü hesaplamasında değerlendirilemeyecek kadar küçüktür. Cisim dalgası magnitudü (Gutenberg, 1945), odak derinliğinden çok fazla etkilenmeyen, P dalgalarının ilk birkaç döngüsünün genliğine dayalı olarak dünya genelinde kullanılan bir büyüklük ölçeğidir. (Bolt ve Freeman, 1989). Cisim dalgası büyüklüğü aşağıdaki bağlantı ile tanımlanmaktadır:

$$M_B = \log A - \log T + 0.01\Delta + 5.9 \quad (3.3)$$

Bağlantıda, A; mikron cinsinden P dalgası genliği ve T; P dalgasının periyodudur (genelinde yaklaşık olarak 1 saniye). Periyodu bir saniye olan yüksek modlu Rayleigh

dalgalarının genliğinden Cisim dalgası büyüklüğü hesaplanabilir. (Nuttli, 1973). Hesaplanan M_B magnitüd büyüklüğü genel olarak kıtadaki depremleri tanımlamak için kullanılır. (Kramer ve ark., 1996).

3.1.3.4. Süreye bağlı büyüklük (Magnitüd- M_D)

Süreye bağlı magnitüd band aralığı, en az 300 km'den uzak, yakın depremler ve büyüklüğü 5,0'den küçük depremler için kullanılır. Deprem magnitüdü büyüdükçe, sismograf üzerindeki salınımlar uzun olacağından, buna göre sismografa oluşan titreşim süresi ölçülür ve bu değer de depremin kaynağına olan mesafeyle ilişkilendirilir. Büyük bir depremin oluşturduğu sarsıntı sismografa oluşan uzun süreli bir salınımlara neden olacağından, bu sinyal süreleri (duration) ölçülerek depremin büyüklüğünü belirlenir.

$$M_D = a_1 \log t + bD + c \quad (3.4)$$

Veya

$$M_D = -0,87 + 2,00 \log t + 0,0035 D \quad (3.5)$$

t ; Sinyal süresi saniye cinsinden, D ; kilometre cinsinden episantir uzaklığı, a_1, a_2, a_3, a_4 ; Ampirik sabitler.

Uzun süreli sarsıntılar, büyük depremler ve yüksek ivme deüernin sebebidir (Richter, 1958). Ancak depremin büyüklüğü verilmeden, oluş süresinin verilmesi önemli bir eksiklik olacaktır. Meydana gele depremler büyük olabilir fakat oluşan hasarlar depremin süresine bağlı olarak hesaplanmaktadır. Çünkü kısa süren depremler önemli hasarlar oluşturmayabilirler. Ancak, uzun süren depremler büyük hasarlar meydana getirebilirler. dolayısıyla bir depremin oluşturacağı hasar sarsıntının süresine bağlı olarak artmaktadır.

Büyük depremlerin büyüklüğünü belirlenirken, depremde oluşan yüzey kırığı uzunluğunun genliği belirlemek için kullanılan genlik enerjisinin dalga boyunu aşması durumunda; bu ölçekler doygun hale gelir, gerçek büyüklüğü yansıtamaz ve

yanlış hesaplamaya neden olur (Kanamori, 1977; Akkargan ve ark., 2000). 1999 Gölçük (Kocaeli) depreminde büyüklük ilk olarak DAD tarafından zamana bağlı olarak hesaplanmıştır ($M_D = 6.8$). Ancak kırık uzunluğu 50 km'yi aştığı için büyüklük doygunluğu oluşmuştur ve bu nedenle süre büyüklüğü alınarak yapılan değerlendirmeye gerçek büyüklük yanlış hesaplanmıştır.

3.1.3.5. Moment büyüklüğü (Magnitüdü- M_w)

Diğer yöntemlerle karşılaştırıldığında, moment magnitüd yöntemi (M_w) en güvenilir olanıdır. Bilim dünyasında, bir depremin moment büyüklüğü hesaplanabiliyorsa, diğer büyüklük türleri gereksiz kabul edilir, ancak diğer yöntemlere göre hesaplaması daha karmaşıktır. Moment büyüklüğü, sadece büyüklüğü 4,0'dan büyük olan depremler için kullanılabilir (Koeri, 2006).

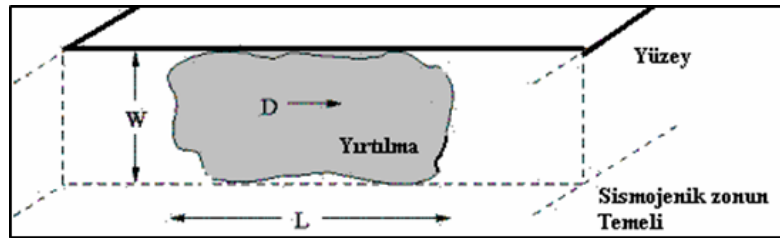
Zeminin titreşimi depremin büyüklüğü ile her zaman doğru orantılı değildir. Dolayısıyla deprem esnasında açığa çıkan enerji miktarı arttıkça, oluşan titreşim miktarı aynı oranda artmaz ve bu da sismograf ölçümlerine doğrudan yansımaz. 1960 Şili ve 1960 San Francisco depremleri bu duruma güzel birer örnektir (Coduto, 1998). İki depremde oluşan yüzey dalgası büyüklüğü MS 8.3 olarak hesaplanmasına rağmen, Şili depreminin yüzey kırığı San Francisco depreminden daha büyüktü. Bundan dolayı, iki depremde de oluşan enerji miktarları da birbirinden farklı oluşmuştur. Oluşan enerji miktarlarına göre, Şili depremi, $M_w = 9,5$ San Francisco depremi ise $M_w=7.9$ olarak hesaplanmıştır (Boore, 1977). Bu nedenle bazı depremlerde magnitüd yüksek olsa bile oluşan enerjinin büyüklüğünü tam olarak yansıtmamaktadır.

Küçük depremlerle karşılaştırıldığında, güçlü depremlerde ölçülen yer hareketi özellikleri deprem büyüklüğüne daha az duyarlıdır. Bu özelliğe genlik doygunluğu denir. İlk olarak Kanomori (1977) tarafından önerilen büyüklük doygunluğu (satürasyonu) bakış açısına göre, süre ve genlik okumalarından belirlenen büyüklük ölçeği yalnızca 10-60 km fay uzunluğuna sahip bir depremin gerçek büyüklüğünü temsil edebilir. Fayın uzunluğundan deprem büyüklüğü belirlenirken, kullanılan genlik enerjisinin dalga boyunu aşması durumunda, bu ölçekler doygunluğa ulaştıkları

(satüre olmaları) için gerçek büyüklüğü temsil edemezler (Kanamori, 1977). Bu sorun sınırlı bant genişliğine sahip sismograflar tarafından kaydedilen verilerde görülmektedir. Bu nedenle fayın uzunluğunun 50 km'den fazla olduğu bir depremde, büyüklüğün belirlenmesi için genlik ölçümleri yerine moment büyüklüğü yöntemi kullanılması, deprem büyüklüğünü hesaplamak için en doğru yöntemdir.

Yüzey dalgası magnitudü $M_S=8,0$ civarında, Richter yerel magnitudü ise 6,0-7,0 arasında doygunluğa ulaşmaktadır (Kramer ve ark., 1996). Büyük depremlerin magnitud büyüklüğünü belirlemek için, genlik enerjisinin dalga boyunu aşması doygunluğuna ulaşmayan bir büyüklük ölçeği gereklidir. Dolayısıyla saturasyon problemi olmayan tek deprem büyüklük ölçeği moment magnitud yöntemidir (Kanamori, 1977; Hanks ve Kanamori, 1979). Deprem büyüklüğünün altındaki sismik moment, fayın uzunluğu ile ilgilidir, diğer büyüklük türlerinin ise fayın uzunluğu ile ilgisi yoktur. (Anderson ve Kanamori, 1975).

Yırtılma boyutları hakkında moment magnitud yönteminin sağladığı bilgiler, sahadaki verilerle de uyumludur (Şekil 3.2.). Deprem hasar tespiti analizlerinde sıkça kullanılan azalım ilişkileri ve şiddet dağılımlarının hesaplanması gibi çalışmalarda genel olarak moment magnitud yöntemi ana parametre olarak tercih edilmektedir.



Şekil 3.2. Moment magnitud hesabı için örnek model.

Günümüzde gelişen teknoloji sayesinde sismolojik amaçlı yapılan çalışmalar ve yüksek teknoloji geniş bantlı deprem veri ağlarındaki sismograflar ile alınan daha kaliteli kayıtlar ile Moment Magnitud Yöntemi kullanımı yaygınlaşmıştır. Sismik moment, moment magnitudü ve faylanma türleri sırasıyla aşağıda verilen bağıntılar ile belirlenir (Kanamori ve Anderson., 1975; Kanamori, 1977)

$$A = L * W \quad (3.6)$$

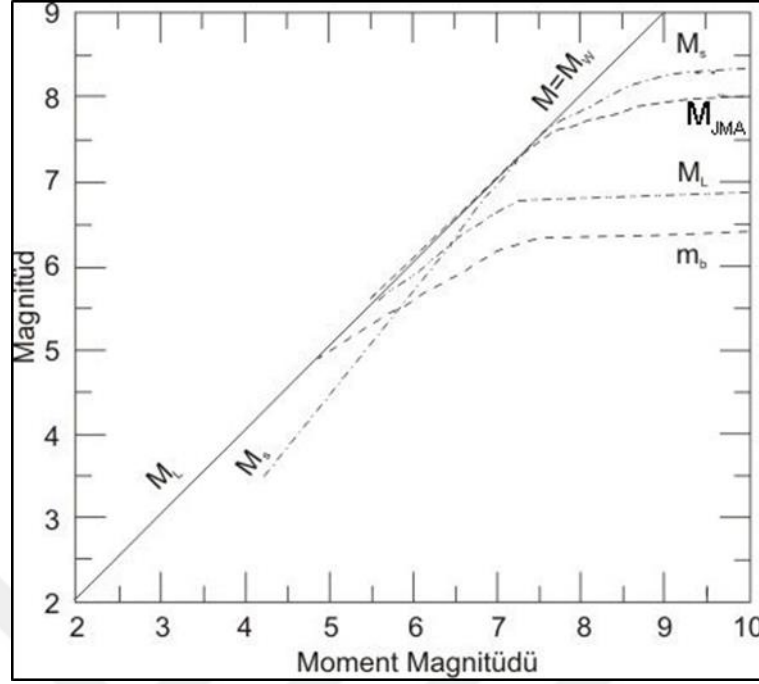
$$M_0 = A * \mu * D, (\mu = 3 * 10^{11}) \quad (3.7)$$

$$M_W = \left(\frac{2}{3} * \log M_0\right) - 10,73 \quad (3.8)$$

Bağlantılarda; A= Faylanma alanı (cm²), L= Yüzey yırtığı (km), W= Fay kırılma derinliği (km), μ = Rijidite (dyne/cm²), D = Ortalama kayma miktarı (cm), Mw= Moment magnitudü (birimsiz), M₀= Sismik momenti (dyne*cm) ifade eder.

Keilis-Borok (1960) ile Julian ve Anderson (1968) tarafından P ve S dalgası spektrumlarından yararlanılarak öne sürülen bağıntılarla (Aki, 1966; Thatcher ve Hanks., 1972), frekans grafiklerinde köşe frekansı kullanılarak (Papageorgiou ve Aki, 1983a) frekans grafiğinin eğimli kısmına ve düzleştiği ya da düzleşmeye başladığı yerlere çizilen doğruların kesişme noktası belirlenerek, son yıllarda elde edilen bilimsel bulgulara dayanılarak (Boore, 2002; Boore, 2003) ve deprem kayıtlarındaki pik yatay hız değerini temel alan bağıntılar kullanılarak (Mahdyiar ve ark., 1986) veya köşe frekansı ile ilişkili olarak geliştirilen nomograflar yardımıyla (Mahdyiar, 1987) sismik moment değeri hesaplanabilmektedir. Bu nedenle $M \geq 4,0$ olan depremler için de sismik moment değerini hesaplamak mümkündür.

Bir depremin büyüklüğünü ifade etmede kullanılan M_L, M_B, M_S ve M_D magnitud yöntemleri, deprem büyüklüğünü karşılaştırmak için yol sağlar. Fakat, en mantıklı büyüklük tanımlaması sismik moment yöntemi (M₀) ile belirlenendir. Sismik moment fay boyunca meydana gelen yırtılma/kırılma sonucu oluşan kuvvet çiftlerinin oluşturduğu eşit ve zıt yönlü iki kuvvetin momenti olarak tanımlanır. (Anderson ve Kanamori, 1975). Farklı magnitud türleri arasındaki ilişkiyi ve magnitud ölçeklerinin satürasyonunu Heaton ve ark., (1982) tarafından aşağıdaki grafik ile ifade edilmeye çalışılmıştır (Şekil 3.3.).



Şekil 3.3. Magnitüd ölçeklerinin doygunluğu ile değişik magnitüd türleri arasındaki ilişki (M_s : yüzey dalgası büyüklüğü, M_w : Moment büyüklüğü M_L : Yerel büyüklüğü, M_b : Kısa periyodlu cisim dalgası büyüklüğü ve M_{JMA} : Japon Meteoroloji Kurumu büyüklüğü) (Heaton, 1982).

3.1.4. Deprem enerjisi

Bir depremi oluşturacağı hasarları ölçmek için en önemli fiziksel parametrelerden biri depremin enerjisidir. Bir depremin enerjisi genellikle yüzey dalgası genliği (M_s) ile istatistiksel ilişki ile belirlenen korelasyon ile hesaplanır. 1956 yılında Gutenberg ve Richter depremin enerjisini hesaplamak için aşağıdaki bağıntıyı geliştirmişlerdir.

$$\log E = 1.5 * M_s + 11.8 \quad (3.9)$$

Formülde; E; birimi Erg cinsinden ifade edilir. Yukerdeki formül ile, depremin magnitüdü bir birim artarsa, depremin oluşturduğu enerji 32 kat artış görülmektedir. Magnitüdü 7 olan bir depremin oluşturacağı enerji, magnitüdü 5 olan bir depremin enerjisinden 1000 kat fazladır. Hiroşima'ya atılan atom bombası (20.000 ton TNT'ye eşdeğer) enerji açısından, 6 büyüklüğündeki bir depreme karşılık gelen çarpıcı bir örnektir.

3.2. Kuvvetli Yer Hareketi

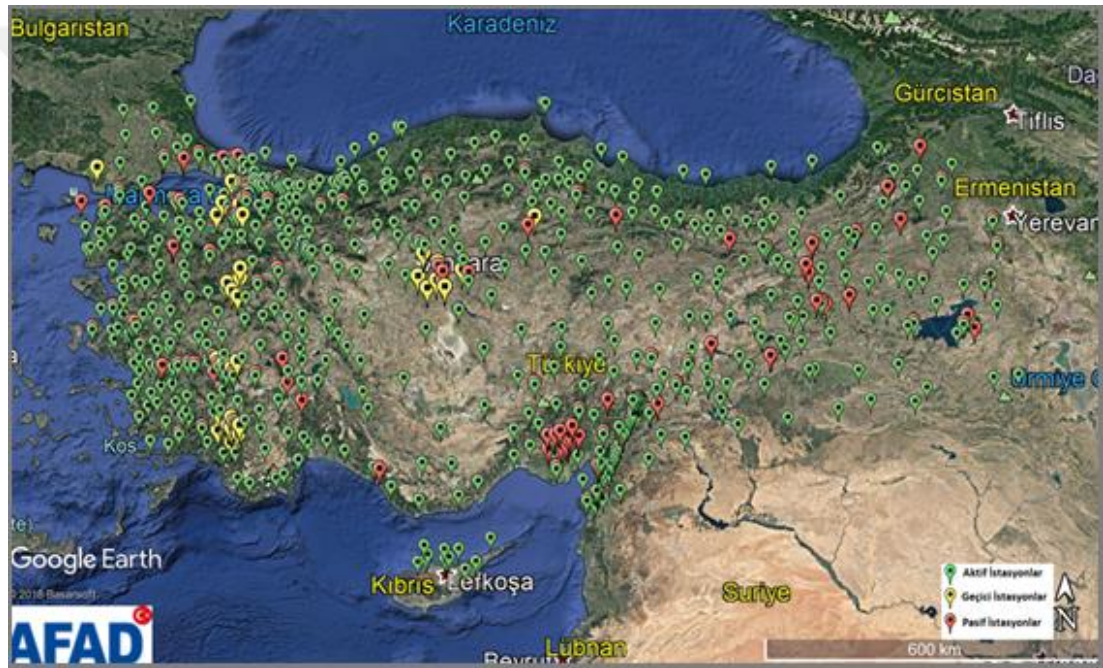
Depremelerin ürettiği yer hareketi kayıtları, deprem mühendisliği için en temel verilerdir. Kuvvetli yer hareketin amacı özellikle inşaat sektöründe depremlere karşı gelen her türlü hasarın ölçülmesi, depremlerden elde edilen verilerin incelenmesi ve yapıların depreme dayanıklı tasarım tekniklerinin geliştirilmesidir. Bir depremin belirli bir noktada dünya üzerindeki etkisinin değerlendirilmesi, o noktada yer hareketinin hızlanmasının kaydedilmesiyle belirlenir. Deprem ile ilgili bilgileri elde etmeden depremlerin parametrelerini bilmeden, deprem tahlike hatitaları ve uygun bir Şekilde sismik tasarm yöntemlerin geliştirmek mümkün (Kramer ve ark., 1996). Deprem sırasında yer hareketinin değişmeden kaydedilmesi ve yapılar üzerindeki deprem kuvvetinin sayısal olarak belirlenmesi, deprem-yer-yapı arasındaki ilişkiyi net bir Şekilde belirlemekte ve depreme dayanıklı bina tasarımında en önemli dinamik parametreyi oluşturmaktadır. Bu dinamik parametreler, hassasiyeti düşük ve büyük depremleri kaydedebilen güçlü hareket kaydediciler (ivmeölçerler) kullanılarak elde edilir.

Başlangıç olarak 1930 yıllardan itibaren depremlerin büyüklüğü, zemin parametreleri ve derpemlerde yapılara gelen yatay ve düşey bileşenlerin yüklerini bilinmesi için kuvvetli yer hareketi cihazları (sismograf veya ivme ölçer) geliştirilmeye başladı. Genellikle deprem sırasında kuvvetli yer hareketi ivme ölçerlerle (accelerometers) ölçülür ve ivme kayıtları birimi, cm/sn^2 veya gal cinsinden hesaplanmaktadır. Yer çekimi ivmesi ($g=981 \text{ cm/sn}^2$)'nin yaklaşık 1/1000'i değerine karşılık eder.

Yer hareket ivmesi ölçümü ilk olarak 10.03.1933 tarihinde Long Beach (California) depreminde sağlıklı bir Şekilde kaydediştir (Hudson, 1984). Bant aralığı 50 dB (dynamic range) cihazlar ve optik kayıt sistimine sahip analog kayıtçılar 1970 yıllara kadar yoğun bir Şekilde kullanılmıştır daha sonra teknoloji sayesinde geliştirişmiş cihazlarla 135 dB'a kadar bant aralığı yükseldi aynı zamanda yüksek çözünürlük sahip üç bileşenli digital (sayısal) veri kayıt edilebilmektedir. Günümüzde bu yüksek duyarlılık cihazlar ile uzak ve yakın mesafelerdeki depremler (lokal depremler), küçük depremler ve artçı sarsıntıları kaydedilebilir hale gelmiştir. İnsanların hissedebileceği

ivme değeri 1 cm/sn^2 olarak kabul ederek bu sayısal ve modren cihazlar $0,1 \text{ cm/sn}^2$ ve daha küçük ivme değerleri ölçülebilmektedir.

2000 yılı itibariyle dünya genelinde 10.000–20.000 arasında deprem istasyonu veya kuvvetli yer hareketi kayıtçısı olduğu tahmin edilmektedir (Anderson, 2001). 1973 yılı itibariyle Türkiye de kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonları kurulmaya başlamıştır. Türkiye genelinde, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, AFAD İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi bünyesinde işletilmekte olan ülkede Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt mevcut istasyonları 679 adet olmaktadır (Şekil 3.4.).



Şekil 3.4. Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) Deprem Araştırma Dairesi bünyesinde işletilmekte olan Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt deprem istasyon dağılım haritası (AFAD, 2019).

3.2.1. Kuvvetli yer hareket istasyonlarının özellikleri

Çalışma sahası (Muğla-Bodrum) ve çevresinde AFAD tarafından yerleştirilmiş farklı deprem istasyonlarına ait ivme ölçer cihazların verileri kullanılmıştır. Deprem istasyonlarına ait cihazlar kayıt alması sadece yer ivmesinin belirli bir tetik değeri geçtiği anda başlar. Cihaz ölçtüğü değer birimi cm/sn^2 (gal) cinsinden olup, yerçekimi ivmesi ($g=981 \text{ cm/sn}^2$)'nin ve ya $1/1000$ değeri olarak kayıt alırlar (Çeken, 2000).

En yaygın olarak kullanılan ivme ölçer (accelerometer) cihazlar analog ve sayısaldır üç bileşenli modelidir. SMA-1 cihazları Türkiye'de kullanılan en eski modeldir, bu cihaz Kinemetrics Firma (ABD) tarafından 1960 yılının sonrası geliştirilmiş ve kullanılmıştır. Bu cihazlar üç bileşenden oluşan analog cihaz olup ve 70 mm'lik fotoğraf filmi üzerine veri kaydı analog şeklinde alabilmektedir. Daha sonra alınan verileri, sayısal hale getirmek için bilgisayar üzerinde geliştirilmiş özel yazılım kullanılmaktadır. SMA-2, Sayısal kayıtçıların ilk versiyonudur ve bu cihazlar saniyede 128 örnek alabilme kapasitesi ile, 72 dB duyarlılığı, 3 bileşenli jeofon tipi algılayıcısı (sensör), 12 bit dijital çeviricisi olan ivme-ölçerlerdir. Cihaz ile alınan sayısal kayıtlar, kayıtçının genel durum bilgileri ve saat senkronizasyon bilgileri hafıza kartında (S-RAM, PCMCIA) muhafaza edilmektedir. Bu cihaz SIG firması (İsviçre) tarafından geliştirilmiştir. Kayıtların alınması belirlenen tetik seviyesini aşınca başlar. Kayıtların transferi modem (dial-up) sayesinde gerçekleşir. Bu modem doğrudan (RS-232) veya uzaktan kontrol edilir. GSR-12, GeoSys tarafından (İsviçre), GSR tüm ivme-ölçerlerin 12 bit teknolojisi ile üretilmiş ilk sürümüdür. Farklı tetikleme yöntem seçimi (STA/LTA, Level) ile birlikte aldığı kaydı birlikte (SSM, PCMCIA) muhafaza etmektedir. GSR-16 ve GSR-18, 16 ve 18 bit'lik dijital tercümesi olan, aldığı kaydı belleğine kaydettikten sonra, kendiliğinden bildirilen telefon numarası modemi aracılığıyla arayabilen, 3 eksenli güç dengeli (force-balance) algılayıcısı (sensör) olan, 120 dB duyarlılığı ve GPS ile düzenli ivme-ölçerlerdir. Bu sayısal cihazlardan diğer bir modeli ise SSA-12'dir. Bu cihaz 12 bit çözünürlüğüne sahip olup Kinemetrics tarafından üretilmiştir. 100-200 milisaniye örnekleme aralığında veri kayıt alabilmektedir. ETNA ve K2 model (Kinemetrics) cihazları modern teknolojiye ve yüksek çözünürlüğe (18 ve 24 bit) sahip olan cihazlardır. Ayrıca bu cihazlar 108 ve 114 dB duyarlılığı ve depolama kapasitesi ($\geq 85 \text{ MB}$) yüksektir. GPS'e uyumlu olan, RS-232, modem veya diğer iletişim araçlarıyla (Internet, uydu vb.) veri transferi sağlanabilmektedir. Tercih edilen değerler örnekleme aralığı 20-250 arasında olanlardır. Jep-6A3 cihazı, AKASHI firması (Japon) tarafından üretilmiş sayısal bir kayıtçıdır. Bu cihaz üç bileşenli, 24 bit sayısal dönüştürücüsü olan ve GPS ile uyumludur. ACEBOX İtalyan Sara firması tarafından geliştirilmiş ve üç adet gömülü kuvvet ivmeölçerine olan cihazdır. Standart USB flash pen sürücülerinde sismik sinyali yüksek çözünürlükte kaydedebilmektedir. Çeşitli İnternet servisleri

sağlanmıştır; örneğin veri iletimi için FTP İstemcisi ve Sunucu servisleri ve SeedLink gibi sismik protokoller; gerçek zamanlı veri akışı için Earthworm, Seislog, Seiscomp, vb. tüm bunlar SEISMONUX yazılımı sayesinde esnek ve kullanımı kolaydır.

3.2.2. Kuvvetli yer hareketi paramereleri

Yer hareketi ivmesi depreme karşı mühendislik tasarımıda deprem tehlike ve riskini tespitinde en önemli olan faktörlerden biridir. Yer hareketinin hızlanması (ivmesi) sinyaller şeklinde ifade edilir ve bu sinyaller deprem esnasında kaydedilip önemli bilgileri ortaya koymaktadır. Yer hareketinin hızlanmasına ait sinyaller hareketinin genliği, frekans içeriği, süresi gibi yapıları etkileyen ayrıca hareketin şiddeti gibi bir çok parametreye ortaya koymaktadır. Yukarıda bahs edilen parametrelerden bazılarını aşağıda açıklamaktadır.

3.2.2.1. Genlik karakteristiği

Deprem sırasında ortaya çıkan hız, sismik dalgaları yardımıyla hangi hız ve miktarda sarsıldığı ortaya konulur ve bu değerler yeryüzünde mevcut olan ivme ölçen alatlar ile aktarılır ve bu tarıma yer hareketi olarak tanımlanır. Deprem parametreleri, yukarıda bahs edilen cihazlarla ölçülen hız, yerdeğiştirme, güç ve tepki spektrumu verileri ile açıklanır.

Pik ivme (PGA): Yer ivmesi (PGA: peak ground acceleration) veya pik yatay ivme (PHA: peak horizontal acceleration) yer hareketinin genliğini açıklamak için yaygın olarak kullanılmaktadır. Yer ivmesi (PGA) Yaygın olarak kullanılan bir hareket bileşeni için çok basit olarak o bileşenin mutlak değer olarak en büyük genlik değeridir.

Bir depremin ani tepkisi nedeniyle yeryüzündeki yapılar kütle ataletiyle (durağanlığı) yüksek enerjili sismik dalgalara karşı koyar. Yer hareketi tanımlamasında yatay ivmeler bileşenleri kullanılır ve bu atalet kuvvetleri ile olan ilişkisinden kayanklanmaktadır. Yapılar üzerinde genel olarak Yer hareketine ait yatay bileşenleri,

düşey bileşenlerin ivmelerden (PVA: peak vertical acceleration) daha fazla etki yaratmaktadır. Genelde Yapılar, düşey ivmelerin ve yerçekimi ivmesinin yarattığı basınç gerilmelerine karşı yeterli dayanım gösterebildiği takdirde, yatay bileşenin hızlanmalar (ivmeler) sonucu oluşan kesme ve çekme kuvvetlerine karşı daha az dayanım/ mukavemet göstermektedir.

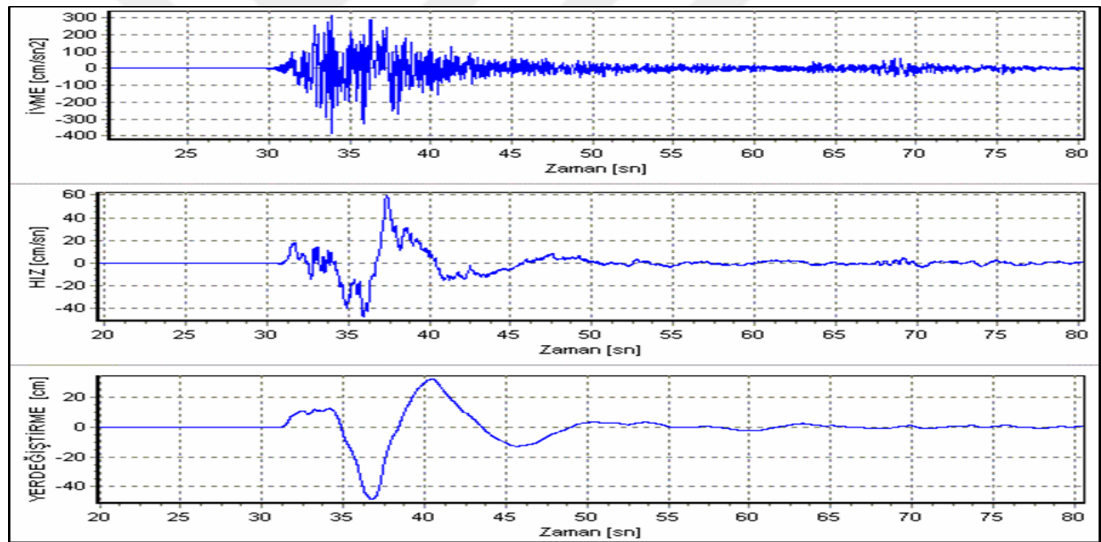
Düşey bileşen ivmesi (PVA) mühendislik tasarımlarında genellikle yatay bileşenin ivme (PHA) eğerleri üçte ikisi kadar kabul edilir (Newmark ve Hall., 1982). Ama yapılan araştırma ve gözlemlere göre son zamanlarda düşey bileşenin ivmesi yatay ivmeye oranının yeterince değişken olduğunu; orta ve büyük ölçekteki deprem kaynaklarının yakınında bu oranın üçte ikiden büyük ve daha uzak mesafelerde ise üçte ikiden küçük olduğunu belirlemektedir (Campbell ve Eeri., 1985; Abrahamson ve Litehiser., 1989). Sahip olduğu bu özelliklerden dolayı sönüm denklemleri oluşturmasında daha çok yatay yer hızlanması (ivmesi) tercihte bulunur (Peng ve ark., 1985a; Peng ve ark., 1985b; Ambraseys ve ark., 1995; Sadigh ve Egan., 1996; Dahle vd., 1998; Ambraseys ve Douglas., 2000). Yapı türlerinde genellikle çok kısa süren yüksek pik ivmeler az hasara sebeb olmaktadır. Genel olarak yapılarda, eğer pik ivmeler çok yüksek frekanslarda olmadığı ve deprem süresi de uzun olmadığı, çok sayıda deprem 0,5 g'den daha büyük pik ivmeler ürettinden kaynaklanmaktadır (Kramer ve ark., 1996).

Pik hız (PGV): Depremi pik yatay hızı (PHV) yer hareketi genliğinde kullanılan diğer önemli bir parametredir. Eğer yer hareketi bir yüksek frekansı içeriyorsa böyle durumda hız daha az duyarlı olur ve bu nedenle; yer hareketinin genliği orta frekanslarda, PHV ile daha iyi bir şekilde belirlenir. PHV orta frekans aralığına sahip yüklemelere karşı duyarlı yapı ve tesislere (yüksek veya esnek binalar, köprüler vb.) potansiyel hasarı sağlıklı bir şekilde tespitinde daha verimlidir. Bununla birlikte yer hareketinin yatay ivmesi (PHV) deprem şiddeti ile değiştirilmiştir (Trifunac ve Brady, 1975; Krinizsky ve Chang, 1988).

Pik yer değiştirme (PGD): Pik yer değiştirme pik ivme ve pik hızı gibi diğer önemli yer hareketi parametrelerdendir. Bu parametre genel olarak deprem hareketine ait

düşük frekanslı bileşenleri ile bağlantılıdır. fakat, süzgeçleme ve akselerografların integrali sırasındaki sinyal değerlendirme, hesaplama, hataları ve uzun periyodlu gürültüden dolayı doğru bir Şekilde tanımlanmaları genellikle zor olmaktadır (Campbell ve Eeri, 1985; Joyner ve Boore, 1988). Yer hareketi bir ölçüsü olarak kabul edilen yerdeğiştirme piki, pik ivme veya pik hızla göre daha az kullanılır (Kramer ve ark., 1996). Şekil 3.5.'de yer hareketine ait ivme, hız ve yerdeğiştirme zaman kayıtlarına bağlı dalga formları grafik olarak gösterilmiştir.

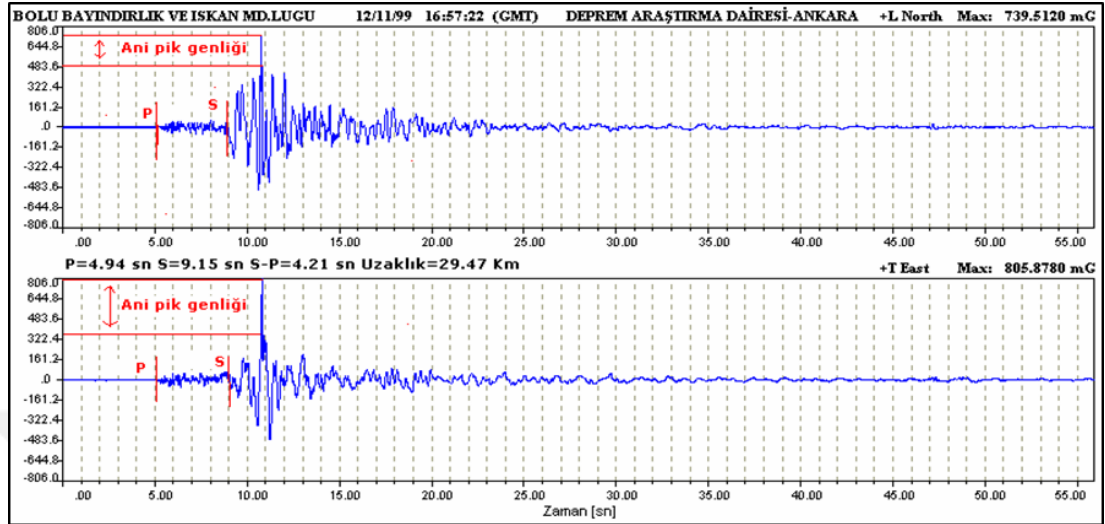
Efektif ivme: zamana bağlı yer hareketi değişiminin içinde bir döneme ait pik genliğini ifade etmektedir. Yer hareketine ait bir başka parametre ise pik genlik parametresidir. Ve bu parametre yapılarda depremle meydana gelen ve hasar yapabilen yüklerin belirlenmesinde önemli bir unsurdur.



Şekil 3.5. 17 Ağustos 1999 yılında meydana gelen Kocaeli Depremi, Sakarya'da bulunan deprem istasyonu ile alınan kuvvetli yer hareketi kaydının D-B bileşeni ivme, hız ve yerdeğiştirme dalga tipi.

Şekil 3.5.'de Bolu depremi görülmektedir. bu dönemde elde edilen kayıtlara bakıldığında oldukça büyük ve tek bir döneme ait ani bir pik genlik meydana gelmesi görülmüştür. Kayıtlara bakıldığında, 0,08 sn içerisinde yaklaşık olarak 0,48g'den 0380 g'ye ani pik (pulse) olduğu ortaya çıkmıştır. Oluşan pik yüksek frekans içermekte ve bina hasarında yada ivme spektrumunda etkin bir değere sahip değildir. Dalga biçimini bir bütün olarak ele aldığımızda, depremin ivmesinin kuvvetli S dalgasının 4 saniye

içinde tekrar eden ve maksimum 0,48 g olan genliğe ulaşmasından kaynaklandığını görebiliriz. (Çeken, 2000).



Şekil 3.6. 12 Kasım 1999 yılında Düzce depremi, Bolu'da bulunan deprem istasyonu kayıtlarına göre yatay bileşenlerine ait ivme kayıtlarından, pik ivmeler, kuvvetli yer hareketinin genel parametreleri göstermektedir (Çeken, 2000).

Efektif tasarım ivmesi: İvme spektrumu ve düşük doğal frekanslı yapılar üzerinde Yüksek frekansına sahip büyük ivme pulslarının etkin bir etkisi olmadığı belirlenmiştir. Benjamin ve Associates (1988) yapılara etki yapan yüksek frekanslı büyük ivme pulslarına sahip efektif tasarım ivmesi çoğu yapılarda küçük bir tepkiye neden olmakata ve bu sebeple 8 ile 9 Hz'den büyük ivmeleri filtrelemek suretiyle geriye kalan pik ivmeler şeklinde açıklanmaktadır.

Efektif pik ivme: 1978 yılında Applied Technology Council, normalize edilecek olan standart tepki spektrumlarında kullanılan iki faktör tanımlanmıştır. Efektif pik ivme (EPA) 0,1 ile 0,5 saniye aralıklarla ve spektral ivme 2,5 ortalama ile bölünebilen olarak tanımlanmıştır (standart genlik faktörü, sönümleme spektrumu için % 5). Efektif pik hız (EPV) 0,1 ile 0,5 saniye arasında spektral hızda ortalama 2,5 ile bölünebilen olarak tanımlanmıştır. Belirli periyod aralığında ortalama hızları alınana Spektral ivme ve hızların işlemi ile EPA ve EPV lokal piklerin tepki sonucu spektrumlardaki etkileri en aza indirilmektedir (Kramer ve ark., 2006).

3.2.2.2. Spektrum parametreleri

Genel olarak bir doğal olayın neticesinde ortaya çıkan veriler tanımsal ve rasgele olarak iki grup altında toplanabilir. Tanımsal bilgiler bir matematiksel bağıntı ile açıklanmaktadır. Mesala serbest halde düşen bir cismin belirli zamanlardaki konumu, ivme ve hızı önceden bağıntılardan belirlenir. Ama, deprem yükleri rasgeledir ve dolayısıyla spektrumları da belirli bir metot açıklanamamaktadır. Dolayısıyla, gelecekte ortaya çıkacak bir anlık değer önceden belirlenemez. Depremın özellikleri aşağıda açıklanan analiz yöntemleri ortaya konur ve ayrıca, zeminin ve yapıların deprem hareketine karşı tepkisi kuvvetli hareket kayıtlarına ait bilgilerden elde edilir.

Frekans içeriği parametreleri: Deprem kayıtları, dağılım gösterdikleri alanlarda geniş bir frekans aralığında bulunurlar. Değişik frekanslar arasında bir yer hareketi genliğinin nasıl hareket ettiğini, frekans içeriği ile tanımlanmaktadır. Frekans içeriği, depremler sırasında yapısal yıkımı belirleyen önemli etkenlerden biridir. Uzun periyodlu yer hareketi oluşmasında büyük depremler küçük depremlere nispeten daha fazla etkiye sahiptir. Bu açıdan depremin büyüklüğü yer hareketinin frekans içeriği ile ilişkilidir. Fay içerisinde oluşan Sismik dalgalar faydan uzaklaşırken yüksek frekans ve düşük frekanslı bileşenleri saçılır, saçılan yüksek frekans bileşenleri daha hızlı bir şekilde sönmürlenir. Bu nedenle, mesafeye bağlı olarak da frekans içeriği değişim gösterir. Dolayısıyla, yer hareketlerinden sonra meydana gelen frekans değişikliklerinde ki içeriğin hareket özelliklerini dikkate almadan yeterince tanımlanmış sayılmaz (Kramer ve ark., 2006).

Fourier spektrumları: Deprem dalgasının karakteri açısından en önemli faktör hangi dalga bileşeni küçük genliği içerdiğini tespit etmektir. Bu nedenle dalga bileşenlerini spektrumlarına ayrılırken bu konuda dikkat edilmelidir. Bu bileşenin hakim durumda olup olmadığı bir bileşenin bulunması halinde gerçekleşir. Hakim frekans yukarıda açıklandığı üzeri dalga bileşenini frekans veya periyoduna denir yada hakim periyod olarak da söylenir. Bu nedenle Yer hareketinin frekans alemine dönüştürülmesi fourier dönüşümü kullanılarak gerçekleşir. Asıl dalganın hangi frekans bileşenlerini kapsadığı, hangi bileşenler büyük genliğine sahip olduğu Fourier spektrumu

yardımla belirlenir; ayrıca deprem dalgasının yapılar yapabileceği etkinin kestirilmesinde de verimlidir (Ohsaki, 1976).

Okunan örnek değerlerin bir dizi oluşturması, kuvvetli hareket kayıtlarının sayısal verileri eşit aralıklarla okunduğunda gerçekleşir. Dolayısıyla bu sayısal dizi zaman serisi olarak tanımlanır. Örneğin nokta aralığı Δt , örnek sayısı N olduğunda, süre olur.

$$T = N * 1,5 * \Delta t \quad (3.10)$$

İvme kayıtlarının digital hale donuşturulması sırasında genelinde örnekleme aralığı $\Delta t = 0.01$ sn dir. Bu nedenle Nyquist frekansı, olur.

$$f_{N/2} = 1 / (2 * (0.1)) = 50Hz \quad (3.11)$$

Nyquist frekansı ($f_{N/2}$), yakalanabilecek frekansların limiti olup bir çeşit ayrıştırma gücüdür. Fourier spektrumuna göre, Nyquist frekansından daha yüksek frekanslı bileşenleri ortaya çıkarmak mümkün değildir.

Yer hareketin genliğinin frekansa göre nasıl dağıldığını kuvvetli yer hareketinin Fourier genlik spektrumu yansıtır. Çok değişik frekansların ihtiva edildiği yayvan bir spektrum penceresi düzensiz değişen bir hareketi temsil eder. Spektrumda bant genişlikleri dar olmasından sahip olan baskın frekans seçilebilirliği daha güvenilir ve periyodlar belirgindir. Kuvvetli hareketin alındığı ortam kaya ortamında ise yüksek frekansla (kısa periyod), zemin özellikte ise düşük frekanslı (uzun periyodlu), ise temsil edilir.

Depremlerin gerçek hareketlerini Fourier logaritmik ölçeklerde grafiğe aktarılmasında genlik spektrumları düzleştirilip, daha kolay karakteristik Şekilleri görülebilir. Fourier ivme genlikleri yüksek tarafta kesme frekansı (cutoff frequency, f_{max}) ve düşük tarafta da köşe frekansı (corner frequency, f_c) ile sınırlanmış geniş bir orta aralıkta en büyük olma eğilimindedir. Teorik olarak köşe frekansının sismik momentin küp kökü ile ters orantılı olduğu gösterilebilir (Brune, 1970; Brune, 1971). Kaynak etkisi ve

yakın alan etkisi olarak belirtilmektedir (Hanks, 1982; Papageorgiou ve Aki, 1983a; Papageorgiou ve Aki, 1983b). Ayrıca belirli bir coğrafi bölge için genellikle sabit olduğu kabul edilir.

Güç spektrumu: Güç spektrumu, Fourier kareleri değerlerini spektrum göstermektedir. Fourier spektrumuna göre daha iyi bir görünüş elde edilir. Yapılar üzerinde meydana getireceği etki, güç dalga bileşenlerinde spektrumunda daha belirgin olmaktadır (Ohsaki, 1976). Yer hareketlerinde frekans içeriğinin tanımlanması güç spektrumu yoğunluk veya fonksiyonu güç spektrumu ile ölçülür. Bir yer hareketinin istatistiksel özelliklerini güç spektrumu yoğunluk fonksiyonu ile ayrıca rastgele titreşim teknikleri kullanılarak tepki hesaplanabilir (Clough ve Penzien, 1975; Vanmarcke, 1976; Yang, 1986).

Tepki spektrumları: Yalnız kayda bakılarak anlaşılamayan çeşitli karakteristik deprem dalgalarının etkisi özellikle yapılar üzerindeki tepki spektrumlarında açıkça görülür. Fourier spektrumu, yapı kavramı ile bağlantısı yoktur, deprem dalgasının kendi frekans özelliklerini ifade eder. Buna karşılık belli bir deprem dalgasının, tepki spektrumu, en büyük etkiyi ifade eden tek dereceli serbestlikli (TDS) sistemi ile ifade edilen yapılar maruz kalacağını bildirir. Tepki spektrumlarının yerdeğiştirme, İvme ve hız hepsine genel bir terim olarak “tepki (response) spektrumu” denir.

TDS sistemine ait doğal frekans ve sönümlleme oranına bu parametrelerin her birinin maksimum değerlerini açıklar. Spektral hız (S_v), spektral ivme (S_a), ve spektral yerdeğiştirme (S_d) faktörler, hız, ivme ve yerdeğiştirmenin maksimum değerleridir. Sıfır Doğal periyoda (sonsuz doğal frekans) sahip bir TDS sistemin rijit olduğu zaman ve spektral ivmesinin de pik yer ivmesine eşit olduğu kabul edilir. Birbirleriyle basit bağlantılı olan Spektral ivme, spektral hız ve spektral yerdeğiştirme aşağıdaki gösterilmiştir.

$$\begin{aligned} S_d &= |u|_{max} \\ S_d &= |\dot{u}|_{max} \approx \omega_0 \approx PSV \\ S_d &= |\ddot{u}|_{max} \approx \omega_0 \approx PSA \end{aligned} \tag{3.12}$$

Fomülde, u ve ω_0 TDS sistemin yerdeğiştirmesidir. PSA pseudo-spektral-ivme ve PSV da pseudo- spektral-hızdır. Kaydedilmiş kuvvetli yer hareketlerinin en büyük değerlerine PSV ve PSA hız ve ivme gerçek maksimum değerleri olmamasına rağmen çok yakınlık göstermektedir. Pseudo-spektral değerlerin pratikte spektral değerleri ile genel olarak eşit olduğu söylenir (Kramer ve ark., 2006).

İvme tepki spektrumu, deprem kuvvetini zeminden yapıya verir yani yapılara etkiyen kuvvetidir. Doğal periyoduyla ve sönüm oranına göre Mühendislik yapısının maksimum tepki değeri ile ivme tepki spektrumundan okunan maksimum kesme kuvvet, yapıya etkiyen mutlak ivme değeri olup, bununla yapının m kütlesi çarpılırsa deprem esnasında elde edilir. Deprem kuvvetlerini tanımlamak için İnşaat mühendisliği uygulamalarında en sık başvurulacak yaklaşım ivme kayıtlarından ivme, hız ve yer değiştirme tepki spektrumlarının hesaplanmasıdır. Hız tepki spektrumu, depremde esnasında meydana gelen enerjinin bir kısmı yapılar tarafından absorbe edilir. Yapılarda oluşan maksimum enerjiyi bu spektrum verir. Tepki spektrumu yer ve Şekil değiştirir. Yapı içindeki gerilmeler yer değiştirmenin veya Şekil değiştirmenin büyüklüğü ile ilişkilidir (Ohsaki, 1976). Deprem özellikleri ile yapının özellikleri tepki spektrumları sayesinde birbirinden ayrılabilmiştir. Değişkenleri bilinen bir yapının bilinen bir depremde maruz kalacağı tepki spektrumu, en şiddetli deprem kuvvetinin hesaplanabilmesi olanak dahilinde olmuştur (İpek, 1987).

3.2.2.3. Spektral parametreler

kuvvetli yer hareketi belirlemede kullanılabilecek spektrumlar çok karmaşık fonksiyonlardır. Bunları tanımlayabilmek için çok miktarda veri olması lazımdır. Fazla sayıda spektral parametre mevcut olduğunda spektrumlardan önemli bilgiler çıkarabilmektedir (Kramer ve ark., 1996).

Baskın periyod: Baskın periyodu, yer hareketinin frekans içeriğini temsil eder (T_p). Baskın periyod, titreşim periyodu olarak da tanımlanır, ve bu periyod Fourier genlik spektrumunda en büyük değeri içerir. Baskın periyod genel olarak düzleştirilmiş spektrumdan elde edildiği zaman, fourier genlik spektrumu istenmeyen pik

etkisinden kaçınılabilmektedir. Baskın periyod frekans içeriği hakkında bazı verileri açıklayabilmektedir. Bununla birlikte, farklı frekans içeriğine sahip hareketlerin aynı baskın periyoda da sahip olabilmektedir. Fourier genlik spektrumunun maksimum değerinin düşük frekanslara (uzun periyodlara) kaymasıyla. Mesafeye bağlı olarak frekans içeriğinin değişimi mümkündür. Sonuc olarak, uzaklık arttıkça baskın periyod da büyür (Kramer ve ark., 1996).

Bant genişliği: Baskın periyodu belirlemede kullanılabilen en büyük değer, Fourier genlik spektrumudur. Ama, baskın periyod etrafına spektral genliklerin nasıl saçıldıklarına ilişkin detaylı bilgi vermemektedir. Genel olarak Fourier spektrumunun maksimum genliğinin $1/\sqrt{2}$ ile çarpılmasıyla bant genişliği belirlenir.

3.2.2.4. Kuvvetli hareketini süresi

Deprem esnasında sarsıntının kuvveti ve süresi, mühendislik yapı problemlerinde ve yapısal hasar üzerinde önemli rol oynamaktadır. Yapılarda üzerinde kısa süreli bir hareket fakat genliği yüksek yıkıcı tepkilerin birikmesine yol açabilecek yeterlilikte yük çevrilmeleri oluşturmayabilir. Ancak, uzun süreli bir hareket fakat genliği orta düzeyde, yeterli miktarda yük çevrilmeleri oluşturarak, önemli derecede hasara neden olabilir. Sarsıntının şiddeti ve jeolojik koşulların etkisi kuvvetli yer hareketinin süresi, depremin büyüklüğü ile artmakla beraber odak uzaklığı (Dobry ve ark., 1978), ile artış göstermektedir. (Brady ve Trifunac, 1976). Basit hesaplamalar ve kuvvetli hareketin süresi ile ilgili değişik yaklaşımlar mühendislik literatüründe vardır. zaman aralığı olarak birinci tanımlama, daha büyük değerleri için ve genellikle ivme kaydı üzerinde 50 gal (0,05 g) ivme değerleri ilk ve son pik arasındaki tanımlanır (Page ve Larimer., 1975). Diğer bir deyişle, kümülatif enerjiyi temel alarak maksimum ivmenin karesinin integralinde elde edilir; gereken zaman aralığı, toplam enerjinin tavsiye edilen oranda birikmesidir, yer hareketin bir yer partikülü üzerinde yaptığı toplam işin (Arias şiddeti) %5'den % 95'e veya %90'a kadar arttığı süre, "etkili süre" diye adlandırılmaktadır (Husid ve ark., 1969; Trifunac ve Brady, 1975). Arias şiddeti (IA) (Arias, 1970),

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_f} a^2(t) dt \quad (t_t = \text{toplam kayıt uzunlu\u011fu}) \quad (3.13)$$

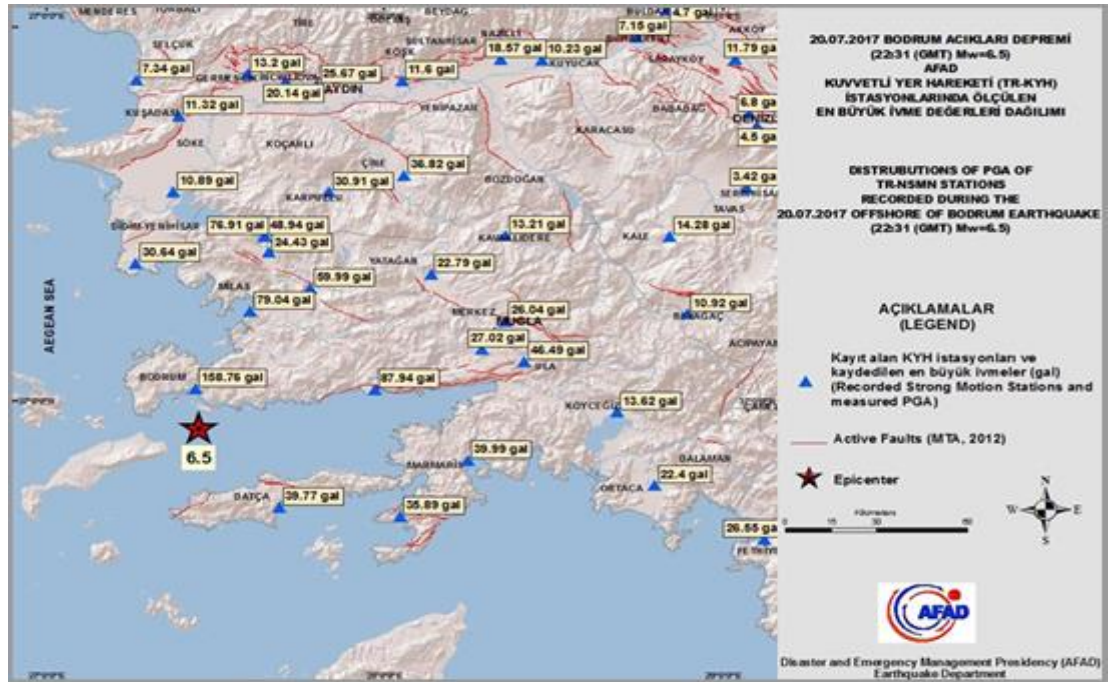
yukarıda bahs edilen formüle ile (formül 3.12) tanımlanır. formülde g; yer çekimi ivmesi, a; ivme, t; zaman ve t_f ; toplam kayıt uzunlu\u011funu g\u00f6sterir.



BÖLÜM 4. 21 TEMMUZ 2017 MUĞLA-BODRUM AÇIKLARI DEPREMİNE AİT KUVVETLİ YER HAREKETİN KAYITLARI

4.1. Kuvvetli Yer Hareketin Kayıtları

21 Temmuz 2017' de ki meydana gelen Gökova Körfezi depremi, Şekil 1.1.'de gösterildiği üzere, depremin dış merkezi 12-628 km uzaklıklardaki AFAD Ulausal Kuvvetli Yer Hareketi Gözle ağına ait 209 farklı ivme-ölçer istasyonu tarafından kaydedilmiştir (Şekil 4.1.). Muğla-Bodrum istasyonu olmak üzere bütün istasyonlar depremin Kuzey, kuzeydoğu, doğu ve güneydoğu yer almaktadır. Depremin merkezine en yakın beş istasyonun ivme değerleri Tablo 4.1.'de verilmektedir. Ölçülen en büyük ivme değeri Muğla-Bodrum istasyonu tarafından Kuzey-Güney yönünde 158.76 cm/sn² olarak kaydedilmiştir (AFAD, 2017). Bu çalışmada 5 adet istasyona ait verilerden yararlanılmıştır.

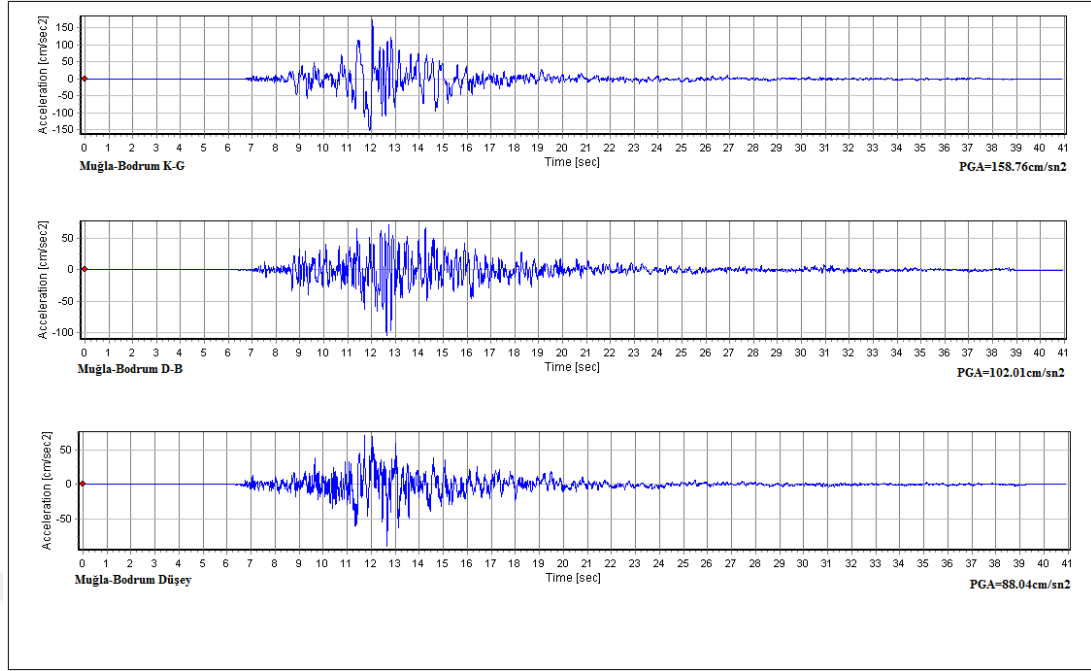


Şekil 4.1. 21.07.2017 tarihinde meydana gelen Bodrum Açıkları Depreminde kayıt alan Kuvvetli Yer Hareketi istasyonları ve ölçülen en büyük ivmelerin dağılımı (AFAD, 2017).

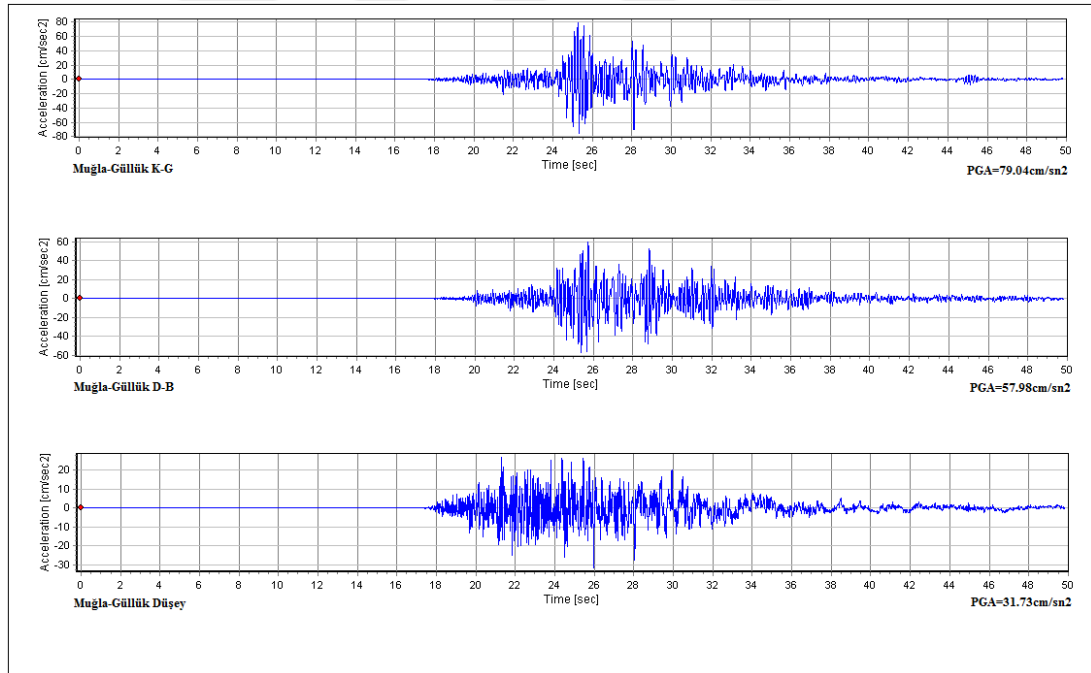
Tablo 4.1. Muğla-Bodrum Depremini ($M_w=6,5$) kaydeden en yakın beş istasyondan alınan önemli parametrelerin değerleri (AFAD, 2017).

İstasyon /Kodu	Repi (km)	VS30 (m/sec)	Processed PGA_NS (cm/sec ²)	Processed PGV_NS (cm/s)	Processed PGD_NS (cm)	Processed PGA_EW (cm/sec ²)	Processed PGV_EW (cm/s)	Processed PGV_E-W (cm)	Processed PGA_U-D (cm/sec ²)	Processed PGV_U-D (cm/s)	Processed PGV_UD (cm)
Muğla-Bodrum (MBS)/4809	12	747	158,7 6	21,29	7,96	102,0 1	6,34	3,61	88,04	9,34	4,27
Muğla-Güllük (MGS)/4817	37		79,04	3,67	2,59	57,98	2,07	0,93	31,73	2,99	1,77
Muğla-Ören (MÖS)/4819	48	273	78,72	6,11	1,17	87,94	5,96	1,56	45,11	2,61	0,63
Muğla-Marmaris (MMS)/4810	71	393	40	2,62	0,32	32,09	1,31	0,43	13,83	1,09	0,53
Muğla-Datça (MDS)/4812	32		37,85	3,32	1,59	39,77	4,03	2,88	32,13	2,7	0,97

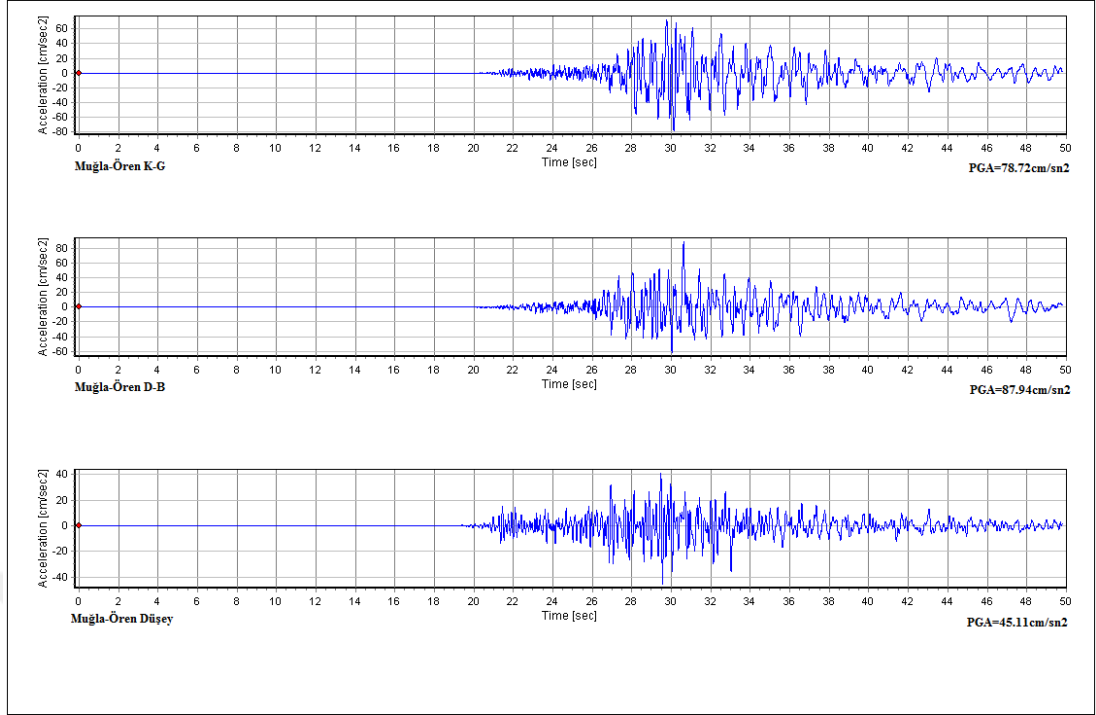
Tablo 4.1. incelendiğinde, en büyük yatay yer ivme kayıdeden Muğla-Bodrum (MBS) istasyonunun Z3 yerel zemin özelliği ve İstasyonun Kayma Dalga Hızı $VS=747$ m/sn olduğunu göstermektedir. Diğer istasyonların bulunduğu ortamlara ait zeminlerin dinamik parametreleri de Tablo 4.1.'de verilmiştir. Benzer Şekilde deprem, Muğla-Güllük (MGS), Muğla-Ören (MÖS), Muğla-Marmaris (MMS) ve Muğla-Datça (MDS) istasyonları tarafından da kaydedilmiştir. Yukarıda belirtilen istasyonların (MGS, MÖS, MMS, MDS) Z3 yerel zemin özelliğine sahip olduğu anlaşılmaktadır. Muğla-Bodrum depreminin büyüklüğü, moment büyüklüğünde $M_w = 6,5$ olarak hesaplanmış olup, en büyük ivme, hız ve yer değiştirme grafikleri, sırasıyla Şekil 4.2. ve Şekil 4.16.'da gösterilmiştir. Bu Şekillerde MBS, MGS, MÖS, MMS ve MDS istasyonlarının kaydettiği K-G, D-B ve düşey bileşenlere ait veriler görülmektedir.



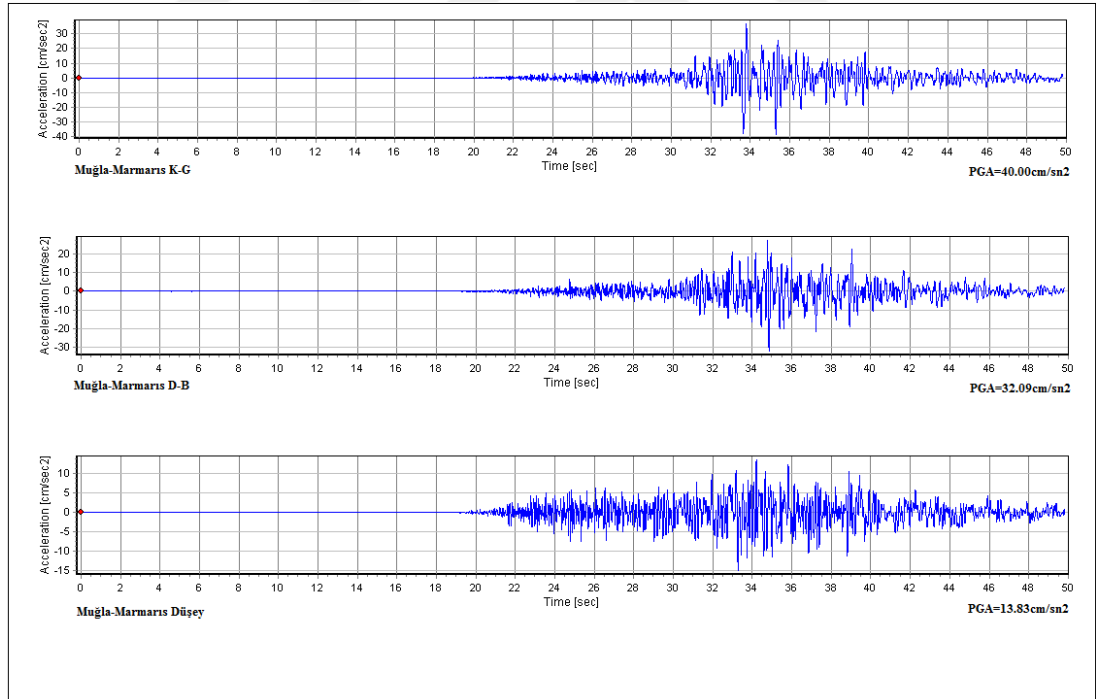
Şekil 4.2. Muğla-Bodrum istasyona (MBS) ait üç bileşenin ivme kaydı.



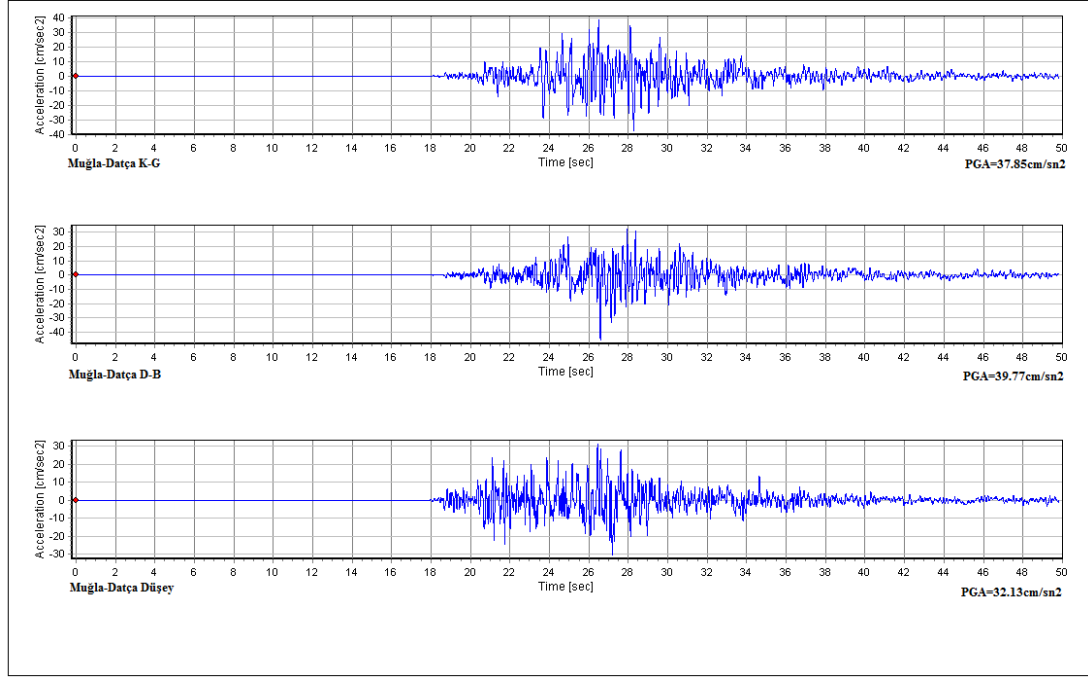
Şekil 4.3. Muğla-Güllük istasyona (MGS) ait üç bileşenin ivme kaydı.



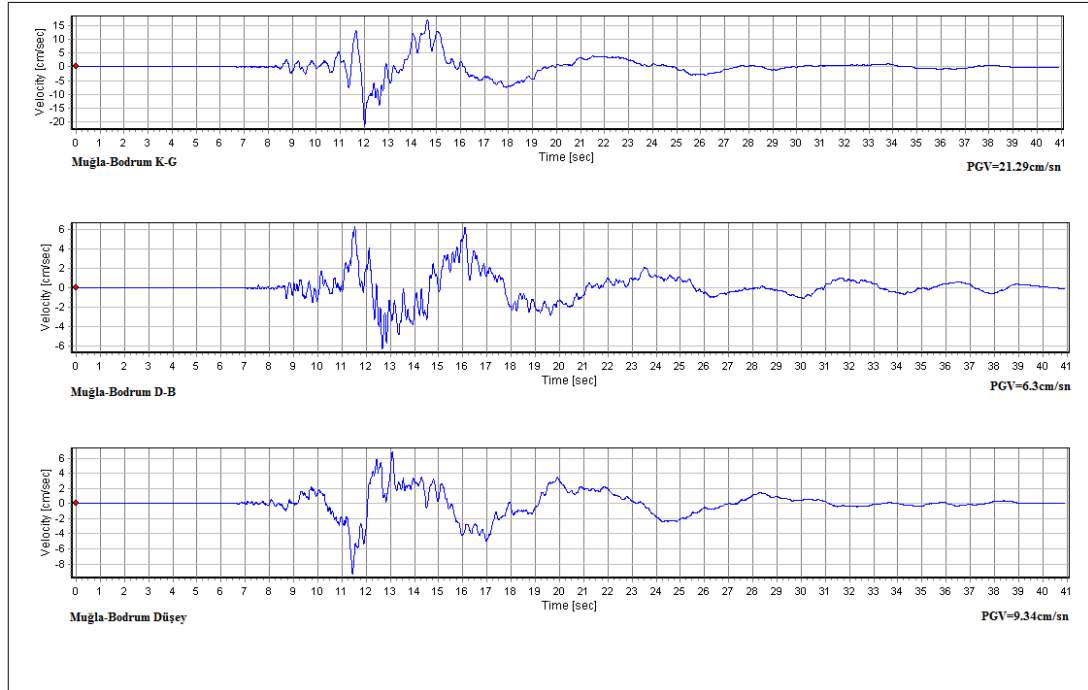
Şekil 4.4. Muğla-Ören istasyona (MÖS) ait üç bileşenin ivme kaydı.



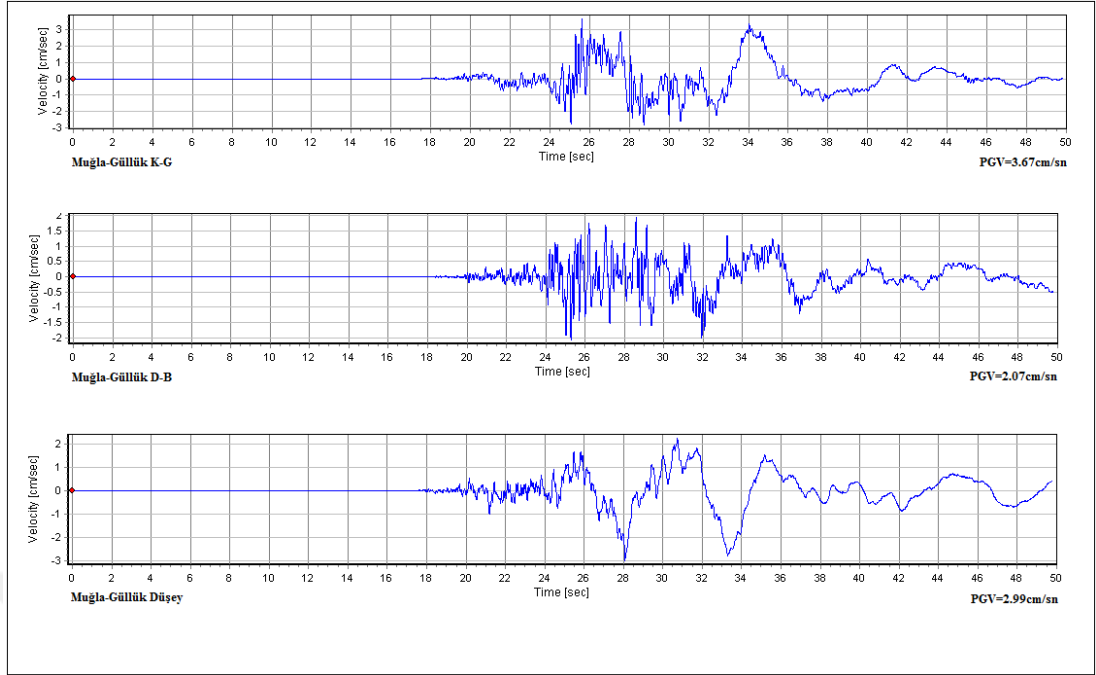
Şekil 4.5. Muğla-Marmaris istasyona (MMS) ait üç bileşenin ivme kaydı.



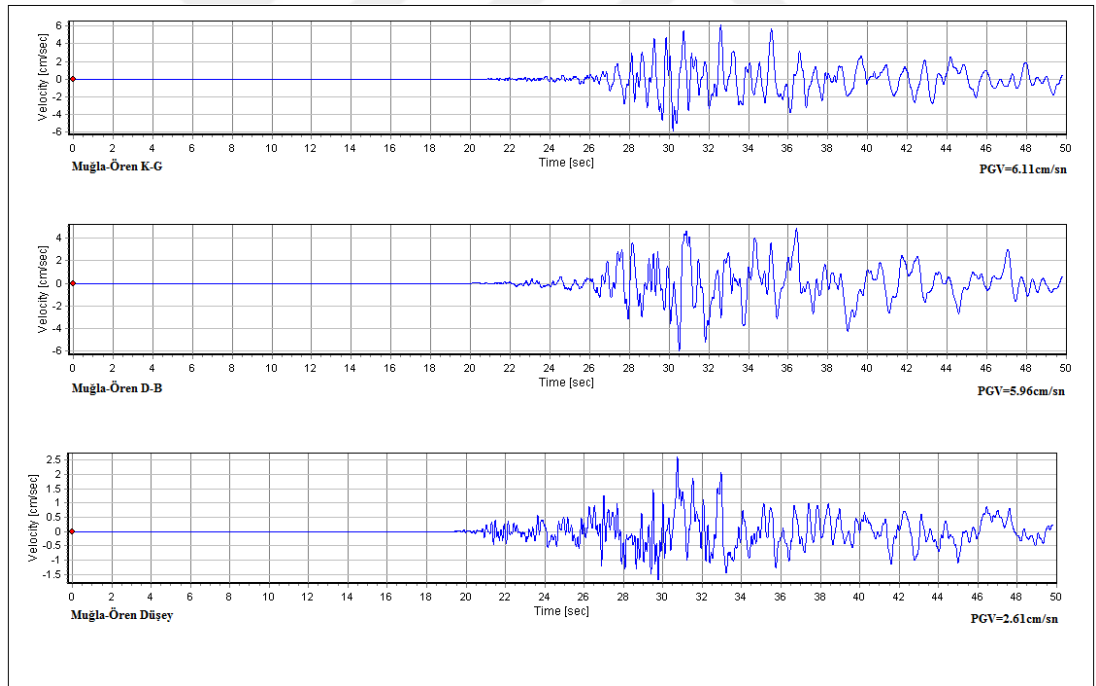
Şekil 4.6. Muğla-Datça istasyona (MGS) ait üç bileşenin ivme kaydı.



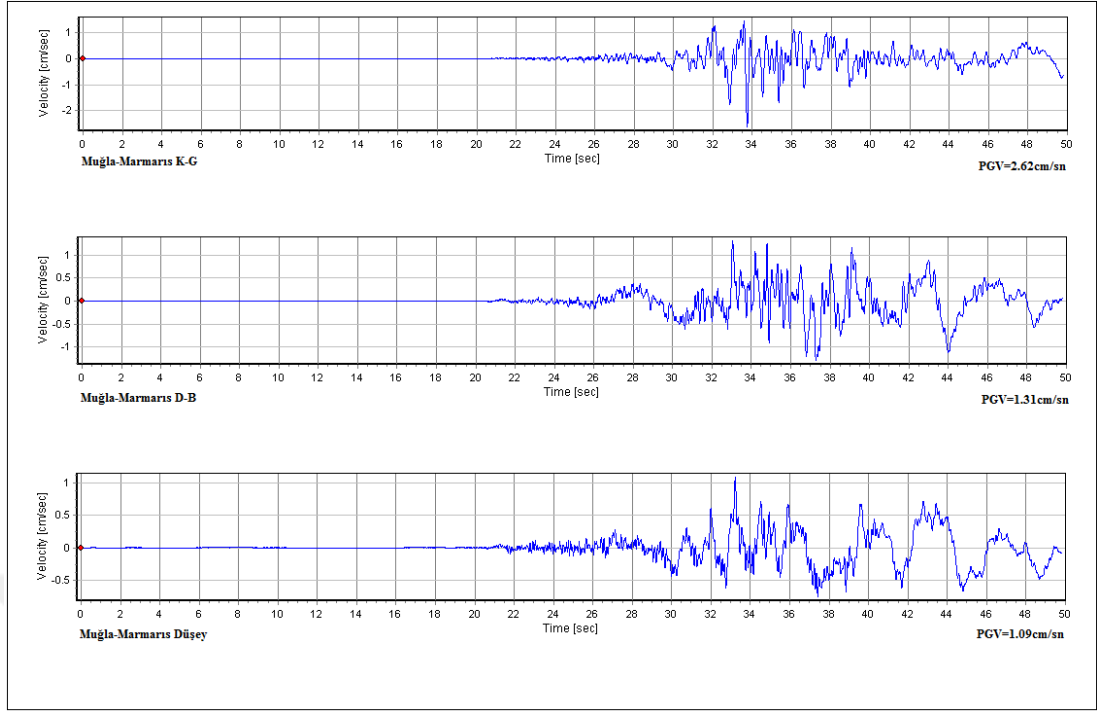
Şekil 4.7. Muğla-Bodrum istasyona (MBS) ait üç bileşenin hız kaydı.



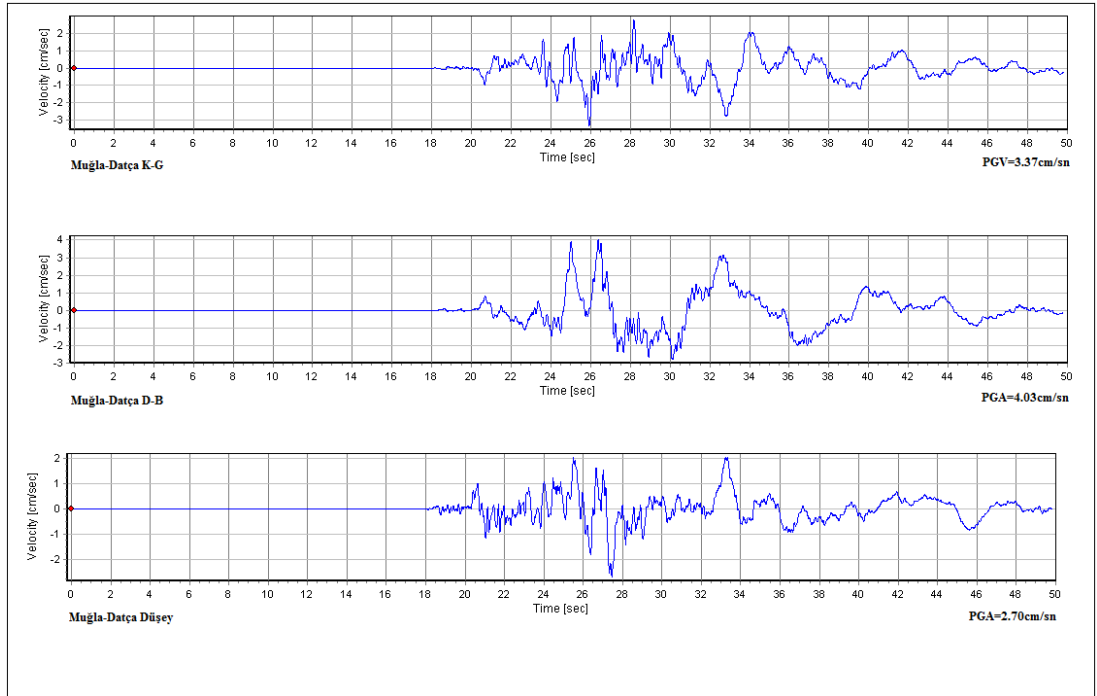
Şekil 4.8. Muğla-Güllük istasyona (MGS) ait üç bileşenin hız kaydı.



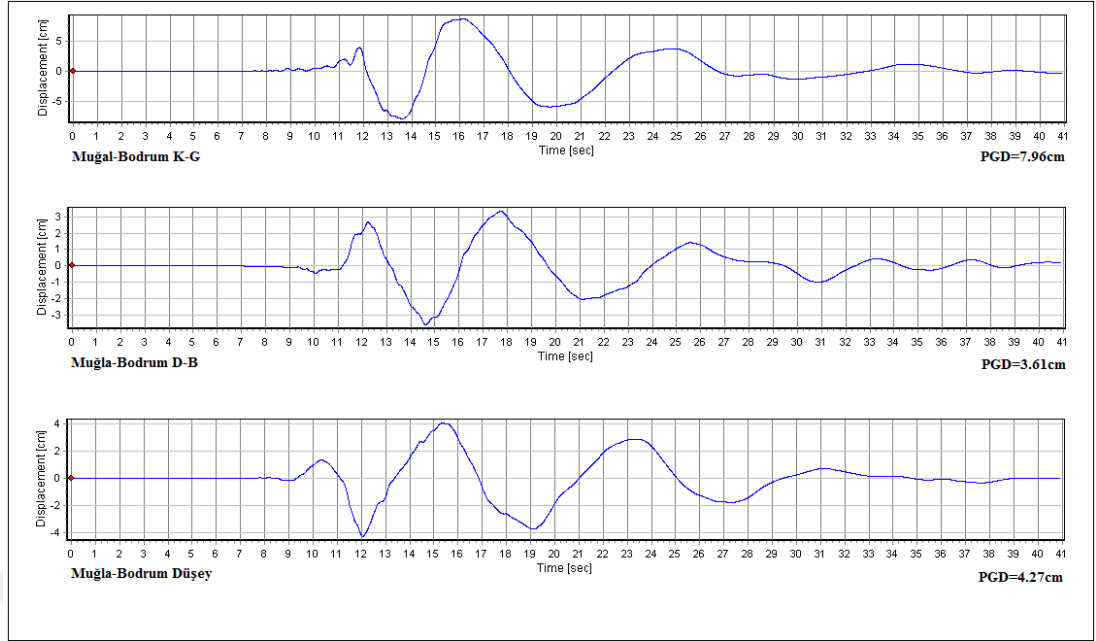
Şekil 4.9. Muğla-Ören istasyona (MÖS) ait üç bileşenin hız kaydı.



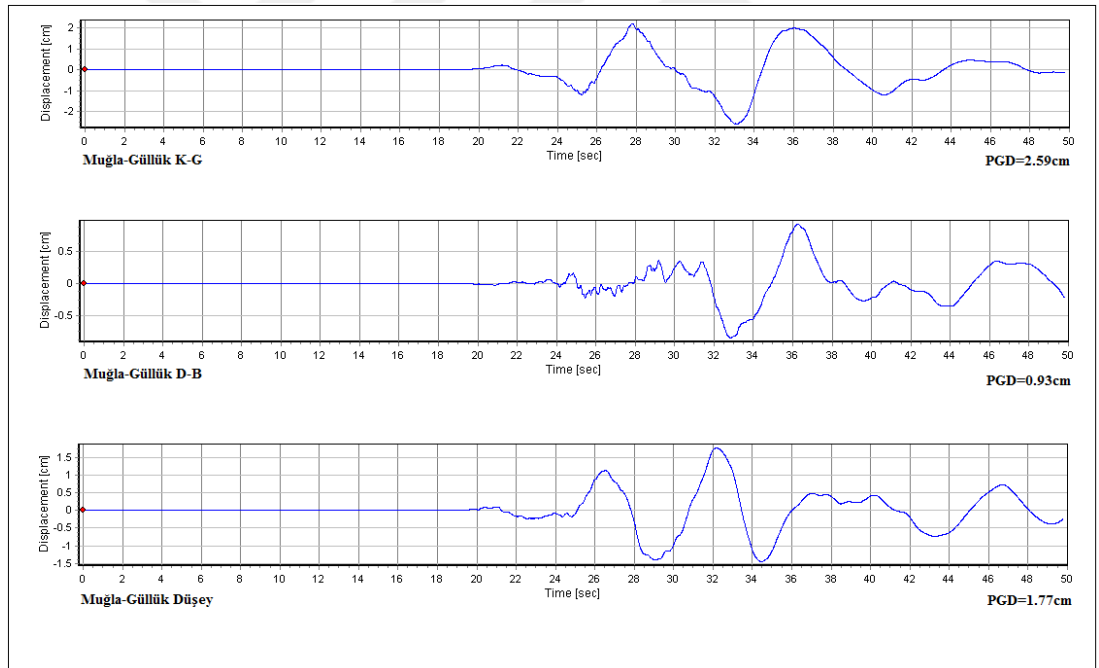
Şekil 4.10. Muğla-Marmaris istasyona (MMS) ait üç bileşenin hız kaydı.



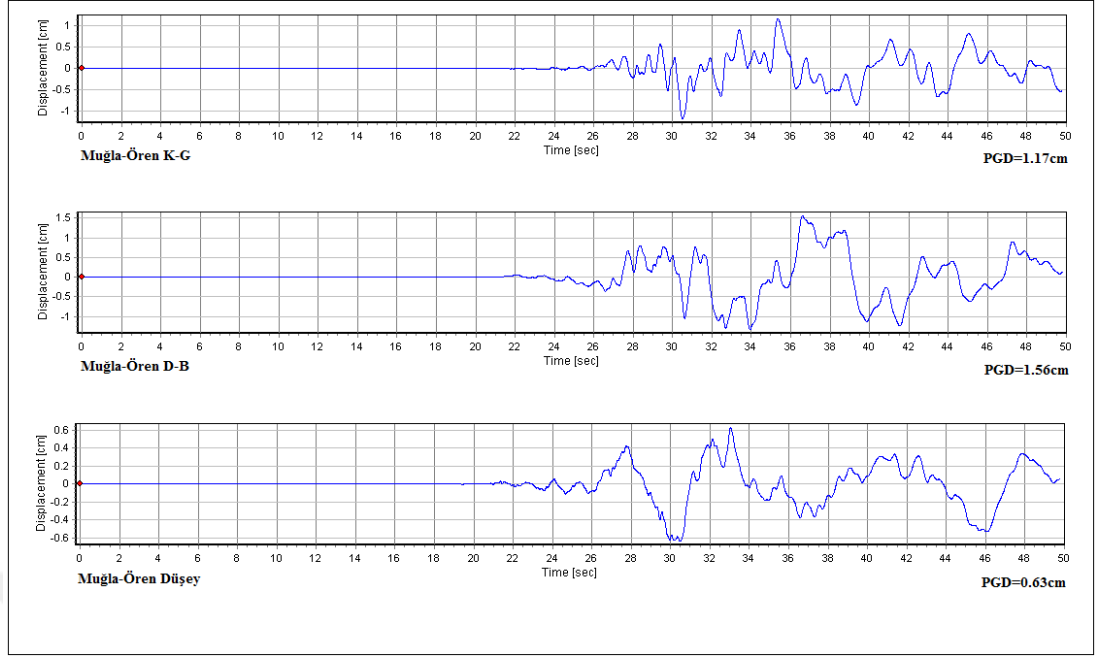
Şekil 4.11. Muğla-Datça istasyona (MDS) ait üç bileşenin hız kaydı.



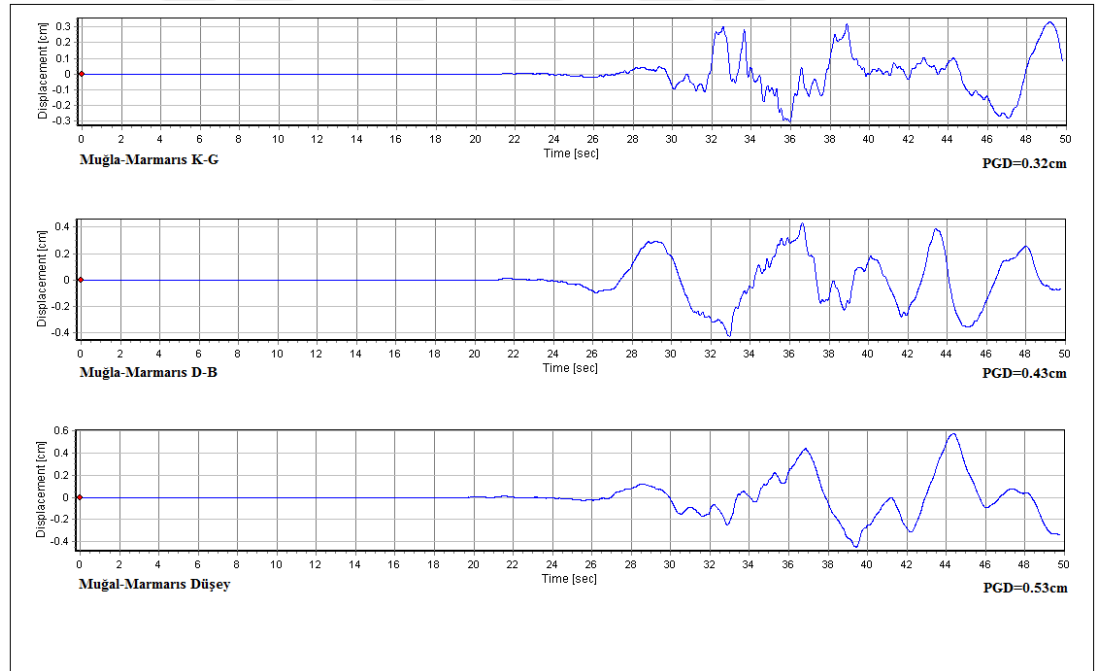
Şekil 4.12. Muğla-Bodrum istasyona (MBS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı.



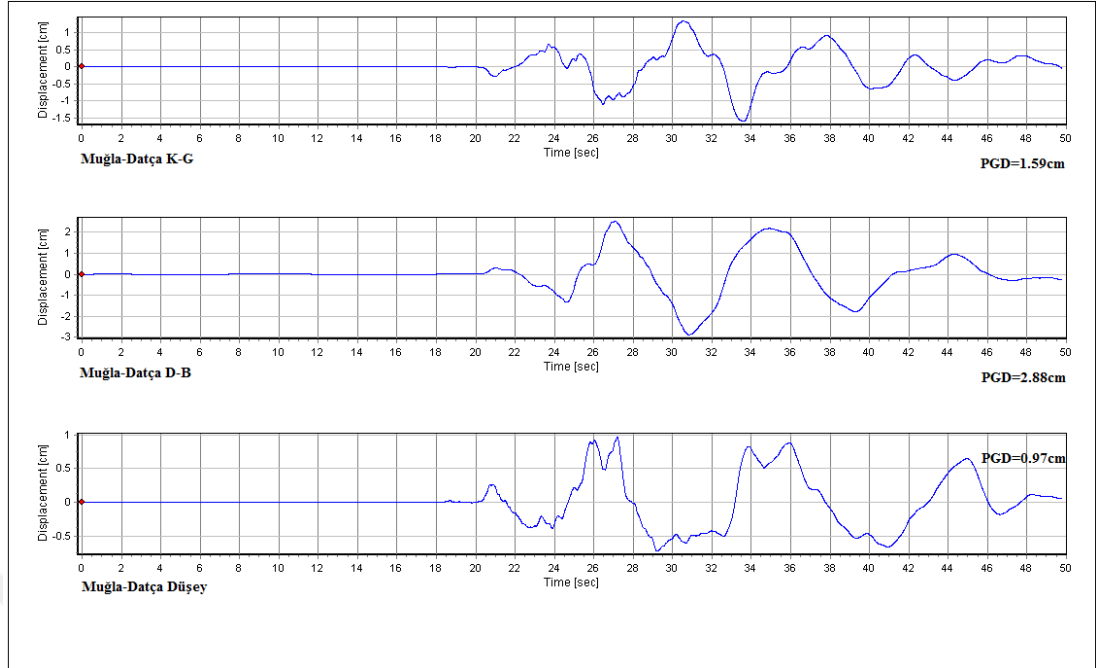
Şekil 4.13. Muğla-Güllük istasyona (MGS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı.



Şekil 4.14. Muğla-Ören istasyona (MÖS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı.



Şekil 4.15. Muğla-Marmaris istasyona (MMS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı.



Şekil 4.16. Muğla-Datça istasyonuna (MDS) ait üç bileşenin yerdeğiştirme kaydı.

Farklı istasyonların ivme değerleri incelendiğinde, jeolojik yapı ve uzaklığın sismik dalga üzerine önemli bir etki meydana getirdiği görülmektedir. Özellikle, bu etki Muğla-Bodrum istasyonunda çok açıktır. İleri yönlendirme etkisine bağlı olarak S-dalga fazı oldukça belirgin olup P ve S fazı kolaylıkla ayrılabilir. Bununla birlikte, P ve S fazları Muğla-Güllük, Muğla-Ören ve Muğla-Marmaris kompleks olarak gösterilmiştir. Bunun nedeni, Muğla-Bodrum istasyonunun bölgesel tektonik özelliklere dik doğrultu olması ve faylanma geniş yüzey alanı boyunca meydana gelmesidir. Ayrıca 6-10 km aralığında derinlikte meydana gelen deprem nedeniyle yüksek ivme değerleri beş istasyonda kayıtlarıyla geniş bir alanda etkilemiştir. Deprem büyük faylanma yüzeyi neden olduğundan birçok istasyon tarafından kaydedilmiştir. Öte yandan, muhtemelen çok heterojen ve bölgenin kırılma yapısından dolayı alan gözlemlerinin alınması önlenmiştir. Bu istasyonların deprem merkezinden kuş uçuşu uzaklığı 5,09-71,9 km arasında değişmektedir. Ölçülen değerler hızlanma-zayıflama denklemlerine göre tahminlerden daha düşüktür.

4.2. Kuvvetli Yer Hareketin Süresi

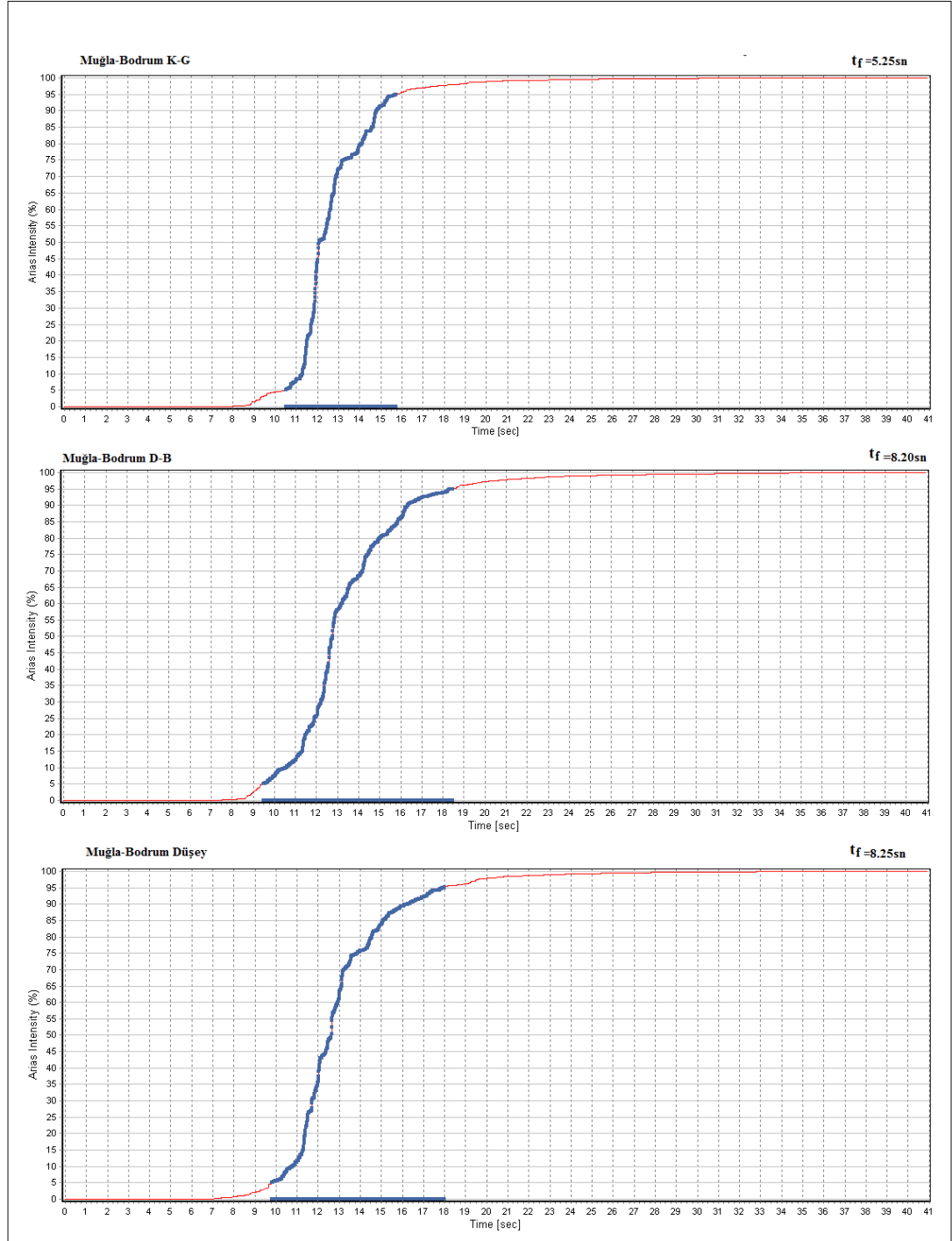
Depremlerin en önemli parametrelerinden biride, kuvvetli yer hareketin süresi ve ya sarsıntın süresidir. Uzun süreli sarsıntılar binalar üzerindeki hasarlarda önemli bir rol oynadığı bilinmektedir. Öte yandan kuvvetli yer hareketinin süresinin genellikle depremin büyüklüğü ile artmasına karşın deprem odağının uzaklığı (Dobry, 1978), sarsıntının şiddeti ve jeolojik koşullarında bunda önemli oranda etkisi olmaktadır (Trifunac, 1977). Depremin etkili olduğu sürenin uzaması ile yapılarda potansiyel hasar birikimleri meydana gelmektedir. Bu yüzden depremin süresi yer hareketinin şiddetini ifade eden bir parametre olarak kullanılmaktadır. Bu konuda literatüründe çeşitli yaklaşımlar yer almaktadır. Bu yaklaşımlardan ilki olarak hızlanma kaydı üzerinde 50 gal (0.05g) ve daha büyük değerlere sahip titreşimlerde ilk ve son pik hızlanma değerleri arasındaki zaman aralığı verilebilir (Page ve ark., 1975). İkinci olarak yapılan tanımlamada ise, maksimum hızlanmanın karesinin integralinde elde edilen kümülatif enerjiyi esas alarak toplam enerjinin tavsiye edilen oranda birikmesi için gereken zaman aralığı olup, yer hareketinin bir yer partikülü üzerinde yaptığı toplam işin (Arias intensity) %5'den %95'e (Husid ve ark., 1969) veya %90'a (Trifunac ve Brady, 1975) kadar arttığı süre, “etkili süre” şeklinde adlandırılmaktadır. Arias intensity (IA) aşağıdaki formül ile tanımlanmaktadır (Arias, 1970),

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_f} a^2(t) dt \quad (4.1)$$

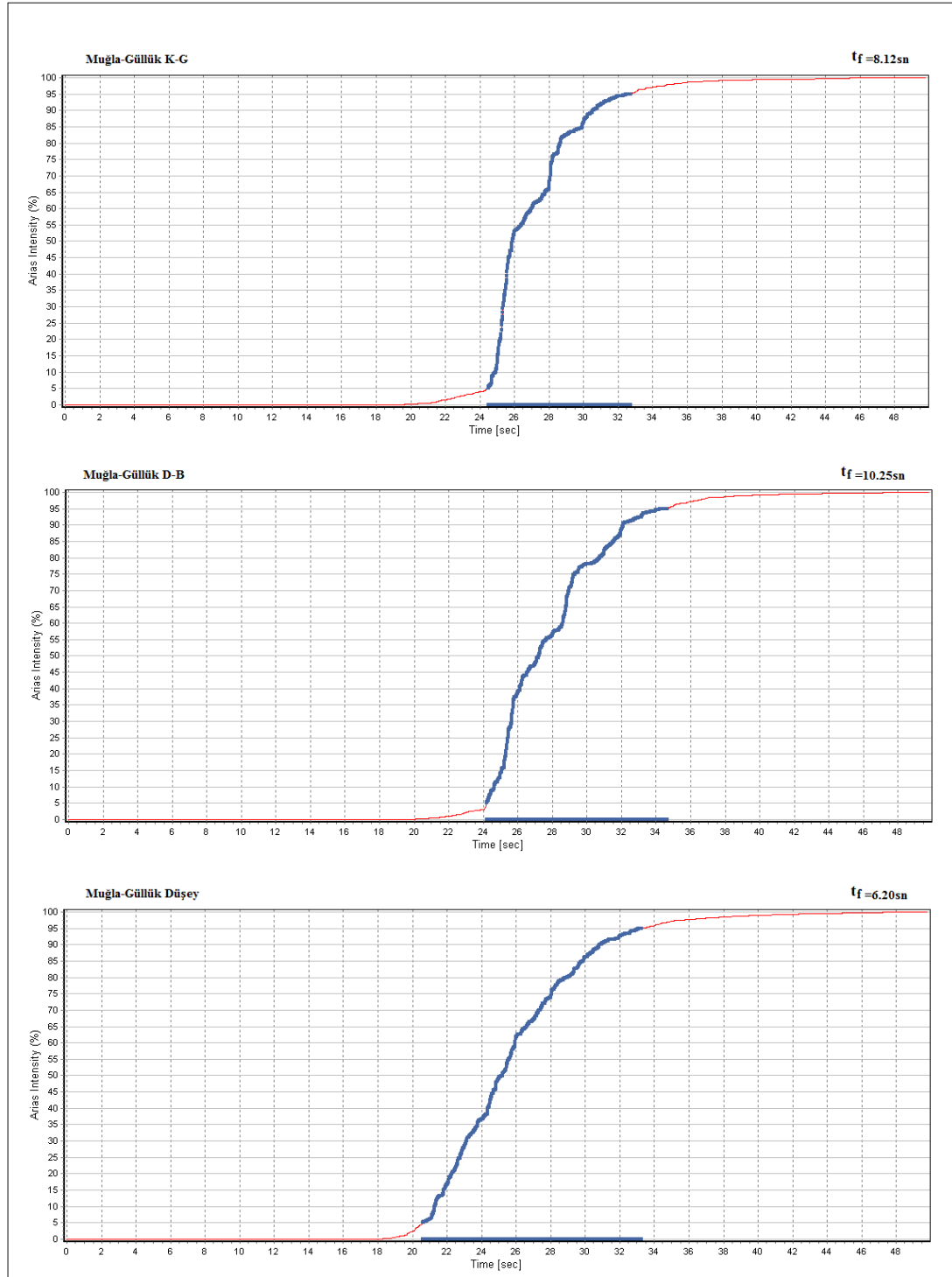
Formülde, a; ivme, g; yer çekimi ivmesi, t; zaman ve t_f toplam kayıt uzunluğudur. Söz konusu bu ifadelerle ilişkin olarak Gökova Körfezi Açıkları Depreminin analizi için seçilen istasyonlarda kaydedilen ivme kayıtlarının her bir bileşeni için hesaplanan Arias intensity değerinin %5'den %95'e kadar çıkması arasında geçen “etkili süre” grafikleri verilmiştir. Gökova Körfezi Açıkları Depreminin Arias Şiddeti değerleri MBS, MGS, MÖS, MMS ve MDS istasyonlarına ait KG, DB ve düşey bileşenleri için hesaplanmıştır. Depremin MBS istasyon kayıtlarının KG ve DB yönü için hesaplanan etkin toplam kayıt süresi sırasıyla $t_f = 5,25$ ve $t_f = 8,20$ 'dir (Şekil 4.17.). MGS istasyonunun KG ve DB yönü için, hesaplanan etkin toplam kayıt süresi sırasıyla $t_f =$

8,12 ve $t_f = 10,25$ 'dir (Şekil 4.18.). MÖS istasyonunun KG ve DB yönü için, hesaplanan etkin toplam kayıt süresi sırasıyla $t_f = 14,30$ ve $t_f = 14,60$ 'dir (Şekil 4.19.). MMS istasyonunun KG ve DB yönü için, hesaplanan etkin toplam kayıt süresi sırasıyla $t_f = 10,92$ ve $t_f = 12,2$ 'dir (Şekil 4.20.). Son olarak, MDS istasyonunun KG ve DB yönü için, hesaplanan etkin toplam kayıt süresi sırasıyla $t_f = 12$ ve $t_f = 12,50$ 'dir (Şekil 4.21.). Arıza yönüyle ilgili ileriye yönelik yönlendirici etki MBS istasyonunda daha az Arias intensity neden olabilir.

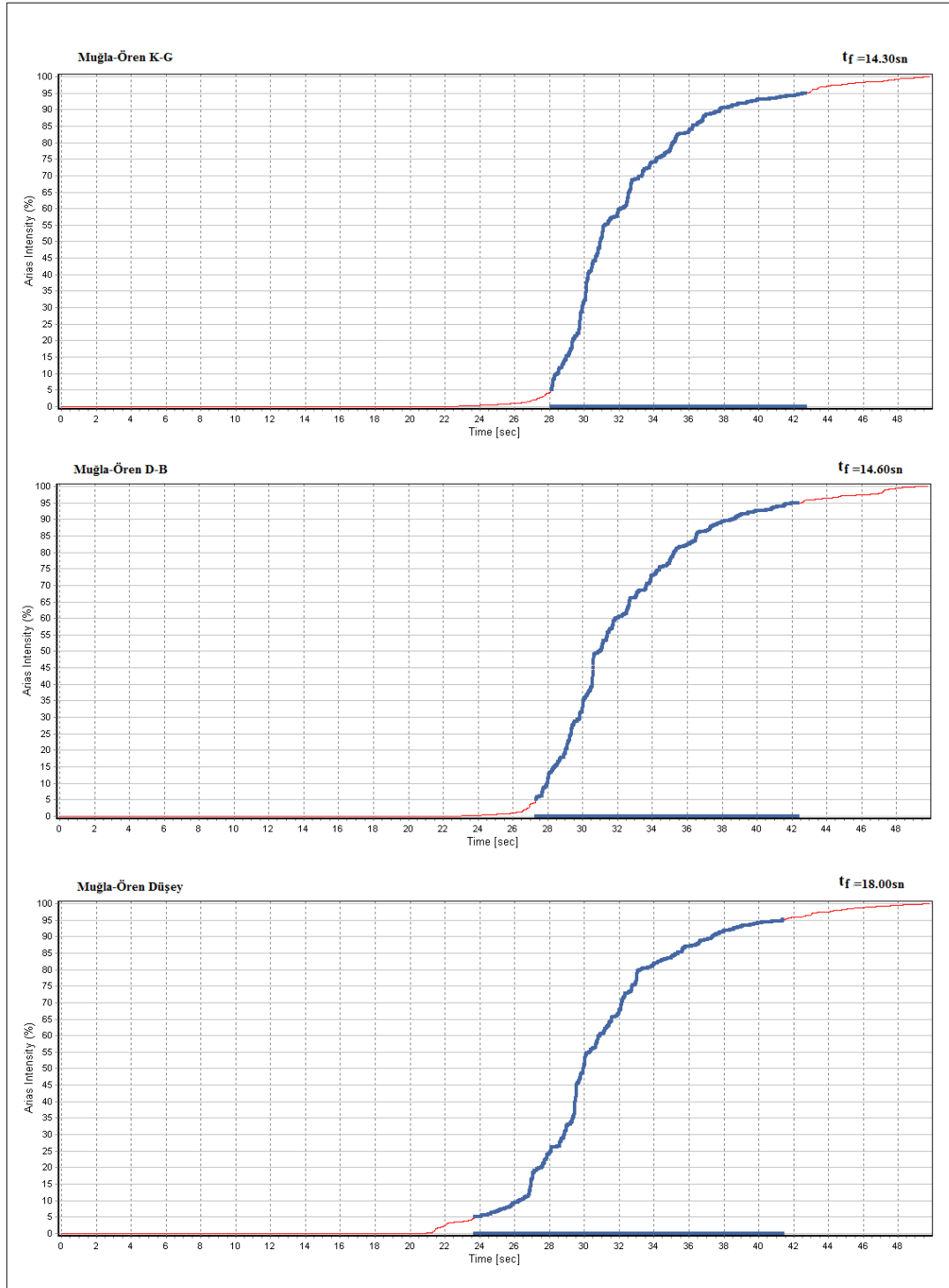




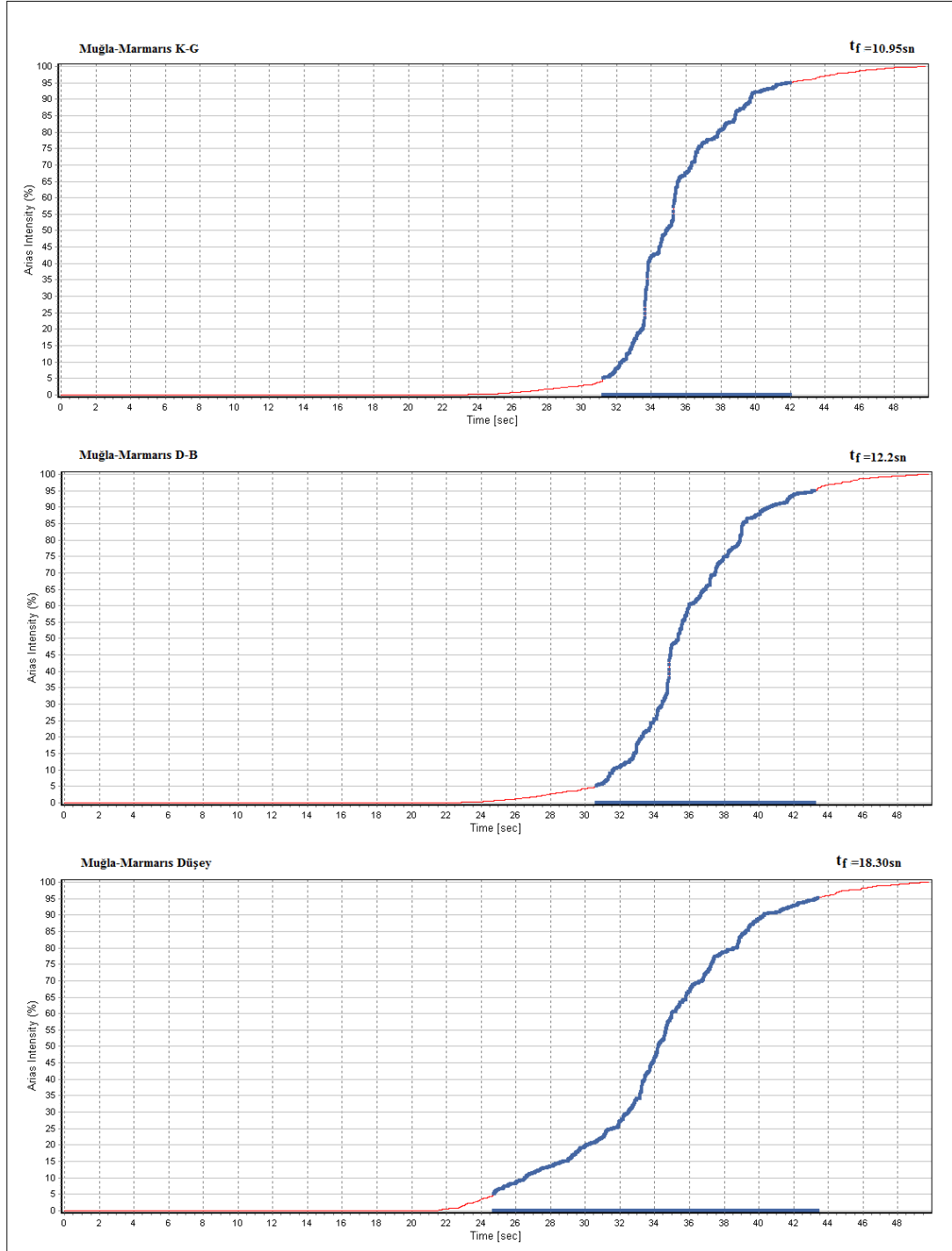
Şekil 4.17. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MBS'una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler.



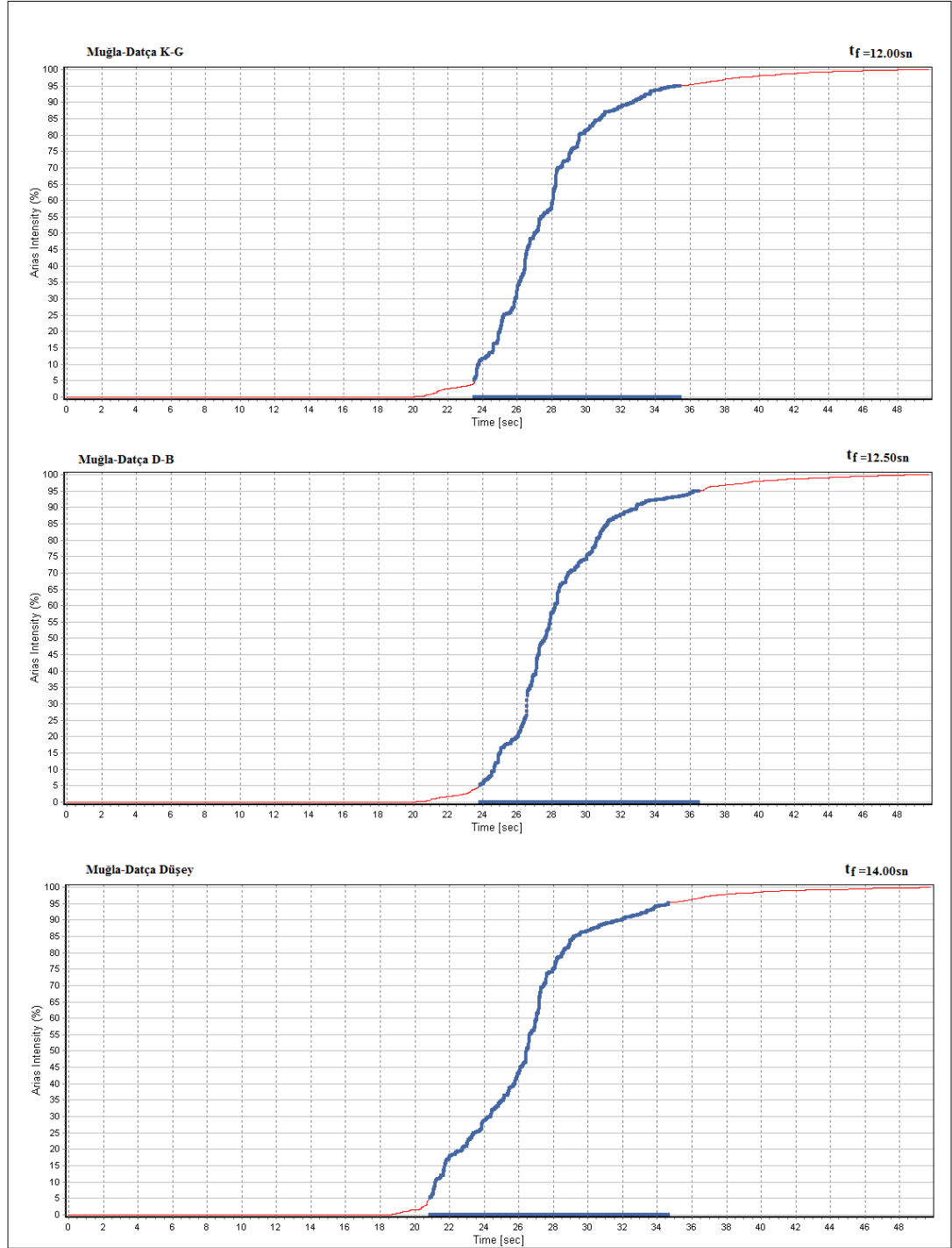
Şekil 4.18. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MGS'una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler.



Şekil 4.19. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MÖS'una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler.



Şekil 4.20. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MMS'una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler.

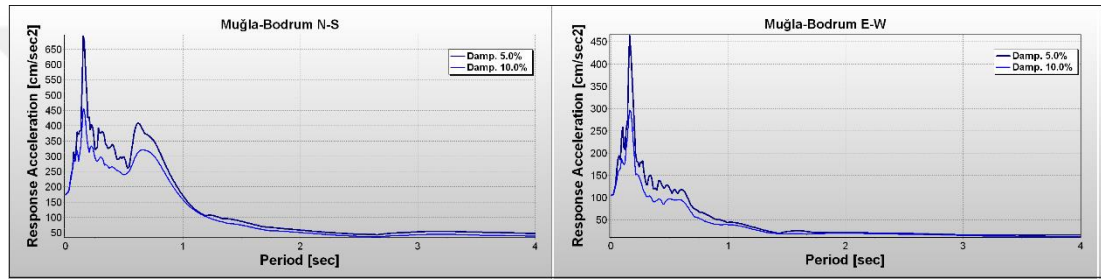


Şekil 4.21. 21 Temmuz 2017 Muğla-Bodrum Depreminde, MDS'una ait üç bileşenin Arias Şiddetinin %5-95 arasında hesaplanan etkili süreler.

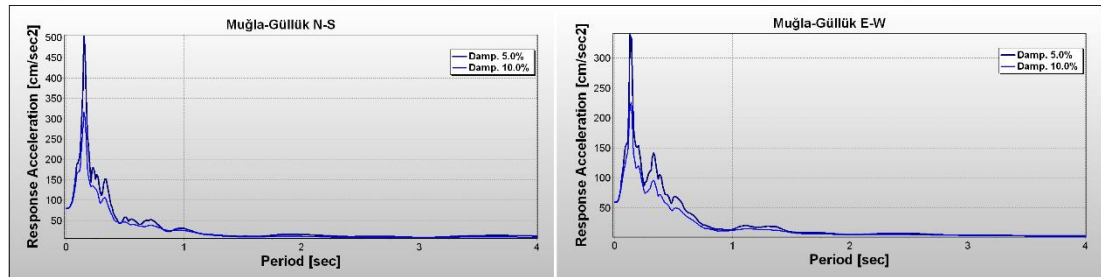
MBS, MGS, MÖS, MMS ve MDS istasyonlarına ait tepki Spektrumları incelediğinde, sismik enerjinin ortalama 1 saniyeden daha kısa sürelerde daha belirgin olduğu gösterilmiştir (Şekil 4.22., Şekil 4.23., Şekil 4.24., Şekil 4.25., Şekil 4.26.). Özellikle, Muğla-Güllük istasyonu ve (MGS) çok küçük periyotlara (K-G; 0,3 sn, D-B; 0,5 sn)

yüksek spektral ivme değerleri sahiptir. 0,5 saniyelik periyot değeri, MBS istasyonunun K-G bileşeninde oldukça belirgindir. Benzer Şekilde, 0,5 saniyelik periyot değerleri, MMS istasyonunun K-G ve D-B bileşenlerinde açıkça gösterilmektedir. Oysa MÖS istasyonunun spektrumu karmaşık bir yapıya sahip olduğunu düşünülmektedir. Çünkü sismik dalga enerjisi istasyonda karmaşık bir görünüme sahiptir.

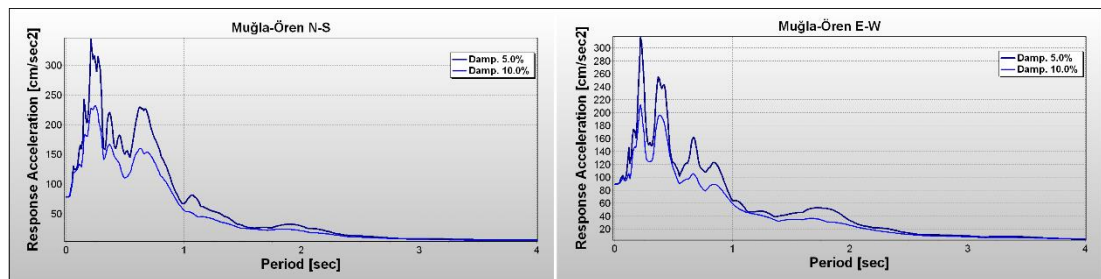
MBS, MGS ve MÖS istasyonlarının amplitüdləri yüksek olmasına rağmen, MDS ve MMS istasyonların genliğı çok düşüktür ve ortak bir spektrum göstermektedir.



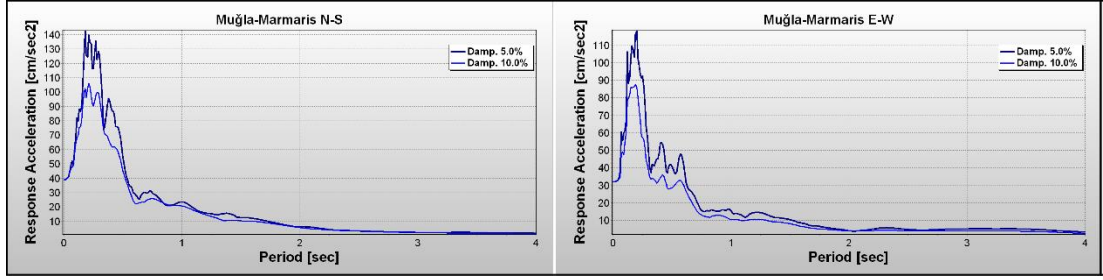
Şekil 4.22. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Bodrum depreminde MBS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spektrumu.



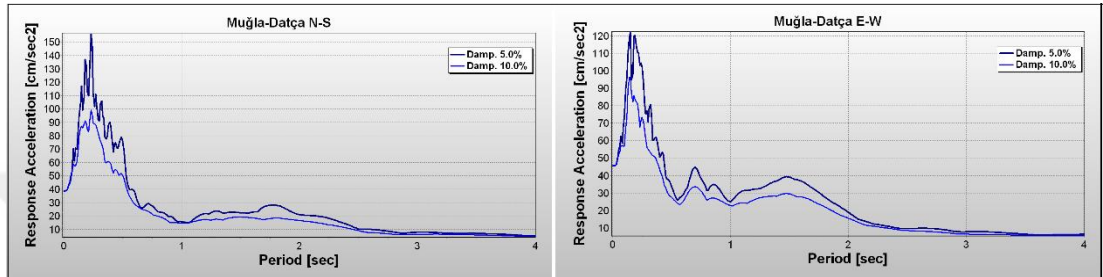
Şekil 4.23. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Güllük depreminde MGS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spektrumu.



Şekil 4.24. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Ören depreminde MÖS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spektrumu.



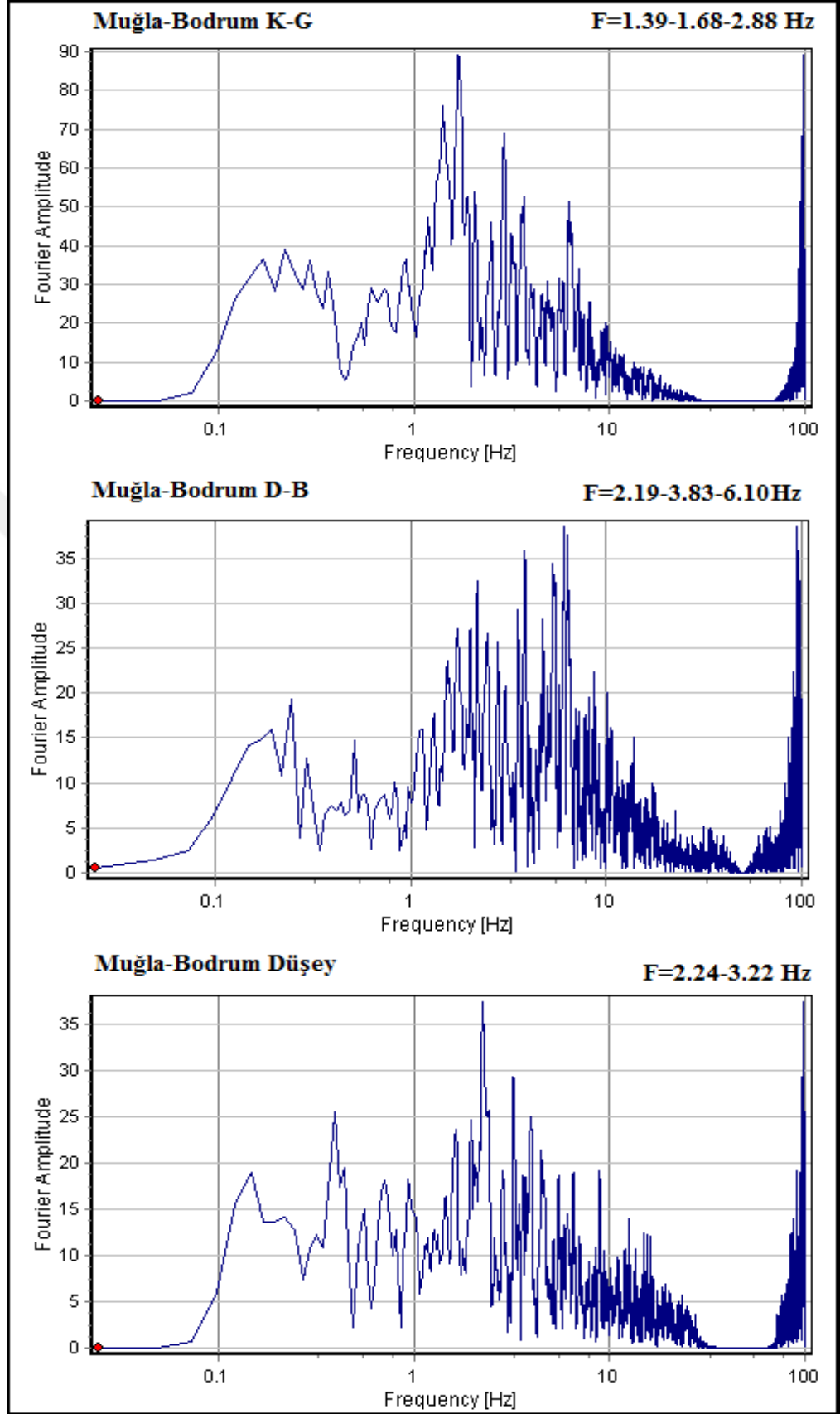
Şekil 4.25. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Marmaris depreminde MMS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spektrumu.



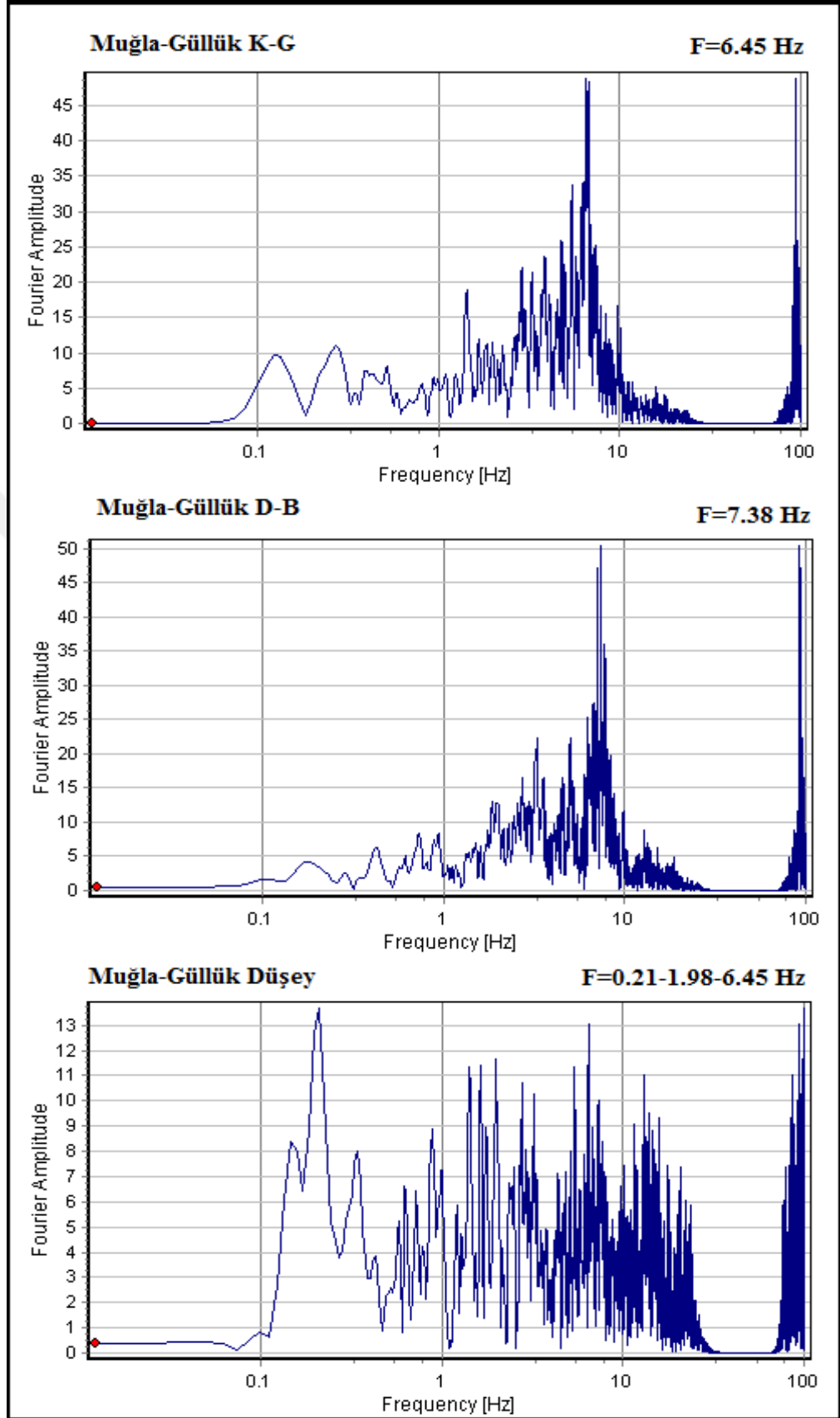
Şekil 4.26. 21 Temmuz 2017 tarihli Muğla-Datça depreminde MDS'una ait K-G ve D-B bileşenlerinin Response spektrumu.

4.3. Kuvetli Yer Hareketi Kayıtlarına Ait Tepki Spektrumları

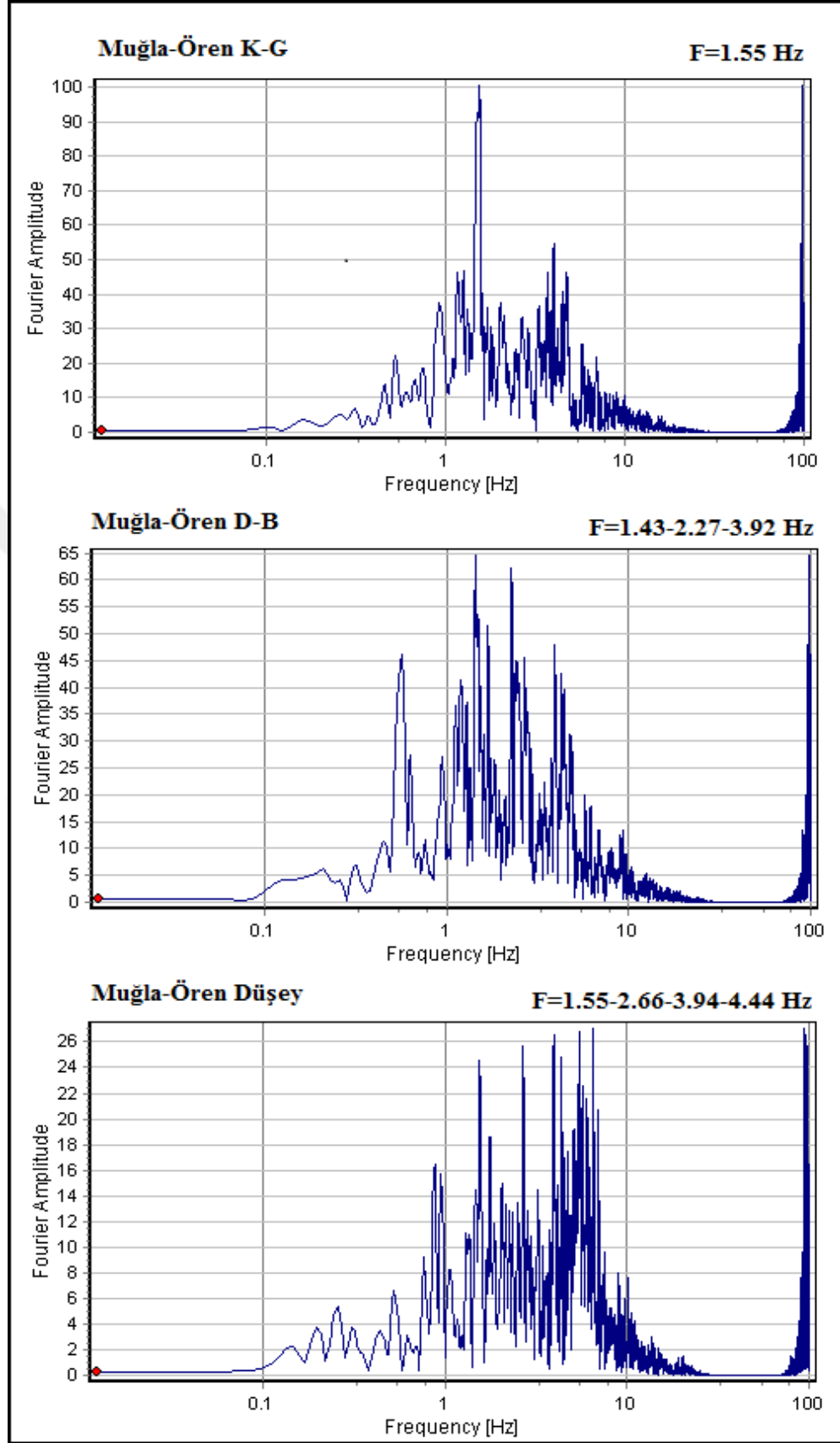
Sismik dalgaların frekansı, depremden kaynaklanan yapısal hasarların önemli faktörlerinden biridir. Spektrumdaki yüksek frekans bileşenlerinin MBS, MGS, MÖS, MMS ve MDS istasyonlarına ait olmasının sebebi Z3 yerel zemin sınıfına sahip olmasından kaynaklanmaktadır. K-G ve D-B bileşenlerine ait farklı enerjilerin belirgin oluşu, MBS istasyonunun, episantra(depremin merkezine) en yakın istasyon olmasından dolayıdır. MGS istasyonunun K-G ve D-B bileşenleri için baskın frekans 6,45 Hz ve 7,36 Hz olmasına rağmen, düşey bileşeni 0,21 Hz ile 6,27 Hz arasında değişmektedir. Öte yandan MÖS, MMS ve MDS istasyonlarının aldığı kayıtlar karışık frekans bantlarına sahiptir. Buda bize bu istasyonlar ile deprem merkez arasında kalan zemin yapılarının kısmen gevşek özellikte olduğunu bu yüzden sismik periyotların yer yer karışık bir şekilde arttığı görülmüştür. (Şekil 4.27., Şekil 4.28., Şekil 4.29., Şekil 4.30., Şekil 4.31.).



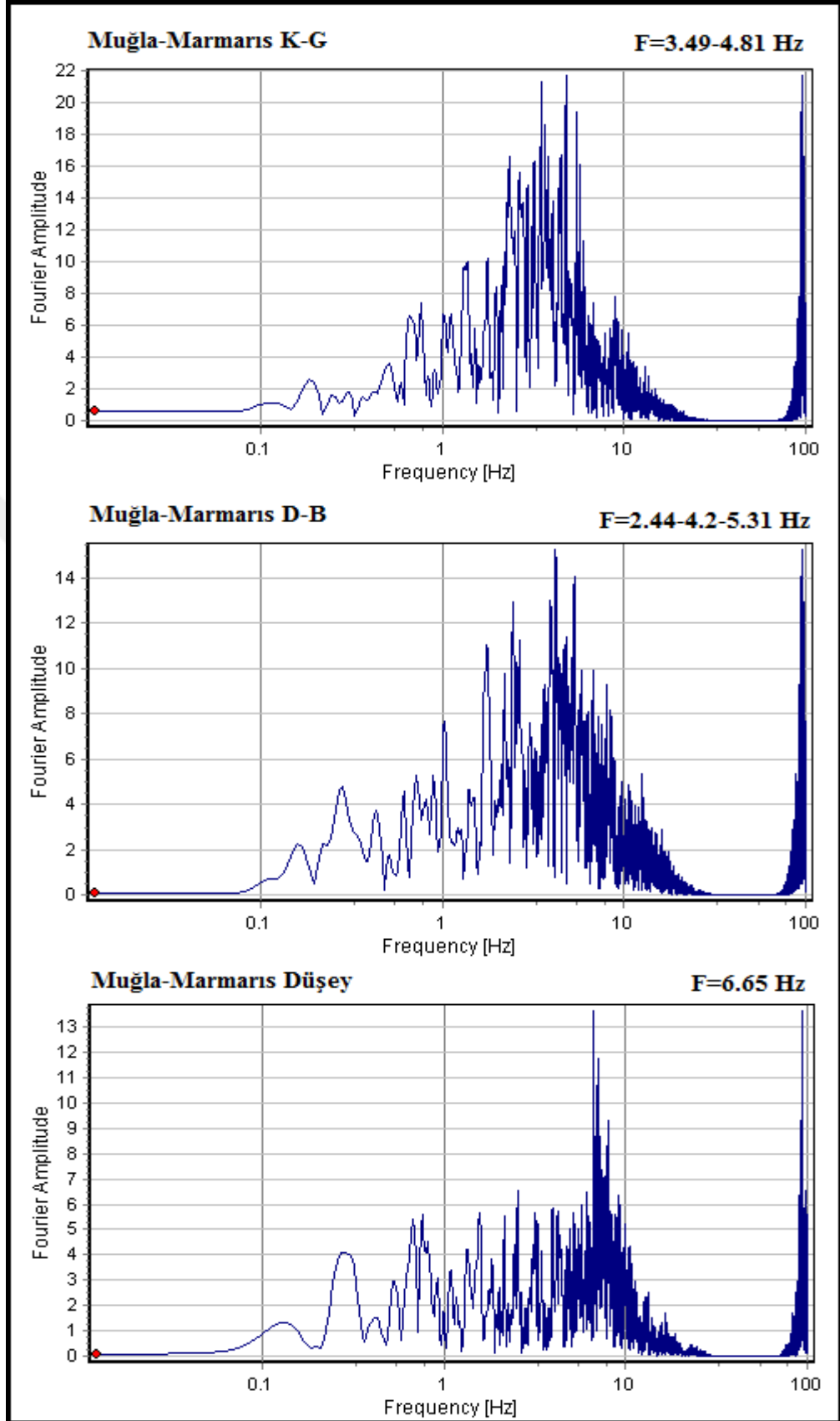
Şekil 4.27. 21 Temmuz 2017 'deki Muğla-Bodrum depreminde MBS'una ait K-G, D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikleri.



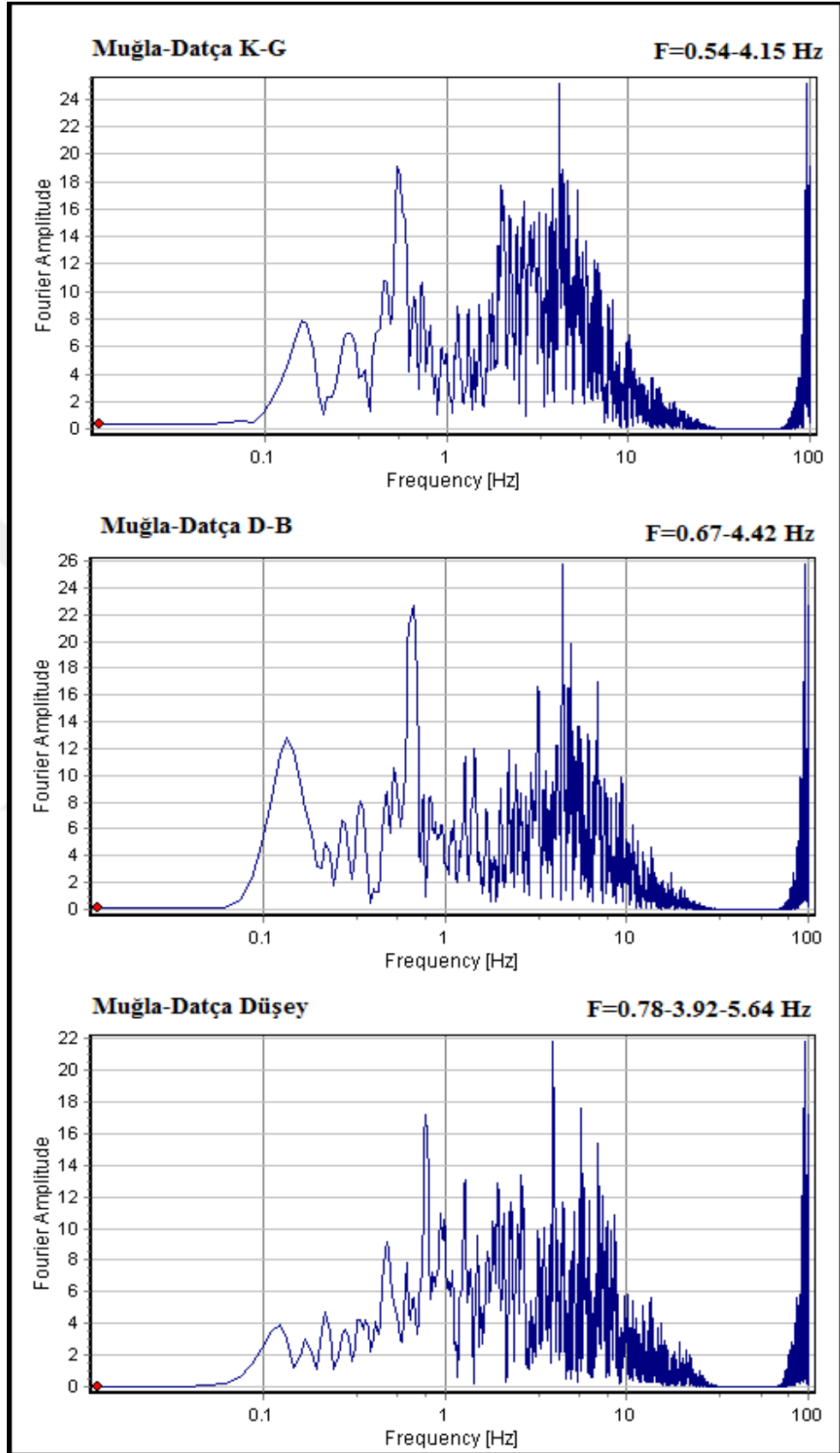
Şekil 4.28. 21 Temmuz 2017 'deki Muğla-Güllük depreminde MGS'una ait K-G, D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikleri.



Şekil 4.29. 21 Temmuz 2017'deki Muğla-Ören depreminde MÖS'una ait K-G, D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikleri.



Şekil 4.30. 21 Temmuz 2017 'deki Muğla-Marmaris depreminde MMS'una ait K-G D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikleri.



Şekil 4.31. 21 Temmuz 2017 'deki Muğla-Datça depreminde MDS'una ait K-G D-B ve düşey bileşenlerinin fourier spektrum grafikleri.

4.4. Yerel Zemin Şartları Etkisi

Bir deprem sırasında yer hareketi özelliklerini kontrol eden en önemli faktörlerden biri yerel zemin koşullarıdır. Yerel zemin koşulları, genlik, frekans içeriği ve kuvvetli yer hareketinin süresi gibi önemli faktörlerin büyük bir etkiye sahip olacaktır. Yerel zemin koşulları, katmanların kalınlığına ve yoğunluğuna, havzanın geometrisine, arazinin topografyasına, dinamik özelliklerindeki değişikliklere, ana kayanın derinliğine ve yeraltı suyu seviyesine bağlı olarak değişebilir. Bu farklılıklar yüzey depremlerinin doğasını ciddi şekilde etkileyecektir. Literatürde yerel zemin şartlarının, deprem hasarına etkilerini deprem kayıtları esas alınarak yapılan çok sayıda araştırma bulunmaktadır (Kanai, 1952; Gutenberg, 1957; Idriss ve Seed, 1968; Borchard, 1970; Rogers ve Randolph., 1984; Idriss, 1991; Lachet, ve ark., 1996; Gingl ve ark., 2001; Ansal, 1994). Yerel zemin koşulları, hasar dağılımı ve deprem kayıtları üzerinde belirleyici bir etkiye getirebilmektedir (Bard, 1994)

Yer yüzeyi hareketlerinin yerel zemin koşullarından etkilenmesinin birkaç önemli teorik nedeni vardır. Çoğu yerde, yüzeye yakın malzemelerin yoğunluğu (ρ) ve S dalgası iletim hızı büyük, derinliklerdekinden daha düşüktür. Saçılma ve malzeme sönümlemesinin etkilerinin göz ardı edilmesi durumunda elastik enerjinin korunumu prensibine göre derinlikten yüzeye enerji akışı ($\rho v s^2$) sabit olmalıdır. dolayısıyla, dalgalar yüzeye doğru yaklaşıncı P ve Vs dalgası azaldığından, partikül hızı artmalıdır (Kramer., 1996). Bu nedenle, yerel zemin büyütmesinin doğası, belirtilen empedans ile değişir.

BÖLÜM 5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu yüksek lisans tez çalışması ile 21 Temmuz 2017 günü yerel saatte 01:315'de Gökova Körfezi'nde meydana gelen $M_w=6,5$ büyüklüğündeki depremin Deprem Araştırma Dairesine ait ivme ölçer istasyonlarından depremin episantrını kuşatacak şekilde seçilen 5 adet kuvvetli yer hareketi istasyonlarının sayısal kayıtları SeismoSignal programı ile yapılan analizler sonucu deprem bölgesinin yerel jeolojisi ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır.

21 Temmuz 2017 günü saat 01:31'de Gökova Körfezi'nde meydana gelen ve AFAD – TDVMS (Türkiye Deprem Veri Merkezi Sistemi)'nden alınan verilerle yapılan çözüm sonucu elde edilen büyüklük $M_w= 6,5$ olarak güncellenmiştir. Ana şoktan sonra hemen büyüklükleri 1,8–5,0 arasında değişen 511 artçı sarsıntı kaydedilmiştir. Depremin merkez üssüne en yakın yerleşim yeri Muğla ilinin Bodrum ilçesine bağlı Merkez köyüne kuş uçuş uzaklığı 12,09 km'dir.

Depremin odak derinliği yaklaşık 6-10 km aralığı olduğu açıklanarak MTA diri fay haritasına (2012) göre, deprem episantrına en yakın bulunan önemli fay sistemleri, güneye eğimli normal fay karakterindeki Gökova Fay Zonu (GFZ) ve kuzeye eğimli Datça Fayı olarak düşünülmektedir. Söz konusu çözüme göre depreme neden olan fay D-B doğrultulu ihmal edilebilir doğrultu atım bileşeni olan normal faydır.

Deprem başta Muğla il merkezi, ilçeleri ve Gökova Körfezi çevresinde hissedilmiş olup, ana şok sonrasında depremin iki ölüme neden olduğu, yaklaşık 100 kişi ise yaralandığı ve binaların yaklaşık %20 şiddetli hasar meydana geldiğini açıklanmıştır.

Deprem süresi, yapısal hasarı belirleyen önemli parametrelerden biridir. Gökova Körfezi depremi Muğla-Bodrum (MBS) istasyonunda ivme değeri $158,78 \text{ cm} / \text{sn}^2$ 'den daha yüksek olduğu ve yaklaşık 11 sn sürdüğü açıklanmıştır.

Bir depremin meydana getirdiği yapısal hasaların en önemli etkenlerden biri depremin frekans içeriğidir. Bu depremde büyük genlikli ivme değerlerinin kaydedildiği istasyonlarda ölçülen ve 0,21 Hz ile 7,38 Hz aralığında hesaplanan frekans değerlerinin bulunması büyüklükteki ve faylanma yapısındaki temel özellikleri göstermektedir. Dolayısıyla istasyonlara ait verileri uygulanan fourier analizleri sonuçlarına göre; Muğla-Güllük istasyonuna özellikle D-B bileşeni 0,15 sn ve 0,14 sn periyoda dalga boyuna sahip dalgalar etkili olmuştur. Öte yandan ileri yönlenme etkisi görülen Muğla-Bodrum istasyonu K-G bileşeni 0,72 sn, 0,6 sn ve 0,35 sn ve D-B bileşeninde 0,45 sn, 0,26 sn ve 0,16 sn periyoda sahip dalgalar, Muğla-Marmaris istasyonu özellikle KG bileşeni 0,28 sn ve 0,21 sn, D-B bileşeni 0,41 sn, 0,24 sn ve 0,19 sn dalga boyuna sahip dalgalar, Muğla-Datça istasyonu KG bileşeni 0,24 sn, D-B 0,22 ve Düşey bileşeni 0,25 sn dalga boyuna sahip dalgalar ve Muğla-Ören istasyonu KG bileşeni 0,64 sn, D-B bileşeni 0,44 sn ve 0,25 sn ve Düşey bileşeni 0,65 sn, 0,38 sn ve 0,22 sn dalga boyuna sahip dalgalar etkili olmuştur.

Bilindiği üzere zeminin periyodu ile yapının periyodu eğer aynı değerlere sahip ise rezonans meydana gelecek ve dolayısıyla yapıda hasar oluşumuna neden olacaktır. Buna göre gerek Gökova Körfezi için ve gerekse depremin etki ettiği alandaki binaların salınım periyot değerlerini her kat için ortalama 0.1 sn alırsak, yukarıda verilen tüm istasyonlara ait salınım periyodu değerleri incelendiğinde 0.1 sn 5 sn aralığında oldukça geniş bir spektruma sahip olduğu görülür. Buna rağmen yapılarda fazla hasar görülmemesinin en önemli nedenlerinden biri bölgenin jeoloji yapısının nispetten sağlam olduğu gösterilebilir.

KAYNAKLAR

- AFAD. 2017. 21.07.2017, Muğla-Bodrum Açıkları Depremi. Ankara: T.C. başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı.
- AFAD. (2020, January 15). <https://deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu> adresinden alındı.
- Abrahamson, N. ve Litehiser, J. 1989. Attenuation of vertical peak acceleration. Bulletin of the Seismological Society of America., 79 (3): 549–580.
- Aki, K. 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ, 23-88.
- Anderson, D. L. ve Kanamori, H. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bulletin of the Seismological Society of America, 1073-1095.
- Bard, K. 1994. Evolutionary Roots of Intuitive Parenting: Materna: Competence in Chimpanzees. EarZy Development and Parenting., 3(1): 19-28.
- Bath, M. 1973. Introduction to Seismology. Basel: Birkhauser.
- Bolt, B. ve Freeman, W. 1989. Earthquake Engineering Structural Dynamics. The Journal of the International Association for Earthquake Engineering, 451-452.
- Boore, D. 1977. Surface Displacement and Ground Motion from Dynamic Rupture Models of Thrust Faults with Variable Dip Angles and Burial Depths. Bulletin of the Seismological Society of America., 67(3): 561-577.
- Boore, D. 2003. Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method. Pure appl. geophys., 160: 635-376.
- Borcherdt, R. 1992. Anatomy of Seismograms. Earthquake Spectra., 8(3): 495-496.
- Borcherdt, R. D. 1994. Estimates of Site-Dependent Response Spectra for Design (Methodology and Justification). Earthquake Spectra., 10(4): 617-653.
- Brady, A., ve Trifunac, M. 1976. Correlations of Peak Acceleration, Velocity and Displacement with Earthquake Magnitude, Distance and Site Conditions. Earthquake Engineering and Structural Dynamics., 4(5): 455-471.
- Brune, J. 1970. Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. Journal of Geophysical Research., 75(26): 4997-5009.
- Brune, J. N. 1971. Seismic Sources, Fault Plane Studies and Tectonics. AGU Journals, 394-428.
- Campbell, K., ve Eeri, M. 1985. Strong Motion Attenuation Relations: A Ten-Year Perspective. Research Article., 1(4): 759-804.
- Clough, R. ve Penzien, J. 1975. Dynamics of Structures. McGraw-Hill, 1993.

- Coduto, D. 1998. Geotechnical Engineering: Principles and Practices. Prentice Hall.
- Dewey, J. W. ve Spence, W. 1979. Seismic Gaps and Source Zones of Recent Large Earthquakes in Coastal Peru. (M. Wyss, Dü.) Earthquake Prediction and Seismicity Patterns, 1148-1171.
- Dirik, K. 2007. Neotectonic Characteristics and Seismicity of the Reşadiye Peninsula and Surrounding Area, Southwest Anatolia. TJK Bülteni., 50(3): 130-149.
- Dobry, R., Idriss, I. ve Ng, E. 1978. Duration Characteristics of Horizontal Components of Strong-Motion Earthquake Records. Bulletin of the Seismological Society of America., 68(5): 1487-1520.
- Ercan, T. ve Gedik, A. 1983. Pontid'lerdeki Volkanizma. Jeoloji Mühendisliği Dergisi., 7(3): 3-22.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z. 1971. catalog of earthquake of turkey and surrounding earia. İstanbul Technical University Faculty of Mine, Institute of Physics of the Earth., 1965-1970.
- Eyidoğan, H., Akıncı, A., Gündoğdu, O., Polat, B., Kaypak, B. 1996. Investigation of the recent seismic activity of Gökova Basin. National Marine Geology and Geophysical Programme, 68-71.
- Gingl, Z., Makra, P., Vajtai, R. 2001. High Signal-to-Noise Ratio Gain by Stochastic Resonance in a Double Well. Fluctuation and Noise Letters., 01(03): 181-188.
- Görür, N. ve Okay, A. 1996. A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey. Geologische Rundschau., 85: 662-668.
- Görür, N., Şengör, A., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Aykol, A. 1995. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. Geological Magazine., 132(6): 637-650.
- Gutenberg, B. 1957. The 'Boundary' of the Earth's Inner Core. Eos, Transactions American Geophysical Union., 38(5): 150-753.
- Gutenberg, B. 1945. Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 3-12.
- Gutenberg, B. ve Richter, C. 1936. On seismic waves (third paper). Gerlands Beitr. Geophys., 73-131.
- Hanks, T. ve Kanamori, H. 1979. A Moment Magnitude Scale. Journal of Geophysical Research, 2348-2350.
- Heaton, T. 1982. The 1971 San Fernando earthquake: A double event? Bulletin of the Seismological Society of America., 72(6A): 2037-2062.
- Idriss, I. 1991. Earthquake Ground Motions at Soft Soil Sites. International Conferences on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics., (3): 11-15.
- Idriss, I. ve Seed, H. 1968. Seismic Response of Horizontal Soil Layers. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division., (94): 1003-1031.

- Joyner, W. ve Boore, D. 1988. Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion. *Proceedings of Earthquake Engineering and Soil Dynamics II*, 27-80.
- Kadirioğlu, F., Kartal, R., Demirtaş, R. 2017. 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi Depremi (Bodrum Açıkları), Mw=6.5. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 21. Afyon: AFYON KOCATEPE ÜNİVERSİTESİ.
- Kalafat, D., Öz, G., Kara, M. 1998. Anadolu'da yer alan on-line deprem istasyonlarının magnitüd denklemlerinin çıkartılması. *Deprem Araştırma Bülteni*, 20-30.
- Kanamori, H. 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*., 82(20): 2981-2987.
- Kanamori, H. 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 2981-2987.
- Kandilli Rasathanesi. 2017. 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi- Akdeniz Depremi. İstanbul: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü.
- Kyan, I. 1971. Research on the Physical Geography of the Gokova Plain and its Surroundings. *Annals of the Geographical Research Institute, University of Ankara*, 295-336.
- Kayan, I. 1978. Application of LANDSAT Imagery to Studies of Structural Geology and Geomorphology of the Mentese Region of Southwestern Turkey. *Remote Sensing of Environment*., 7(1): 51-60.
- Kissel, C., Laj, C., Poisson, A., Savaşçın, Y., Simeakis, K., Mercier, J. 1986. Palaeomagnetic Evidence for Neogene Rotational Deformations in the Aegean Domain. *Tectonics*., 5(5): 783-795.
- Kramer, S. L. 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Earthquake engineering. 653 pages.
- Kramer, S., Eeri, M., ve Mitchell, R. 2006. Ground Motion Intensity Measures for Liquefaction Hazard Evaluation. *Research Article*, 413-438.
- Krinizsky, E., ve Chang, F. 1988. Intensity-Related Earthquake Ground Motions. *Environmental and Engineering Geoscience*, 425-435.
- Kurt, H. 2000. Gökova ve Saros körfezlerinin aktif tektonizmalarının sismik yansıma verileri ile incelenmesi. İstanbul: İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kurt, H., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. 1999. Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data. *Tectonophysics*., 305(4): 477-496.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C., Savvaidis, A. 1996. Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches. *Bulletin of the Seismological Society of America*., 86(6): 1692-1703.

- Newmark, N., ve Hall, W. 1982. Earthquake Spectra and Design. California: Earthquake Engineering Research Institute; First Edition (US) Third Printing edition.
- Nuttli, O. 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America. *Journal of Geophysical Research.*, 78(5): 876-885.
- Özmenek, S. 1996. Marmara Bölgesinin Deprem Risk Analizi (39.500- 41.500K, 28.000-32.000K). Kocaeli Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi.
- Page, T., & Larimer, J. 1975. Neural control of circadian rhythmicity in the crayfish. *Journal of comparative physiology.*, 97(1): 59-80.
- Papageorgiou, A. S. ve Aki, K. (1983b). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. Part II. Applications of the model. *Bulletin of the Seismological Society of America.*, 73 (4): 953-978.
- Papageorgiou, A., ve Aki, K. 1983a. A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model. *Bulletin of the Seismological Society of America.*, 73 (3): 693-722.
- Peng, T.-H., Broecker, W. S., Ostlund, G., Stuive, M. 1985a. The Distribution of Bomb Radiocarbon in the Ocean. *Journal of Geophysical Research.*, 90(4): 6953-6970.
- Richter, C. ve Gutenberg, B. 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration: (Second paper). *Bulletin of the Seismological Society of America.*, 46 (2): 105-145.
- Rogers, D. ve Randolph , S. 1984. A Review of Density-Dependent Processes in Tsetse Populations. *International Journal of Tropical Insect Science.*, 5(5): 397-402.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Eski, S., Softa, M., Tepe, Ç. 2017. 21 TEMMUZ 2017 GÖKOVA KÖRFEZİ DEPREMLERİ ve BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ RAPORU. İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi Diri Fay Araştırma Grubu.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D. 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International.*, 2(106): 433-490.
- Taymaz, T. 1990. Earthquake source parameters in the Eastern Mediterranean Region. U.K: Darwin College, University of Cambridge, PhD Thesis.
- Taymaz, T., Jackson, J., Westaway, R. 1990. Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophysical Journal International.*, 3(102): 695-731.
- Taymaz, T., Tan, O., Yolsal , S. 2008. Recent Devastating Earthquakes in Turkey and Active Tectonics of the Aegean and Marmara Seas. Springer Science, 47-55.
- Taymaz, T., Westaway, R., Reilinger, R. 2004a. Active faulting and crustal deformation in the Eastern Mediterranean Region. *Tectonophysics*, 1-374.
- Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y. 2007. The geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 291, 1-16.

- Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y. 2007b. The Geodynamics of the Aegean and Anatolia. Introduction, Geological Society, Special Publications, 1-16.
- Thatcher, W., Hanks, T. 1972. A graphical representation of seismic source parameters. *Journal of Geophysical Research*, 4393-4405.
- Trifunac, M., ve Brady, A. 1975. A study on the duration of strong earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*., 65(3): 581-626.
- Tur, H., Yaltırak, C., Elitez, İ., Sarıkavak, K. 2015. Pliocene-Quaternary tectonic evolution of the Gulf of Gökova, southwest Turkey. *Tectonophysics*., 638(1): 158-176.
- Uluğ, A., Duman, M., Ersoy, Ş., Özel, E., Avcı, M. 2005. Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of Gökova: Southeastern Aegean Sea. *Marine Geology*, 221, 381-395.
- Uluğ, A., Duman, M., Ersoy, Ş., Özel, E., & Avcı, M. (2005). Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of Gökova: Southeastern Aegean Sea. *Marine Geology*, 381-395.
- Vanmarcke, E. 1976. Structural Response to Earthquakes. *Developments in Geotechnical Engineering*., 15: 287-337.

ÖZGEÇMİŞ

Khalil Rahman ALİZADA, 08.02.1989'da Kabil Afganistan'da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Jowzjan ili Şebergan şehrinde tamamladı. 2007 yılında İbni-e-Yamin Lisesi'nden mezun oldu. 2009 yılın Mart ayında başladığı Jowzan Üniversitesi Jeoloji ve maden Mühendisliği, Doğal Gaz ve Petrol arama Bölümü'nü 2013 yılında bitirdi. 2014-2015 yılında Sakarya Üniversitesinde TÖMER'i Türkiye burslu öğrencisi olarak bitirdi. Daha sonra 2015-2016 yılında zorunluk bilimsel hazırlığı Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde altı temel jeofizik dersleri ile bitirdi. 2017 yılında Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde yüksek lisans eğitimine başladı. Halen Sakarya'da ikamet etmekte, çalışma yaşamını ve yüksek lisans çalışmalarını sürdürmektedir.