

BALA (ANKARA) EVRESİ DEPREMLERİ
VE SİĞ YER YAPISININ İNCELENMESİ

TÜLAY URAN

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
2010

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BALA (ANKARA) ÇEVRESİ DEPREMLERİ
VE SİĞ YER YAPISININ İNCELENMESİ

TÜLAY URAN

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

TEZ DANIŞMANI
DOÇ. DR. AYDIN BÜYÜKSARAÇ

SİVAS
2010

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanmış ve jürimiz tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan :Doç. Dr. Eşref YALÇINKAYA _____

Üye :Yrd. Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ _____

Üye (Danışman) :Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ _____

ONAY

Bu tez çalışması, 08/12/2010 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulu tarafından belirlenen ve yukarıda imzaları bulunan jüri üyeleri tarafından kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Sezai ELAGÖZ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Bu tez Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu'nun 24.09.2008 tarihli ve 7 sayılı toplantısında kabul edilen Fen Bilimleri Enstitüsü Lisansüstü Tez Yazım Kılavuzu adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

Oğlum Bertan'a...

ÖZET

BALA (ANKARA) ÇEVRESİ DEPREMLERİ VE SIĞ YER YAPISININ İNCELENMESİ

Tülay URAN

Yüksek Lisans Tezi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ

2010, 97 sayfa

31 Temmuz 2005 ve 20 Aralık 2007 tarihlerinde, Bala (Ankara)'da meydana gelen orta büyüklükteki 2 deprem, sismik aktivite bakımından güvenli olduğu düşünülen ve bu nedenle zemin özellikleri dikkate alınmadan yapılan yapılar nedeniyle, Bala ilçesinde önemli hasara yol açmıştır. Bu çalışmada, sözü edilen depremlerde, çok büyük bir enerji açığa çıkmamış olmasına rağmen, meydana gelen hasarın büyük olmasının sebebinin zemin ile ilgisi araştırılmış, bunun için Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü (mülga) tarafından Bala ilçesinin farklı yerleşim yerlerinde kurulan ivme istasyonları tarafından ölçülmüş olan kuvvetli yer hareketi kayıtları ve mikrotremor kayıtları kullanılarak, zemin büyütme Nakamura yöntemi yardımıyla hesaplanmaya çalışılmış ve hasar ile zemin büyütmesi arasındaki ilişki bulunmaya çalışılmıştır.

Elde edilen sonuçlarda, meydana gelen hasarın, zeminin büyütmesi ve zeminin hâkim frekans değeri açısından uyum gösterdiği, ancak farklı yöntemlerle elde edilen büyütme değerlerinin ve zemin hâkim frekanslarının farklılıklar gösterebileceği görülmüştür.

Yerel zemin koşullarının, bina hasarı üzerinde önemli etkiye sahip olması nedeniyle zeminlerin, depremler sırasında gösterecekleri davranış özelliklerinin ve yer-yapı etkileşiminin belirlenmesi, güvenli yapı tasarımı ve dolayısıyla deprem sırasında meydana gelebilecek zararların en aza indirilmesi bakımından çok büyük bir önemde olduğu yapılan bu çalışmayla bir kez daha vurgulanmıştır.

Anahtar kelimeler: kuvvetli yer hareketi, mikrotremor, zemin büyütmesi, zemin hâkim frekansı

ABSTRACT

EARTHQUAKES IN THE VICINITY OF BALA (ANKARA) AND EXAMINATION OF SHALLOW SOIL STRUCTURE

Tülay URAN

Master of Science Thesis, Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Aydın BÜYÜKSARAC

2010, 97 pages

Two earthquakes with moderate magnitudes that occurred on July 31, 2005 and December 20, 2007 in Bala (Ankara) resulted in significant damage in Bala district where soil conditions are not taken into account during construction of structures because this region is considered to have low seismic activity. Amount of energy released during these earthquakes is not so high to cause such a high damage in Bala. Therefore, in this study, the relation of resulted significant damage with soil condition is investigated. For this purpose, soil amplification is determined by using strong ground motion records obtained from accelerometers installed at different sites in Bala district by Ministry of Public Works and Settlement, General Directorate of Disaster Affairs (abolished) and microtremor records. Also, correlation between the damage and soil is studied.

It is observed from the results obtained in this study that resulted damage is consistent with the soil amplification and dominant frequency value of soil. But amplification values and dominant frequencies of soil determined by using different methods can vary.

This study highlights once again that determination of structural behaviour and soil-structure interaction has the most importance in earthquake resistant structure design and accordingly minimization of earthquake losses.

Key words: strong ground motions, microtremors, soil amplification, soil dominant frequency.

TEŞEKKÜR

Çalışmalarım sırasında her konuda desteğini ve yardımını esirgemeyerek bana yol gösteren tez danışmanım Sayın Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAC' a teşekkür ederim.

Tez aşamasında çok değerli bilgi ve tecrübesinden faydalandığım, tavsiyeleriyle beni yönlendiren İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Müh. Böl. Öğretim üyesi Sayın Doç. Dr. Eşref YALÇINKAYA' ya,

Yüksek Lisans yapmam konusundaki teşviki, çabası ve bu süre içerisinde göstermiş olduğu hoşgörü nedeniyle Daire Başkanım Sayın Dr. Murat NURLU' ya,

Hem çalışma hayatım hem de tez sürem boyunca, desteğini ve ilgisini hiç eksik etmeyen değerli dostum ve iş arkadaşım Sayın Jeoloji Yük. Müh. Zahide ÇOLAKOĞLU' na,

Beni bir baba gibi sevip, doğru yolda ilerlemem konusunda gösterdiği çaba ve teşviklerinden dolayı Sayın Jeofizik müh. Engin İNAN ve Jeofizik müh. H. Hüseyin GÜLER' e teşekkürü borç bilirim.

Tez süresi boyunca beni motive eden, moral ve güven veren, yardıma ihtiyaç duyduğum her anda yardımını benden esirgemeyen arkadaşım Sayın Dr. Nazan YILMAZ' a

Gerek arazi çalışmalarında, gerekse kayıtların değerlendirilmesi aşamasında çok büyük yardımını gördüğüm Sayın Jeofizik Yük. Müh. Mehmet Akif ALKAN' a

Yazılımları ile çalışmalarımın kolaylaşmasını sağlayan, Sayın Jeoloji Yük. Müh. Engin ÇORUH' a,

Arazi çalışmalarımda çok büyük yardımları olan Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi (mülga) çalışanları, Sayın Jeofizik Yük. Müh. Mehmet KAPLAN' a, Jeoloji Yük. Müh. Aytaç APAK' a, Teknisyen Cemal FENERCİ' ye ve Stajyer öğrenciler Deniz Kayalı, Kenan Erdoğan, Emre Bilge ve Yasin Sünbül' e,

Çalışmalarım sırasında teknik konularda destek aldığım Jeofizik müh. Mete MİRZAOĞLU' na, Jeofizik Yük. Müh. Murat BEYHAN' a ve Jeofizik Yük. Müh. Kenan YANIK' a

Çalışmalarımın jeoloji incelemeleri kısmında yardımlarını esirgemeyen, arazi çalışmalarını benimle paylaşan Jeoloji Yük. Müh. Kerem KUTERDEM, Jeoloji Yük.

Müh. Vedat ÖZSARAÇ, Jeoloji Müh. Bekir Murat TEKİN ve Jeoloji Yük. Müh. Şule GÜRBOĞA'ya teşekkür ederim.

Tezimin haritalama kısmında destek aldığım Jeoloji Yük. Müh. Cenk ERKMEN, Jeoloji Müh. Hakan ALBAYRAK'a ve Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Müh. Böl. Öğretim üyesi Yrd. Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ'a,

Kuvvetli yer hareketi istasyonlarını işler halde tutan ve bizlere ulaşmasını sağlayan Sayın Kuvvetli Yer Hareketi çalışanlarına,

Tezimin özellikle arazi kısmında bana maddi destek sağlayan Cumhuriyet Üniversitesi BAP Başkanlığı'na desteklerinden dolayı teşekkür ederim.

Beni yetiştirip bugünlere getiren, hayatım boyunca sevgi ve desteklerini hiç esirgemeyen anneme ve babama,

Yüksek lisans'a başladığım günden beri büyük fedakârlık, anlayış ve sabır gösteren eşim Ceyhun URAN'a teşekkür ederim.

Tez çalışmam sırasında beni teşvik etmek için bilgisayarımın başında beni yalnız bırakmayan ve yaptıklarımı algılamaya çalışan, çalışmalarım sırasında yaşının üstünde olgunluk gösteren, hayatımın en değerli varlığı ve yaşama sevincim sevgili oğlum Bertan URAN'a, düşünceli davranışları ve hayatıma kattığı anlam için teşekkür ederim. Kendisine çalışmam sırasında ertelediğimiz tüm zamanları telafi edeceğime söz veriyorum.

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	iv
ABSTRACT.....	v
TEŞEKKÜR.....	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	x
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xii
SİMGELER DİZİNİ.....	xiii
KISALTMALAR DİZİNİ.....	xiv
1 GİRİŞ.....	1
1.1 İnceleme Alanı.....	2
1.2 Amaç ve Kapsam.....	2
1.3 Bölgenin Depremselliği.....	4
1.3.1 Tarihsel dönem depremleri.....	5
1.3.2 Aletsel dönem depremleri.....	5
1.3.3 31 Temmuz 2005 Bala depremi.....	10
1.3.4 20 Aralık 2007 Bala depremi.....	13
1.4 Bölgenin Tektoniği.....	18
1.5 Bölgenin Jeolojisi.....	19
2 ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	23
3 YÖNTEM.....	26
3.1 Yerel Zemin Koşullarının Yer Hareketi Üzerindeki Etkileri.....	26
3.1.1 Empedans oranı ve rezonans etkisi.....	27
3.1.2 Havza altı topografyasına bağlı olarak oluşan odaklanma.....	28
3.1.3 Havza kenarlarından oluşan yüzey dalgaları.....	28
3.1.4 Doğrusal olmayan zemin davranışı.....	28
3.1.5 Topografya etkisi.....	29
3.1.6 Yerel zemin etkilerinin ortaya çıkarılmasına yönelik yöntemler.....	29
3.1.7 Yerel zemin etkilerinin belirlenmesinin önemi.....	29
3.2 Kuvvetli Yer Hareketi Ölçümleri.....	33
3.2.1 Kuvvetli yer hareketi ölçümlerinin önemi.....	33
3.2.2 Kuvvetli yer hareketi cihazlarının dizilimleri.....	34
3.2.3 Kuvvetli yer hareketi parametreleri.....	34
3.2.3.1 Genlik parametreleri.....	34
3.2.3.2 Spektrum parametreleri.....	35
3.2.3.3 Spektral parametreler.....	37
3.2.3.4 Kuvvetli yer hareketinin süresi.....	38
3.3 Mikrotremor Yöntemi.....	38
3.3.1 Mikrotremorların tanımı.....	38
3.3.2 Mikrotremor dalgalarının kökeni.....	39
3.3.3 Mikrotremorların genlik dağılımları.....	39
3.3.4 Mikrotremor ölçümleri ile yerel zemin koşullarını belirleme yöntemleri.....	41
3.3.4.1 Fourier genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi.....	42

3.3.4.2 Referans noktasına göre spektral oran yöntemi (KSO Yöntemi).....	43
3.3.4.3 Yatay bileşenin düşey bileşene spektral oranı (Nakamura Yöntemi)	44
3.4 Re-Mi (Refraction Microtremor) Yöntemi.....	45
3.4.1 Hız spektrumu (p-f) analizi.....	47
3.4.2 S dalgası hız modellemesi.....	49
4 ARAZİ ÇALIŞMALARI.....	50
4.1 Mikrotremor Ölçümlerinin Alınması ve Değerlendirilmesi.....	50
4.2 Re-Mi Ölçümlerinin alınması ve Değerlendirilmesi.....	53
4.3 Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarının Alınması ve Değerlendirilmesi.....	56
5 BALA BÖLGESİ İÇİN SENARYO DEPREM ÇALIŞMASI.....	62
6 BULGULAR.....	69
6.1 Mikrotremor ve Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarından Elde Edilen Bulgular....	69
6.2 Re-Mi Sonuçlarından Elde Edilen Bulgular.....	72
6.3 Senaryo Deprem Çalışmasından Elde Edilen Bulgular.....	73
7 SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	75
KAYNAKLAR.....	77
ÖZGEÇMİŞ.....	81

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1	Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2	Çalışma alanının Ankara ili içerisindeki genel konumu ve sınırları.....	3
Şekil 1.3	Türkiye deprem bölgeleri haritası.....	3
Şekil 1.4	Ankara ili ve ilçelerinin deprem bölgeleri haritasındaki konumu.....	4
Şekil 1.5	1991-2008 yılları arası bölgede meydana gelmiş olan depremler.....	6
Şekil 1.6	Ankara ve çevresini son yüzyıl içinde etkileyen depremler ve deprem odak mekanizması çözümleri ve kaynakları (Koçyiğit ve Deveci, 2005).....	9
Şekil 1.7	31 Temmuz 2005 Bala depremi artçı sarsıntuları büyüklük-sıklık grafiği	12
Şekil 1.8	31 Temmuz 2005 Bala(Ankara) depreminin artçı deprem dağılımları....	12
Şekil 1.9	31 Temmuz 2005 Bala depreminin Ankara istasyonundan alınmış ivme kaydı.....	13
Şekil 1.10	2007 Bala depremi büyüklük-sıklık grafiği.....	14
Şekil 1.11	20 Aralık 2007 Bala Depreminin artçı şok dağılımı.....	15
Şekil 1.12	2005 ve 2007 yıllarında oluşan depremlerin odak mekanizması çözümleri (Tan vd., 2010).....	15
Şekil 1.13	$M \geq 4$ olan depremler kullanılarak yapılmış olan Coulomb gerilme analizi çözümleri (Tan vd., 2010).....	16
Şekil 1.14	2007 Bala depreminin Ankara-merkez istasyonu tarafından elde edilen ivme kaydı.....	17
Şekil 1.15	Bala ve yakın çevresinin aktif fay haritası (Koçyiğit, 2008).....	21
Şekil 1.16	Bala bölgesinin Jeoloji haritası (MTA).....	22
Şekil 3.1	Yerel zemin koşullarının yer hareketi üzerindeki etkisi (Sucuoğlu, 1996).....	26
Şekil 3.2	Zemin büyütmesine etki eden faktörler: 1) Empedans değişimlerinden kaynaklanan rezonans, 2) Yüzey altı topografyasından kaynaklanan odaklanma, 3) Yüzey dalgalarına dönüşen cisim dalgaları, 4) Su içeriği, 5) Zemin ortamının düzensizliği, 6) Yüzey topografyası (Şafak, 2001)..	27
Şekil 3.3	1985 Michoacan depreminde farklı sahalardaki (UNAM ve SCT istasyonları) kuvvetli yer hareket cihazları ile kaydedilmiş ivmenin zamana göre değişimi (Stone vd., 1987).....	31
Şekil 3.4	UNAM ve SCT istasyonlarında kaydedilen hareketlerden hesaplanan tepki spektrumları (Romo ve Seed, 1986).....	31
Şekil 3.5	Farklı zemin türlerine göre tepki spektrumu (Seed vd., 1976).....	37
Şekil 3.6	Maksimum genlik ve hâkim periyoda göre zemin sınıflaması (Kanai., 1961).....	41
Şekil 3.7	Japon Yapı Yönetmeliğindeki zemin sınıflarına karşı gelen mikrotremor dalga formları ve periyot dağılım eğrileri (Ishiyama., 1982).....	42
Şekil 3.8	Referans noktasına göre ölçü alınması.....	44
Şekil 4.1	Mikrotremor ölçümlerinin alınması için kullanılan ekipmanlar.....	51
Şekil 4.2	Afşar istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği.....	51
Şekil 4.3	Kaymakamlık istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği.....	51
Şekil 4.4	Yurt istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği	52
Şekil 4.5	Sırapınar istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği.....	52

Şekil 4.6	Sofular istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği.....	52
Şekil 4.7	Suyugüzel istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği.....	53
Şekil 4.8	Çalışma alanında Re-Mi ölçümü dizilimi.....	54
Şekil 4.9	Re-Mi verisinin bir görüntüsü.....	54
Şekil 4.10	Re-Mi ölçümlerinden elde edilen hız-derinlik grafikleri.....	55
Şekil 4.11	Farklı zemin özelliklerine yerleştirilmiş ivme-ölçer istasyonların mekânsal dağılımı.....	57
Şekil 4.12	Guralp marka CMG -5TD tipi ivme kayıtçısı.....	57
Şekil 4.13	Deprem kayıtlarında kullanılan S dalga penceresi.....	58
Şekil 4.14	Bala istasyonları için ortalama zemin büyütmesi-hâkim frekans grafikleri.....	61
Şekil 5.1	Bala yerleşim yerlerinin, senaryo faya olan mesafe haritası.....	65
Şekil 5.2	Bala bölgesinin MTA'nın sayısal jeoloji haritası kullanılarak oluşturulan kayma dalgası hızı dağılım haritası.....	66
Şekil 5.3	Bala bölgesi için tahmini eş-ivme haritası.....	67
Şekil 5.4	Bala bölgesi için tahmini eş-şiddet haritası.....	68
Şekil 6.1	Mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi kayıtlarından elde edilen ortalama büyütme-hâkim frekans grafikleri.....	71

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1.1 Ankara ilini etkileyen tarihsel depremler (Özmen, 2000).....	5
Çizelge 1.2 31 Temmuz 2005 Bala depreminin farklı kaynaklara göre deprem parametreleri.....	11
Çizelge 1.3 2007 Bala depreminin farklı kaynaklara göre deprem parametreleri.....	13
Çizelge 1.4 Bala ve DAD-Merkez istasyonlarının 27 Aralık 2007, saat 13:47 (GMT)de meydana gelen $M=5.5$ büyüklüğündeki deprem'e ait ivme değerleri.....	17
Çizelge 3.1 Türkiye Deprem Yönetmeliğine göre zemin grupları.....	32
Çizelge 3.2 Türkiye Deprem yönetmeliğine göre zemin sınıfları.....	32
Çizelge 3.3 Türkiye Deprem Yönetmeliğine göre spektrum karakteristik periyotları.....	33
Çizelge 3.4 Japon Zemin Yönetmeliği'ndeki zemin sınıfları (Kanai ve Tanaka, 1961).....	42
Çizelge 4.1 Bala istasyonlarında R_e-M_i ile elde edilmiş V_{s30} değerleri.....	56
Çizelge 4.2 Farklı zemin özelliklerine yerleştirilmiş ivme-ölçer istasyonlara ait bilgiler.....	56
Çizelge 4.3 Büyütme hesabı için kullanılan depremler.....	59
Çizelge 5.1 NEHRP'e göre zemin sınıflama kriterleri	63
Çizelge 5.2 Bala bölgesinin, DSTA için kullanılan zemin sınıflaması.....	64
Çizelge 6.1 Mikrotremor ve deprem kayıtlarından elde edilen baskın frekans ve büyütme değerleri.....	70
Çizelge 6.2 Bala ilçesine bağlı köylerde meydana gelen hasar durumu ve ivme değerleri.....	75

SİMGELER DİZİNİ

c_n	Fourier serisinin n.inci teriminin genliği
E	Enerji akısı
g	Yerçekimi ivmesi
Gal	Yerçekimi ivmesinin 1/1000 değeri
I_0	Sismik şiddet
KPa	Serbest basınç direnci
M_b	Cisim dalgası büyüklüğü
M_d	Süreye bağlı büyüklük
M_l	Yerel büyüklük
M_s	Yüzey dalgası büyüklüğü
M_w	Moment büyüklük
MMI	Değiştirilmiş Mercalli ölçeği
N/30	Standart penetrasyon
P	Yoğunluk
S_a	Tepki spektrumu
T_A	Spektrum karakteristik periyodu
T_B	Spektrum karakteristik periyodu
T_p	Baskın periyot
V_s	S dalga hızı
Z	Empedans
v	Partikül hızı
Φ_n	Fourier serisinin n.inci teriminin faz açısı

KISALTMALAR DİZİNİ

AF	Ayaş Fayı
BFZ	Bulok Fay Zonu
ÇFZ	Çeltikçi Fay Zonu
DAD	Deprem Araştırma Dairesi
DAF	Doğu Anadolu Fayı
DFZ	Dodurga Fay Zonu
EHTZ	Zürih Yüksek Teknolojisi Enstitüsü
EMSC	Avrupa-Akdeniz Sismoloji Merkezi
GD	Güney Doğu
GMT	Greenwich Mean Time (Greenwich Ortalama Zamanı)
İEFZ	İnönü Fay Zonu
KAF	Kuzey Anadolu Fayı
KB	Kuzey Batı
KDFZ	Küredağ Fay Zonu
KFZ	Kızılırmak Fay Zonu
KOERİ	Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
KYH	Kuvvetli Yer Hareketi
MAM	Marmara Araştırma Merkezi
MASW	Yüzey dalgalarının çok kanallı Analizi
MMI	Değiştirilmiş Mercalli Ölçeğine göre Sismik Şiddet
MSK	Mercalli Şiddet Ölçeği
MTA	Maden Tetkik ve Arma Genel Müdürlüğü
PHA	Pik yatay ivme
PHV	Pik yatay hız
PVA	Pik düşey ivme
Re-Mi	Refraction Microtremor (Kırılma Mikrotremor Yöntemi)
SESAME	Site Effects Assessment Using Ambient Excitation
SAF	Salanda Fayı
SF	Sungurlu Fay Zonu
SFZ	Seyfe Fay Zonu
SPAC	Spatial Autocorrelation (Uzaysal Özilişki)
TÜBİTAK	Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
TS	Türkiye Saati
USGS	United States Geological Survey

1. GİRİŞ

Deprem zararlarının ve yapılardaki riskin en aza indirilebilmesi için yerleşim yerlerinin jeolojik özelliklerinin ve zeminin depremler sırasındaki davranışının iyi bilinmesi gerekmektedir. Depremlerde yerel zemin koşullarının, bina hasarı üzerinde etkili olması nedeniyle zeminlerin, depremler sırasında gösterecekleri davranış özelliklerinin bilinmesi ve yer-yapı etkileşiminin belirlenmesi, güvenli yapı tasarımı ve dolayısıyla deprem sırasında meydana gelebilecek zararların en aza indirilmesi bakımından çok önemlidir.

Son yıllarda meydana gelen depremler, bugüne kadar sismik aktivite bakımından suskun olarak bilinen Ankara bölgesinin izlenmesine ve daha detaylı çalışmalar yapılmasına neden olmuştur.

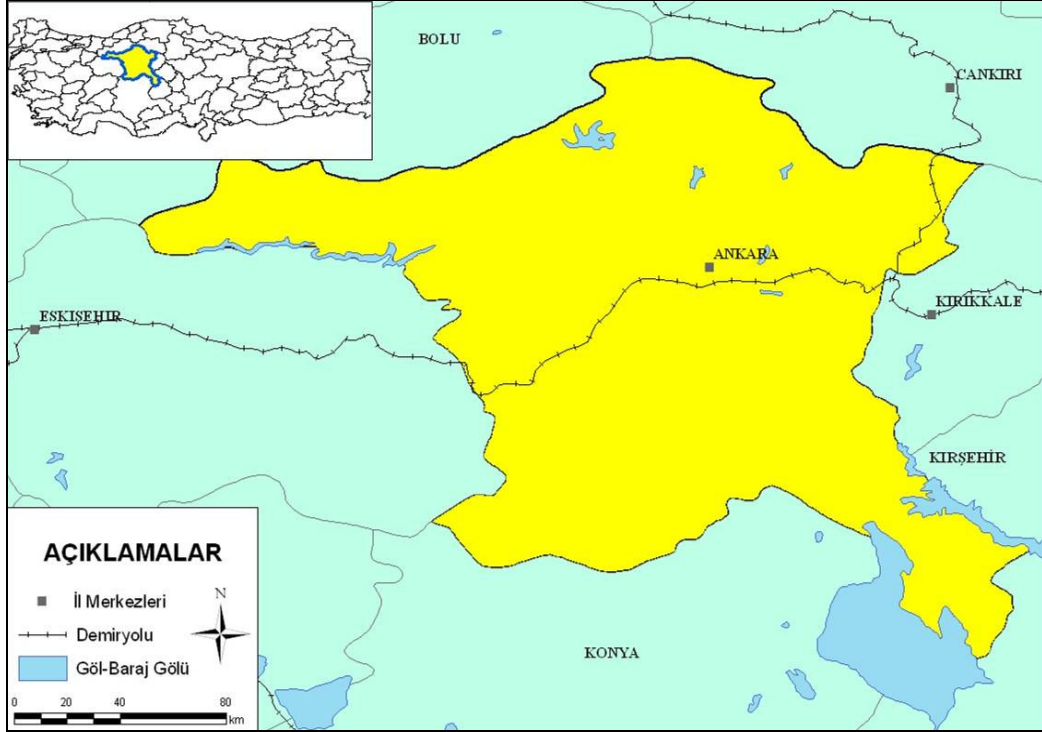
Bu çalışmada, 2007 Bala depreminden sonra Bayındırlık ve İskân Bakanlığına bağlı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi (mülga) tarafından, bölgede farklı zemin özelliklerindeki yerleşim yerlerinde kurulmuş olan, 6 adet geçici ivmeölçer cihazdan elde edilen kayıtlarla, bu istasyonlara ait davranış özelliklerinin ve büyütme değerlerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Kuvvetli Yer Hareketi (KYH) kayıtlarının bulunmadığı yerlerde, bu özelliklerin belirlenmesi için mikrotremor yöntemi ile aynı istasyon yerlerinde ölçüler alınarak değerlendirmeler yapılmış ve bulunan değerler, kuvvetli yer hareketi kayıtları ile elde edilen değerlerle karşılaştırılmıştır. Yine bu istasyon yerlerinde Re-Mi (REfraction Microtremor) yöntemi ile hız bilgilerine ulaşılmaya çalışılmış, elde edilen sonuçlar ile depremde hasar gören yerleşim yerlerinin yapısal hasarları arasındaki ilişki araştırılmıştır. Deprem bölgesinde yer alan istasyonların sayısının ve dağılımının yetersiz olması nedeniyle, 20 Aralık 2007 Bala depreminde aktif hale geldiği düşünülen fay segmenti kullanılarak, çalışma bölgesi için bir senaryo deprem hazırlanmış, kuvvetli yer hareketi istasyonlarının bulunmadığı yerleşim yerlerinde tahmini ivme ve şiddet dağılım haritaları oluşturularak, meydana gelmesi olası en büyük yer ivmesi değerleri tahmin edilmiştir.

Deprem kaynağı olarak ele alınan fayların Bala ve çevresinde etkinliği araştırıldığında temelde iki önemli segmentten bahsedilebilir. 2005 ve 2007 yıllarında oluşan depremlerin farklı segmentlerde oluşu, bu alandaki faylanma mekanizmasını daha ilginç boyuta taşımıştır.

1.1 İnceleme Alanı

İnceleme alanı, Ankara ili Bala ilçesi sınırları içerisinde yer alır. Ankara'ya yaklaşık 76 km uzaklıkta ve 2583 km² alana sahiptir. 2007 yılı genel nüfus sayımı sonuçlarına göre ilçede 23505 kişi yaşamaktadır.

Çalışma alanına ait yer bulduru haritası Şekil 1.1, Ankara ili içerisindeki konumu Şekil 1.2 de verilmiştir.

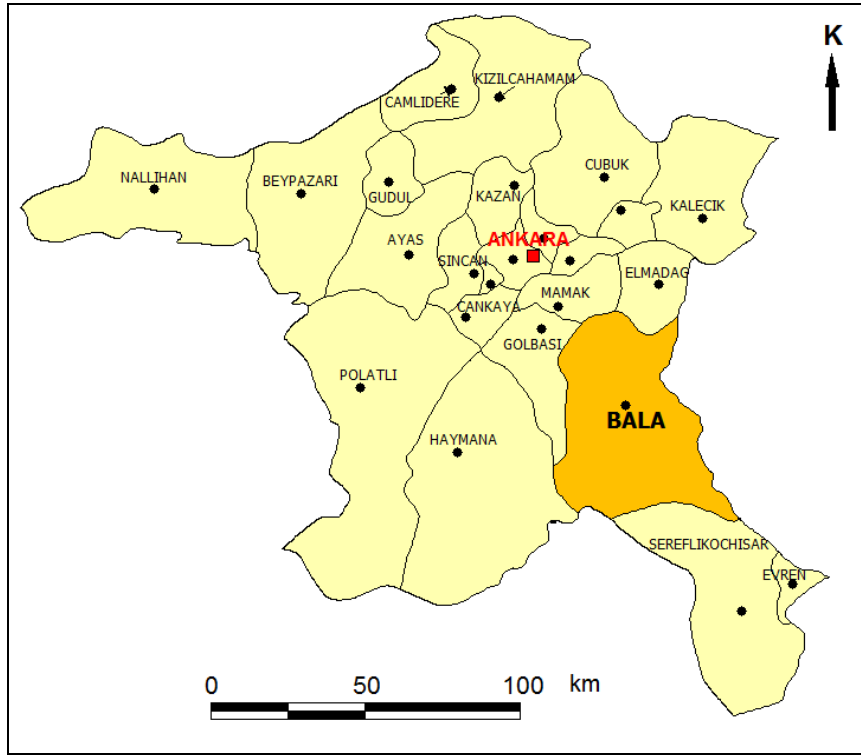


Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası

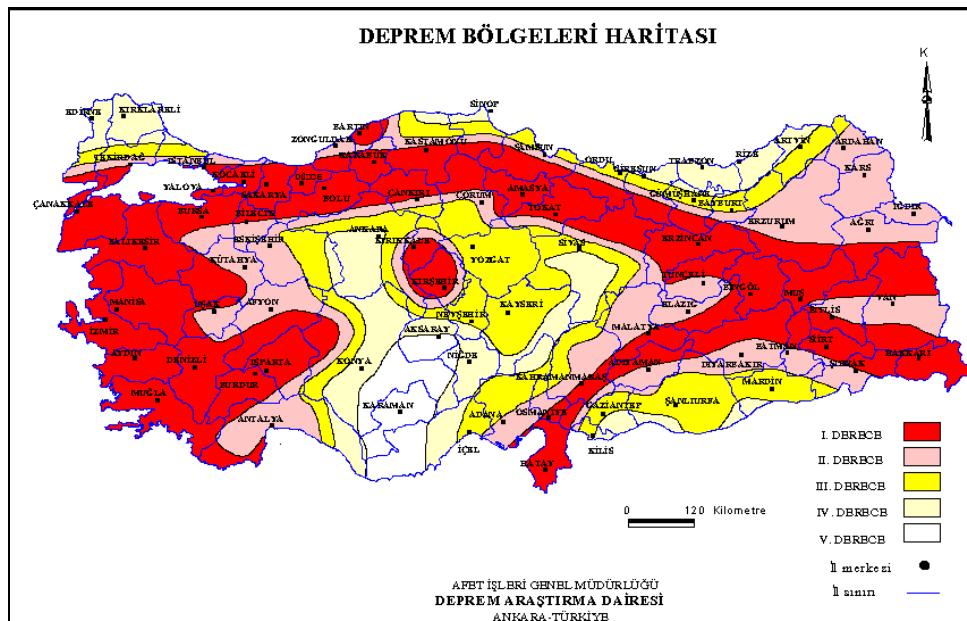
1.2 Amaç ve Kapsam

Bayındırlık ve İskân Bakanlığı'nın 1996 yılında yayınladığı Türkiye Deprem Bölgeleri haritasına göre (Şekil 1.3), Ankara'nın büyük bir kısmı 3. ve 4. derece deprem kuşağı içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.4). Yani bölge sismik etkinlik bakımından çok aktif olmayan özellikte görünmektedir. Ancak, son yıllarda bölgede meydana gelen orta büyüklükteki depremler, detaylı çalışmalar yapılmasını sağlamış ve bu çalışmalar bölgede, Türkiye Diri Fay haritasında görünenden daha fazla sayıda aktif fay olduğunu göstermiştir. Artan nüfus yoğunluğu, buna bağlı olarak zemin koşulları ve deprem kaynakları dikkate alınmaksızın yapılan yapılar, Ankara ili ve bağlı bulunan yerleşim

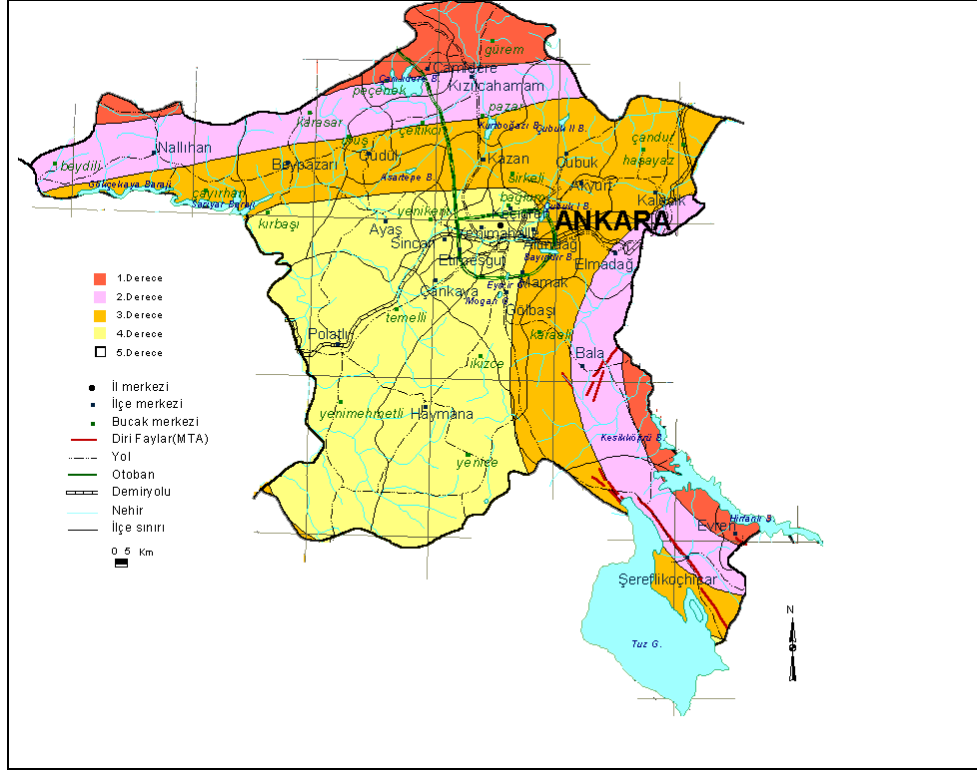
yerlerinde deprem riskini arttırmıştır. Bu durumda bölgenin yapılaşma ve yerleşiminde yer yapı ve davranışının dikkate alınması gerektiğini göstermiştir.



Şekil 1.2 Çalışma alanının Ankara ili içerisindeki genel konumu ve sınırları



Şekil 1.3 Türkiye deprem bölgeleri haritası (Bayındırlık ve İskân Bakanlığı, 1996)



Şekil 1.4 Ankara ili ve ilçelerinin deprem bölgeleri haritasındaki konumu (Bayındırlık ve İskân Bakanlığı, 1996)

1.3 Bölgenin Depremselliği

Bugüne kadar bölgede çok büyük depremler olmamasına karşın, çevresinde bulunan ve büyük depremler üreten diri fayların etkisi altındadır. Bu açıdan bakıldığında bölge, 100 km kuzeyinden geçen Kuzey Anadolu Fayı (KAF), 70 km doğusunda bulunan Ezinepazarı Fayı, batısında yer alan Eskişehir Fayı ile güneyinde yer alan Tuz Gölü Fayının etkisi altındadır. Tarihsel ve aletsel kayıtlar, bu fay sistemlerinin günümüze kadar büyük depremler ürettiğini ve oluşabilecek büyük depremlerde, özellikle Ankara çevresinin, deprem riski yüksek alüvyonel zeminlerinin önemli ölçüde etkileneceğini göstermiştir. Tarihsel depremlerde, Kale, Samanpazarı, Ulus, Altındağ civarında, kaya zeminler üzerinde kurulu Ankara kentinin etkilendiği göz önüne alınırsa, bu riskin bugün, özellikle Ankara civarında yer alan ve faylarla oluşmuş ovalar, eski dere yatakları ve vadi tabanları üzerindeki kalitesiz yapılarda daha etkili olacağı kaçınılmazdır. Son yıllarda bölgede var olan aktif faylardan kaynaklanan Ankara merkezli depremler, bu bölgenin sismik aktivitesinin yüksek olduğunu göstermiştir. Şekil 1.5’de verilen 1991-2008 yılları arasında meydana gelen deprem dağılımları

incelendiğinde genel olarak bölgede, Bala ilçesinde aktif olan çapraz fay sistemlerinin olduğu kısımlarda depremlerin yoğunlaşmış olduğu görülür.

1.3.1 Tarihsel dönem depremleri

Ankara ve civarında, 1900 yılı öncesine ait tarihsel depremlere ait veriler oldukça az sayıdadır. Tarihsel kayıtlara bakıldığında, Ankara bölgesini doğrudan ya da dolaylı olarak etkileyen ve hasar yaratan yedi adet deprem göze çarpar. Ankara ilini etkileyen tarihsel depremler Çizelge 1.1’ de verilmiştir.

Çizelge 1.1 Ankara ilini etkileyen tarihsel depremler (Özmen, 2000)

Tarih	Makrosismik koordinat	Şiddet (MSK)	Etkilediği iller
109		IX	Ankara, Çankırı, Çorum
1075	40.60K – 34.95E	VIII	Çorum ve yöresi
1509	40.55K – 35.00E	VIII	Çorum
1598	40.40K – 35.40E	IX	Amasya-Çorum
17.08.1668	40.90K – 36.00D	IX	Amasya-Tokat (Faylanma 380 km)
12.05.1844	40.98K - 34.80D	VIII	Osmancık-Çorum, Ankara, (200 ölü)
28.09.1881	40.60K – 33.60D	VIII	Çankırı yöresi (12 ölü)

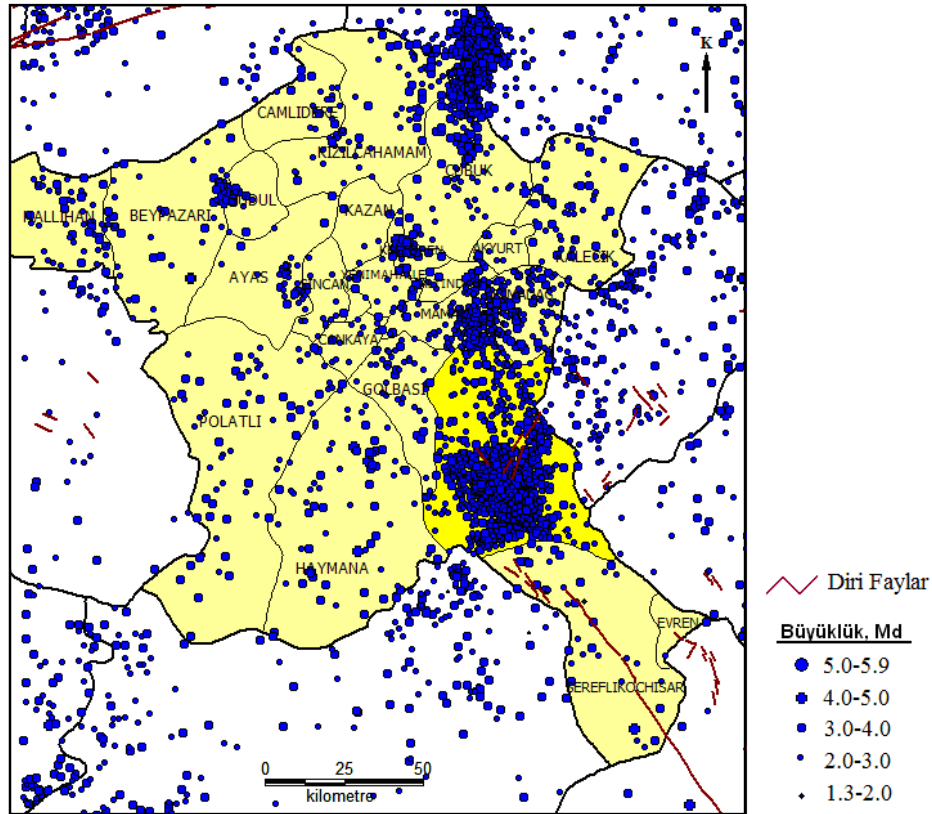
1.3.2 Aletsel Dönem Depremleri

Aletsel döneme ait depremler, Ankara merkezli depremler ve yakın çevresinde bulunan kaynaklardan meydana gelmiş fakat Ankara’yı önemli ölçüde etkilemiş ve hasar meydana getirmiş olan depremler olarak değerlendirilebilir. 1991-2008 yılları arasında meydana gelmiş ve $M_d \geq 1.3$ olan depremler Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi Başkanlığının deprem katalogundan alınmıştır (Şekil 1.5). Bu depremlerin Ankara sınırları içerisinde, 3 bölgede yoğunlaştığı söylenebilir. Bunlardan bir tanesi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü’nün (MTA) diri fay haritasında da görülen ve Bala bölgesindeki faylardan kaynaklanan bölge, diğerleri ise Mamak ve Çubuk ilçelerinin bulunduğu bölgelerdir. Ankara ve çevresini son yüzyıl içinde etkileyen depremler ve odak mekanizması çözümleri Koçyiğit (2008) tarafından verilmiştir (Şekil 1.6).

1900-2008 yılları arasında Ankara ve çevresini etkileyen aletsel döneme ait depremler ve meydana getirmiş oldukları hasar dereceleri tarih sırasına göre şu şekildedir:

9 Mart 1902 Korgun-Çankırı depremi: Deprem dış merkez koordinatları hakkında bir bilgi bulunmama birlikte depremin merkezinin Korgun yakınları olduğu belirtilmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1978b). Deprem büyüklüğü, $M_s=5.5$ ve maksimum şiddet, $I_0=VIII$ (MSK), olarak verilmiştir. Birçok öncü ve artçı sarsıntıları olan bu deprem, Çankırı ve çevresinde etkili olmuştur. Çankırı ve çevresinde 4 kişi hayatını kaybetmiş, 100 kişi yaralanmış, Çankırı merkezinde 3000 ev yıkılmış ve ağır hasar görmüştür. Deprem, Orta Anadolu’da geniş çapta hissedilmiştir (Eyidoğan vd., 1991).

25 Haziran 1910 Osmancık-Çorum Depremi: Deprem yerel saate göre, 19:26’da meydana gelmiştir. Deprem dış merkez koordinatları, $41.00K-34.00D$, büyüklüğü $M_s=6.1$, maksimum şiddeti $I_0=VII$ (MSK), olarak verilmiştir. Çorum ve çevresinde etkili olmuştur (Ambraseys ve Finkel, 1978b). Ana şok, Kırşehir, Ankara ve Yozgat’a kadar geniş bir alanda hissedilmiştir. Deprem, Hacıhamza, Osmancık ve İskilip arasındaki bölgede önemli derecede hasar meydana getirmiştir (Eyidoğan vd, 1991).



Şekil 1.5 1991-2008 yılları arası bölgede meydana gelmiş olan depremler

21 Ocak 1934 depremi: Depremin dış merkez koordinatları 40.10N - 33.6E, olarak verilmiş, ancak büyüklüğü hakkında kesin bir bilgi kayıtlara geçmemiştir. Depremin maksimum şiddeti $I_0= V$ olarak belirlenmiş, depremden Ankara'nın özellikle Kalecik ilçesi etkilenmiştir (Ergin vd, 1967).

19 Nisan 1938 Kırşehir-Keskin Depremi: Depremin dış merkez koordinatları, 39.50K - 33.70D, büyüklüğü $M_s=6.8$, maksimum şiddeti $I_0= IX$ (MSK) olarak verilmiştir. Deprem, Kırşehir, Ankara ve Yozgat illerinde etkili olmuştur (Eyidoğan vd.,1991). Oldukça büyük bir alanda hasara sebep olan depremde, 158 kişi hayatını kaybetmiş, Kırşehir iline bağlı 150 köyde 2157 ev tamamen yıkılmış, 1705 ev ağır hasara uğramış, 1100 evde hafif hasar görülmüştür. Yozgat ilinde 1 kişi ölmüş, 140 ev ağır, 64 ev orta, 18 ev ise hafif hasar görmüştür. Deprem, Ankara'da da kent merkezinde, özellikle Yenişehir'de (Kızılay) çok şiddetli bir şekilde hissedilmiş, yapılarda çatlaklara ve baca yıkılmalarına yol açtığı belirtilmiştir. Deprem sonucu yeryüzünde biçimsel değişiklikler meydana gelmiş, Akpınar'dan Taşkovan'a kadar yaklaşık 14 km kadar yüzey kırığı gözlenmiştir. Bu depremde, Ankara ili ve çevresindeki maksimum şiddet değeri $I_0= VI$ olarak verilmiştir (Pajeras ve Pamir, 1939).

13 Nisan 1940 Yozgat-Kayseri Depremi: Deprem yerel saatle, 06:29' da meydana gelmiştir. Depremin dış merkez koordinatları 38.30K – 35.20D, büyüklüğü, $M_s=5.7$ ve maksimum şiddeti $I_0= VII$ olarak verilmiştir (Ergin vd., 1967). Yozgat ve Kayseri illeri arasında etkili olan deprem, Ankara, Tokat, Yozgat, Çorum, Zile, Kırşehir ve Sivas illerinde de şiddetlice hissedilmiştir. Yozgat ili Maden ilçesinin Peyik bucağı ile Dedefakılı, Karamağara, Kanberli, Karapınar ve Karacaalan köylerinin evleri tamamıyla yıkılmış, toplam 4 kişi hayatını kaybetmiş, 14 kişi yaralanmıştır. Bunun dışında 15 köyde de çeşitli hasarlar meydana gelmiştir (Eyidoğan vd., 1991).

26 Kasım 1943 Ladik (Samsun) depremi: Deprem, 00:20:41(GMT) de meydana gelmiştir. Depremin dış merkez koordinatları, 41.05K – 33.72D, büyüklüğü, $M_s=7.2$ ve şiddeti $I_0=VIII-IX$, olarak verilmiştir (Pınar ve Lahn, 1952). Deprem, Anadolu'nun çok büyük bir kısmında hissedilmiş, doğuda Taşova'dan, batıda Ilgaz'a kadar uzanan yaklaşık 45000 km²'lik bir alanı kapsayan bölge içerisinde bulunan kasaba ve köylerdeki evlerin %75'i tamamen yıkılmış ya da ağır hasar görmüştür. Sayısı kesin olarak belirlenememiş olmakla birlikte 4000 kişinin hayatını kaybettiği, 5000 kişinin ise yaralandığı kayıtlara geçmiştir.

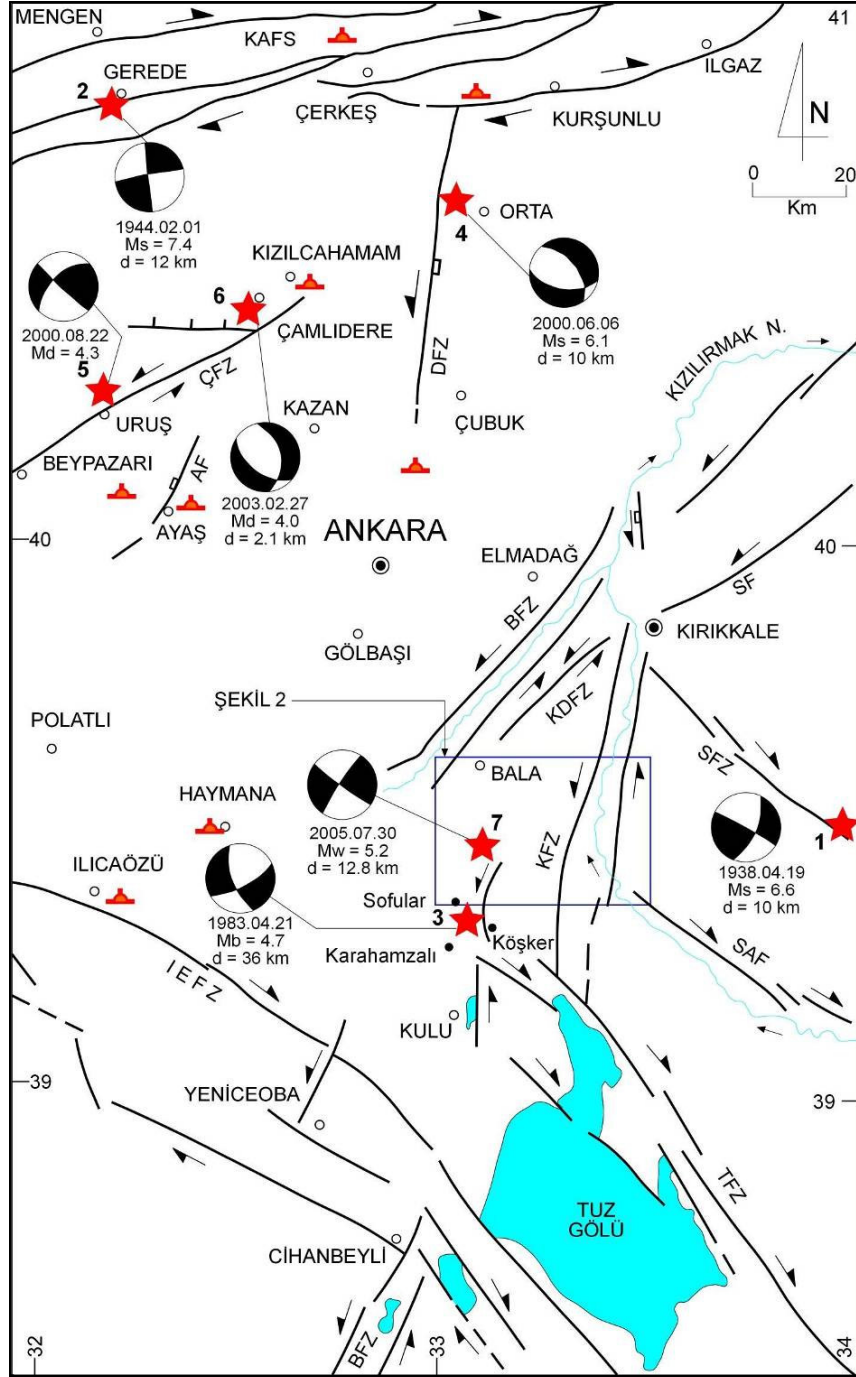
1 Şubat 1944 Bolu (Gerede) depremi: 03:22:40 (GMT) da meydana gelmiş olan depremin dış merkez koordinatları, 40.80K – 32.20D, büyüklüğü, $M_s=7.2$ ve maksimum şiddeti, $I_0=X$ olarak verilmiştir. Depremde, 3958 kişi yaralanmış, 20865 yapı tamamen yıkılmış, yaklaşık 21000 yapı da hasar görmüştür. Deprem, batıda Kocaeli, güneyde Ankara, doğuda Kastamonu ve kuzeyde Zonguldak'a kadar hissedilmiş ve etkili olmuştur. Ankara'nın Beypazarı, Kızılcahamam, Çamlıdere, Ayaş kasabaları ve bunlara bağlı köylerde önemli derecede hasar meydana gelmiştir. Bu depremde, Ankara ilinde toplam 125 kişi hayatını kaybetmiş, 158 kişi yaralanmış, 1450 yapı yıkılmış ve 2716 yapı hasar görmüştür (Ergünay, 1978).

13 Ağustos 1951 Kurşunlu (Çankırı) depremi: Deprem, 18:33'de (GMT) meydana gelmiş, dış merkez koordinatları $M_s=6.9$, maksimum şiddeti, $I_0=IX$ olarak verilmiştir (Pınar ve Lahn 1952). Bu deprem nedeniyle Kurşunlu ve Ilgaz ilçe merkezleri ve köyleri önemli derecede etkilenmiş, 50 kişi hayatını kaybetmiş, 8000 yapı hasar görmüştür. Deprem sırasında, 60 km uzunlukta doğu-batı doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı iki fay parçası oluşmuş, bu fay parçalarından birinin Kurşunlu'nun hemen kuzeyinden geçtiği, diğerinin ise Afşar-Dolaşlar arasında konumlandığı bildirilmiştir (Ambraseys, 1988).

7 Eylül 1953 Çerkeş Depremi: Depremin oluş saati, 03:58, dış merkez koordinatları, 41.20 K - 32.80D, büyüklüğü, $M_s=6.0$, maksimum şiddeti, $I_0=VII$ (MSK) olarak verilmiştir (Ambraseys, 1988). Deprem, Çerkeş, Çorum ve Kırşehir illeri arasında etkili olmuş, Düzce, İnebolu, Çorum ve Kırşehir'e kadar olan bölgede hissedilmiş, Kurşunlu ve çevresinde hasara neden olmuştur.

21 Nisan 1983 Kulu-Bala Depremi: Bu deprem, 16:18 saatinde meydana gelmiş, dış merkez koordinatları, 39.31K – 33.06D, büyüklüğü, $M_s=4.7$ ve maksimum şiddeti, $I_0=VII(MM)$ olarak verilmiştir (Eyidoğan vd., 1991). Ankara ve Kırşehir'de orta şiddette hissedilen deprem, Bala ilçesinin Sofular köyünde 2 evin yıkılmasına ve birçok evin hasar görmesine neden olmuştur. Konya'nın Kulu ilçesine bağlı Köşkler köyünde de 40 kadar ev yıkılırken, 20 ev ağır hasar görmüştür.

5 Ağustos 1990 Çankırı-Çorum depremi: Deprem, saat 18:31'de olmuş, dış merkez koordinatları, 40.23 K – 33.88 D, büyüklüğü, $M_b=4.8$, ve maksimum şiddeti, $I_0=VI$ (MSK); olarak verilmiştir. Deprem, Ankara, Çankırı, Çorum ve Kırıkkale'de kuvvetlice hissedilmiş ve halk arasında paniğe yol açmıştır. Depremde hasar meydana gelmemiştir (Kalafat,1996; Kalafat vd., 2000).



Şekil 1.6 Ankara ve çevresini son yüzyıl içinde etkileyen depremler ve deprem odak mekanizması çözümleri ve kaynakları (AF: Ayaş fayı, BFZ: Buluk fay zonu, BFZ: Balaban fay zonu, ÇFZ: Çeltikçi fay zonu, DFZ: Dodurga fay zonu, KDFZ: Küredağ fay zonu, KFZ: Kızılırmak fay zonu, SAF: Salanda fayı, SF: Sungurlu fay zonu, SFZ: Seyfe fay zonu, İEFZ: İnönü fay zonu) (Koçyiğit ve Deveci, 2005).

22 Ocak 1999 Ankara Depremi: Deprem, yerel saatle 01:25'de meydana gelmiş, dış merkez koordinatları, 40.03K – 32.76D, büyüklüğü $M_d=4.0$, maksimum şiddeti $I_0=IV$ (MSK) olarak verilmiştir. Deprem, özellikle Ankara'nın kuzeyinde etkili olmuş ve Çubuk, Etlik, Keçiören, Esenboğa, Batıkent, Mamak, İncirli, Akyurt da hissedilmiştir (Kalafat vd., 2003).

17 Mart 1999 Ankara Depremi: Yerel saatle 20:27'de olan depremin dış merkez koordinatları, 40.26K – 32.14D, büyüklüğü $M_b=4.0$, maksimum şiddeti, $I_0=IV$ (MSK) olarak kayıtlara geçmiştir. Deprem, özellikle Beypazarı ve Ankara'da etkili olmuştur (Kalafat vd., 2003).

6 Haziran 2000 Orta-Çankırı Depremi: Deprem, yerel saatle 02:41'de meydana gelmiş, dış merkez koordinatları 40.70K – 32.98D, büyüklüğü $M_s=6.0$, ve maksimum şiddeti $I_0=VII$ (MSK) olarak verilmiştir (Kalafat vd., 2003). Depremde 2 kişi hayatını kaybetmiş, Orta, Çerkeş ve yakın yerleşim yerlerinde 4600 konut ve işyerinde ağır hasar meydana gelmiştir. Deprem çok geniş bir alanda hissedilmiştir. Depremin Ankara ili çevresinde ki maksimum şiddeti $I_0=VI$ (MSK) olarak belirlenmiştir (Kalafat vd., 2003).

31 Temmuz 2005 Bala (Ankara) depremi: Yerel saatle 00:45'de meydana gelmiş olan depremin büyüklüğü $M_d=4.9$, dış merkez koordinatları 39.42K - 33.12D, derinliği 8.9 km olarak verilmiştir.

20 Aralık 2007 Bala (Ankara) depremi: Deprem, yerel saatle 11:48'de meydana gelmiştir. Dış merkez koordinatları 39.404K - 33.046D, büyüklüğü $M_l=5.6$ ve derinliği 5.0 km olarak verilmiştir. Mülga Afet İşleri Genel Müdürlüğü tarafından yapılan hasar tespit sonuçlarına göre 834 konut, 63 ahır, 3 işyeri ağır hasarlı, 5 konut ise orta hasarlı olduğu tespit edilmiş, can kaybı olmamıştır.

Bu iki deprem, çalışma alanı ve konuyu doğrudan ilgilendirdiği için ayrıntılı olarak ilerleyen bölümlerde daha detaylı olarak incelenecektir.

1.3.3 31 Temmuz 2005 Bala depremi

31 Temmuz 2005 tarihinde yerel saatle 00:45'de Bala (Ankara) merkezli orta büyüklükte bir deprem meydana gelmiştir. Ulusal ve uluslararası istasyonlar tarafından depremin yeri ve büyüklüğü gibi parametreler farklılıklar göstermektedir. Farklı kaynaklardan elde edilen kaynak parametreleri Çizelge 1.2'de verilmiştir. Deprem orta büyüklükte olmasına karşın, derinliğinin yüzeye yakın olması nedeniyle, geniş bir alanda hissedilmiştir. Deprem sırasında can kaybı olmamış ancak, Mülga Afet İşleri

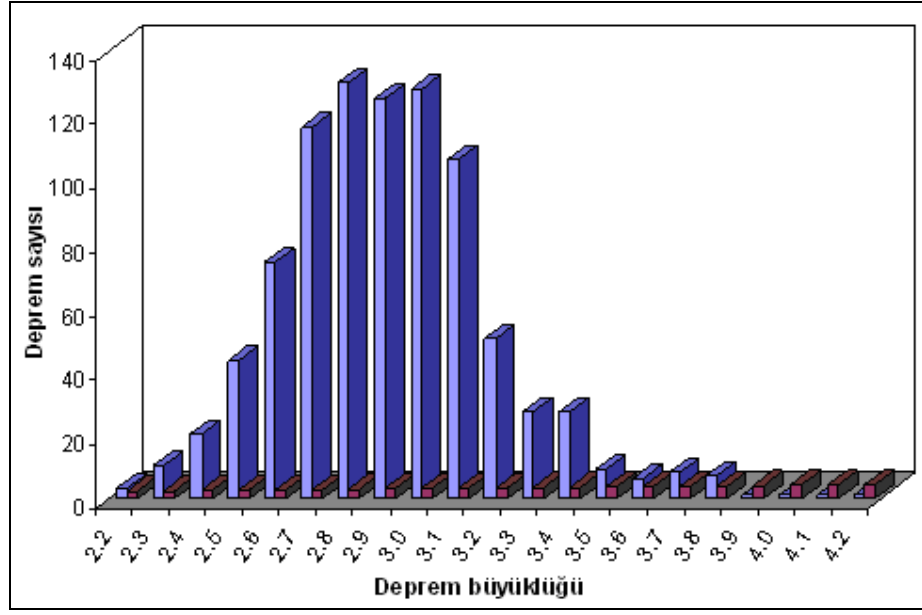
Genel Müdürlüğü, Hasar Tespit Dairesi Başkanlığı'nın hasar tespit çalışmalarına göre, başta Sırapınar olmak üzere, Yeniyaşanlı, Çatalören, Bahçekaradalak, Çiğdemli ve Karahamzalı köylerinde taş ve kerpiç yığma yapılarda ciddi hasar oluşmuş, Sırapınar köyünde 18 evde oturulamayacak derecede ağır hasar meydana gelmiştir.

31 Temmuz 2005 Bala depreminin ardından, büyüklükleri Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi (Mülga) kataloglarından alınan verilere göre, $2.2 \leq M \leq 4.3$ arasında değişen 1000'e yakın artçı depremler meydana gelmiştir (Şekil 1.7). Meydana gelen artçı depremlerin dış merkez dağılımları incelendiğinde, depremlerin KD-GB doğrultusunda sıralandıkları görülür ve dolayısıyla depremin bölgede bulunan KD-GB uzanımlı faydan kaynaklandığı söylenebilir (Şekil 1.8).

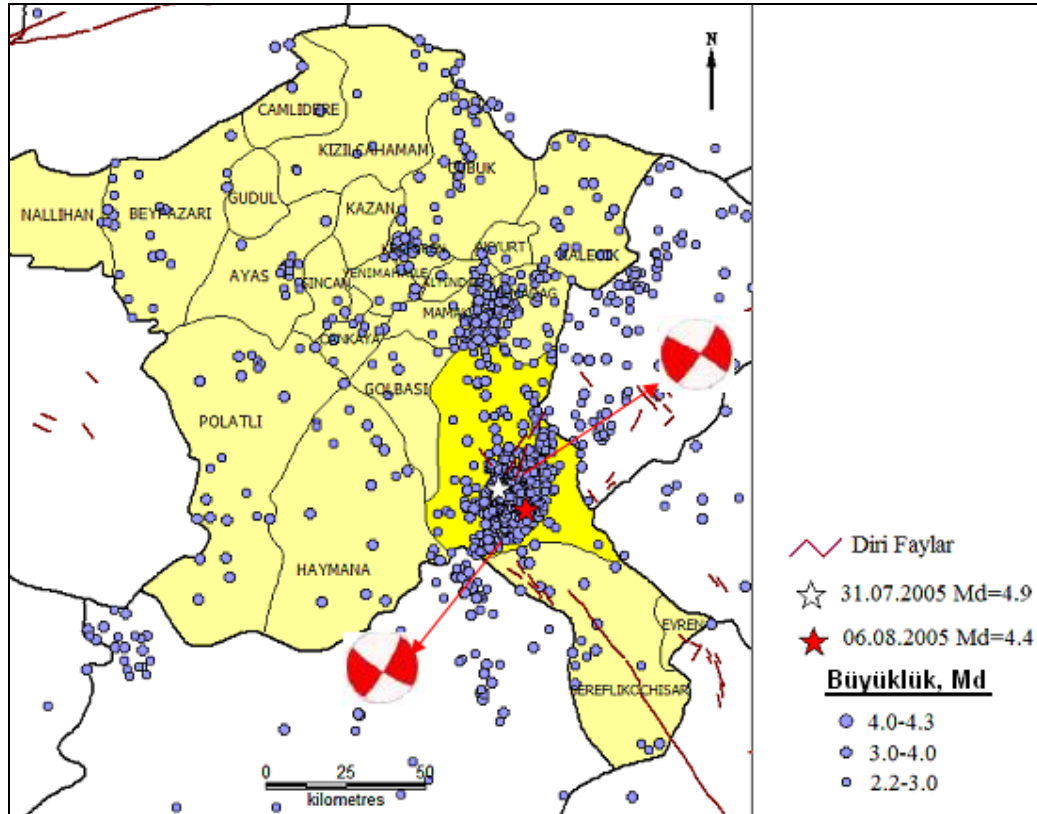
Depremin, Afet İşleri Genel Müdürlüğü (Mülga), Deprem Araştırma Dairesi'nin Ankara merkez istasyonu tarafından elde edilmiş olan kuvvetli yer hareketi kaydı Şekil 1.9'da verilmiştir. Depremin dış odağına uzaklığı yaklaşık 56 km olan merkez istasyonundan elde edilen ivme kaydına göre, ölçülmüş olan en büyük yatay yer ivmesi, D-B doğrultusunda 6.0773 gal (0.006 g)'dir.

Çizelge 1.2.31 Temmuz 2005 Bala depreminin farklı kaynaklara göre deprem parametreleri

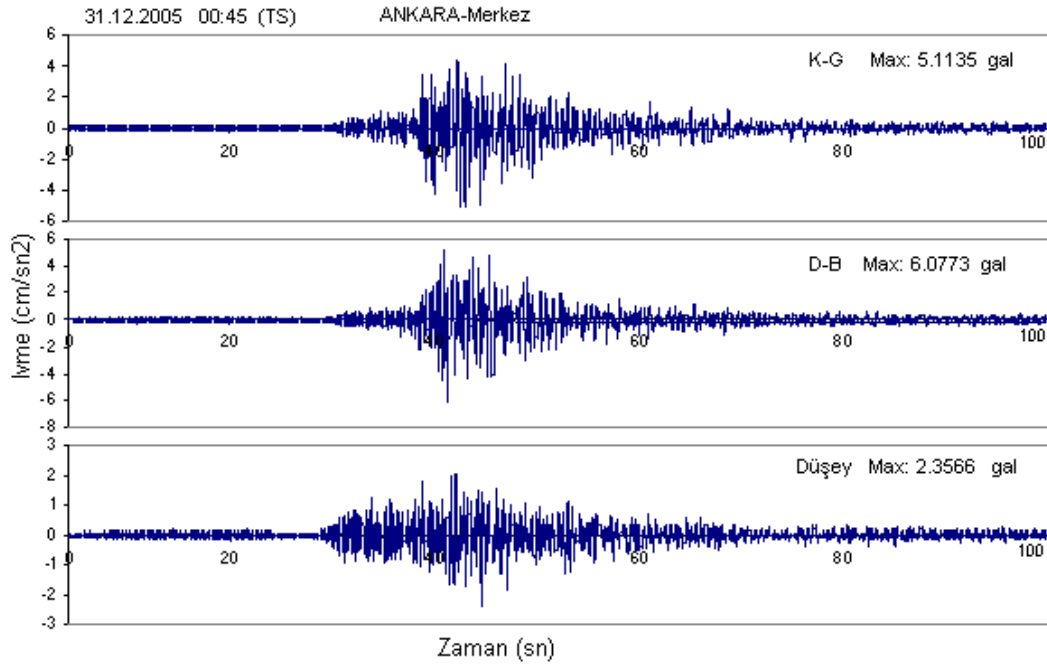
Kaynak	Tarih	Saat (TS)	Koordinat		Derinlik (km)	Büyüklik				
			Enlem(K)	Boylam(E)		M _w	M _l	M _s	M _b	M _d
KOERİ	31.07.2005	00:45:00	39.4375	33.0890	5.0		5.3			
USGS	31.07.2005	00:45:02	39.345	33.078	10	5.3				
ETHZ	31.07.2005	00:45:01	39.4	33.1	10			4.6	4.7	
HARVARD	31.07.2005	00:45:04	39.45	33.1	12.8	5.2		4.9	4.9	
CSEM-EMSC	31.07.2005	00:45:01	39.43	33.11	10				4.7	
DAD	31.07.2005	00:45:02	39.42	33.12	8.9					4.9



Şekil 1.7 31 Temmuz 2005 Bala depremi artçı sarsıntıları büyüklük-sıklık grafiği



Şekil 1.8 31 Temmuz 2005 Bala(Ankara) depreminin artçı deprem dağılımları



Şekil 1.9 31 Temmuz 2005 Bala depreminin Ankara istasyonundan alınmış ivme kaydı

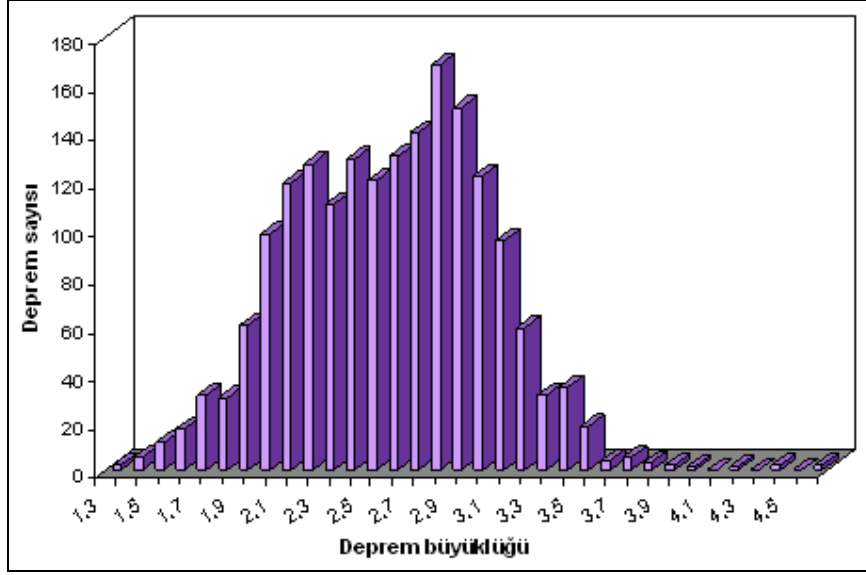
1.3.4 20 Aralık 2007 Bala Depremi

Deprem, 20 Aralık 2007 tarihinde yerel saatle 11:48'de meydana gelmiştir. Deprem parametreleri kuruluşlara göre farklılıklar göstermektedir. Farklı kaynaklara göre deprem parametreleri Çizelge 1.3'de verilmiştir.

Çizelge 1.3 2007 Bala depreminin farklı kaynaklara göre deprem parametreleri

Kaynak	Tarih	Saat (TS)	Koordinat		Derinlik (km)	Büyüklik	
			Enlem(K)	Boylam(D)		M_w	M_l
KOERİ	20.12.2007	11:48:27	39.404	33.046	5.0	5.5	5.7
USGS	20.12.2007	11:48:29	39.417	33.212	10	5.7	
CSEM-EMSC	20.12.2007	11:48:28	39.43	33.16	10	5.5	
DAD	20.12.2007	11:48:27	39.417	33.045	2.8	5.7	5.6

Depremden sonra büyüklükleri $2 \leq M \leq 4.8$ arasında değişen ve zamanla azalım gösteren 2000'in üzerinde artçı deprem meydana gelmiştir. Kullanılan depremler Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi (Mülga) kataloglarından alınmıştır. Meydana gelen artçı depremlerin büyüklüklerine göre oluş sayıları Şekil 1.10'da verilmiştir.

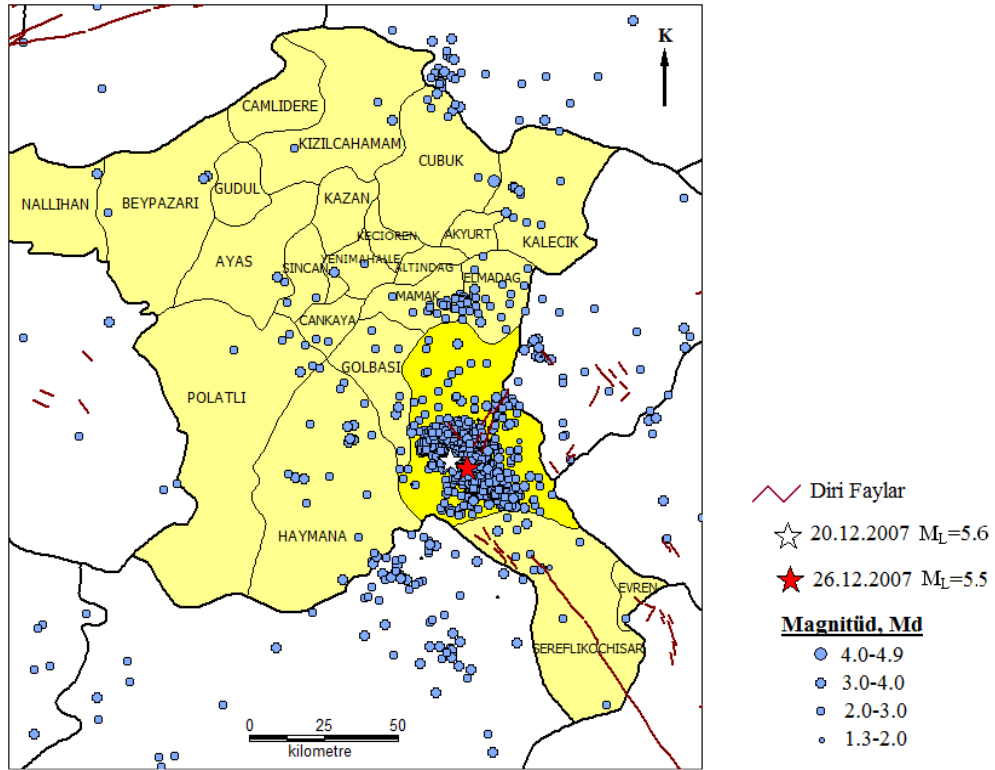


Şekil 1.10 2007 Bala depremi büyüklük-sıklık grafiği

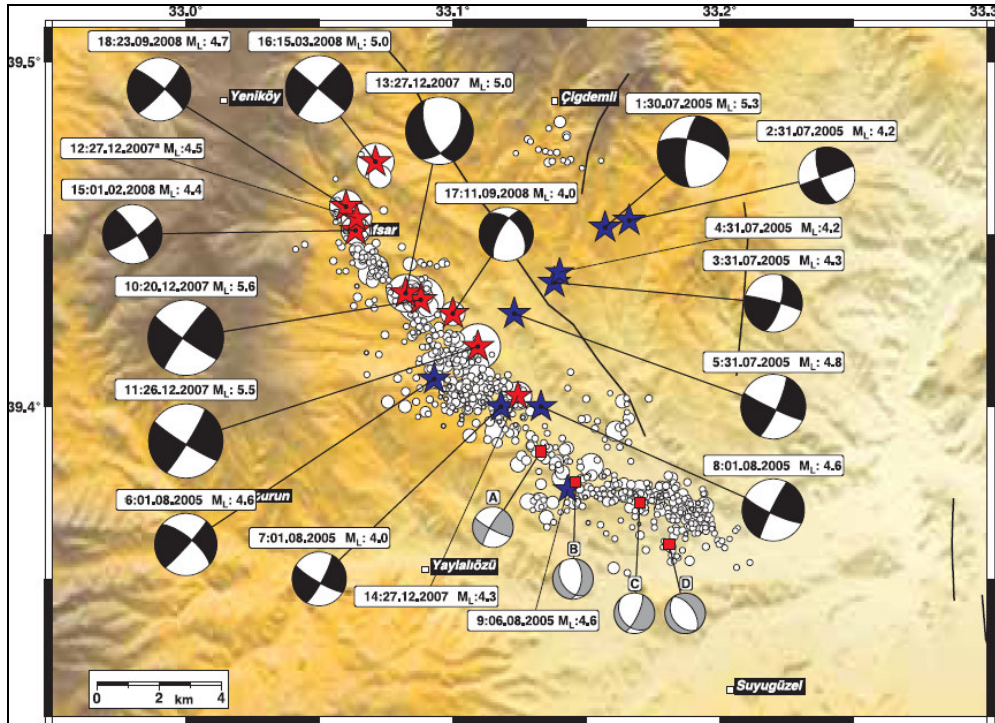
Artçı depremlerin dağılımı, bölgenin tektonik yapısıyla uyumlu olarak KB-GD doğrultusunda olduğunu göstermektedir (Şekil 1.11). TÜBİTAK-MAM tarafından depremlerin hız kayıtları kullanılarak yapılan odak mekanizması çözümleri deprem etkinliğinin genel karakteristiğinin KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma karakterinde olduğunu göstermektedir (Şekil 1.12).

Yine TÜBİTAK-MAM tarafından, depremden sonra büyüklüğü $M \geq 4$ olan depremler kullanılarak yapılmış olan Coulomb gerilme analizi çözümleri ile gerilmenin hangi yönlere doğru nasıl bir değişim gösterdiği saptanmaya çalışılmıştır. Buna göre, kırmızı bölgeler gerilmenin arttığı, mavi bölgeler ise gerilmenin azaldığı kesimleri göstermektedir. Gerilmenin arttığı kısımlar, bölgede var olan ve bu depremle aktif hale gelmiş olan KB-GD uzanımlı fay ile bu fay ile çapraz uzanımlı KD-GB fay segmentleri yönünde görülmektedir (Şekil 1.13). Gerilmenin arttığı bu bölgeler, artçı sarsıntuların yoğunlaştığı alanlar ile büyük ölçüde örtüşmekte ve bölgenin deprem tehlikesi ve artçı depremlerin hangi yönde gelişebileceği hakkında önemli ipuçları vermektedir.

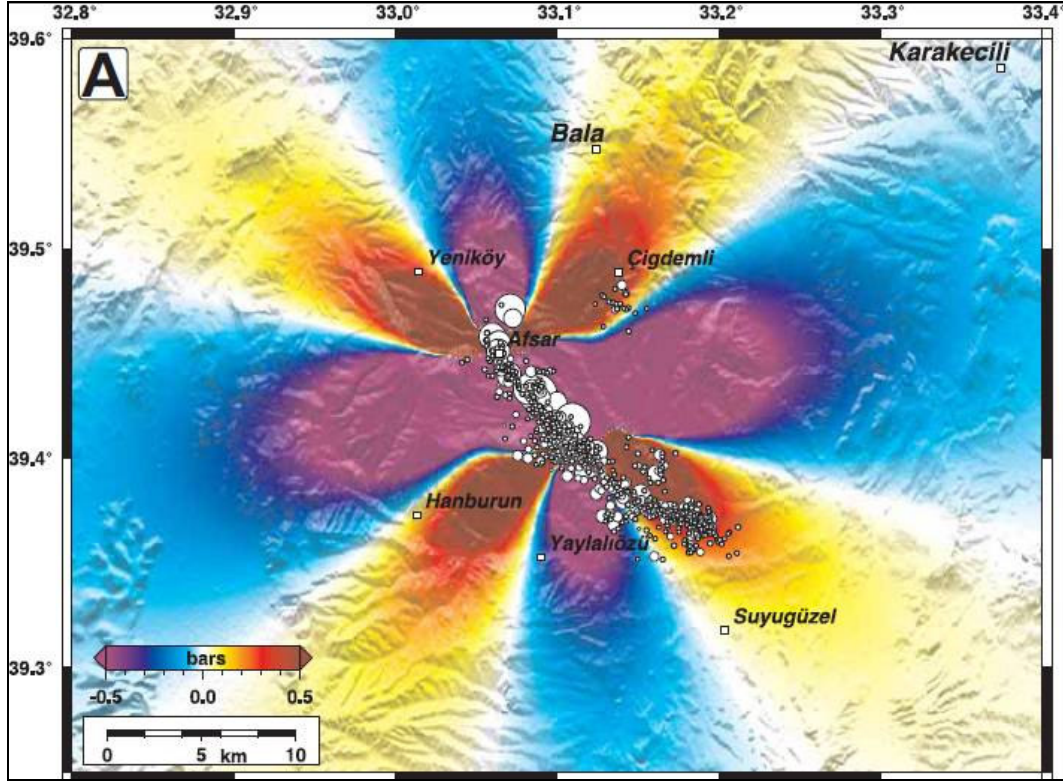
Deprem sırasında bölgede yapılara etki eden ivmenin büyüklüğünü ölçecek bir ivme-ölçerin bulunmaması nedeniyle, yapılarda meydana gelen hasarı tam olarak tanımlamak mümkün olamamıştır. Depremin dış merkezine en yakın ivme-ölçer istasyon, 56 km uzaklıkta bulunan Ankara-merkez istasyonudur. Bu istasyondan alınan ivme kaydına göre, ölçülmüş olan en büyük yatay yer ivmesi D-B doğrultusunda 9.5 gal (0.0095 g)'dir (Şekil 1.14).



Şekil 1.11. 20 Aralık 2007 Bala depreminin artçı şok dağılımı

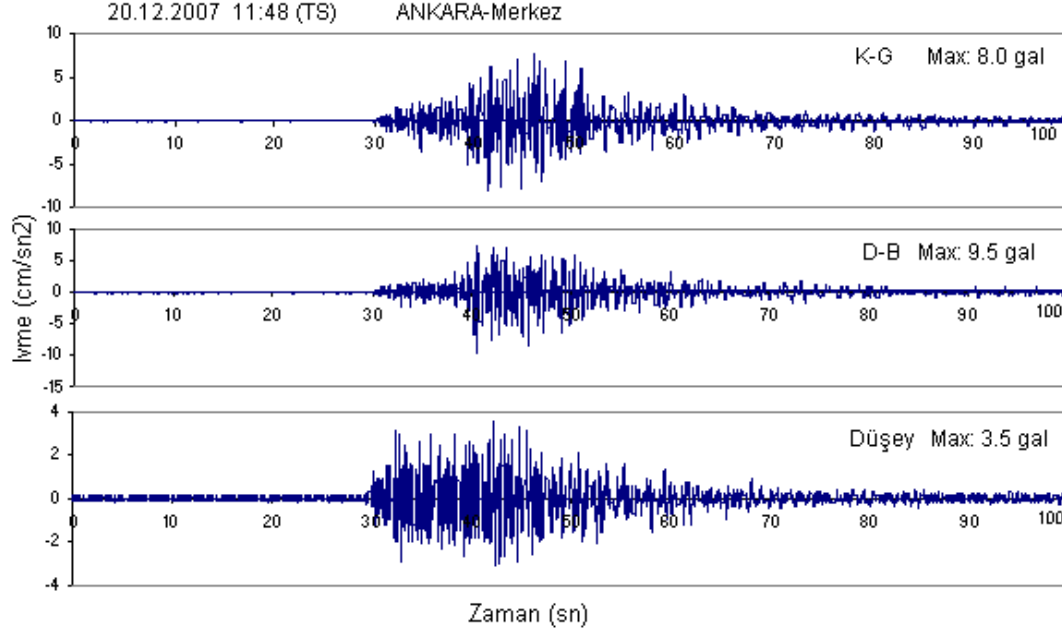


Şekil 1.12 2005 ve 2007 yıllarında oluşan depremlerin odak mekanizması çözümleri
(Tan vd., 2010)



Şekil 1.13 $M \geq 4$ olan depremler kullanılarak yapılmış olan Coulomb gerilme analizi çözümleri (Tan vd., 2010)

Depremden sonra, Afet İşleri Genel Müdürlüğü (Mülga) ve TÜBİTAK MAM işbirliği ile bölgenin farklı zemin özelliklerine sahip yerleşim yerlerine yerleştirilen ivmeölçer cihazlar ile artçı depremler gözlenmeye, bu yerleşim yerlerinin zemin özelliklerine göre meydana gelen ivmenin değişimleri ve bu cihazlardan elde edilen kayıtlarla, bu istasyonlara ait davranış özelliklerinin ve büyütme değerlerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla kurulan istasyonlardan Sırapınar, Bala ve DAD-Merkez istasyonlarınının 27 Aralık 2007, saat 13:47 (GMT)'de meydana gelen $M_l=5.5$ büyüklüğündeki deprem'e ait ivme değerleri Çizelge 1.4'de verilmiştir.



Şekil 1.14 2007 Bala depreminin Ankara-merkez istasyonu tarafından elde edilen ivme kaydı.

Depremi dış merkezine olan uzaklığı 15.5 km olan Sırapınar istasyonunda ölçülmüş olan en büyük ivme değeri K-G yönünde 118.2 gal değerinde iken, depremin dış merkezine uzaklığı 12.7 km olan Bala istasyonunda ölçülmüş olan en büyük ivme değeri K-G yönünde 25.3 gal değerindedir. Yani depremin dış merkezine hemen hemen aynı uzaklık da bulunan 2 istasyondan Sırapınar istasyonunun ölçmüş olduğu ivme değeri, Bala istasyonunun ivme değerinin yaklaşık 4.5 katı civarındadır. Meydana gelen farklılıkta, 2 istasyonun zemin özelliklerinin birbirinden farklı olması önemli etkenlerden bir tanesi olabilir. Farklı özelliklerdeki zeminlerin, deprem dalgaları üzerindeki etkisi Bölüm 3’de açıklanmıştır.

Çizelge 1.4 Bala ve DAD-Merkez istasyonlarının 27 Aralık 2007, saat 13:47 (GMT)de meydana gelen $M_l=5.5$ büyüklüğündeki deprem’e ait ivme değerleri

27.12.2007 13:47:59 (GMT) 39.454N – 33.041E $M_d=4.9$ Derinlik: 8.2 km				
İstasyon adı	İvme (cm/sn^2)			Dış merkeze olan uzaklık (km)
	K-G	D-B	Düşey	
Sırapınar	118.2	71.2	45.3	15.5
Bala	26.9	25.3	16.6	12.7
DAD	2.1	1.7	0.8	56.2

1.4. Bölgenin Tektoniği

Ankara bölgesinde ve tüm Türkiye’de paleotektonik dönemin en önemli olayı, İzmir-Ankara-Erzincan zonu olarak adlandırılan ve Pontid-Sakarya kıtası ile Torid-Anatolid bloğu arasında yer alan Neotetis okyanusunun kapanmasıdır. Eosen’de tamamlanmış olduğu öngörülen bu kapanma ile bir ofiyolit mostra dizisi olarak temsil edilen bu kenet kuşağı meydana geldiği gibi, Geç Kretase-Miyosen sırasında meydana gelen birçok havzada oluşumunu bu kapanma sürecinde gerçekleştirmiştir. Lütésiye sonundaki yoğun kompresif gerilme sürecinde, Ankara doğusunda yer alan imbrike yapı meydana gelmiştir. Bu şekilde Haymana havzasında, doğu batı doğrultulu kıvrım eksenleri ve bindirmeler, Çankırı havzasında ilgili yaşlardaki doğu batı doğrultulu bindirmeler bu dönemin diğer önemli yapılarıdır. Merkez bölgede İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonunun büklümlenmesi, gerek Paleotektonik gerekse Neotektonik dönemde Orta Anadolu kristalen masifinin yönlendiriciliğiyle meydana gelmiş olmalıdır (Baran, 1996).

Tektonik bakımdan bu bölge, Anadolu plakası içerisinde yer alır. Son yıllarda Anadolu plakası içinde sürdürülen neotektonik çalışmalar, plaka içinde iki ayrı neotektonik rejimin ve bu rejimleri karakterize eden ve yıkıcı deprem üretme kapasitesine sahip aktif fayların varlığını ortaya koymuştur. Bu nedenle Ankara ve yakın çevresini oluşturan bölge yalnızca plaka sınırlarını oluşturan faylardan değil aynı zamanda plaka içi faylardan kaynaklanacak depremlerin tehdidi altındadır.

Neotektonik dönem başlangıcının hangi ölçütlerle belirlenebileceği açık değilse de Geç Miyosen’den sonraki gelişim önemli görünmektedir. Koçyiğit vd., (1994), Çankırı havzasında kompresif rejimin Geç Pliyosen’e kadar etkili olduğunu ileri sürmekte ve Ankara batısından da bu gelişimine kanıtlar göstermektedir. Eosen’deki çarpışmayı izleyen dönemde gerilme sisteminin saf makaslama sürecinden doğrultu atımlı fayların oluşumuyla basit makaslama sürecine dönüşmesi volkanik etkinliğin başlamasına yol açmıştır. Anadolu levhasının bütününde egemen olan kuzey güney yönlü sıkışma levhanın batıya kaçışa zorlanmasıyla Pliyosen’de KAF ve DAF’ın meydana gelmesine yol açmış bu ise KAF’dan ayrılan ikinci faylanmaların oluşumuna yol açmıştır. Yörede bu ikincil faylar kontrolünde gelişmiş KD-GD uzanımlı dar havza oluşumları söz konusudur. Bu şekilde Ankara kuzeybatısında ve batısında bugün egemen olan rejim kuzeybatı yönlü çekme veya serbestleme şeklinde olup, buna bağlı olarak KB-GD uzanımlı normal faylanmalar, güncel sismik etkinliği meydana

getirmektedir. Ankara'nın güneyinde KB-GD uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterindeki Sivrihisar ve Koçhisar fayları, Tuz gölü havzasının bir çek ayır havza olarak gelişimini sağlamış olup, çevresinde bugünde sismik etkinlik görülmektedir (Baran, 1996).

Bala çevresinde uzunlukları 1 km ile 25 km arasında değişen, yer yer sık aralıklı çok sayıda fay vardır. Bunlar başlıca K-G, KD-GB, KB-KKB ve DKD-BGB uzanımlı olup, özellikle KB-GD ve KKD-GGB gidişli faylar aynı yaş ve kökene sahip eşlenik faylardır (Koçyiğit ve Devenci, 2005; Esat vd., 2009). Önemli olan faylar, Koçyiğit (2008) tarafından haritalanmış ve adlandırılmıştır (Şekil 1.15). Kızılırmak, Afşar, Sofular, Hacıbekir ve Boyalık fay setleri ile Çatalören, Bahçekaradalak, Yeniyapanşihli ve Sırapınar faylarıdır. Bunlardan KD-GB uzanımlı faylar sol yanal doğrultu atımlı fay özelliği gösterir. Başlıcaları, Çatalören fayı, Bahçekardalak fayı, Yeniyapanşihli fay seti, Sofular fay seti ve Hacıbekir fay setidir. KB-GD uzanımlı faylar, sağ yanal doğrultu atımlı fay özelliği gösterirler. Afşar fay seti bu özellikte bir faydır. K-G gidişli faylar ise, sol yanal doğrultu atım bileşeni olan verev atımlı faylardır. Bala bölgesinde en büyük gerilim eksenini, yaklaşık KKB yönündedir.

1.5 Bölgenin Jeolojisi

Bala ve çevresi, Malıboğazı üyesi, Dizilitaşlar formasyonu, Demirköy formasyonu, Beypazarı formasyonu, Bozkır formasyonu ve alüvyon şeklinde yüzeylemektedir (Şekil 1.16).

Malıboğazı üyesi: Algli kireçtaşlarından oluşmaktadır. İçerdiği fosillere göre üst Meastrihtiyen yaştaadır.

Dizilitaşlar formasyonu: Çakıltaşı (kırmızımsı renkte), kumtaşı, şeyl, killi kireçtaşından oluşur ve Paleosen yaştaadır.

Demirköy formasyonu: Çamurtaşı, kumtaşı, çakıltaşı, şeyl, killi kireçtaşı, algli kireçtaşı volkanitlerden oluşur. Alt Eosen yaştaadır.

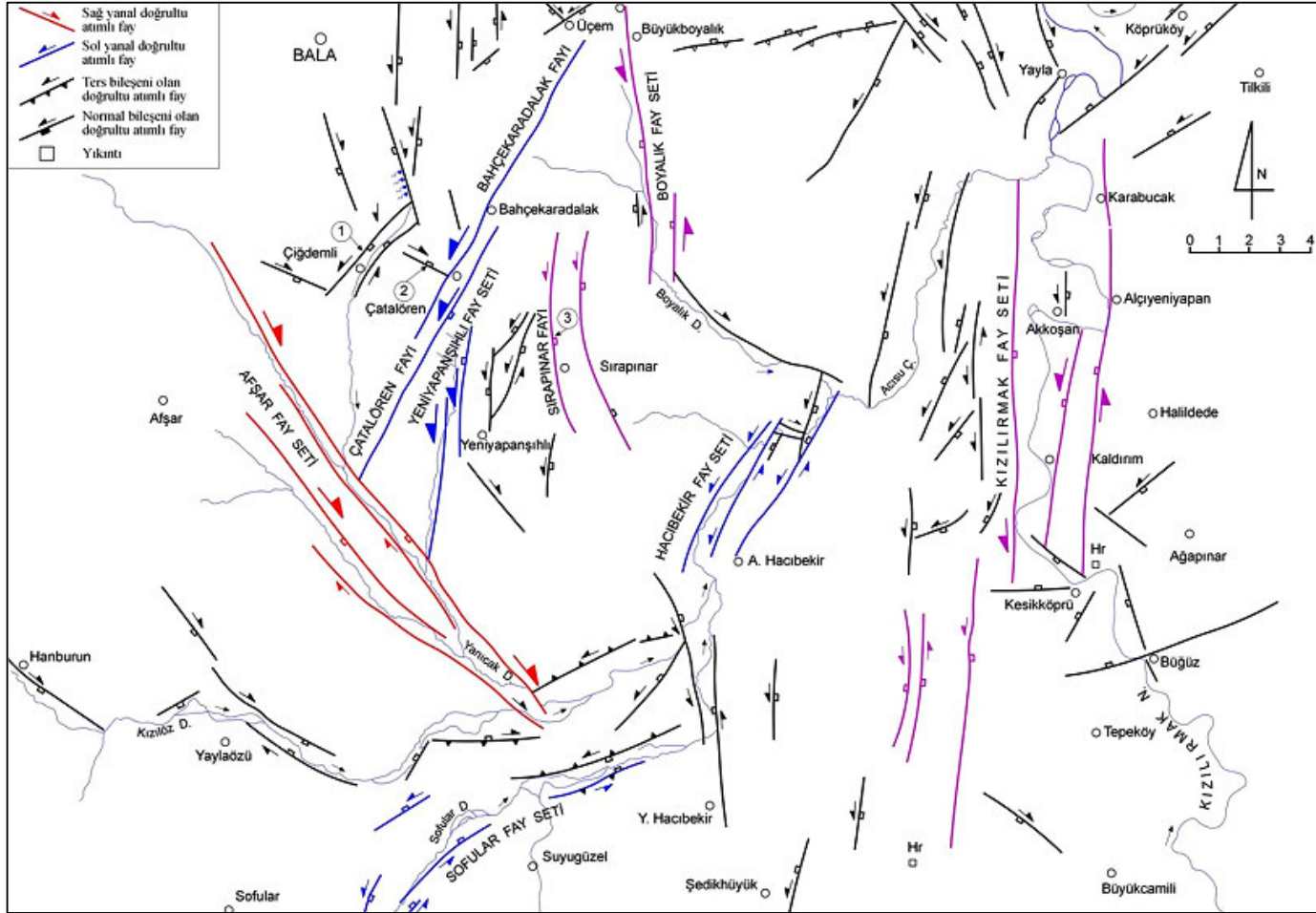
Beypazarı formasyonu: Çakıltaşı, kıltaşı, tüfit, killi kireçtaşı, jips, tronadan oluşur. Beypazarı formasyonu yaklaşık 600 m kalınlıktadır. İçerdiği fosillere ve çeşitli araştırmalara göre Alt ve Orta Miyosen yaştaadır.

Bozkır formasyonu (Tbo): Jips, kumtaşı, marn, çakıltaşı, az tüfitten oluşur. Yaklaşık 500 m kalınlık sunan Bozkır formasyonu, kapalı bir havzadaki playa gölünde oluşmuştur. Beypazarı formasyonu ile yersel uyumsuzluk gösteren birim Üst Miyosen yaştaadır.

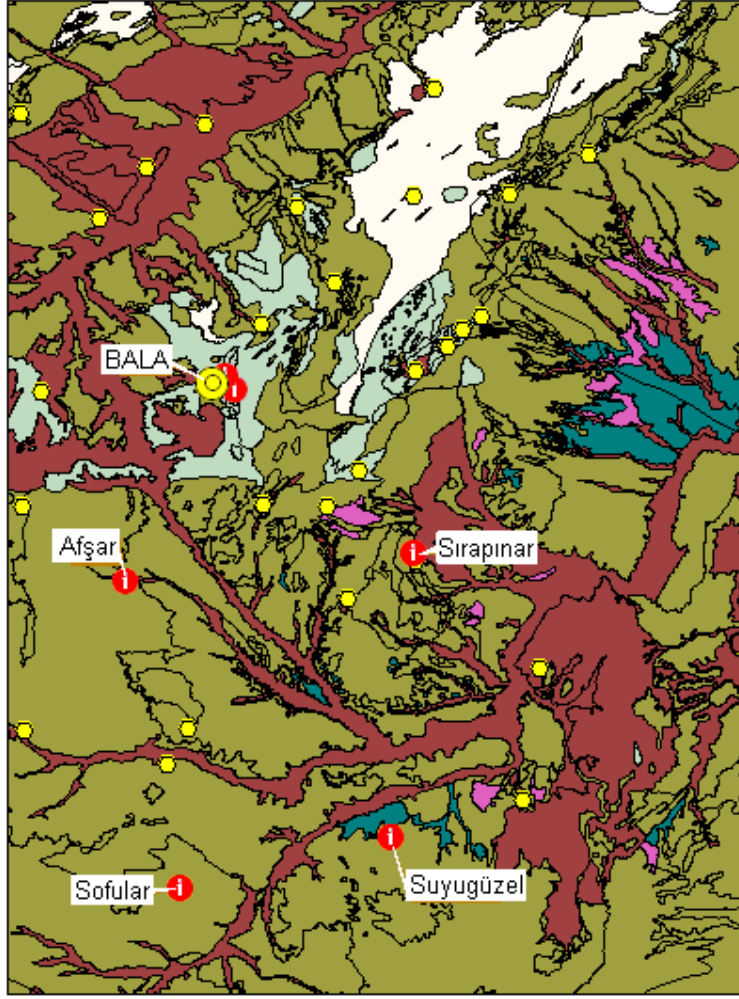
Alüvyon: miltaşı, kumtaşı ve çakıltaşıdan oluşur. Bölgede alüvyon yüzeylemeleri yaygın alanları kaplar.

Melanj: Serpantinleşmiş peridotit, dunit, saksonit, kırmızı renkte çamurtaşı ve kilitaşı, yeşil ve mavişist, metadasit, metakumtaşı, metakilitaşı, mermer, neritik kireçtaşı ve bunun gibi bloklardan oluşmuştur. Bu blokların birbirleri ile olan ilişkileri tektoniktir. Melanj, içerdiği çökel kayalara ve ilişkide bulunduğu birimlere göre Jura(?)-Üst Kretase yaştaadır.

Granatoyit: Açık renkli olup, genellikle ayrışmıştır. Yer yer apilit damarları ile kesilmiştir. Kestiği melanja ait ofiyolit kütlelerini içerdiği gibi granodiyorit sokulumları çeperinde kuvarslı diyabaz da izlenmektedir. Granatoyit, melanj birimini kesmesi ve çakıllarının Alt Eosen yaştaaki kayalarda bulunması nedeni ile Paleosen yaştaadır. Granatoyit, okyanus kabuğunun dalma batma nedeniyle dilimlenmesi ve melanjlanması sonucunda, dalma batma kuşağını üzerleyen blok tarafında kalınlaşan kabuğun içine magmanın sokulması ile oluşmuştur (Sarıaslan vd.,1998).



Şekil 1.15 Bala ve yakın çevresinin aktif fay haritası (Koçyiğit, 2008)



Şekil 1.16 Bala bölgesinin Jeoloji haritası (MTA 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından alınmıştır.)

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Lermo ve Garcia (1993), Meksika'nın üç farklı şehrinde (Oaxaca, Acapulco ve Mexico) farklı jeolojik ve tektonik özelliklerde yerleşim yerlerinde referans istasyonun bulunmadığı durumlarda tek istasyon yönteminin güvenilir olup olmadığının ortaya çıkarılmasına yönelik olarak Klasik Spektral Oran (KSO) ve Nakamura yöntemini karşılaştırmışlardır. Oaxaca'da üç farklı zemin özelliğinde 7 adet yerleşim yerine sismik istasyondan elde edilen deprem kayıtlarını KSO ve Nakamura yöntemi ile karşılaştırmışlardır. Aynı şekilde, Acapulco'da dört adet istasyondan elde edilmiş kayıtları ve Mexico şehrinde üç istasyondan elde edilmiş kayıtları kullanmış ve genel olarak hâkim frekanslarda çok iyi bir uyum gözlemiş, ancak büyütme Nakamura yönteminde KSO yöntemine kıyasla küçük kaldığını görmüşlerdir. Referans istasyonunun olmadığı durumlarda Nakamura yönteminin alternatif ve ekonomik bir yöntem olarak kullanılabileceği sonucuna varmışlardır.

Lachet vd. (1996), Yunanistan'ın Selanik şehrinin farklı özellikli zeminlerinde 10 adet istasyonda ivme-ölçer, hız-ölçer ve mikrotremor ölçümleri almak üzere 3 farklı sensör yerleştirmiş ve KSO Yöntemi, Nakamura Yöntemi ve Receiver Yöntemi olmak üzere üç yöntem ile zemin hâkim periyodu ve zemin büyütme hesaplamışlardır. Bu üç yöntem arasında hâkim frekanslarda benzerlik görülmesine karşın, büyütme ilişkin önemli farklılıklar gözlenmiştir. Nakamura yönteminde büyütme, diğer yöntemlere göre küçük kaldığı sonucuna varılmıştır. Ancak Nakamura ve KSO yöntemi ile elde edilen hâkim frekans ve büyütme yerel zemin koşulları ile uygunluk göstermiştir.

Bonilla vd., (1997), Kaliforniya'nın San Fernando baseninde toplam 31 istasyondan elde edilmiş oldukları kayıtların S dalgası ve Coda dalga fazlarını kullanarak Nakamura yöntemi ile yerel zemin etkisini ortaya çıkarmaya çalışmışlardır. Coda dalgalarının yatay ve düşey bileşenlerinde, seçilen referans istasyonuna bağlı olarak oldukça büyük farklılıklar görmüşler, kullanılan referans istasyonunun sağlamlığına göre bu farklılığın azaldığını belirtmişlerdir. Bu yöntemle bulunan büyütme değeri, S dalgasının ters çözümü ile ya da doğrudan spektral oran yöntemi ile elde edilen büyütme değeri ile karşılaştırdıklarında daha büyük değerlere ulaştığını görmüşlerdir. Yine Coda dalgası kullanılarak Nakamura yöntemi ile elde edilen hâkim frekans değerinin diğer yöntemlerle aynı olduğu, büyütme değerinin ise farklı çıktığını belirtilmiştir.

Wenk vd., (1998) Adana baseninde yerel zemin etkisini incelemek üzere Adana'nın farklı jeolojik yaş ve zemin özelliklerinde 3 farklı yerleşim yerine geçici ivme-ölçerler yerleştirmiş ve 15 farklı yerleşim yerinde de gürültü kayıtları almıştır. Kuvvetli yer hareketi kayıtları ile elde edilen küçük büyüklükteki depremlere KSO yöntemi, gürültü kayıtlarına ise Nakamura yöntemi uygulamış, sonuçlardan KSO ve Nakamura yöntemi ile büyütmelemin hemen hemen aynı olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Nakamura yöntemi ile elde edilen hâkim frekans değerlerinin bölgenin jeolojisi ile uyumlu olduğunu göstermişlerdir.

Ojeda ve Escallon (2000), Kolombiya'nın batısında Pereira şehrinde, farklı zeminlerde farklı yöntemler kullanarak hâkim frekansları karşılaştırmak amacıyla, farklı zemin koşullarına 7 adet ivme-ölçer istasyonlar yerleştirmişlerdir. Bu istasyonlardan elde edilen zayıf ve kuvvetli yer hareketi kayıtları ile mikrotremor kayıtlarını, KSO yöntemi ve Nakamura yöntemlerini kullanarak değerlendirmiş ve karşılaştırmışlardır. Nakamura yöntemi ile çok belirgin hâkim frekanslar görülürken, özellikle KSO yöntemi ile değerlendirilen kuvvetli yer hareketi kayıtlarında, hâkim frekanslar çok belirgin olarak ortaya çıkmamıştır. Bununla birlikte hem kuvvetli hem de zayıf hareket kayıtlarının hâkim frekans değerleri, Nakamura yöntemi ile elde edilen hâkim frekanslarla büyük benzerlik göstermiş olduğunu göstermişlerdir.

Semlat vd., (2000) Fransa'nın Nice şehrinin sahil kesiminin yerel zemin etkisini ortaya çıkarmak amacıyla, matematiksel Sınır Elemanlar Yöntemi ve deneysel yöntem kullanmışlar, elde ettikleri sonuçları karşılaştırmışlardır. Deneysel yöntem için gerçek deprem kayıtları (zayıf hareket) ve mikrotremor kayıtları kullanılmış, deprem kayıtları KSO yöntemi ile gürültü kayıtları ise Nakamura yöntemi ile değerlendirilmiştir. Hâkim frekansların KSO ve Nakamura yöntemlerinde birbirlerine çok yakın olduğu görülürken, Nakamura yöntemi ile elde edilen büyütme değerinin KSO'ya göre küçük kaldığı görülmüştür. Matematiksel yöntem ile deneysel yöntemlerden elde edilen değerler karşılaştırıldığında, büyütme değerleri ve hâkim frekansların, oldukça benzer sonuçlar verdiğini göstermişlerdir.

Özel ve Sasatani (2004), Adapazarı baseni ve çevresinde 9 adet geçici artçı deprem istasyonundan elde edilen kuvvetli ve zayıf deprem kayıtların S dalga fazını kullanarak KSO yöntemi ile zemin etkisini ortaya çıkarmaya çalışmış ve sonucu, matris metodu (yatay bileşenin S dalga fazının, düşey bileşenin S dalga fazına oranı ile hesapladığı) ile elde ettiği hesaplamalar ile karşılaştırmıştır. Teorik ve gözlemsel

büyütmelerin oldukça iyi ve benzer sonuçlar verdiğini, bulunan hâkim frekansların Adapazarı baseninin kalınlığına bağlı olarak uygun değerlerde olduğu belirtilmiştir.

Yalçinkaya (2005) çalışmasında, Bursa-Yalova bölgesinde bulunan ve kuvvetli yer hareketi kayıtçılarından oluşan 5 adet sismik ağ kullanarak bu istasyon yerlerinin yerel zemin koşullarını farklı iki yöntem ile araştırmıştır. Bu istasyonlardan elde edilen kayıtlar, hem Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi hem de Nakamura yöntemi ile değerlendirilmiş ve zemin hâkim titreşim periyodunun bütün depremlerde ortaya çıktığını, büyütmelerde saçılmalar gözlenirse de büyütmeye pik frekans yerlerinin genelde çok benzer olduğunu göstermiştir.

Büyüksaraç vd (2007), Sivas merkez yerleşiminde deprem duyarlık analizi adı altında yaptıkları çalışmada oldukça düşük baskın titreşim periyotları elde etmişlerdir. Ancak özellikle Kızılırmak yakınında bulunan zeminlerde önemli sorunların olabileceği ve deprem etkisinin bu alanlarda büyütülerek hissedileceğine ilişkin uyarılarda bulunmuşlardır. Diğer yandan yapılan ReMi ölçümleri ile karşılaştırma yapıldığında Kızılırmak alüvyonlarına kurulmuş olan şehir bölümlerinde kat yükseklik uyumsuzluklarına dikkat çekmişlerdir.

Över vd (2010), Antakya il merkezinde yaptıkları mikrotremor ve ReMi ölçümlerine dayalı incelemelerde, depreme duyarlı olarak tanımladıkları alanlarda genellikle dayanımsız zemin ile karşılaşmışlardır. ReMi ve mikrotremor sonuçları birbiriyle uyumlu olmuştur. Ayrıca daha önce yapılan ivme kayıtlarına dayalı analiz sonuçlarıyla uyumlu hâkim frekans değerleri elde etmişlerdir. Ancak zemin büyütmelerinin farklı olduğunu ifade etmişlerdir.

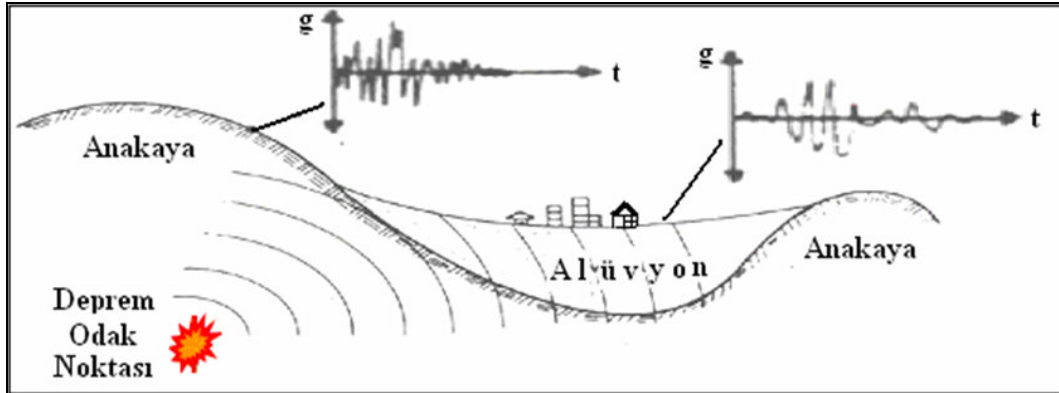
3. YÖNTEM

3.1 Yerel Zemin Koşullarının Yer Hareketi Üzerindeki Etkileri

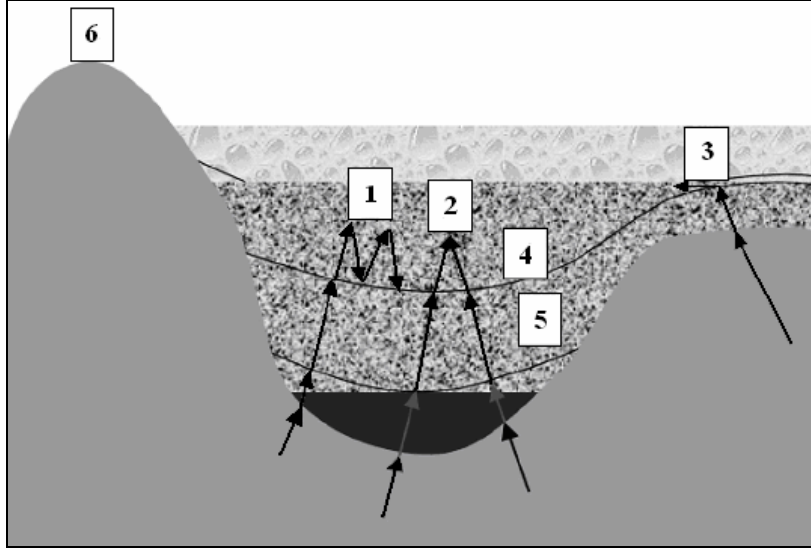
Bir deprem oluşuktan sonra, deprem odağından yayılan dalgalar, ilerledikleri ortamlar boyunca kırılmalar ve yansımalara uğrayarak yeryüzüne ulaşır. Dalgaların, seyahatleri sırasında içlerinden geçtikleri tabakalar arasındaki empedans farklılıkları nedeniyle genlikleri değişir. Buna bağlı olarak deprem hareketinin şiddeti, periyodu ve süresinde bir artış görülür (Şekil 3.1). Yeryüzüne yakın ve sağlam bir kaya üzerinde yer alan bir zemin ortamı, deprem nedeniyle oluşan elastik dalgaları filtreleyerek, bazı periyotlardaki genlikleri artırırken, bazı periyotlardaki genlikleri azaltabilmektedir. Sismik dalgaların, zemin tabakaları içinde geçirdiği değişimlerin tümüne, yerel zemin etkisi denir. Genellikle bu değişim, genliklerin artması şeklinde olduğundan, bu olgu genellikle zemin büyütmesi olarak bilinir (Eyidoğan, 2002).

Yerel zemin şartları, kuvvetli yer hareketinin genlik, frekans içeriği ve süreden oluşan önemli özelliklerinin tamamını etkilemektedir. Bunların etki derecesi, yeraltındaki birimlerin geometrisi ile malzeme özellikleri, sahanın topografyası ve girdi hareketinin özelliklerine bağlıdır (Şekil 3.2). Zemin Büyütmesine etki eden faktörler şu şekilde özetlenebilir (Yalçınkaya, 2002).

1. Empedans oranı ve Rezonans etkisi,
2. Havza altı topografyasına bağlı olarak oluşan odaklanma,
3. Havza kenarlarından oluşan yüzey dalgaları,
4. Doğrusal olmayan zemin davranışı,
5. Topografya etkisi



Şekil 3.1 Yerel zemin koşullarının yer hareketi üzerindeki etkisi (Sucuoğlu, 1996)



Şekil 3.2 Zemin büyütmesine etki eden faktörler: 1) Empedans değişimlerinden kaynaklanan rezonans, 2) Yüzey altı topografyasından kaynaklanan odaklanma, 3) Yüzey dalgalarına dönüşen cisim dalgaları, 4) Su içeriği, 5) Zemin ortamının düzensizliği, 6) Yüzey topografyası (Şafak, 2001)

3.1.1 Empedans oranı ve rezonans etkisi

Yumuşak zeminlerde deprem hareketinin genliğinin artmasının temel nedeni, zemin ile onun altındaki ana kaya arasındaki empedans farkıdır. Empedans, tanecik hareketine karşı ortam direncinin bir ölçümüdür. Bir zemin tabakası içinde yayılan düşey S dalgası için empedans (z), yoğunluk (ρ) ve S dalga hızının (V_s) çarpımıdır.

$$z = \rho V_s \quad [3.1]$$

Çoğu sahalarda, yüzeye yakın malzemelerin yoğunluğu ve S dalgası iletme hızı, büyük derinliklerdekilere göre daha küçüktür. Saçılma ve materyal sönümlenme etkilerinin ihmal edildiği durumda, elastik enerjinin korunması ilkesine göre derinden yüzeye doğru olan enerji akısı;

$$E(t) = \frac{1}{2} (\rho V_s) v^2(t) \quad [3.2]$$

sabit olmalıdır. Bu nedenle, dalgalar yüzeye doğru yaklaşırken (ρ) ve (V_s) azaldığından, partikül hızı artmalıdır.

Kaya ve zemin arasındaki empedans farkı, sismik dalgaların zemin tabakaları içinde kapanmasına neden olur. Zemin tabakaları yatay olarak tabakalanmışsa bu

kapanlanma, sadece zemin tabakası içinde yukarı ve aşağı giden cisim dalgalarını etkiler. Yapı 2 veya 3 boyutlu ise, yani yanal süreksizlikler varsa, kapanlanma aynı zamanda bu süreksizliklerden doğan yüzey dalgalarını da etkiler. Kapanlanan bu dalgalar arasındaki girişimler, rezonans piklerinin oluşmasına neden olur. Rezonans piklerinin genliğini ve frekansını yapının mekanik ve geometrik özellikleri belirler.

3.1.2 Havza altı topografyasına bağlı olarak oluşan odaklanma

Havza altı topografyasına ve dalga geliş yönlerine bağlı olarak bazen sismik dalgalar, yeryüzünde küçük bölgelerde odaklanabilirler ve bu noktalarda yüksek hasarlara neden olabilirler. 1999 İzmit-Gölcük depremi sırasında, kaynaktan 100 km uzakta olmasına rağmen ağır hasarın meydana geldiği İstanbul Avcılar ilçesinin hasar sebebi, odaklanma olarak değerlendirilebilir.

3.1.3 Havza kenarlarından oluşan yüzey dalgaları

Büyük kentlerin çoğunluğunun alüviyal vadilerin üzerinde ya da yakınında kurulmuş olmasından dolayı, havza geometrisinin yer hareketi üzerindeki etkisi büyük önem taşır. Cisim dalgaları, havza kenarı süreksizliklerinde yüzey dalgasına dönüşerek, zemin tabakaları içinde kapanlanır ve yeryüzündeki hareketin genliğinin ve süresinin artmasına neden olabilir (Liu ve Heaton, 1984). Yapılan çalışmalar, bu dalgaların genliklerinin, doğrudan gelen S dalgalarından daha büyük olduğunu ortaya çıkarmıştır (Philips vd., 1993). Bu yüzey dalgalarını büyük boyutlu vadilerde gözlemlemek mümkündür. Özel ve Sasatani (2004), Adapazarı baseninde yaptıkları çalışmada, 1999 İzmit depreminde meydana gelen yıkımda uzun süren ve uzun periyotlu yüzey dalgalarının etkili olduğunu göstermişlerdir. Kayıtlarda, yüksek periyotları ve seyahat süreleri nedeniyle ayrı bir faz olarak kolayca ayırt edilebilir.

3.1.4 Doğrusal olmayan zemin davranışı

Zemin büyütmesinin genlik bağımlı olup olmadığı, tartışma konusudur. Laboratuvar ortamında yapılan deneyler, belirli bir deformasyon seviyesinin üzerindeki zemin davranışlarının doğrusal olmadığını göstermiştir (Erdik, 1987). Ancak laboratuvar sonuçlarının, arazi koşullarını tam olarak yansıtamayacağı ve bunun sismolojik verilerle kanıtlanması gerektiği savunulmaktadır. Kullanılan doğrusal modeller, küçük ve büyük depremlerden elde edilen büyütme fonksiyonlarının benzer oluşları doğrusal zemin

davranışını gösterirken, son zamanlarda sismolojik verilerle yapılan çalışmalarda, doğrusal olmayan zemin davranışını gösterir kanıtlar elde edilmeye başlanmıştır (Chin ve Aki, 1991; Yalçınkaya, 2003). Deprem dalgaları ile dinamik olarak yüklenen zeminlerde, doğrusal olmayan zemin davranışı ile deprem hareketinin genliği artarken, büyütme azalır ve zeminin hâkim frekansı daha küçük frekanslara doğru kayar.

3.1.5 Topografya etkisi

Topografik düzensizliklerin yer hareketi üzerindeki etkileri oldukça önemlidir. Düzensizliklerin geometrisi, gelen dalganın türü, frekansları ve geliş açısına bağlı olarak dalgaların etkileşimi, zeminlerde büyütme ya da sönümlenmeye sebep olabilirler. Dağlık bölgelerde meydana gelen yıkıcı depremlerden sonra, tepeler üzerinde yer alan binaların düz yerlerdeki binalara göre daha fazla hasara uğradıkları gözlenmiştir. Japonya'da bir sırtın tepesine yakın yerdeki artan büyütme 5 depremle ölçülmüş, pik ivmenin sırt boyunca farklı noktalardaki değişimi gözlenmeye çalışılmış ve dağın sırt kısmında kaydedilen ivmenin, taban kısmında kaydedilen ivmeye oranla 2.5 kat daha büyük olduğu görülmüştür (Jibson, 1987).

3.1.6 Yerel zemin etkilerinin ortaya çıkarılmasına yönelik yöntemler

Depremlerde yerel zemin koşullarının, bina hasarı üzerinde önemli etkiye sahip olması nedeniyle, zeminlerin depremler sırasında gösterecekleri davranış özelliklerinin belirlenmesi, güvenli yapı tasarımı için oldukça önemlidir. Bu özelliklerin belirlenmesi farklı yöntemler kullanılarak yapılabilir.

Yerel zemin etkilerinin özellikleri;

1.Basit, teorik zemin tepki analizleri,

2.Aynı sahada gerçek yüzey ve yeraltı hareketlerinin ölçülmesi ve

3.Farklı yeraltı şartlarındaki sahalarda zemin yüzeyi hareketlerinin ölçülmesi gibi

birkaç değişik şekilde ortaya çıkarılabilir.

3.1.7 Yerel zemin etkilerinin belirlenmesinin önemi

Yerel zemin koşullarının, deprem dalgalarını önemli ölçüde büyüttüğü ve meydana gelen hasarda önemli rol oynadığı yıllardan beri bilinmesine rağmen, aletsel kayıtların alınması ve hesap yöntemlerinin gelişmesiyle birlikte son yıllarda bu konuda önemli gelişmeler olmuştur. Farklı sahalarda ölçülmüş zemin yüzeyi hareketlerinin

karşılaştırılmasıyla, yerel zemin şartlarının önemi hakkında daha fazla kanıt elde etmek mümkündür. Bu konuda ilk önemli bilgiler, 1957 San Francisco depremiyle elde edilmiştir. Birbirlerine çok yakın yerlerde alınan kayıtlarda önemli farklılıklar görülmüş ve bu farklılığın zemin koşullarından kaynaklandığı rapor edilmiştir (Idriss ve Seed, 1968). 1985 Michoacan Meksika depremi (M=8.0), 1989 Loma Prieta, depremi (7.1), 1994 Northridge depremi (M=6.7), ve 1995 Kobe depremi (M=7.2), 1999 Marmara depremi (M=7.4) de sismik davranış üzerinde yerel zemin koşullarının etkisini ortaya koymuş olan önemli depremlerdir.

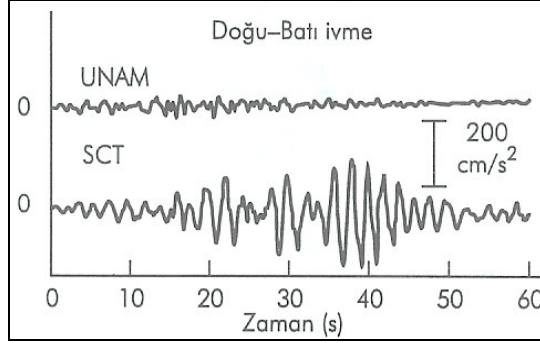
Farklı zemin koşullarının yer hareketleri üzerindeki etkilerinin önemini anlamak için 1985 Michoacan depremi örnek olarak alınabilir. 19 Eylül 1985 Michoacan depremi (Ms=8.1) dış odak civarında orta düzeyde hasara neden olmuşken, dış odaktan 350 km uzaklıktaki Mexico City’de çok daha büyük hasar meydana gelmiştir. Mexico City’de farklı sahalarda kaydedilen yer hareketleri üzerinde yapılan çalışmalar, yerel zemin şartları ile hasar dereceleri arasında önemli ilişkiler olduğunu göstermiştir. Mexico City şehri 3 farklı jeolojik birim üzerinde yer almaktadır. Bunlar dağlık kesimi oluşturan sert zemin, eski göl yatağının oluşturduğu yumuşak zemin ve bunların arasında yer alan geçiş bölgesidir. Mexico City’de kayada ortamda elde edilen ivmeler 0.03-0.04 g iken, geçiş bölgesinde elde edilen ivme değerleri kaya ortama göre daha yüksektir (Şekil 3.3 ve Şekil 3.4). Yumuşak zeminde elde edilen ivme değerlerinin, sağlam zemin değerlerinin 5 katından daha fazla olduğu görülmüştür (Kramer, 1996).

Benzer şekilde, 1999 Marmara depreminde de, genç alüvyon zemin tabakaları üzerinde yer alan Adapazarı şehrinde yaygın bir biçimde ağır hasarlara rastlanırken, şehrin çevresindeki tepelerin üzerinde yer alan yapılarda ciddi hasarlara ender olarak rastlanmıştır (Yakut vd., 2005).

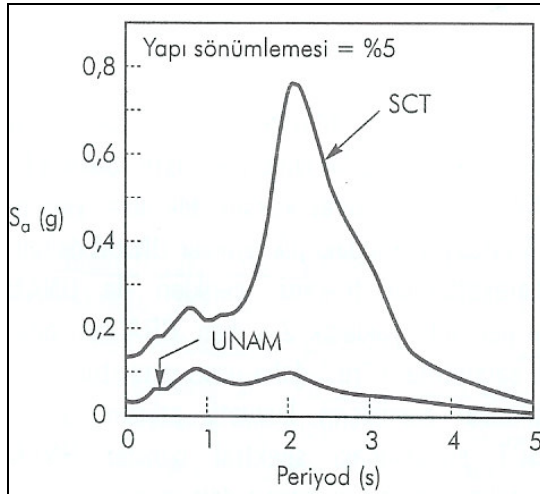
Deprem zararlarının ve yapılara olan riskin en aza indirilebilmesi için yerleşim yerlerinin jeolojik özelliklerinin ve zeminin depremler sırasındaki davranışının iyi bilinmesi gerekmektedir. Depremlerde yerel zemin koşullarının, bina hasarı üzerinde önemli etkiye sahip olması nedeniyle zeminlerin, depremler sırasında gösterecekleri davranış özelliklerinin belirlenmesi ve yer-yapı etkileşiminin belirlenmesi, güvenli yapı tasarımı ve dolayısıyla deprem sırasında meydana gelebilecek zararların en aza indirilmesi bakımından çok büyük önem taşımaktadır.

Özet olarak, yerel zemin etkisi çalışmalarının amacı, büyük bir deprem olursa hangi bölgeler en kötü oranda etkilenecek, hangi frekanslardaki dalga genlikleri yer

tarafından büyütülecek sorularına yanıt aramaktır. Bu soruların yanıtları inşaat yönetmeliklerinin hazırlanmasına, şehir planlamacılarına ve güvenli yapı yapmak isteyen mühendislere yardım edecektir.



Şekil 3.3 1985 Michoacan depreminde farklı sahalardaki (UNAM ve SCT istasyonları) kuvvetli yer hareket cihazları ile kaydedilmiş ivmenin zamana göre değişimi (Stone vd., 1987)



Şekil 3.4 UNAM ve SCT istasyonlarında kaydedilen hareketlerden hesaplanan tepki spektrumları (Romo ve Seed, 1986)

Yerel zemin koşullarının etkisinin deprem yönetmeliklerinde ele alınışı, her ülke için farklı olmakla birlikte benzerlik göstermektedir. Ülkemiz için bu sınıflama, 2007 yılında Bayındırlık ve İskân Bakanlığı'nın yayınlamış olduğu "Deprem Bölgelerinde yapılacak Binalar hakkında yönetmelik"le belirlenmiştir (Çizelge 3.1, 3.2 ve 3.3). Yönetmelik, bu zeminler için karakteristik periyotlar önermekte, yapı periyoduna bağlı tasarım ivme spektrumları belirlemektedir. Ancak yönetmelikte zemin büyütme

değerinin 2.5'i aşmaması, Z₄ türü zemin grupları için zemin titreşim periyodunun 0.9 s'nin üzerinde bulunmaması ve rezonans etkisinin göz önünde bulundurulmamış olması önemli bir sorundur.

Bu çalışmada Bala (Ankara) bölgesinde yerel zemin etkilerini ortaya çıkarmak amacıyla, farklı zemin koşullarında zemin yüzeyi hareketlerinin ölçülmesi yöntemine dayanan Kuvvetli Yer Hareketi, Mikrotremor ve Re-Mi ölçümleri yapılmıştır.

Çizelge 3.1 Türkiye Deprem Yönetmeliğine göre zemin grupları

Zemin Grubu	Zemin Grubu Tanımı	Stand. Penetr. (N30)	Relatif Sıklık (%)	Serbest Basınç Direnci (kPa)	Kayma Dalgası Hızı
(A)	1. Masif volkanik kayalar ve ayrışmamış sağlam metamorfik kayalar, sert, çimentolu, tortul kayalar... 2. Çok sıkı kum, çakıl.... 3. Sert kil ve siltli kil.....	- > 50 >32	- 85-100 -	>1000 - >400	>1000 >700 >700
(B)	1. Tüf ve aglomera gibi gevşek volkanik kayalar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrışmış çimentolu tortul kayalar..... 2. Sıkı kum, çakıl..... 3. Çok katı kil ve siltli kil	- 30-50 16-32	- 65-85 -	500-1000 - 200-400	700-1000 400-700 300-700
(C)	1. Yumuşak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrışmış metamorfik kayalar ve çimentolu tortul kayalar..... 2. Orta sıkı kum, çakıl.... 3. Katı kil ve siltli kil.....	- 10-30 8-16	- 35-65 -	<500 - 100-200	400-700 200-400 200-300
(D)	1. Yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu yumuşak, kalın alüvyon tabakaları.... 2. Gevşek kum..... 3. Yumuşak kil, siltli kil...	- <10 <8	- <35 -	- - <100	<200 <200 <200

Çizelge 3.2 Türkiye Deprem yönetmeliğine göre zemin sınıfları

Yerel Zemin Sınıfı	Zemin	Tablo 1.2'ye göre Zemin Grubu ve En Üst Zemin Tabakası Kalınlığı (h ₁)
Z1		(A) grubu zeminler h ₁ ≤ 15 m olan (B) grubu zeminler
Z2		h ₁ > 15 m olan (B) grubu zeminler h ₁ ≤ 15 m olan (C) grubu zeminler
Z3		15 m < h ₁ ≤ 50 m olan (C) grubu zeminler h ₁ ≤ 10 m olan (D) grubu zeminler
Z4		h ₁ > 50 m olan (C) grubu zeminler h ₁ > 10 m olan (D) grubu zeminler

Çizelge 3.3 Türkiye Deprem Yönetmeliğine göre spektrum karakteristik periyotları

Yerel Zemin Sınıfı	T_A (s)	T_B (s)
Z1	0.10	0.30
Z2	0.15	0.40
Z3	0.15	0.60
Z4	0.20	0.90

3.2 Kuvvetli Yer Hareketi Ölçümleri

Depremlerde yerel zemin koşullarının, bina hasarı üzerinde önemli olması nedeniyle zeminlerin, depremler sırasında gösterecekleri davranış özelliklerinin belirlenmesi, güvenli yapı tasarımı için büyük öneme sahiptir. Bu özelliklerin belirlenmesi, farklı yöntemler kullanılarak yapılabilir. Farklı yeraltı şartlarına sahip sahaların, zemin yüzeyi hareketlerinin ölçülmesinde kullanılan birkaç yöntemden birisi, Kuvvetli Yer Hareketi kayıtlarının kullanılmasıdır. Kullanılacak veriyi daha çok ekonomik koşullar belirler. Gerçek deprem kayıtlarının kullanılması ile yerel zemin koşullarının belirlenmesi en geçerli yoldur. Ancak bu tür verilerin toplanması, hem uzun zaman beklemeyi, hem de sismik etkinliği yüksek bölgelerde yeterli sayıda istasyonun bulunmasını gerektirir.

3.2.1 Kuvvetli yer hareketi ölçümlerinin önemi

Kuvvetli yer hareketlerinin ölçülmesindeki temel amaç, deprem sırasında oluşan yer ivmesini zamanın veya frekansın fonksiyonu olarak ölçmektir. Deprem tehlikesinin belirlemede, en önemli dinamik parametreyi depremin ivmesi oluşturur. Yakın aralıklarla konumlandırılmış modern ve yüksek duyarlılık ivme-ölçer dizilerinden sağlanan kayıtlarla, deprem dalgasının yayılımı, fayın özelliği, depremin odak mekanizması ve zemin büyütmesi belirlenebilir. Ayrıca yapının oturduğu zeminde meydana gelebilecek yatay yer ivmesinin tahmini ile depreme dayanıklı yapı tasarımlarının ve depremin uzaklıkla olan azalım ilişkisinin geliştirilmesi sağlanır. Mühendislik açısından bu kadar büyük bir öneme sahip olan yer hareketlerinin özelliklerini ve bu özellikleri yansıtan yer hareketi parametrelerini tanımlamak gerekir.

Yer hareketi parametrelerinin tanımlanması ve değerlendirilmesi için gerçek depremler sırasında ölçülmüş kuvvetli yer hareketi ölçümlerinin incelenmesi gerekir. Deprem mühendisliği uygulamaları için kuvvetli yer hareketinin doğru ve nicel ölçümü son derece önemlidir. Depremlerin oluşturduğu yer sarsıntılarına ait bilgileri elde etmeden tehlikeleri gerçekçi bir şekilde değerlendirmek veya uygun sismik tasarım yöntemleri geliştirmek mümkün değildir.

Kuvvetli yer hareketlerinin sağlıklı ilk ölçümleri 1933 Long Beach (California) depremi sırasında yapılmıştır (Hudson, 1984). Son 30 yılda kuvvetli yer hareketi ölçümü çok gelişmiştir. Kuvvetli yer hareketi, ivmeölçerlerle ölçülür. Bu cihazlarla depremde oluşan yer ivmesi ölçülür birimi cm/s^2 (gal)'dir ve yerçekimi ivmesinin ($g = 981 \text{ cm/s}^2$) yaklaşık olarak 1/1000'i kadardır.

3.2.2 Kuvvetli Yer Hareketi cihazlarının dizilimleri

Büyük depremler, yer yüzeyinin değişik noktalarında, farklı özelliklerde yer hareketi oluştururlar. Küresel, bölgesel veya yerel ölçekte olduğuna bakılmaksızın, yer hareketinin alansal değişimi hem sismoloji hem de deprem mühendisliği açısından önemlidir. Kuvvetli yer hareketinin alansal dağılımını belirlemede kuvvetli yer hareketi ölçüm cihazlarından oluşan dizi ve ağların önemi vardır.

Deprem mekanizmalarını araştırmada ve deprem parametrelerinin alansal dağılımında aralıklı bölgesel ve küresel diziler faydalıdır. Deprem mühendisliğinde ise küçük bir alansal ölçekte ve yeryüzünün altındaki bilgilerin dağılımına ihtiyaç duyulur. Son zamanlarda dünyanın değişik yerlerinden bazıları kuyu içinde olmak üzere çok sayıda yerel ve yoğun diziler yerleştirilmiştir.

Depremlerin belirli bir bölgedeki etkilerinin değerlendirilmesi, kuvvetli yer hareketinin nesnel, nicel yollardan tanımlanmasını gerektirir. Kuvvetli yer hareketi kayıtları çok fazla ve önemli bilgiler içerirler. Mühendislik açısından önemli yer hareketinin özelliklerini tanımlamak ve bu özellikleri yansıtan bir dizi yer hareketi parametresini teşhis etmek gerekir. Belirli bir yer hareketini yeteri ölçüde tanımlayabilmek için bilinmesi gereken parametreler; genlik, frekans içeriği ve hareketin süresidir.

3.2.3 Kuvvetli yer hareketi parametreleri

Yer hareketini yeteri kadar tanımlayabilmek için, bu parametrelerin birden fazlasını kullanmak gerekir. Kuvvetli yer hareketinin genliğini, frekans içeriğini ve süresini belirlemede çok sayıda parametre öne sürülmüştür. Bu parametreler aşağıda anlatılmaktadır.

3.2.3.1 Genlik parametreleri

Bir yer hareketinin tanımlaması zaman kayıtları ile yapılır. Hareketle ilgili parametre ivme, hız veya yer değiştirme olabilir.

Pik İvme: Belirli bir yer hareketinin genliğini belirlemede en yaygın ölçü olarak pik yatay ivme (PHA) alınmaktadır. PHA bir hareket bileşeninin en büyük mutlak yatay ivme değeridir. Yatay ivmeler atalet kuvvetleri ile olan doğal ilişkilerinden dolayı yer hareketini tanımlamada sıkça kullanılmaktadır. Düşey ivmeler, deprem mühendisliğinde yatay ivmeler kadar önem taşımazlar. Çünkü yapılar, düşey ivmelerin ve yerçekimi ivmesinin yarattığı basınç gerilmelerine karşı yeterli dayanım gösterebilmesine rağmen, yatay ivmelerin oluşturduğu kesme ve çekme kuvvetlerine karşı daha az dayanım gösterirler. Mühendislik tasarımlarında pik düşey ivmeler (PVA), PHA'nın üçte ikisi kadar kabul edilmesine rağmen, son zamanlarda yapılan gözlemler, PVA'nın PHA'ya oranının değişken olduğunu ortaya koymuştur (Newmark ve Hall, 1982). Pik ivme çok önemli bir parametre olmasına karşın, hareketin frekans içeriği ve süresi hakkında herhangi bir bilgi içermez.

Pik Hız: Yer hareketi genliğinin tanımlanmasında önemli parametrelerden biriside pik yatay hızdır (PHV). Hız, yer hareketinin yüksek frekans içeriğine daha az duyarlı olduğundan PHV ile orta frekanslardaki yer hareketinin genliği daha doğru tanımlanır. Köprüler, yüksek veya esnek binalar gibi orta frekans aralığındaki yüklemelere karşı duyarlı yapı ve tesisler için potansiyel hasarı sağlıklı bir şekilde belirlemede PHV çok daha üstündür (Kramer, 1996).

Pik Yerdeğiştirme: Pik yerdeğiştirmeler bir deprem hareketinin genellikle düşük frekanslı bileşenleri ile ilişkilidir. Yerdeğiştirme, yer hareketinin bir ölçüsü olarak pik ivme veya pik hıza göre daha az kullanılmaktadır (Kramer, 1996).

3.2.3.2 Spektrum parametreleri

Frekans İçeriği Parametreleri: Depremler, hareket bileşenleri geniş bir frekans aralığında dağılım gösteren karmaşık yükleme şartları meydana getirirler. Frekans içeriği, bir yer hareketi genliğinin değişik frekanslar arasında nasıl dağıldığını tanımlamaktadır. Bir deprem hareketinin frekans içeriğinin o hareketin etkilerine katkısı çok büyüktür. Bu nedenle hareketin özelliklerinin tanımlanması için frekans içeriğini dikkate almak gerekir.

Yer Hareketi Spektrumu: Herhangi bir periyodik fonksiyon, farklı frekans, genlik ve fazdaki basit harmonik terimlerin toplamı olan Fourier analizi ile ifade edilebilir. Bir $x(t)$ periyodik fonksiyonu, Fourier serisini kullanarak aşağıda gösterildiği şekilde yazılabilir:

$$x(t) = c_0 + \sum c_n \sin(\omega_n + \Phi_n) \quad [3.3]$$

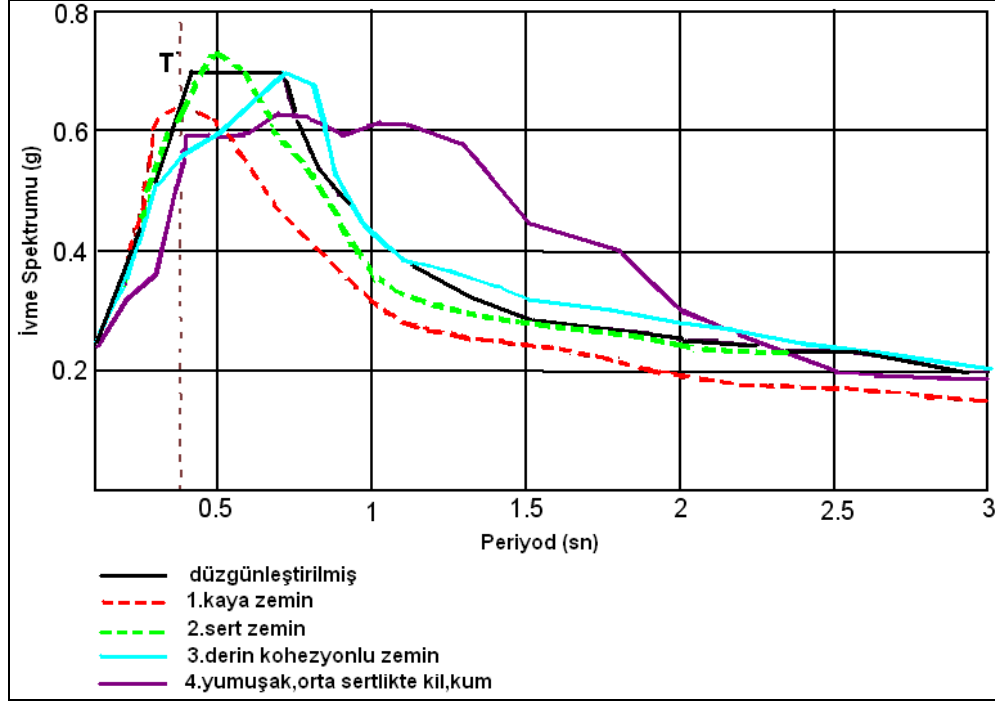
Burada c_n ve Φ_n Fourier serisinin n'inci teriminin genliği ve faz açısıdır.

Fourier Spektrumları: Fourier genlik spektrumu, kuvvetli yer hareketinin genliğinin, frekansa veya periyoda göre nasıl dağıldığını gösterir. Zaman tanım alanındaki hareketlerin yakından incelenmesiyle frekans içeriğinde bir farklılık olduğu anlaşılabilir. Ancak Fourier genlik spektrumu ile bu farklılık açık bir şekilde görülür. Fourier genlik spektrumu dar veya geniş olabilir. Dar spektrumun anlamı, yer hareketinin düz ve yaklaşık olarak sinüzoidal; zamana bağlı değişimini üretebilen bir baskın frekansının olmasıdır. Geniş spektrum ise, çok değişik frekanslar içeren ve daha girintili-çıkıntılı, zamana göre düzensiz değişen harekete karşılık gelir.

Spektrumların şekilleri oldukça farklıdır. Sert zeminde alınmış bir deprem kaydının spektrumu düşük periyotlarda (veya yüksek frekanslarda) en kuvvetli iken, yumuşak zeminde alınan bir deprem kaydında ise spektrum yüksek periyotlar da daha kuvvetlidir.

Güç Spektrumları: Bir yer hareketinin frekans içeriği güç spektrumu veya güç spektrumu yoğunluk fonksiyonu ile tanımlanabilir. Güç spektrumu, Fourier spektrumu değerlerinin karelerini göstermektedir. Fourier spektrumuna göre daha iyi bir görünüş elde edilir. Dalga bileşenlerinin yapılar üzerinde meydana getireceği etki, güç spektrumunda daha belirgin olmaktadır. Güç spektrumu yoğunluk fonksiyonu ile bir yer hareketinin istatistiksel özellikleri bulunabilir.

Tepki Spektrumları: Fourier spektrumları ve güç spektrumları, doğrudan hareketin kendisinin frekans içeriğini verirler. Tepki spektrumları ise yer hareketinin değişik doğal frekanslardaki yapılar üzerinde oluşturduğu etkiyi gösterirler. Tepki spektrumları ivme, partikül hızı ve yer değiştirme kayıtları için yapılır. Böylece yapıların, temellerine gelen sismik hareketlere nasıl tepki vereceği anlaşılır. İvme davranış spektrumlarının farklı zeminlerde gösterdiği farklar önemli boyutlarda olabilir. Bu özellik, yönetmeliklerde inşaat mühendislerinin kullanımı için zemin sınıfına bağlı olarak verilir. Bu sınıflamada spektrumun uzun periyotlardaki bandı gevşek zeminde büyür (Şekil 3.5).



Şekil 3.5 Farklı zemin türlerine göre tepki spektrumu (Seed vd. (1976)'dan değiştirilmiştir.)

Türkiye Deprem Yönetmeliğinde bu değer 2.5 olarak alınmıştır. Ancak depremlerden elde edilen davranış spektrumları (tasarım spektrumları: ivme tepki spektrumlarının spektral ivme değerlerinin 0.01 s periyottaki ivme değerlerine oranlayarak tasarlanmış bina davranış spektrumlarıdır) incelendiğinde bazı durumlarda bu düzeyin 2.5 değerini geçtiği gözlenmiştir.

3.2.3.3 Spektral parametreler

Fourier genlik spektrumu ve güç spektrumu yoğunluğuyla bir yer hareketi tam olarak tanımlanabilmektedir. Tepki spektrumu gerçek yer hareketini tam olarak tanımlamaz ancak yer hareketinin yapılar üzerindeki potansiyel etkisi konusunda ek bilgiler sağlar (Kramer, 1996). Her bir spektrumdan önemli bilgiler çıkarabilmek amacıyla çok sayıda spektral parametre öne sürülmüştür.

Baskın Periyot: Bir yer hareketinin frekans içeriğini temsil eden en kullanışlı parametre baskın periyottur. (T_p) Baskın periyot, Fourier genlik spektrumunda en büyük değere karşılık gelen titreşim periyodu olarak tanımlanır. Fourier genlik spektrumunda istenmeyen münferit piklerin etkisinden kaçınmak için, baskın periyot genellikle düzleştirilmiş spektrumdan elde edilir. Frekans içeriği konusunda baskın periyot bazı

bilgiler sağlarken, farklı frekans içerikli hareketlerin aynı baskın periyotta olabileceğini görmek mümkündür (Kramer, 1996).

Bant Genişliği: Bir Fourier genlik spektrumunun bant genişliği, Fourier genliğinin belirli bir düzeyinin aşıldığı frekans aralığıdır. Bant genişliği genellikle spektrum gücünün maksimum değerinin yarısındaki düzeyde ölçülmektedir. Bu da, maksimum Fourier genliğinin $1/\sqrt{2}$ ile çarpılmasıyla elde edilmektedir.

3.2.3.4 Kuvvetli yer hareketinin süresi

Bir kuvvetli yer hareketinin süresi, bir fay boyunca biriken deformasyon enerjisinin yırtılma ile boşalması için gerekli olan zaman ile ilişkilidir. Fay yırtılmasının uzunluğu veya alanı büyürken, yırtılma için gerekli zaman da uzar. Böylece artan deprem büyüklüğü ile kuvvetli hareketin süresi de uzar.

Kuvvetli yer hareketinin süresinin deprem hasarı üzerindeki etkisi çok güçlü olabilir. Genliği yüksek fakat süresi kısa bir hareket bir yapıda yıkıcı düzeyde yük çevrilmeleri oluşturmayabilir. Ancak orta düzeyde genlikli, uzun süreli bir hareket, yeterli yük çevrilmeleri oluşturarak, önemli derecede yıkıcı hasara sebep olabilir.

3.3 Mikrotremor Yöntemi

Farklı yeraltı şartlarındaki sahaların, zemin yüzeyi hareketlerinin ölçülmesinde kullanılan yöntemlerden birisi de mikrotremor yöntemidir. Mikrotremor ölçümleri zemin davranışını belirlemeye yönelik olarak, zemin hâkim periyodu, büyütme, ana kaya derinliği, hasar görülebilirlik ve kayma dalgası hızının derinlikle değişiminin saptanması amacıyla kullanılmaktadır. Veri almadaki kolaylığı, hızlı, ucuz ve pratik arazi uygulaması nedeniyle günümüzde yerel zemin koşullarının belirlenmesinde en çok tercih edilen yöntemdir.

3.3.1 Mikrotremorların tanımı

Topografik ve jeolojik koşullar, deprem esnasındaki yer hareketinin belirgin olarak büyümesine ve yerel değişimine neden olabilir. Mikrotremor çalışmaları ile yerin dinamik özelliklerinin incelenmesine Kanai ve arkadaşları öncülük etmişlerdir. Kanai (1983)'ye göre, farklı zemin yapısındaki bölgelerde, yerin doğal salınım özellikleri de kesinlikle farklı olmaktadır. Bu düşüncesini de farklı yerlerde aldığı mikrotremor ölçümleri ve bunların sonuçları ile desteklemiştir. Yeryüzü sürekli olarak mikro ölçekte

titreşmektedir. Mikrotremorlar, yerin veya yapıların çok küçük genlikli titreşimleridir. Bu titreşimlerin genlikleri 1/1.000-1/100 mm, periyotları ise genellikle 1-20 s arasında değişir (Ishiyama, 1982). Mikrotremorlar ilk olarak, 1908 yılında F. Omori tarafından Tokyo ve Osaka çevresinde yapılan araştırmalar sırasında gözlenmiştir. Rüzgâr, okyanus dalgaları, jeotermal reaksiyonlar, küçük yer sarsıntıları gibi doğal etkiler ve başta trafik hareketleri olmak üzere insanların yaşam sürecinde neden oldukları hareketlilikten kaynaklı kültürel gürültülerden kaynaklanmaktadır (Katz, 1976).

3.3.2 Mikrotremor dalgalarının kökeni

Mikrotremorların, yüzey dalgaları mı yoksa cisim dalgaları mı olduğu konusunda farklı görüşler vardır. Mikrotremorların deprem mühendisliğinde kullanılabilirliği konusunda önemli çalışmaları bulunan Kanai ve Tanaka (1961)'ya göre mikrotremorlar, birbirlerine paralel ince tabakalı zeminlerdeki yatay S dalgalarının tekrarlı yansımaları sonucu ortaya çıkmıştır. Wilson'a (1953) göre, frekansı 9 Hz'den yüksek olan mikrotremorlar, cisim dalgalarından, 9 Hz'e yakın olanların ise yüzey dalgalarından oluşmuştur. Aki (1957), yapmış olduğu çalışmalarda, mikrotremorların verilen bir frekansta olan yüzey dalgaları olduğunu belirlemiş ve yatay hareketleri Love dalgalarından oluştuğunu belirtmiştir.

3.3.3 Mikrotremorların genlik dağılımları

Mikrotremorlar salınım özelliklerine göre kısa periyotlu ve uzun periyotlu olmak üzere 2 kısma ayrılırlar. 1 s'den küçük periyotlu salınımlar mikrotremor, 1 s'den büyük periyotlu salınımlar ise mikroseism olarak adlandırılırlar (Taga ve Kagami, 1993). Kısa periyot ($T < 1$ s) ve uzun periyot ($T > 1$ s) olan gürültüler arasındaki fark, yapay kaynaklı olan titreşimler (rüzgâr, trafik ve diğer endüstriyel gürültüler) ile doğal kaynaklı mikroseismlerden (alçak basınç ve okyanus etkileşimi, okyanusların oluşturduğu etkiler ve gelgit etkileri) kaynaklanır.

Kısa periyotlu mikrotremorların genlikleri, uzun periyotlu mikrotremorlardan ölçülen genliklerle karşılaştırıldığında, kısa periyotlu olanlar kaynak şartlarına bağlı olarak önemli ölçüde değişen sonuçlar verebilirler (Seo vd., 1990). Kısa periyotlu mikrotremorlar, yüzeye yakın ve sığ derindeki tabakaların hâkim periyotları ve genlikleri hakkında bilgi verir. Uzun periyotlu mikrotremorların ise ana kayaya kadar olan derin tabakalardaki genlik ve periyot hakkında bilgi verdiği düşünülür.

Mikrotremor ölçümlerini etkileyen faktörler: Mikrotremor ölçümlerinin dış etkenlerle değişimi üzerine farklı araştırmacıların farklı çalışmaları ve yorumları mevcuttur. Günün farklı saatlerinde alınan kayıtların kültürel gürültülerden nasıl etkilendiğini araştırmak üzere, Nakamura (1989), uzun süreli mikrotremor ölçümleri almıştır. Günün farklı saatlerinde, mikrotremor hız genliklerinde farklılıklar olduğunu görmüştür. Shima (1978), gece yapılan mikrotremor ölçümlerinden elde edilen verilerin hâkim periyotlarının depremlerdeki hâkim periyotlarla aynı olmasından dolayı mikrotremor ölçümlerinin gece yapılmasını önermektedir. Bu araştırmacıların tersine Mucciarelli (1998), kentsel alanlarda yaptığı çalışmalarda gece ve gündüz için hesaplanan Y/D oranlarının benzer olduğunu, gündüz alınan kayıtların çok küçük standart sapma gösterdiğini bildirmiştir.

Meteorolojik koşulların mikrotremorların genlikleri üzerinde etkisini Gaull vd. (1995) araştırmış ve rüzgârlı havada yapılan mikrotremor gözlemlerinden elde edilen verilerin Fourier spektrumlarının, sakin havada elde edilenlerin Fourier spektrumlarından oldukça farklı olduğunu görmüşlerdir. Bu nedenle mikrotremor ölçümlerinin sakin havalarda yapılmasını önermişlerdir.

Nakamura (1989), trafik vb. gürültülerden kaçınmak gerektiğini, gerçek zemini yansıtmayan asfalt gibi yapay zeminler üzerinde yapılan ölçümlerde frekans özelliğinin değişeceğine ve belirgin genliklerde sahte pikler görüleceğini söylerken, Mucciarelli (1998), yaptığı çalışmada, trafik sebebiyle oluşan yerdeki yüksek enerjinin 1 Hz'in altındaki düşük frekanslarda çözünürlüğün daha iyi olmasına sebep olmasına yardımcı olacağından, trafik hareketlerinin olumlu etkilerinin olduğunu bildirmiştir.

Bard (1998), mikrotremor ile ilgili incelediği pek çok yayın ve kendi yaptığı çalışmalar doğrultusunda bazı önerilerde bulunmuştur. Bunlar aşağıda verilmiştir:

İvmeölçerler yerine hızölçerler tercih edilmelidir. Çünkü ivmeölçerlerin tüm bileşenleri için geniş frekans bandında gürültü çözümlemesinde, yeterli çözünürlük gücünde değildir.

1 s'den daha uzun periyotlu titreşimlerin analizi yapılacaksa, 5 s veya 10 s'lik hızölçerler tercih edilmelidir.

Mekanik ve elektronik gürültüye neden olabilecek uzun, dış donanımlardan kaçınılmalıdır. Trafığın yoğun olduğu ve ağır araçların geçtiği yollar civarında kayıt alınmaz.

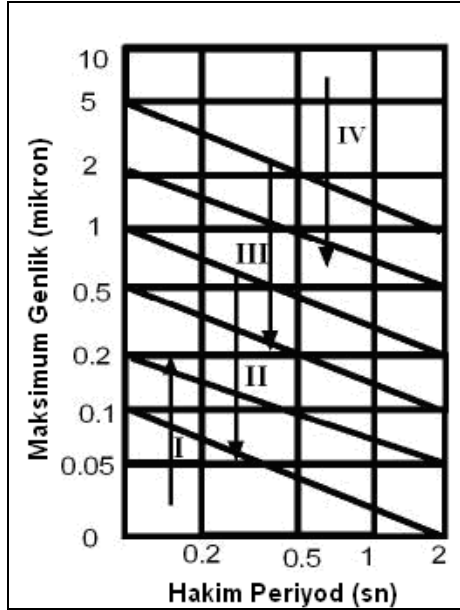
Ölçümler sırasında hava koşulları önemlidir. Yağmurlu ve rüzgârlı günlerde ölçüm alınmamalıdır. Rüzgâr düşük frekanslarda büyük sapmalara neden olmaktadır.

Mikrotremor kayıtları farklı noktalarda farklı zamanlarda alınabileceği gibi, bir bölgedeki titreşim özelliklerinin noktalar arasında ya da seçilen bir referans noktasına göre gösterdiği değişimin belirlenmesi istendiğinde, genellikle bir hat üzerinde yerleştirilen çok sayıda sismometre ile eş zamanlı kayıtların alınması yoluna gidilmektedir.

3.3.4 Mikrotremor ölçümleri ile yerel zemin koşullarını belirleme yöntemleri

- Fourier, genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi,
- Standart Spektral Oran Tekniği/Referans Noktasına Göre Spektral Oran Tekniği (KSO Yöntemi),
- Yatay Bileşenin Düşey Bileşene Spektral Oranı (Nakamura Yöntemi),
- Sıfır Kesme Yöntemi (Kanai Yöntemi)

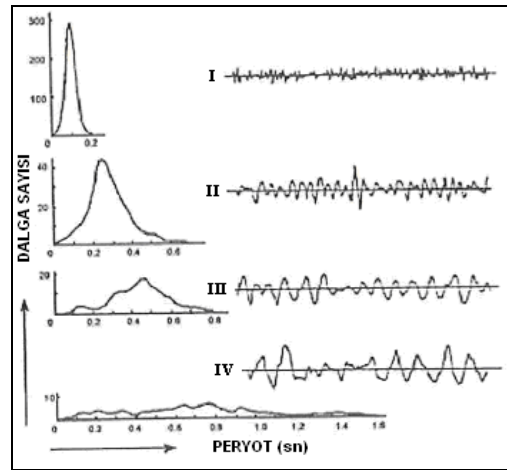
Mikrotremor ölçümlerinin zemin sınıflamasında kullanılabileceği fikri ilk olarak Kanai ve Tanaka (1961) tarafından ortaya atılmıştır. Onlara göre mikrotremor ölçümlerinden elde edilen periyot değerleri ile bir zemin sınıflaması yapılabilir ve bu sınıflama bina yönetmeliğinde kullanılabilir (Çizelge 3.4, Şekil 3.6, Şekil 3.7).



Şekil 3.6 Maksimum genlik ve hâkim periyoda göre zemin sınıflaması (Kanai, 1961)

Çizelge 3.4 Japon Zemin Yönetmeliği'ndeki zemin sınıfları (Kanai ve Tanaka, 1961)

Zemin Grubu	Özellikleri
I	Kaya, sert kumlu çakıl vs içeren Tersiyer veya daha yaşlı birimlerden oluşan zeminler.
II	Kumlu çakıl, kumlu sert kil ve benzeri türler içeren alüvyal veya çakıllı alüvyon olarak 5 m veya daha fazla kalınlıktaki tabakalardan oluşan zeminler
III	Kalınlığı 5 m veya daha fazla alüvyon tabakalarından oluşan ve bulf formasyonu (alüvyona oranla kil oranı az olan ve iri malzemeli yamaç oluşumu) ihtiva eden zeminler.
IV	Yumuşak vadi dolguları, çamur ve bitkisel toprak tabakaları ihtiva eden 30 m'den daha fazla kalınlığa sahip alüvyon tabakalardan oluşan zeminler.



Şekil 3.7 Japon Yapı Yönetmeliğindeki zemin sınıflarına karşı gelen mikrotremor dalga formları ve periyot dağılım eğrileri (Ishiyama, 1982)

3.3.4.1 Fourier genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi

Mikrotremor kayıtlarının yorumlanmasında birçok araştırmacı genlik spektrumlarını (Kanai ve Tanaka, 1954; Kobayashi vd., 1986) ya da güç spektrumlarını (Katz, 1976) kullanmışlardır. Fourier dönüşümü ile elde edilen genlik spektrumları, dalga bileşenlerinin frekans içeriğini ve hangi bileşenin genliğinin büyük olduğunu gösterir. En büyük genliği veren frekans, incelenen dalganın hâkim frekansı olarak değerlendirilir. Güç spektrumları ise, Fourier spektrum değerlerinin karesi olduğu için,

dalga bileşeninin etkileri güç spektrumlarında daha belirgin şekilde ortaya çıkmaktadır. Bu yöntem, özellikle kısa periyotlu mikrotremor ölçümleri ile elde edilen genliklerin günün farklı saatlerinde değişmesi nedeniyle, zamanla güvenilirliğini kaybetmiştir.

Bu yöntemde, mikrotremorların düşey yayılan S dalgasını içerdiği ve kaynak spektrumunun beyaz gürültü ile tanımlandığı kabul edilir.

3.3.4.2 Referans noktasına göre spektral oran yöntemi (KSO yöntemi)

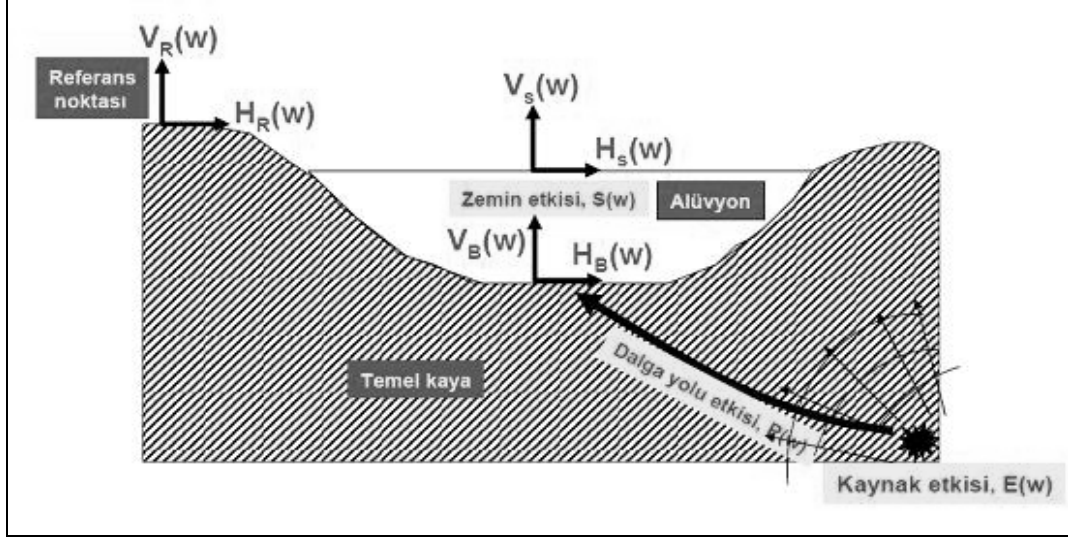
Bu yöntem ilk olarak Borcherdt (1970) tarafından deprem ivme kayıtlarına uygulanmıştır. Zayıf ve kuvvetli yer hareketlerine uygulanabilmektedir. Bu yöntemi Kagami vd. (1986) mikrotremor kayıtlarına uygulamış ve oldukça iyi sonuçlar almıştır.

Bu yöntem, ölçü noktalarından bir tanesi referans istasyonu olarak tanımlanan ana kaya üzerinde, diğer ölçü noktası ya da noktaları ise gevşek zemin üzerinde eşzamanlı kayıt alma tekniğine dayanır (Şekil 3.8). Referans istasyonunun, yerel jeoloji etkisi taşımadığı düşünülür. Referans istasyonu ve diğer istasyonlar içerisinden aynı zaman aralığındaki sinyaller seçilir. Bu sinyallerin genlik spektrumları alınarak, gevşek zemin üzerinde bulunan istasyona ait genlik spektrumunun, referans istasyonuna ait genlik spektrumuna oranlanır. Bu spektrumların oranı, baskın periyot ve büyütme değerini verir. Kullanılan tüm istasyonlar için kaynak ve dalga yayılma yolunun aynı olduğu kabul edilir. Uzun periyotlu mikrotremorlar, okyanus dalgalarının ve atmosferik koşulların etkisiyle oluştuğundan, kaynak ve dalga yayılma yolu özellikleri aynı kabul edilir ancak kısa periyotlu mikrotremorların kaynaklarının çoğunlukla kültürel gürültüler olduğu düşünüldüğünden, kaynak ve dalga yayılma yolunun aynı olduğu kabul edilemez. Bu nedenle hâkim frekans doğru olarak belirlenebilse de, büyütme değerinin doğruluğu konusunda tartışmalar vardır.

Referans noktasına göre Spektral Oranlar yönteminde, ölçüm noktasının genlik spektrumu Denklem 2.4 ile ifade edilebilir.

$$R(f) = E(f)P(f)S(f) \quad [3.4]$$

Burada, $E(f)$ kaynak etkisi, $P(f)$ dalga yolu etkisi ve $S(f)$ zemin etkisidir. Temel kayada ve alüvyon birimde kaynak ve dalga yolu etkileri aynı olacağından, birbirine oranı yalnızca alüvyon etkisini gösterir.



Şekil 3.8 Referans noktasına göre ölçü alınması

3.3.4.3 Yatay bileşenin düşey bileşene spektral oranı (Nakamura Yöntemi)

Nakamura (1989), mikrotremor kayıtlarından kaynak etkisini uzaklaştırmak için bir yaklaşım önermiştir. Bu yöntem, ölçüm yapılan yerin transfer fonksiyonunun değiştirilmesine dayanır. Yöntemin temelinde bazı varsayımlar yapılmıştır.

Birinci varsayım, mikrotremorları oluşturan dalgalar, Rayleigh türü yüzey dalgalarıdır ve bunlar yüzey kaynakları tarafından yaratılır. Bu dalga türü, tabakalı bir ortamda hem yatay hem de düşey hareketlerden eşit şekilde etkilenirler.

İkinci varsayım, mikrotremorların kaynağının bölgesel, yakın yüzey kaynakları (trafik, endüstriyel gürültüler vb.) olduğu, derin kaynaklardan etkilenmediği ve düşey hareket bileşeninin zemin tabakaları tarafından büyütülmediğidir.

Nakamura yöntemi, bir tek istasyona ait mikrotremor kayıtlarının yatay bileşeninin düşey bileşene spektral oranı esasına dayanır. Kaynakların frekansa bağlı genlik etkileri E_s , yüzeyde ve temel kayadaki düşey bileşenlerin spektral genlik oranı olarak alınabilir.

$$E_s(f) = \frac{SV_S(f)}{SV_B(f)} \quad [3.5]$$

Gözlem noktasındaki transfer fonksiyonu, temel ve yüzeydeki yatay bileşenlerin spektral oranı olarak tanımlanır.

$$S_T(f) = \frac{S_{HS}(f)}{S_{HB}(f)} \quad [3.6]$$

Nakamura (1989), bu şekilde ölçüm noktasının transfer fonksiyonu $S_T(f)$, kaynak etkisini gösteren $E_S(f)$ 'ye oranlayarak, kaynak etkisi ölçüm değerlerinden uzaklaştırılabilir. Modifiye transfer fonksiyonu $S_{TT}(f)$ ile tanımlanır.

$$S_{TT}(f) = \frac{S_T(f)}{E_S(f)} = \frac{S_{HS}(f)}{S_{VS}(f)} \times \frac{S_{VS}(f)}{S_{HB}(f)} \quad [3.7]$$

$$S_{TT}(f) = R_S(f) \times R_B(f) \quad [3.8]$$

Nakamura'ya göre mühendislik amaçlı çalışmalarda ilgilenilen frekans aralığında (1-20 Hz) $R_B(f)$ yaklaşık 1'e eşittir. Böylece $R_S(f)$ olarak verilen transfer fonksiyonu yüzeyde ölçülen mikrotremor verisinden elde edilebilir:

$$S_{TT}(f) = \frac{S_{HS}(f)}{S_{VS}(f)} \quad [3.9]$$

Nakamura yöntemi, referans noktası gerektirmeyen bir yöntem olarak, sismik yoğunluğun az olduğu veya temel kayanın bulunmadığı alanlarda kolayca uygulanabilen bir yöntem olmasından dolayı yerel zemin etkilerinin ortaya çıkarılmasına yönelik çalışmalarda yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir.

3.4 Re-Mi (Refraction Microtremor) Yöntemi

Kayma dalgası hızı, deprem yükleri sırasında zemin tabakalarının meydana getireceği büyütme hesaplanmasında kullanılan en önemli dinamik zemin parametresidir. Zeminlerin katılığı hakkında doğrudan bilgi verdiği için, zemin davranışının belirlenmesi için yapılan büyütme analizlerinde doğrudan kullanılır. Bu yüzden yerel zemin koşullarının büyütme üzerindeki değişiminin incelenmesinde, kayma dalgası hızının belirlenmesi büyük bir önem taşır. Kayma dalgası hızlarının elde edilmesinde iki yöntem bulunmaktadır. Bunlar sismik kırılma ve kuyu içi sismik yöntemleridir. Kuyu içi sismik yönteminin uygulanması mekanik sondaj çalışması gerektirdiğinden oldukça pahalıdır. Karşıt-kuyu çalışması yapılmamış ise elde edilen bilgi sondaj civarı ile

kısıtlıdır. Mühendislik çalışmalarının kent içinde ve dar alanlarda gerçekleştirilmesi gerektiğinden, hedeflenen araştırma derinliği için sismik kırılma yönteminde gerekli serim uzunluğunu elde etmek her zaman olanaklı olmamaktadır. Gürültüler, hem uygulamada sorunlar yaratmakta hem de uzak jeofonlardaki sinyali örtterek dolaylı olarak araştırma derinliğini azaltmaktadır. Kırılma mikrotremor yöntemi (Re-Mi), bilinen yapay sismik uygulama yöntemiyle kesme dalgası hızı (V_s) değişimini derinliğe bağlı ölçmek için kullanılır. Arazide sismograf ve düşey P dalgası jeofonları ile algılanır. Kırılma çalışmalarında çevredeki gürültülere bağlı olarak sismik kaynağı doğal gürültü veya titreşimler oluşturmaktadır. Kısa serimler için serim boyunca yürüyüş yeterli olurken, uzun serimlerde gürültü oluşturabilecek kaynak kullanılabilir. Veri kaydı için geleneksel sismik ekipmanlar kullanılmaktadır. Bu yolla 100 metre derinliğe kadar S-dalgası hız kesiti bir boyutlu olarak elde edilebilmektedir. Enerji kaynağı olarak çevre gürültüleri kullanıldığından özellikle şehir içi çalışmalarda oldukça yararlıdır. Yöntem, Rayleigh dalgasının dispersiyonu nedeni ile nüfuz derinliğinin dalga boyuna bağımlı olmasından yararlanır (Louie, 2001). Titreşimlerden farklı olarak, bunlar dışındaki gürültülerin belirli oranlarda veriye eklenmesi halinde dispersiyon eğrisi grafiğinde saçılmalar görülür. Dispersiyon eğrisi elde edilirken yavaşlık değerinin frekanslardaki değişimi göz önüne alınır. Düşey yöndeki dalga genliği, dalga boyuna bağlı olduğundan, yüzey dalgaları saçılma gösterir.

Çalışmada teorik büyütme hesaplamalarında kullanılmak üzere kayma dalgası hızının elde edilmesinde Re-Mi yöntemi kullanılmıştır.

Re-Mi tekniğinin sismik enerji kaynağı mikrotremorlarla aynıdır. Ancak çoğu zaman mikrotremor için yeterli olan gürültü seviyesi Re-Mi için yeterli olmadığından gürültü kaynağı oluşturmak gerekebilir. Re-Mi yöntemi iki temel düşünce üzerine kurulmuştur. Kırılma amaçlı kullanılan aletlerle ve jeofonların benzer dizilimi ile 2 Hz'e kadar yüzey dalgalarının kayıt edilmesi mümkündür. İkinci önemli kısım, bir mikrotremor kaydından dalga boyu-frekans (p-f) dönüşümü ile iki boyutlu frekans yavaşlık ilişkisinin bulunması ve buradan Rayleigh dalgalarının diğer sismik dalgalardan ayırt edilmesinin mümkün olmasıdır. Sonuçta, gerçek faz hızının görünür hızın bir fonksiyonu olarak belirlenebilmesidir.

Re-Mi yönteminin uygulaması üç aşamayı kapsar. Bunlar, veri toplama, veri işlem ve ters çözüm aşamalarıdır.

Ölçüler, bir profil boyunca serilmiş jeofonlar ile alınmaktadır. Jeofonların aralıkları 8 ile 20 m arasında değişebilir. Bu seçilen jeofon aralığı ve sayısı gürültü seviyesine bağlıdır.

Bu yöntemde bir doğrultu boyunca yerleştirilmiş jeofonlardan kayıtların alınması söz konusudur. Bu şekilde elde edilen hızlar gerçek hızdan çok görünür hızlardır ve gerçek değerden daha yüksektir. Görünür faz hızlarının alt sınırı gerçek faz hızı olarak alınabilir. Kullanılan jeofonların frekans duyarlılığı, rezonans frekansının altındadır. Bunu artırmak için gelen sinyaller sayısallaştırılmadan önce bir ön süzgeçten geçirilerek alçak frekanslardaki genlikler küçük değerlere çekilebilir.

3.4.1 Hız spektrumu (p-f) analizi

Hız spektrumu analizinin esasını Thorson ve Claerboot (1985) tarafından tanımlanan eğimli yığma oluşturur. Bu yöntem Sismik kayıttan bir kısmı alır (genliklerin uzaklık ve zamanın bir fonksiyonu olarak, (x,t) ve genlik ışın parametresi (p) grafiğine dönüştürür. Görünür hızın tersi ve kesişme zamanı “tau” elde edilir. Bu dizilim yöntemlerinde kullanılan F-K (frakans–dalga sayısı) analizine benzerdir.

p-tau dönüşümü, bir sismik kaydın $A(x, t)$ uzaklık (x) ve zaman (t)’ın çizgisel bir integralidir.

$$A(p, tau) = \int xA(x, t = tau + p.x).dx \quad [3.10]$$

Burada eğim, $p = dt/dx$ dir ve görünür hızın, V_a x yönündeki tersidir. X n_x şeklinde dx aralığında sayısallaştırılmıştır. Böylece $x=jdx$ olur. Benzer şekilde zamanda sayısallaştırılmıştır. $t= idt$. Bu şekilde *p-tau* dönüşümünün sayılaştırılmış hali elde edilir ve $tau = k dt$ eğimli yığma olarak adlandırılır.

$$A(p = p_0 + 1dp, tau = k.dt) = \sum_{j=0, n_x-1} A(x = jdx, t = idt = tau + px) \quad [3.11]$$

$p_0 = -p_{max}$. p_{max} ile başlanır ve bu minimum hızın tersini belirler. N_p değeri n_x ’in bir veya iki katı alınır. Burada dp 0.0001 ile 0.0005 s/m arasında değişir. Bu $-p_{max}$ den p_{max} kadar $2n_p$ adımlarla değişmeyi sağlar. Bu şekilde kırılma hattı boyunca enerji yayılımının analizini sağlar. $t = tau + p x$ aralığına düşen genlikler enterpole edilerek bulunur.

Analizdeki bir sonraki adım $A(p, \tau)$ daki p - τ izi ve onun karmaşık Fourier dönüşümünü τ veya kesişme zamanı doğrultusunda hesaplamaktır.

$$F_A(p, f) = \int_{\tau} A(p, \tau) e^{-i2\pi f \tau} d\tau \quad [3.12]$$

Sayısal Fourier dönüşümü, $f = m df$

$$F_A(p, f = m df) = \sum_{k=0, m-1} A(p, \tau = k dt) e^{-i2\pi m df k dt} \quad [3.12]$$

Güç spektrumu $S_A(p, f)$ karmaşık Fourier dönüşümünün karesidir.

$$S_A(p, f) = F_A^*(p, f) F_A(p, f) \quad [3.13]$$

Burada, * karmaşık eşleniği gösterir. Bu yöntem profil doğrultusunda ileri ve geri p - τ dönüşümlerini toplar. İki yönden enerjiyi tek bir yavaşlık eksenine toplama ile p nin absulut, $|p|$, değerini verir ve yavaşlık eksenini katlanır ve $p=0$ etrafında toplanır.

$$S_A(|p|, f) = [S_A(p, f)]_{p \geq 0} + [S_A(-p, f)]_{p < 0} \quad [3.14]$$

Bu şekilde bir kaydın uzaklı-zaman dan p - f uzayına dönüşümü sağlanmış olur. Burada p profil boyunca hızın tersini verir. Birden fazla kaydın analiz edilmesi ile her bir p - f imajları $S_{An}(|p|, f)$ nokta ve nokta şeklinde ilave edilir ve toplam güç bulunur.

$$S_{total}(|p|, f) = \sum_n S_{An}(|p|, f) \quad [3.15]$$

Yavaşlık-frekans analizi bir yerdeki kayıtlardan toplam spektral gücün hesaplanmasını verir. Bu eğriden periyot-hız grafiği oluşturulabilir. p - τ dönüşümü doğrusaldır. Dönüşüm alçak geçişli bir süzgeç gibi çalışmaz. Dispersif dalgalar eğimlidir. Oysa mikrotremor kayıtlarında bulunan diğer dalga türlerinde eğim yoktur. p - f güç spektrumu ile bu dalgaların varlığı belirlenmiş olur.

3.4.2 S Dalgası hız modellemesi

Re-Mi yöntemi düz çözüm ile modelleme yapar ve S dalgası derinlik değişim değerini verir. p-f imajlarından normal (temel) mod dirpersif veriyi alır ve düz çözüm modellemesi yapar. Modellemede her bir frekanstaki faz hızı için yineleme yapar. Modelin değiştirilmesi ile gözlemsel ve kuramsal dispersiyon eğrileri arasında çakışma sağlanabilir. Yorumlama yorumcunun bu konudaki deneyimine bağlıdır.

Modellemelerde Poisson oranı 0.25 alınmaktadır. Sığ ortamlarda bu oran geçerli olmayabilir. İnteraktif modelleme sonucu Poisson oranındaki büyük değişmelerin S dalgası hızında % 10 luk bir değişime neden olduğu görülmüştür. Poisson oranı 0.1'den 0.4'e değişirse Rayleigh faz hızından elde edilen S dalga hızındaki değişim % 89 ile % 95 arasında olmaktadır. Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri S dalgası hız yapısı için iyi bir yoldur ancak P dalgası hız yapısı için uygun değildir (Gürbüz, vd., 2008).

4. ARAZİ ÇALIŞMALARI

4.1 Mikrotremor Ölçümlerinin Alınması ve Değerlendirilmesi

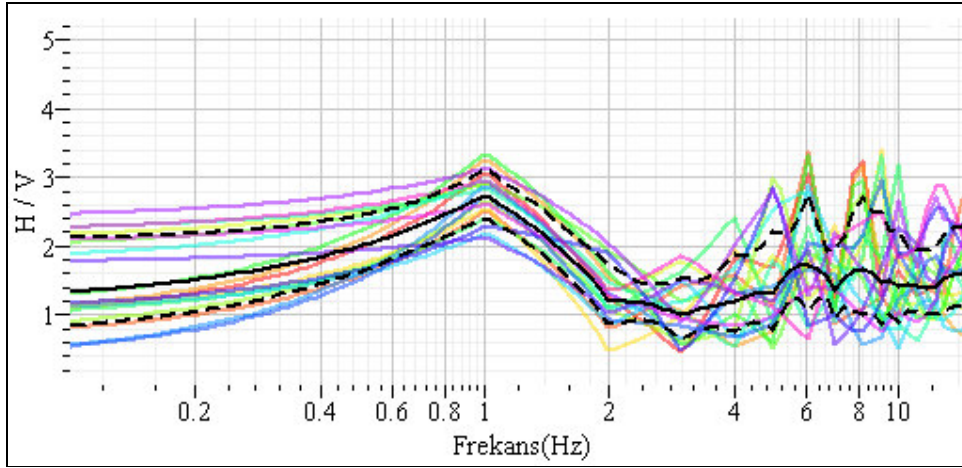
Bu çalışmada, Bayındırlık ve İskân Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi (mülga) tarafından 20 Aralık 2007 Bala (Ankara) depreminden hemen sonra bölgede toplam 6 adet farklı zemin özelliğindeki yerleşim alanlarında artçı depremleri kaydetmek üzere kurulan Kuvvetli Yer Hareketi ölçüm cihazlarının bulunduğu 6 noktada, doğrudan deprem kayıtları ile hâkim frekans ve büyütmelerini karşılaştırmak amacıyla mikrotremor kayıtları alınmıştır.

Kayıtlar, Guralp marka CMG-40T, üç bileşenli geniş bant (broadband) sismometre (Hız-ölçer) ile CMG-DM24-S model sayısallaştırıcı ünite ve bilgisayardan oluşan bir sistem ile alınmıştır (Şekil 4.1). Sismometrenin düz tepkisi 0.033–50 Hz'dir. Uzun periyot tepkisi 10-120 s, kısa periyot tepkisi 50 Hz üzerindedir.

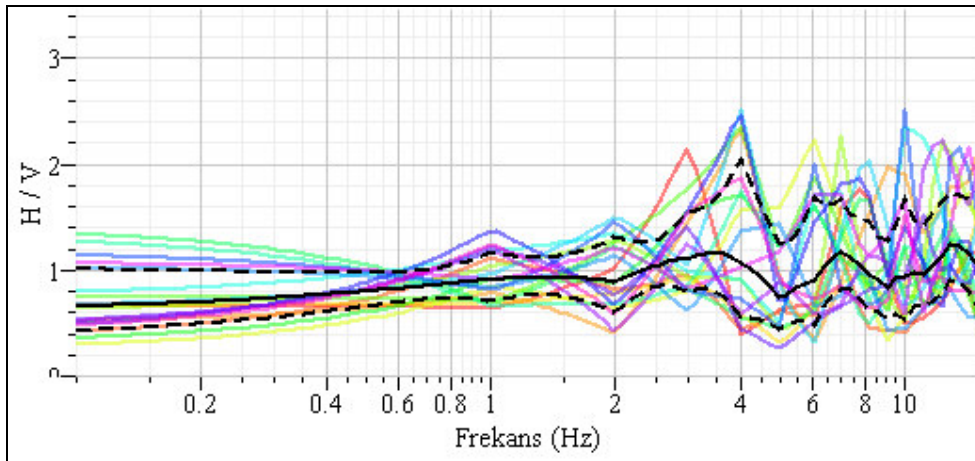
Mikrotremor ölçümleri gün içinde alınmıştır. Ancak titreşim hareketlerinin ölçümlere etkiyerek yanıltıcı sonuçlara yol açmasını engellemek amacıyla ölçümler sırasında aşırı gürültülü yerlerden, bina, ağaç, elektrik direği ve benzer yapıların yakınında ölçü almaktan özellikle kaçınılmıştır. Ölçümler Scream! 4.4 programıyla sayısal olarak, GCF (Guralp Compressed Format) halinde kaydedilmiştir. Alınan kayıtların örnekleme frekansı 100 Hz'dir ve toplam 15'er dakikalık kayıtlar alınmış, bu kayıt süresinden gürültü içermeyen 30 s'lik kısımlar seçilerek, SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitation) adlı proje kapsamında, geliştirilmiş ve literatürde yaygın olarak kullanılan, GEOPSY (<http://www.geopsy.org>) adlı yazılım ile değerlendirilmiştir. Bu yazılım SESAME projesi kapsamında alınan verilerin değerlendirilmesi amacıyla Mark Wathelet ve ekibi tarafından yazılmıştır. Spektral oranlar alınmadan önce veriler bir dizi veri işlem aşamasından geçirilmiştir. Her üç bileşenden seçilen veri aralığına 0.1 -15 Hz arasında Band Pass filtre uygulanmış, %5 cosinüs pencere ile uçları kesilmiş ve en uygun yuvarlatma işlemi deneme yanılma yoluyla bulunduktan sonra, Fast Fourier Dönüşümü ile spektrumları hesaplanmıştır. Nakamura yöntemi kullanılarak her bir istasyona ait baskın periyot ve büyütme değerleri hesaplanmıştır (Şekil 4.2-4.7). Şekillerde siyah düz çizgiler, ortalama değerini, kesikli siyah çizgiler ise standart sapma değerini göstermektedir.



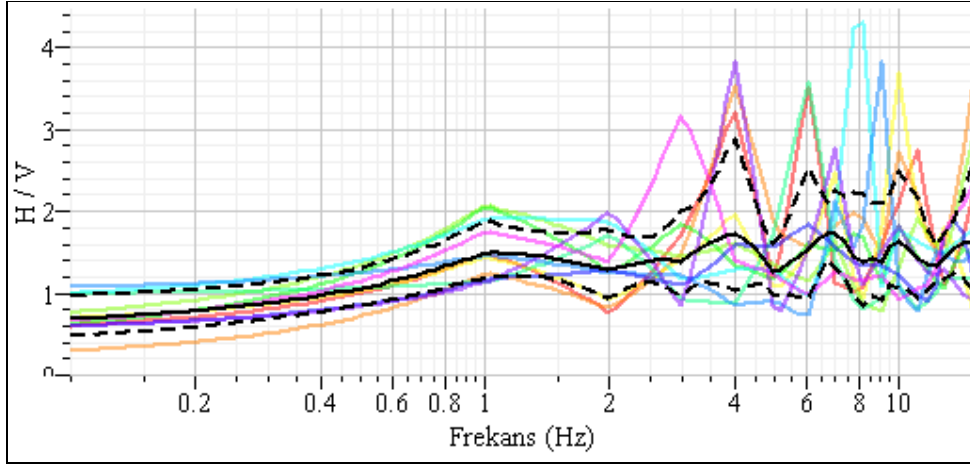
Şekil 4.1 Mikrotremor ölçümlerinin alınması için kullanılan ekipmanlar



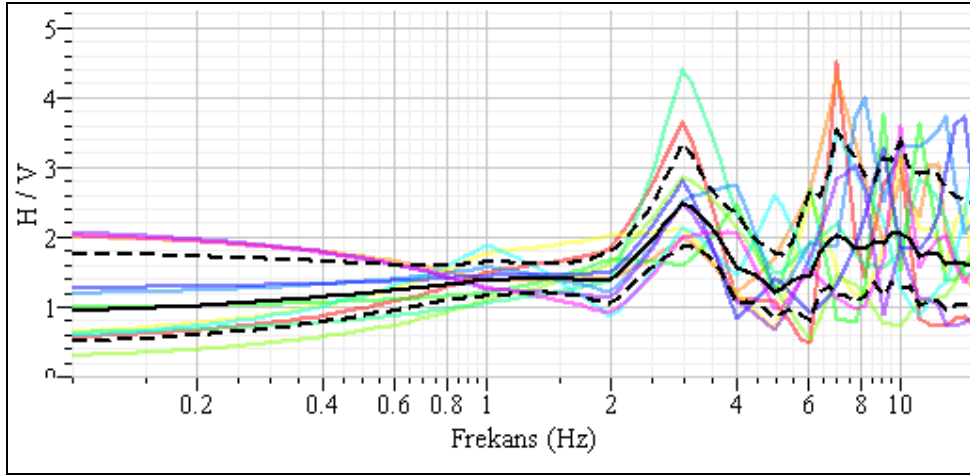
Şekil 4.2 Afşar istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği



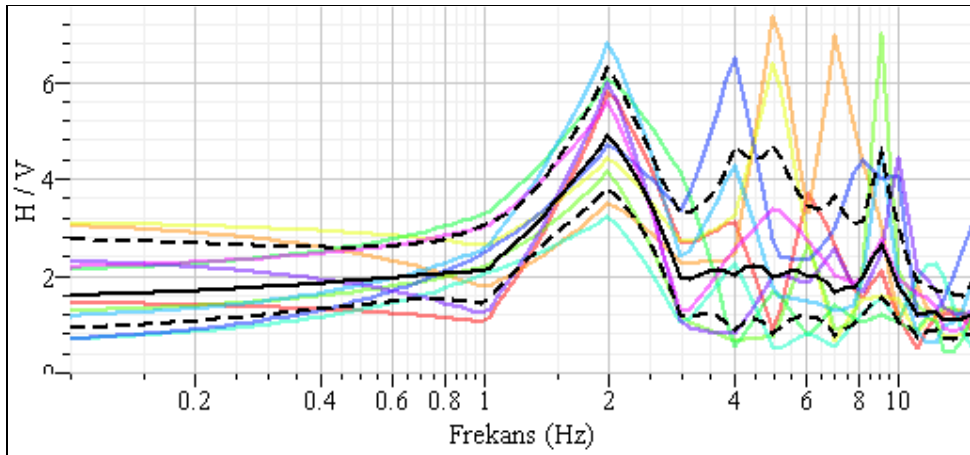
Şekil 4.3 Kaymakamlık istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği



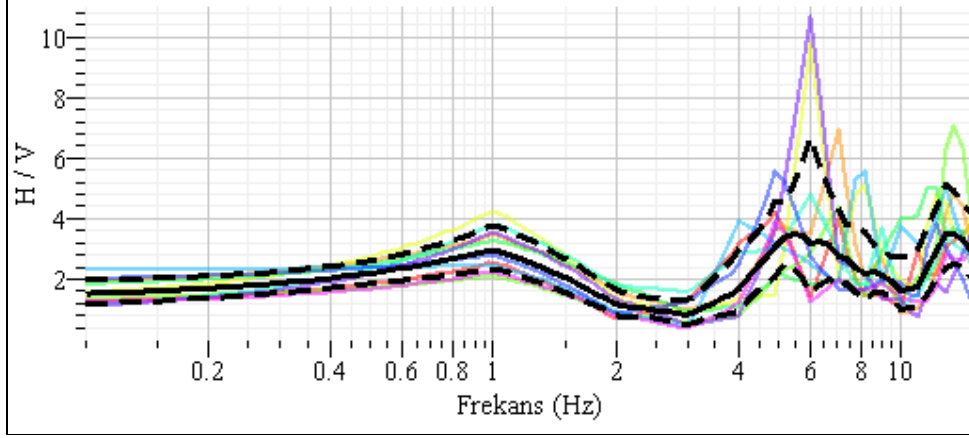
Şekil 4.4 Yurt istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği



Şekil 4.5 Sırapınar istasyonundan elde edilen frekans ve büyütme grafiği



Şekil 4.6 Sofular istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği



Şekil 4.7 Suyugüzel istasyonundan elde edilen frekans büyütme grafiği

4.2 Re-Mi (Refraction Microtremor) Ölçümlerinin Alınması ve Değerlendirilmesi

Çalışma alanında mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi kayıtları ile elde edilen büyütme değerleri ve hâkim frekansları karşılaştırmak amacıyla, aynı istasyon yerlerinde ana kayaya kadar mevcut tabaka derinlikleri ile hızları belirlenmek amacıyla Re-Mi ölçümü yapılmıştır.

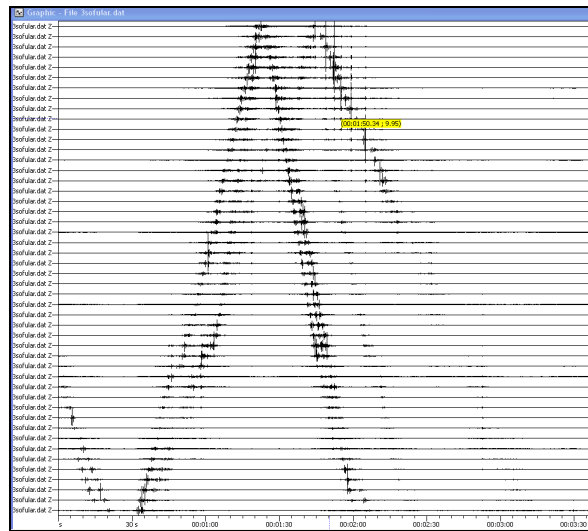
Ölçümler bir doğrultu boyunca doğal frekansı 4.5 Hz olan, 48 adet jeofon kullanılarak alınmıştır (Şekil 4.8). Alıcılar arası mesafe 2 m olup, toplam profil uzunluğu 96 m'dir. Örnekleme aralığı 16 ms ve kayıt uzunluğu 4 dakikadır. Ölçü alımında Geometrics marka, GEODE24 model cihaz kullanılmıştır. Cihazın içerdiği 24 bitlik A/D dönüştürücü ile SEG-2 formatında sayısal kayıtlar elde edilmiştir (Şekil 4.9).

Alınan kayıtlar SESAME projesi kapsamında geliştirilmiş olan GEOPSY (<http://www.geopsy.org>) programı kullanılarak değerlendirilmiştir. Program Re-Mi, Mikrotremor, MASW ve SPAC metodu ile elde edilen verilerin çözümünde de kullanılmaktadır. Yüzey dalgaları kırılan ve yansıyan dalgalardan ayıklanarak, her biri farklı faz hızlarına karşılık gelen düzlem-dalga bileşenlerine ayrılmıştır. Bu bileşenler, Fourier dönüşümü ile frekans ortamına dönüştürülmüş ve dispersiyon spektrumu hesaplanmıştır. Bu spektrum, F-K metodu ile frekans ortamında görüntüsü alınarak dispersiyon eğrisi bulunmuştur. Daha sonra GEOPSY programının bir modülü olan MAX2CURVE ile frekans ortamındaki dispersiyon eğrisi üzerinde faz hızları, temel mod seçilerek işaretlenmiştir. Bu eğri hız frekans ortamına ait inceleme alanının zeminini temsil eden eğridir. Elde edilen dispersiyon eğrisi, yine bu proje kapsamında geliştirilmiş olan DINVER programı kullanılarak ters çözüm yapılmış ve frekans

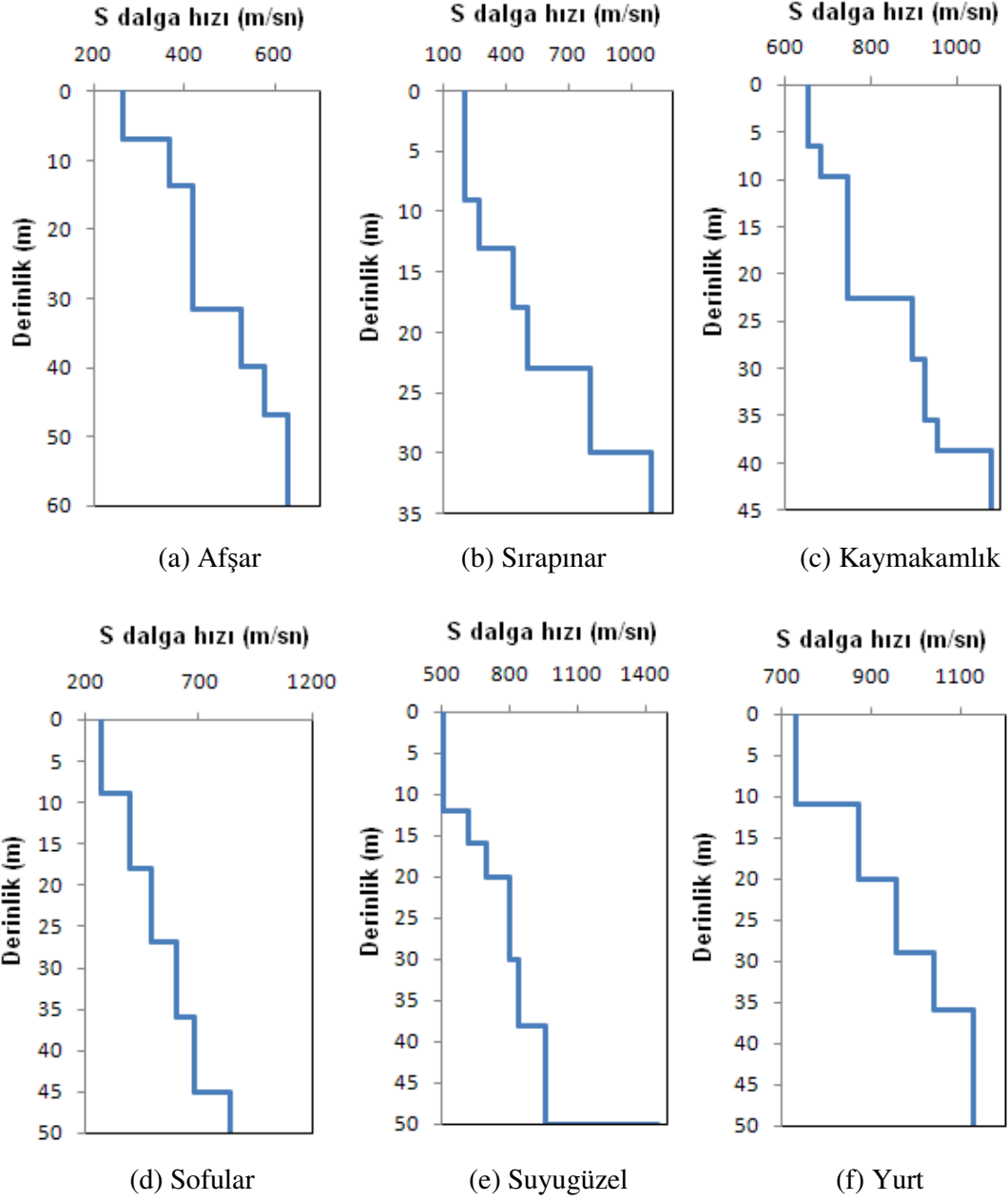
ortamından hız ortamına taşınmıştır. Bu ters çözümden kabul edilebilir bir S dalgası hız-derinlik profili elde edilmiştir (Şekil 4.10). Çalışma alanında Re-Mi yöntemi uygulanarak elde edilen hız-derinlik değerleri, ilk 30 metre için hesaplanarak V_s^{30} hız hesaplamaları yapılmıştır (Çizelge 4.1).



Şekil 4.8 Çalışma alanında Re-Mi ölçümü dizilimi



Şekil 4.9 Re-Mi verisinin bir görüntüsü



Şekil 4.10 Re-Mi ölçümlerinden elde edilen hız-derinlik grafikleri

Çizelge 4.1 Bala istasyonlarında Re-Mi ile elde edilmiş V_s^{30} değerleri

İstasyon	V_s^{30} (m/s)
Afşar	337
Bala-Yurt	838
Bala-Kaymakamlık	745
Suyugüzel	625
Sırapınar	398
Sofular	385

4.3 Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarının Alınması ve Değerlendirilmesi

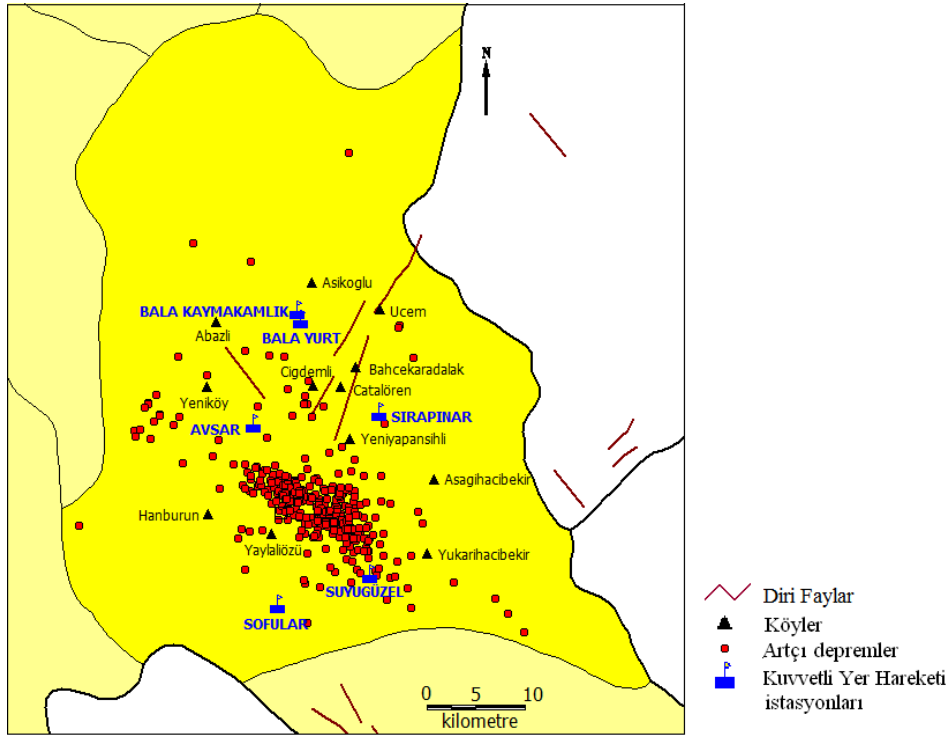
20 Aralık 2007 Bala (Ankara) depreminden sonra, Bayındırlık ve İskân Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğüne bağlı Deprem Araştırma Dairesi (mülga) tarafından Bala'nın farklı zemin yapısına sahip yerleşim yerlerinde, artçı depremleri kaydetmek üzere 6 adet ivme-ölçer cihaz kurulmuştur. Bu yerleşim yerlerinin koordinatları, yüzey jeolojisi ve ölçü alınan cihaz tiplerine ait bilgiler (Şekil 4.11) ve Çizelge 4.2'de verilmiştir. Bu istasyonlardan alınan kayıtlar, internet aracılığı ile (<http://www.deprem.gov.tr>) araştırmacıların kullanımına açıktır.

Çizelge 4.2 Farklı zemin özelliklerine yerleştirilmiş ivme-ölçer istasyonlara ait bilgiler

İstasyon Yeri	Koordinat	Cihaz türü	Yüzey Zemin Özellikleri
Afşar köyü	39.4526N-33.0679E	Guralp-CMG-5TD	Alüvyon
Bala Kaymakamlık	39.5561N-33.1198E	Guralp-CMG-5TD	Kireçtaşı
Bala Yurt	39.5485N-33.1247E	Guralp-CMG-5TD	Kireçtaşı
Suyugüzel Köyü	39.3152N-33.2060E	Guralp-CMG-5TD	Konglomera
Sırapınar köyü	39.4634N-33.2173E	Guralp-CMG-5TD	Alüvyon
Sofular köyü	39.2884N-33.0964E	Guralp-CMG-5TD	Kumtaşı

Kullanılan ivme-ölçerler, Guralp marka, CMG-5TD tipi ivme kayıtçılarıdır (Şekil 4.12). Bu cihazlar, ± 0.1 g'den ± 4.0 g hassasiyetinde ölçü alabilen, 3 bileşenli (X,Y,Z) ivme sismometresine sahiptir. Elde edilen gcf uzantılı sayısal verilerin değerlendirilmesi, programlardan kaynaklanan belirsizlikleri ortadan kaldırmak amacıyla, mikrotremor verileri ile aynı veri işlem aşamalarından geçirilmek suretiyle

“Site EffectS assesment using AMbient excitation (SESAME)”projesi kapsamında geliştirilmiş olan GEOPSY adlı yazılım ile sağlanmıştır.



Şekil 4.11 Farklı zemin özelliklerine yerleştirilmiş ivme-ölçer istasyonlarının mekânsal dağılımı

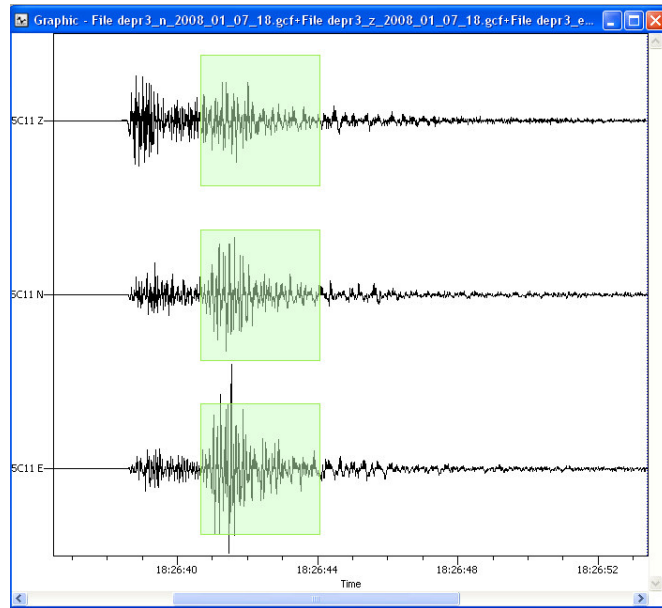


Şekil 4.12 Guralp marka CMG -5TD tipi ivme kayıtçısı

Sayısal olarak elde edilen ham kayıtlardan, sinyal-gürültü oranı iyi olan 54 adet kayıt kullanılmıştır. Kullanılan kayıtlardan Sinyal/Gürültü oranı 3'den büyük olan ve en

az 2 istasyon tarafından kaydedilmiş depremler, değerlendirilmiştir (Çizelge 4.3). Bu kayıtlar öncelikle birtakım veri işlem aşamalarından geçirilmiştir. Büyütme analizi için dalgaların yalnızca S dalga penceresi kullanılmıştır (Şekil 4.13). Her kayıt için uygulanan işlemler tamamen aynı olup, 0.1-15 Hz arasında Butterworth, Band-Pass pencereleme uygulanmış, %5 kosinüs pencereleme ile uçları budandıktan sonra Fast Fourier dönüşümü ile spektrumları hesaplanmıştır, daha sonra en uygun değer ile yuvarlatma işlemi yapılmıştır.

Bu çalışmada deprem kayıtları ile büyütme ve baskın frekans hesaplamasında yatay bileşenin düşey bileşene spektral oranı (H/V) yöntemi kullanılmıştır. Her bir istasyon tarafından kaydedilen depremlerin 3 bileşene ait spektral oranları hesaplandıktan sonra yatay bileşenlerin ortalaması, düşey bileşene oranlanmıştır. Yöntemin, hareketin düşey bileşeninin yerel jeolojiden etkilenmediği varsayımı nedeniyle, bulacağımız değer, bize o istasyona ait büyütme ve baskın frekans değerini verir. Her bir istasyon için birçok spektral oran ve büyütme değeri hesaplanmıştır. Bu spektral oran ve büyütme değerlerinin geometrik ortalaması alınarak her bir istasyon için tek bir zemin büyütme fonksiyonu ve hâkim frekans değeri elde edilmiştir (Şekil 4.14). Şekillerde kırmızı kalın çizgiler, ortalama değeri göstermektedir. Elde edilen değerler, aynı lokasyonlara ait gürültü kayıtları ile karşılaştırılmış ve aynı bölgelerde meydana gelen yapı hasarları ile uyumluluğu araştırılmıştır.



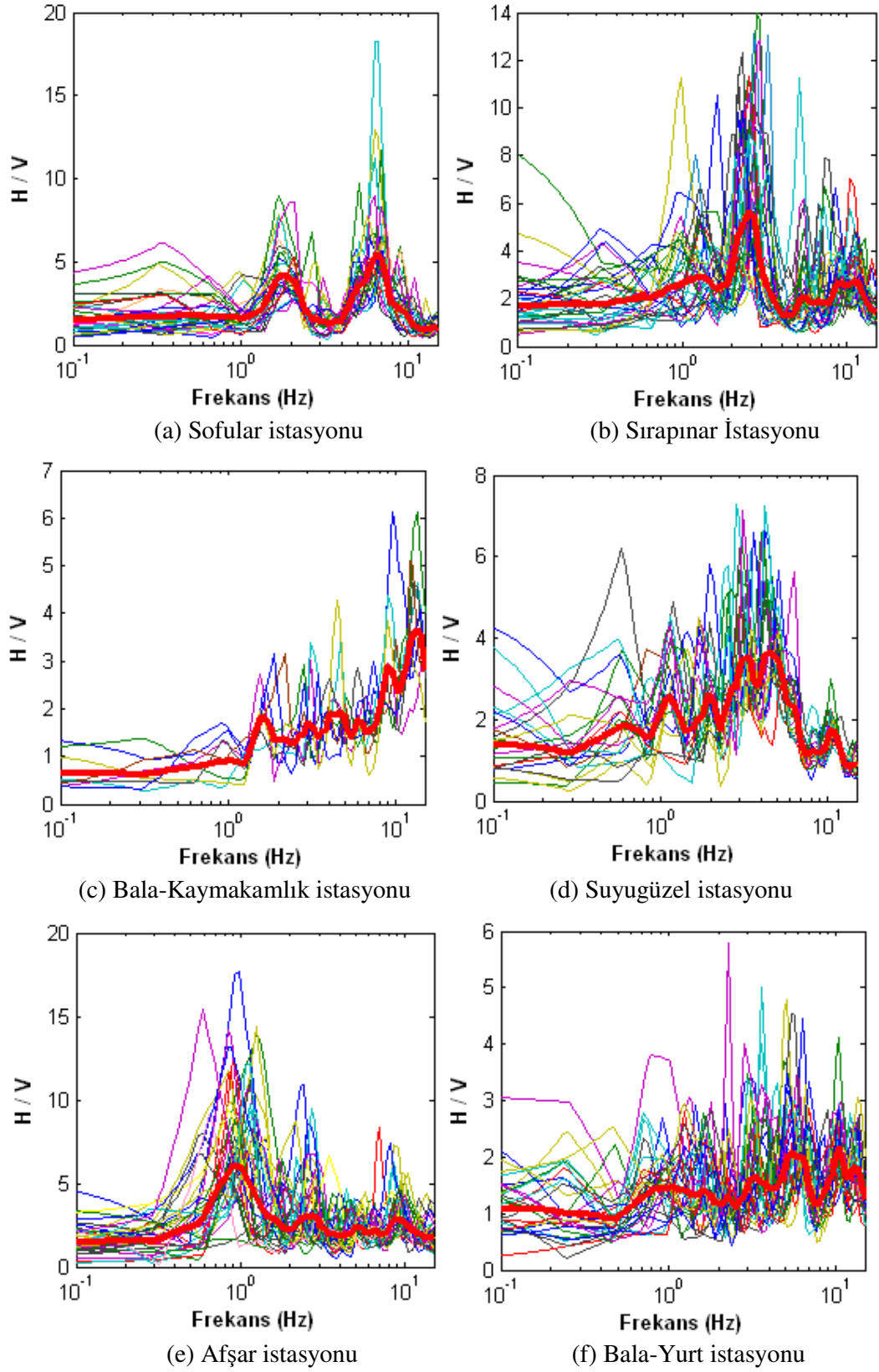
Şekil 4.13 Deprem kayıtlarında kullanılan S dalga penceresi

Çizelge 4.3 Büyütme hesabı için kullanılan depremler

Zaman	Sofular	Sırapınar	Kaymakamlık	Suyugüzel	Avşar	Yurt	Büyükük	Derinlik	Dış Merkez
20122007 21:50		X	X				3.5	17.7	39.3518N - 33.1853E
20122007 23:25	X	X		X			3	4.08	39.3633N - 33.1385E
21122007 00:49		X		X			2.8	6.85	39.378N - 33.1673E
21122007 03:26	X		X	X			2.9	7.2	39.4012N - 33.1038E
21122007 05:22	X			X	X		3.1	7.1	39.358N - 33.1743E
21122007 07:26	X			X			2.8	6.97	39.3865N - 33.1267E
27122007 20:20	X			X			2.2	7.1	39.3568N - 33.1875E
27122007 20:38	X			X			3.3	9.7	39.4162N - 33.0952E
27122007 20:56	X		X	X			2.5	9.7	39.3728N - 33.1412E
28122007 00:45	X			X	X	X	2.1	5.9	39.3633N - 33.1843E
28122007 08:09					X	X	2.4	1.7	39.3687N - 33.1845E
28122007 08:11					X	X	2.4	2.4	39.3677N - 33.1833E
28122007 08:29					X	X	5.8	2.2	39.4235N - 33.1045E
28122007 20:57					X	X	3.7	7	39.4367N - 33.0762E
28122007 22:16					X	X	4	14	39.3938N - 33.114E
28122007 23:44					X	X	3.7	7	39.4647N - 33.063E
29122007 00:24					X	X	3.2	7	39.4118N - 33.1125E
29122007 01:17					X	X	3	7	39.3705N - 33.1823
29122007 05:32					X	X	3.1	7	39.4397N - 33.0685E
29122007 11:53		X				X	2.1	7	39.3652N - 33.1897E
30122007 00:04							2.8	3.3	39.3638N - 33.1833E
30122007 06:46							3	7	39.4298N - 33.087E
30122007 17:08		X		X	X		3.3	7	39.4092N - 33.1007E
30122007 17:19		X		X	X		3.6	15.1	39.4057N - 33.0873E
30122007 17:25		X		X	X		3.1	7	39.4147N - 33.1128E
30122007 20:40		X		X	X	X	Yok		
30122007 21:17		X		X	X	X	2.6	7	39.4305N - 33.1053E
31122007 09:51		X	X	X	X	X	3	7	39.4028N - 33.1023E
31122007 11:17	X	X	X	X	X	X	3.3	7	39.4317N - 33.0853E
31122007 13:04		X		X	X	X	2.3	7	39.4375N - 33.0778E
31122007 14:27		X	X	X	X	X	3.2	7	39.4222N - 33.1077E

Çizelge 4.3 (devam)

Zaman	Sofular	Sırapınar	Kaymakamlık	Suyugüzel	Avşar	Yurt	Büyüklik	Derinlik	Dış Merkez
31122007 17:08	X			X	X		3.2	7	39.3958N - 33.1183E
01012008 03:08							2.5	6.9	39.3917N - 33.1267E
01012008 10:57		X				X	2.9	7	39.4122N - 33.1147E
01012008 12:46			X	X	X	X	3	7	39.3702N - 33.1712E
01012008 12:55				X			2.5	7	39.3682N - 33.1697E
02012008 17:36	X	X							
02012008 19:25	X	X			X		3.4	7	39.3845N - 33.1462E
02012008 19:39	X	X			X		3.4	7	39.4323N - 33.0962E
02012008 22:21	X	X			X		3.4	6.8	39.3875N - 33.0958
03012008 00:26	X	X			X	X	3.3	7	39.3603N - 33.1938E
03012008 00:35	X	X			X	X	3.3	7	39.359N - 33.1947E
03012008 11:15	X	X			X	X	2.6	7	39.3692N - 33.1838E
03012008 14:45	X	X			X	X	3.6	13.9	39.4218N - 33.0805E
04012008 02:01	X	X					3.3	7	39.3672N - 33.1733E
04012008 05:03	X	X			X	X	3.8	13.3	39.3537N - 33.1897E
04012008 05:37	X	X					2.8	7	39.3627N - 33.2117E
06012008 18:18	X	X			X		2.8	5.2	39.3852N - 33.1375E
07012008 00:59		X				X	3.3	3.1	39.2757N - 33.2967E
07012008 02:16	X	X			X	X	3.3	7	39.329N - 33.17E
07012008 04:36		X			X	X	3.2	7.5	39.3478N - 33.1913E
07012008 09:33	X	X				X	3.2	7	39.355N - 33.2037E
07012008 18:26	X	X	X		X	X	3.8	7.7	39.4255N - 33.1098E
07012008 23:15	X	X			X		3.2	7	39.379N - 33.164E



Şekil 4.14 Bala istasyonları için ortalama zemin büyütmesi-hâkim frekans grafikleri

5. BALA BÖLGESİ İÇİN SENARYO DEPREM ÇALIŞMASI

Bir deprem sırasında, depremin bölgede meydana getirdiği ivmeler, kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonları ile ölçülür. Ancak deprem bölgesinde mevcut olan istasyonların sayısının ve dağılımının yetersiz olması, o bölge için bir ivme dağılım haritası oluşturulmasını imkânsız kılar. Bu durumda ivme değerlerinin, depremin büyüklüğüne, depremin odak noktasına olan mesafesine ve zemin koşullarına bağlı olarak değişimini gösteren ve çoğunlukla geçmiş deprem verileri ile elde edilen ivme-mesafe azalım denklemleri kullanılarak ivme dağılımları tahmin edilebilir ve tahmini şiddet dağılım haritaları oluşturulabilir. Depremlerden hemen sonra hızlı bir şekilde üretilebilen bu haritalar, arazi gözlem ve değerlendirmelerinden daha doğru sonuçlar elde edilene kadar olan ön değerlendirme sürecinde sıklıkla kullanılabilir. Böylece depremlerin hemen sonrasında afet bölgesi ile anında iletişime geçilemediği ve hasarın büyüklüğü konusunda ilk bilgilere ulaşamadığı durumlarda acil yardım ve kurtarma çalışmalarının etkin bir şekilde planlanması amacıyla depremin etkilediği alana ve oluşturduğu hasara ait önemli bilgiler sağlarlar.

Gelecekte olabilecek depremlerin belirli bir inşaat sahasında yaratabilecekleri etkilerini (ivme, şiddet vs.) tahmin etmek için olasılıksal ve deterministik olmak üzere iki ana sismik tehlike analizi yöntemi kullanılmaktadır.

Deterministik sismik tehlike analizi (DSTA) yönteminde, incelenen inşaat sahasını en fazla etkileyebilecek deprem senaryosu (depremin yeri ve büyüklüğü) veya senaryoları seçilir. Daha sonra bu depremin inşaat sahasında yaratacağı yer hareketi, ivme-mesafe azalım ilişkileri kullanılarak belirlenir. DSTA yöntemi daha az veri ve zaman gerektirdiğinden bölgesel sismik tehlike tahmini çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır.

Bu çalışmada, 20 Aralık 2007 Bala(Ankara) depreminin eş şiddet haritasını oluşturmak amacıyla DSTA modeli kullanılmıştır. Depremin büyüklüğü $M_w=5.7$ ve bunu üreten fay segmenti ise 2007 Bala depremine sebep olduğu düşünülen, Şekil 1.12'deki artçı depremlerin yoğunlaştığı bölge dikkate alınarak 16 km olarak seçilmiştir (Koçyiğit ile sözlü görüşme, 2010).

Sismik tehlike tahmini için yer hareketi parametresi olarak en büyük yatay yer ivmesi ve değiştirilmiş Mercalli ölçeğine (MMI) göre deprem şiddeti seçilmiştir. Sismik tehlikeyi en büyük yatay yer ivmesi cinsinden tahmin etmek için Kalkan ve Gülkan

(2004) tarafından önerilen ve yerel verilere dayanan azalım ilişkisi denklemi kullanılmıştır.

Kalkan ve Gülkan (2004) en büyük yatay yer ivmesinin doğal logaritmasını tahmin etmek için aşağıda verilen eşitliği önermişlerdir:

$$\ln Y = 0.393 + 0.576(M - 6) - 0.107(M - 6)^2 - 0.899 \ln r - 0.200 \ln(V_s / 1112) \quad [6.1]$$

Bu eşitlikte; Y, yerçekimi ivmesi (g) cinsinden en büyük yatay yer ivmesi; M, moment büyüklüğü; Vs, 30 m'deki m/s cinsinden ortalama kayma dalgası hızıdır. ln Y'nin standart sapması, $\sigma_{\ln Y} = 0.612$ olarak belirlenmiştir. Burada r değişkeni

$$r = \sqrt{r_{cl}^2 + h^2} \quad [6.2]$$

şeklinde dir. Eşitlik 6.2 de r_{cl} km cinsinden yırtılma yüzeyinin yeryüzüne izdüşümü ile en büyük yatay yer ivmesinin tahmin edileceği saha arasındaki en kısa mesafeyi temsil etmektedir; h ise regresyon analizi sonucunda 6.91 km olarak bulunan sanal bir derinliktir.

En büyük yer ivmesi değerlerini yerel zemin koşullarını da göz önüne alarak hesaplayabilmek amacıyla Bala ilçesi için MTA tarafından hazırlanan jeoloji haritasında yer alan her bir jeolojik birime, Çizelge 5.1'de verilen ve A.B.D'de jeoteknik ve inşaat mühendisliği alanlarında kabul görmüş, NEHRP (Ulusal Deprem Tehlikesini Azaltma Programı) zemin sınıflamasına göre verilmiş kayma dalgası hızları atanmıştır (Çizelge 5.2).

Çizelge 5.1 NEHRP'e göre zemin sınıflama kriterleri

Zemin Sınıfı	Tanım	Vs30 (m/sn)
A	Sert Ana kaya	$V_s > 1500$
B	Sağlam, dayanıklı ile sert kaya arası birimler	$760 < V_s \leq 1500$
C	Yoğun toprak, yumuşak kaya	$360 < V_s \leq 760$
D	Sert toprak	$180 \leq V_s \leq 360$
E	Yumuşak killer	$V_s < 180$

Çizelge 5.2 Bala bölgesinin, DSTA için kullanılan zemin sınıflaması

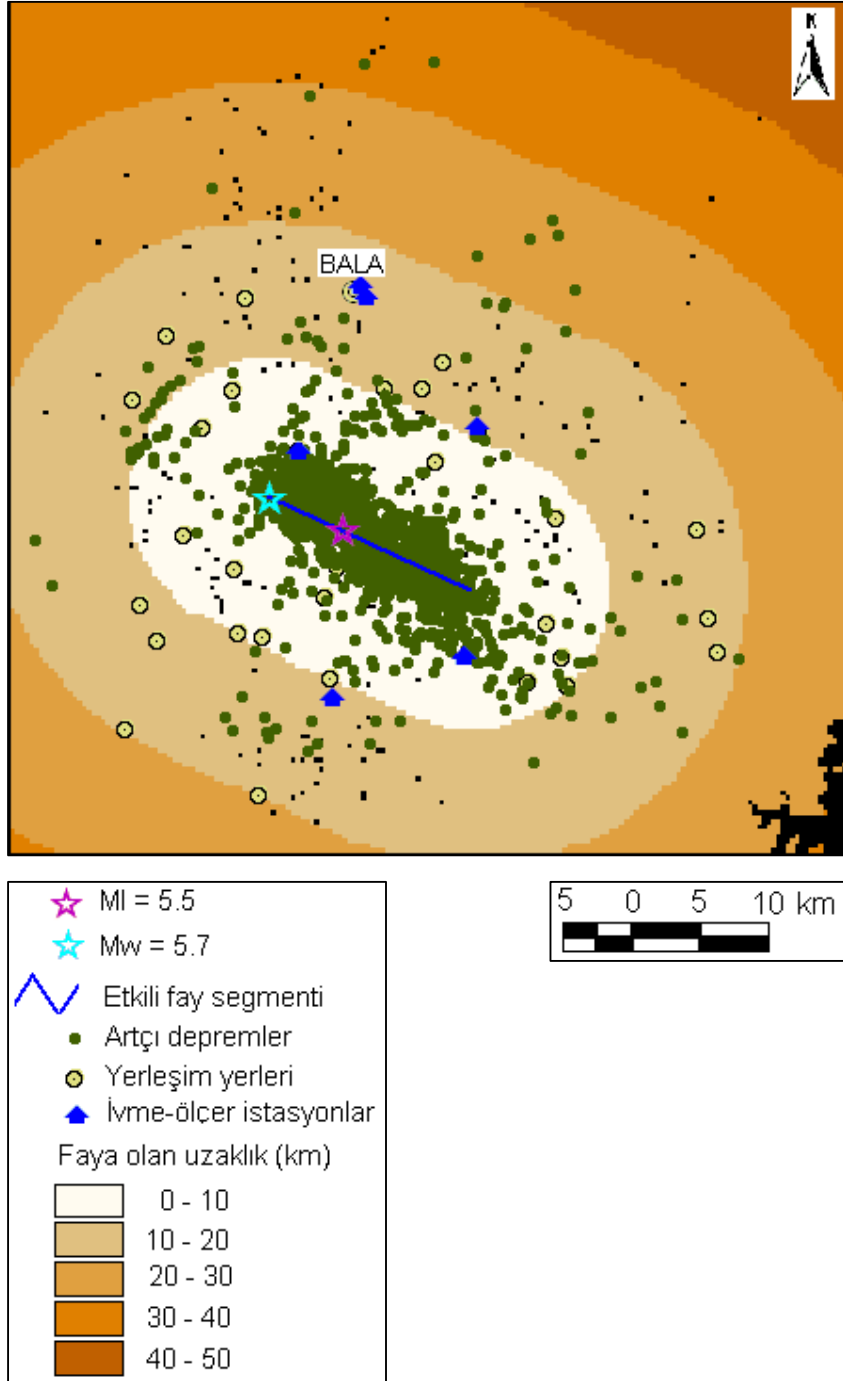
Zemin Sınıfı	Jeolojik Birim	Vs30 (m/sn)
A	Gabro, Granit,	$V_s > 1500$
B	Andezit, Bazalt, Konglomera, Kireçtaşı	$760 < V_s \leq 1500$
C	Aglomera, Şist, Melanj	$360 < V_s \leq 760$
D	Alüvyon, Evaporit, Jips, Talus	$180 \leq V_s \leq 360$

Bu deprem senaryosu sonucunda oluşabilecek deprem şiddeti değerleri, Arıoğlu vd. (2001) tarafından 17 Ağustos 1999 depremi sonuçları kullanılarak geliştirilmiş şiddet ile en büyük yatay yer ivmesi arasındaki aşağıdaki bağıntı ile tahmin edilmiştir:

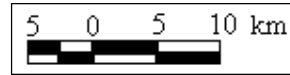
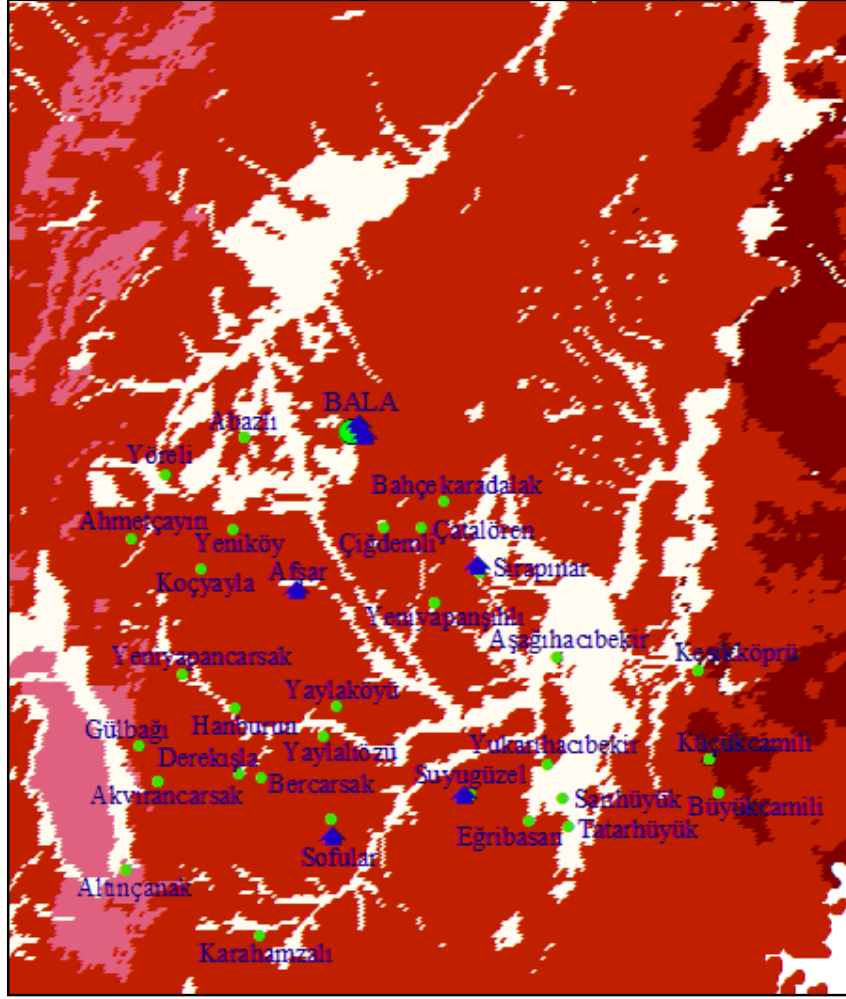
$$I = 1.748 \ln (a_y) - 1.078 \quad [6.3]$$

Burada; I değiştirilmiş Mercalli ölçeğine (MMI) göre şiddet; a_y ise cm/sn^2 cinsinden en büyük yatay yer ivmesidir.

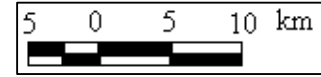
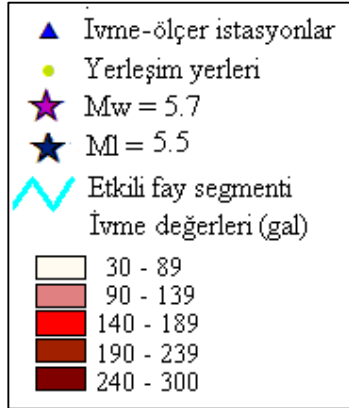
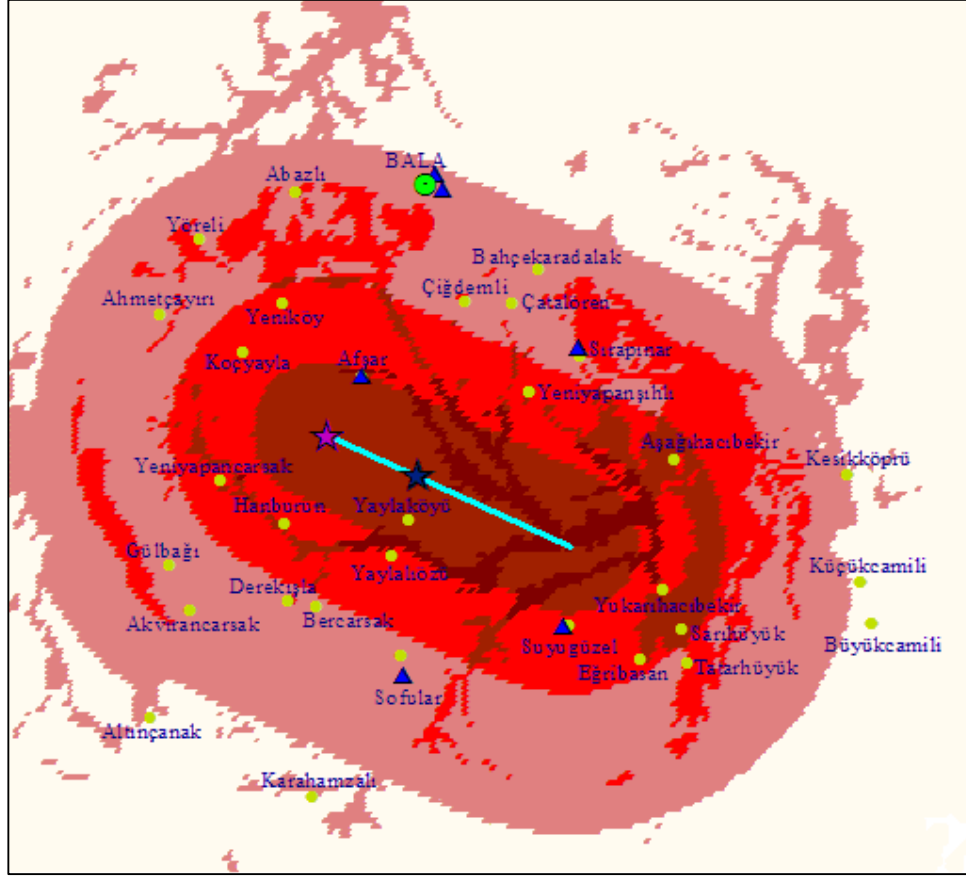
Bu çalışmada öncelikle çalışılan bölge 500 metre aralıklarla gridlere ayrılmış, her bir gridin orta noktası bulunarak, bu noktaların faya en yakın mesafesi hesaplanmıştır (Şekil 5.1). Çalışma alanı için MTA'nın sayısal jeoloji haritası kullanılarak, her bir noktaya yukarıda sözü edilen hız değerleri atanarak, bölgenin tahmini hız haritası çıkarılmıştır (Şekil 5.2). Daha sonra, Türkiye için geliştirilmiş olan Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak her bir nokta için tahmini ivme değerleri hesaplanmıştır (Şekil 5.3). Tahmin edilen ivme değerlerinden Arıoğlu vd. (2001) tarafından geliştirilen eşitlik kullanılarak bölge için tahmini şiddet değerleri hesaplanmıştır (Şekil 5.4).



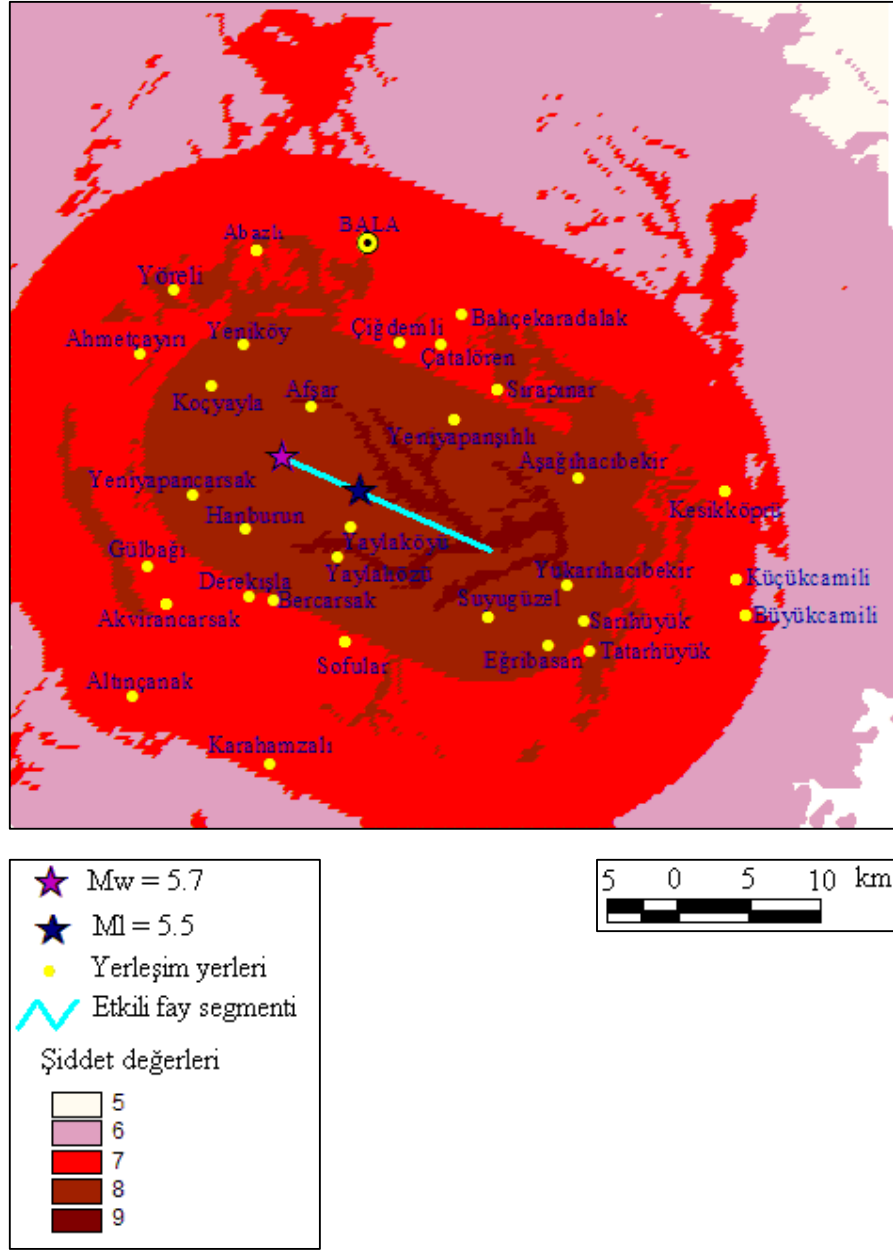
Şekil 5.1 Bala yerleşim yerlerinin senaryo faya olan mesafe haritası



Şekil 5.2 Bala bölgesinin MTA'nın sayısal jeoloji haritası kullanılarak oluşturulan kayma dalgası hızı dağılım haritası



Şekil 5.3 Bala bölgesi için tahmini eş-ivme haritası



Şekil 5.4 Bala bölgesi için tahmini eş-şiddet haritası

6. BULGULAR

6.1 Mikrotremor ve Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarından Elde Edilen Bulgular

Farklı zemin özelliklerine sahip 6 istasyonda yapılan mikrotremor ölçüleri ve alınan deprem kayıtları değerlendirilmiş ve karşılaştırmaları yapılmıştır. Mikrotremor ve deprem kayıtlarından elde edilen baskın frekans ve büyütme değerleri Çizelge 6.1 de verilmiştir. Buna göre;

Afşar istasyonu için, deprem kayıtları ile elde edilen baskın frekans 0.93 Hz (1.07 s) ve bu frekansta görülen maksimum büyütme değeri 6.06 iken, gürültü kayıtlarında bu değer baskın frekans için 0.98 Hz (1.02 s) ve maksimum büyütme değeri için 2.74 olduğu görülür. Mikrotremor ölçümlerinden elde edilen baskın frekansın deprem dalgalarıyla elde edilen ile uyum içinde oldukları ancak büyütme değerinin, depremlerden elde edilen büyütme göre 2.5 katı kadar küçük kaldığı görülmektedir (Şekil 6.1a).

Bala-Kaymakamlık istasyonu için çok belirgin bir hâkim frekans görülmemekle birlikte büyütme değeri 8 Hz'den sonra artış göstermiş ve maksimum 3.66 büyütme değerine ulaşmıştır. Mikrotremor kayıtlarında ise belirgin bir baskın frekans ortaya çıkmamış ve büyütme görülmemiştir. (Şekil 6.1b)

Sofular istasyonunun deprem kayıtları ile yapılan baskın frekans ve büyütme değerleri dikkate alındığında 2 farklı baskın frekans ve büyütme değeri görülür. Bunlardan birinci baskın frekans, 1.702 Hz (0.58 s) ve maksimum büyütme değeri 4.137 iken, ikinci baskın frekans 6.674 Hz (0.15 s) ve maksimum büyütme değeri 5.404'dür. Aynı istasyonun gürültü kayıtları için baskın frekans 1.981 Hz (0.50 s) ve maksimum büyütme değeri 4.891 olarak bulunmuştur. Mikrotremor ve deprem kayıtları ile elde edilen büyütme ve hâkim frekans değerleri ilk büyütme ve baskın frekans değeri için oldukça iyi bir uyum gösterirken deprem kayıtlarında gözükken ikinci baskın frekans, gürültü kayıtlarında da görülmekle birlikte, büyütme olarak yetersiz kalmıştır. (Şekil 6.1c)

Sırapınar istasyonu için elde edilen sonuçlar, depremler için baskın frekans 2.551 Hz (0.39 s) ve maksimum büyütme değeri 5.649, mikrotremor kayıtları için baskın frekans, 2.98 Hz (0.41 s) ve maksimum büyütme değeri 2.491'dir. Baskın frekans değeri deprem ve mikrotremor kayıtları için oldukça benzerlik gösterirken büyütme değerleri mikrotremor kayıtlarında deprem dalgalarından elde edilen değere göre küçük kalmıştır (Şekil 6.1d).

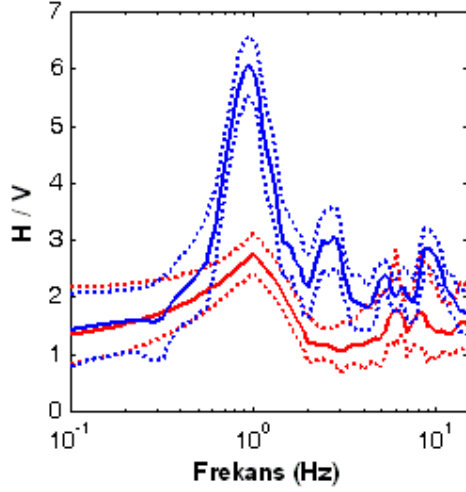
Bala-Yurt istasyonunda hem deprem kayıtları hem de gürültü kayıtları için belirgin bir baskın frekans değeri görülmemektedir. Büyütme değerinin 1.5-2 arasında kalmış olması zeminin büyütme özelliğinde olmadığını gösterir (Şekil 6.1e).

Suyugüzel istasyonunun depremlerden elde edilen sonuçlara göre, baskın frekans değeri, 4-5 Hz (0.2 s) arasında en büyük 3.65 değerine ulaşırken, gürültü kayıtları için 1 Hz ve 5.55 Hz olmak üzere iki farklı baskın frekans görülmektedir, büyütme değerleri ise 3 civarlarında kalmıştır. Deprem dış merkezinin Sofular ile yaklaşık aynı uzaklıkta bulunan Suyugüzel köyünde fazla hasara yol açmamış olmasının önemli bir sebebi olarak bu istasyon yerinin büyütme ve hâkim frekans değeri göz önüne alındığında Sofular istasyonundan daha sıkı zeminli olması gösterilebilir (Şekil 6.1f)

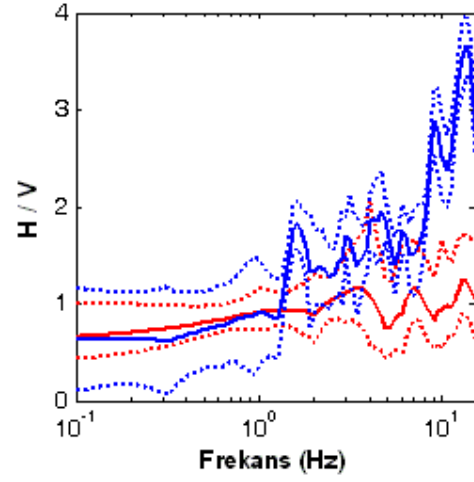
Aynı yöntem kullanılarak yapılan büyütme ve hâkim frekans belirleme çalışmasında, mikrotremor kayıtları ile elde edilen hâkim frekans değerleri, kuvvetli yer hareketi kayıtları ile elde edilen değerlerle oldukça uyumlu iken, yumuşak zeminlerde mikrotremor kayıtları ile elde edilen büyütme değeri, kuvvetli yer hareketi kayıtlarından elde edilen büyütme değerine göre oldukça küçük kalmış ancak sıkı zeminlerde büyütme değerinin çok büyük farklılıklar göstermediği görülmüştür.

Çizelge 6.1 Mikrotremor ve deprem kayıtlarından elde edilen baskın frekans ve büyütme değerleri

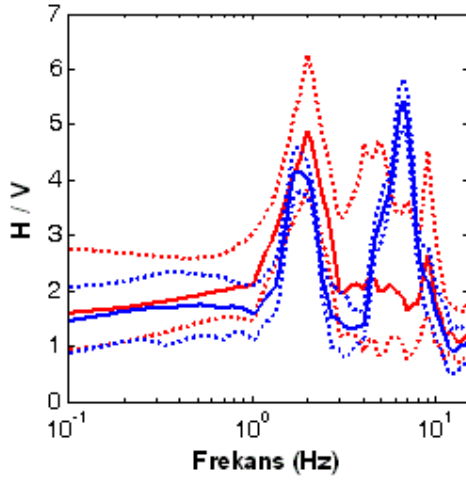
İstasyon	Deprem için H/V		Mikrotremor için H/V	
	Hâkim Frekans(Hz)	Max. Büyütme	Hâkim Frekans(Hz)	Max. Büyütme
Sofular	1.702	4.137	1.981	4.891
Suyugüzel	4.452	3.656	5.547	3.467
Kaymakamlık	9.042	2.886	Yok	Yok
Yurt	Yok	Yok	Yok	Yok
Sırapınar	2.551	5.649	2.97	2.491
Afşar	0.9272	6.061	0.9763	2.737



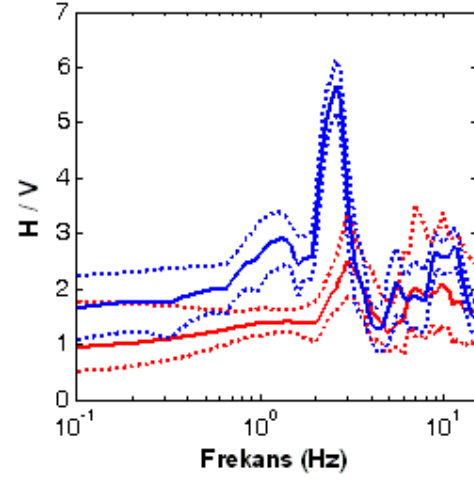
(a) Afşar istasyonu



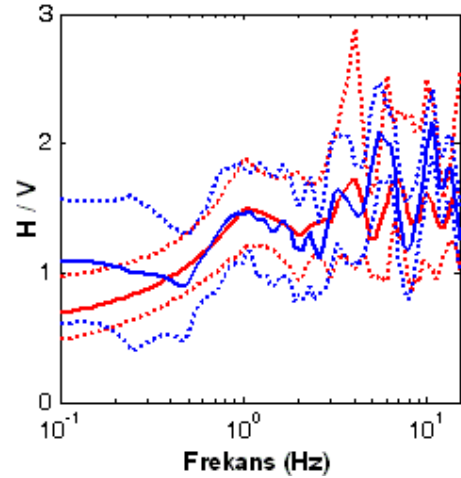
(b) Bala-Kaymakamlık istasyonu



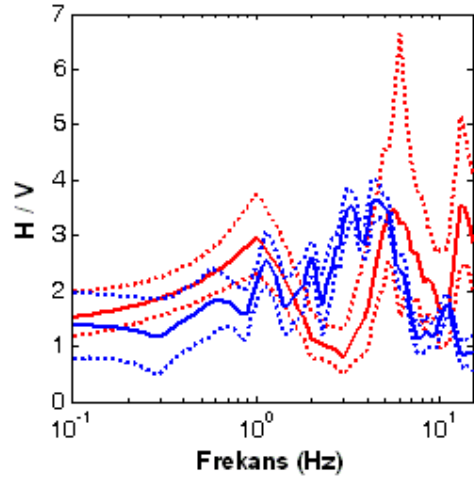
(c) Sofular istasyonu



(d) Sırapınar istasyonu



(e) Yurt istasyonu



(f) Suyugüzel istasyonu

Şekil 6.1 Mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi kayıtlarından elde edilen ortalama büyütme-hâkim frekans grafikleri (mavi düz çizgiler depremi, mavi kesikli çizgiler depreme ait standart sapmayı, kırmızı düz çizgiler mikrotremoru, kırmızı kesikli çizgiler mikrotremora ait standart sapmaları göstermektedir)

6.2 Re-Mi Sonuçlarından Elde Edilen Bulgular

Kuvvetli Yer Hareketi istasyonları ve mikrotremor istasyonları ile aynı yerde yapılan Re-Mi ölçümleri sonucunda, Avşar istasyona ait ortalama kayma dalgası hızı, 337.41 m/s olarak hesaplanmıştır. NEHRP zemin sınıflamasına göre bu hıza sahip zeminler (D) sınıfı zemin gurubu olarak değerlendirilmektedir. MTA'nın jeoloji haritasına göre yapılan hız dağılım haritası ile Re-Mi sonucundan elde edilen hız karşılaştırıldığında Afşar istasyonu için uyum gösterdiği görülmüştür. Bu istasyon için hesaplanan hâkim frekans ve büyütme değeri ile elde edilen hız değeri ve yüzey jeolojisinin uyum gösterdiği söylenebilir.

Bala-Yurt istasyonu için ortalama kayma dalgası hızı, 837.75 m/s olarak hesaplanmıştır, bu değer NEHRP zemin sınıflamasına göre, (B) sınıfı zemin gurubu olarak tanımlanmıştır. Bu istasyonda belirgin bir hâkim frekansın görülmemesi ve büyütme değerinin 1 civarlarında kalması, zeminin hız değeri ile önemli ölçüde örtüşmektedir. DSTA için atanan hız değerleri ile ölçümlerden elde edilen hız değerinin bu istasyon için uyum gösterdiği ve her ikisinde de B sınıfı zemin grubuna dâhil olduğu görülmektedir.

Bala-Kaymakamlık istasyonundan elde edilen ortalama kayma dalgası hızı, 745.16 m/s dir. Bu istasyonun bulunduğu zemin NEHRP zemin sınıflamasına göre, (C) sınıfı zemin gurubu olarak değerlendirilmektedir. Bu istasyondan elde edilen hâkim frekans ve büyütme değeri ile karşılaştırıldığında, istasyonun hız değeri ile uyumluluk gösterdiği söylenebilir. Ölçülen hız değerine göre (C) sınıfı zemin olarak değerlendirilmesine rağmen, DSTA için atanan hız değerlerinde (B) sınıfı zemin olarak gözükmektedir. Bu uyumsuzluğun, bu istasyon için elde edilmiş hız değerinin (C) sınıfı zeminler için üst seviyelerde olmasından kaynaklandığı tahmin edilmektedir.

Suyugüzel istasyonu için hesaplanan ortalama kayma dalgası hızı, 624.93 m/s ve bu istasyon NEHRP zemin sınıflamasına göre, (C) sınıfı zemin gurubu olarak tanımlanmıştır. DSTA için atanan hız değerleri ile karşılaştırıldığında uyum göstermemektedir.

Sırapınar istasyonuna ait ortalama kayma dalgası hızı, 398.31 m/s olarak hesaplanmıştır. NEHRP zemin sınıflamasına göre, (C) sınıfı zemin gurubu olarak tanımlanmıştır. Ancak elde edilen hız değerinin diğer istasyonlara göre düşük olması ve bu istasyon için hâkim frekans değerinin 2.55 Hz (0.39 s), maksimum büyütme değerinin ise diğer istasyonlara göre daha büyük olması nedeniyle bu istasyonun diğer

istasyonların zeminlerine göre daha zayıf olduğu söylenebilir. MTA'nın jeoloji haritasına göre atanan hız değerlerine göre (D) sınıfı zemin grubunda gözükmektedir. Bu uyumsuzluğun sebebinin ölçülen hız değerinin, (C) sınıfı zemin grubunun alt değerlerinde kalmış olmasından kaynaklandığı tahmin edilmektedir.

Sofular istasyonu için hesaplanan ortalama kayma dalgası hızı, 384.56 m/s'dir. NEHRP zemin sınıflamasına göre, (C) sınıfı zemin grubu olarak tanımlanmıştır. Hem deprem hem de mikrotremor kayıtlarında görülen 1-2 Hz arasındaki hâkim frekans değeri ve büyütme zeminin ortalama kayma dalgası hızı ile uyum göstermektedir. MTA'nın jeoloji haritasına göre atanan hız değerlerine göre (D) sınıfı zemin grubunda gözükmektedir. Bu uyumsuzluğun sebebinin ölçülen hız değerinin, (C) sınıfı zemin grubunun alt değerlerinde kalmış olmasından kaynaklandığı tahmin edilmektedir.

6.3 Senaryo Deprem Çalışmasından Elde Edilen Bulgular

Elde edilen eş-ivme haritasından görüldüğü üzere, senaryoda kullanılmış olan fay segmenti ve bu büyüklükte bir depremin Bala'nın yerleşim yerlerinde meydana getirebileceği tahmini en büyük ivme değerleri, 300 gal, en küçük ivme değeri ise 30 gal olarak hesaplanmıştır. Depremde en fazla hasarın görüldüğü Afşar beldesinde 262 gal, Suyugüzel istasyonunda 179 gal, Sırapınar istasyonunda 168 gal, Sofular istasyonunda 130 gal, Bala Yurt ve Kaymakamlık istasyonlarında ise 95 gal olarak hesaplanmıştır.

Senaryo depremden elde edilen şiddet değerlerine göre, Afşar 9, Suyugüzel ve Sırapınar 8, Sofular ve Bala merkez 7 şiddetinde etkilenmiştir.

20 Aralık 2007 Bala (Ankara) depreminden sonra Bayındırlık ve İskân Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Hasar Tespit Dairesi (mülga) çalışanlarından oluşan ekipler tarafından bölgede hasar tespit çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmada zemin özelliklerini ortaya çıkarmaya çalıştığımız 6 istasyon için hasar durumu ve DSTA ile yapılan deprem senaryosu çalışmasından elde edilen ivme değerleri Çizelge 6.2 de verilmiştir.

Yerel zemin koşullarının etkisi ve ölçülen ivme değerinin büyüklüğü, meydana gelen hasarı belirlemede bir ölçüde belirleyici olabilir. Depremle meydana gelen hasarın sebeplerini ortaya çıkarabilmek için elbette bu yeterli değildir. Kaynak ve yönlendirme etkisi, bina periyodunun zemin periyodu ile uyumu, binaların mühendislik hizmeti alıp almadığı gibi bilgiler, hasarın nedenlerini tam olarak açıklayabilmek için önemli

verilerdir. Bu çalışma ile meydana gelen hasarın yalnızca yerel zemin koşulları açısından değerlendirilmesi yapılabilir, farklı zemin özelliklerine sahip 6 istasyonun kaydetmiş olduğu deprem kayıtlarından elde edilen hâkim frekans ve büyütme değerleri ile bu istasyonlara ait hız bilgileri değerlendirildiğinde, meydana gelen hasar ile bir uyum gösterdiği ve yerel zemin koşullarının bu hasar üzerinde önemli etkisinin olduğu söylenebilir.

Çizelge 6.2 Bala ilçesine bağlı köylerde meydana gelen hasar durumu ve ivme değerleri

Yerleşim Yeri	Yıkık-Ağır Hasar	İvme değeri (gal)	Maksimum büyütme
Avşar beldesi	222	262	6.1
Sofular köyü	124	130	4.1
Sırapınar köyü	54	168	5.6
Suyugüzel	27	179	3.7
Bala merkez mahalleler	19	95	2.9

7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, Bala(Ankara)'da 20 Aralık 2007 yılında, $M_w=5.7$ büyüklüğünde meydana gelen deprem sonrasında bölgede farklı zemin özelliklerindeki yerleşim yerlerine kurulmuş olan kuvvetli yer hareketi kayıtları kullanılarak, bu yerleşim yerlerinin 1 boyutlu büyütme ve zemine ait hâkim frekans değerleri bulunmuştur. Gerçek deprem kayıtlarının olmadığı durumlarda alternatif bir yöntem olan mikrotremor yöntemi ile aynı yerleşim yerlerinde, zeminin büyütme ve hâkim frekans değerleri bulunmuş ve elde edilen sonuçların karşılaştırılması yapılmıştır. Re-Mi yöntemi ile bu istasyonlara ait hız-derinlik değerleri elde edilmiş ve elde edilen hız değerleri ile büyütme ve hâkim frekans değerlerinin uyumluluğu araştırılmıştır. Buna göre şu sonuçlara ulaşılmıştır.

Bala ilçesine bağlı bulunan ve en çok hasar gören yerleşim yerlerinden Afşar istasyonunda hem mikrotremor hem de deprem kayıtları ile elde edilen sonuçlara göre hâkim frekansın 0.9 Hz (1.11 s) civarlarında kalması büyütme değerinin deprem kayıtları için 6 civarlarında olması zeminin, büyütme özelliğinde olduğunu ve 10-11 katlı binalarda yapı ve zemin periyotlarının çakışmasından dolayı hasar görebileceği söylenebilir.

Sofular istasyonu için 2 baskın frekans görülmüştür, ilk baskın frekans, 1.702 Hz (0.58 s) , ikincisi ise 6.674 Hz (0.15 s)'dir. Büyütme değerinin 6 civarlarında olduğu dikkate alınırsa ilk frekansa göre 5-6 katlı binaların, ikinci frekansa göre ise 1-2 katlı binaların hasara uğrama ihtimalinin yüksek olduğu söylenebilir.

Bala-Kaymakamlık istasyonu için deprem kayıtlarından elde edilen hâkim frekansın 9.042 Hz (0.11 s) olması ve büyütme değerinin 2 civarlarında kalması bu istasyonun zemininin büyütme özelliğinde olmadığını göstermiştir.

Sırapınar istasyonu için elde edilen sonuçlara bakıldığında, baskın frekansın hem mikrotremor hem de deprem kayıtlarından elde edilen sonuçlara göre, 2.5 Hz-2.9 Hz (0.4 s - 0.34 s) arasında, büyütme değerinin deprem kayıtları için, 5 civarlarında olması bu istasyonun da büyütme özelliğinde olduğunu göstermiştir. Bu bölgede 3-4 katlı yapılarda hasar oluşma ihtimali yüksektir.

Suyugüzel istasyonu için elde edilen büyütme değerleri ve hız bilgilerine göre istasyonun sağlam zeminler arasında yer aldığı söylenebilir.

Bala-Yurt istasyonu için hem deprem kayıtları için hem de gürültü kayıtları için belirgin bir baskın frekans değeri görülmemiştir.

Mikrotremor yöntemi ve Kuvvetli yer hareketi verilerinden elde edilen sonuçlar karşılaştırıldığında, hâkim frekanslar küçük farklılıklarla da olsa uyum göstermiştir. Mikrotremor kayıtlarından elde edilen büyütmelelerin, deprem kayıtlarına göre Afşar ve Sırapınar istasyonları gibi yumuşak zeminlerde genel olarak daha küçük kaldığı ancak Suyugüzel, Bala-Yurt ve Bala-Kaymakamlık gibi sağlam zemin olarak tanımladığımız zeminlerde çok büyük farklılıkların olmadığı görülmüştür. Elde edilen sonuçlar ile hasar tespit sonuçları karşılaştırıldığında belirgin bir uyum görülmektedir.

Ülkemiz için geliştirilmiş olan “Deprem Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik”, zemin sınıflarına göre karakteristik periyotlar önermiş ve yapı periyoduna bağlı olarak tasarım ivme spektrumları belirlenmiştir. Ancak yönetmeliğimizde büyütme değerinin 2.5’in üzerine çıkmamış olması ve zemin hâkim periyodunun 0.9 s’nin altında kalması elde ettiğimiz sonuçlar dikkate alındığında büyük eksiklik olarak görülmektedir.

Bölgede meydana gelen son depremler, bu bölgede detay çalışmalarının yapılmasına olanak vermiş ve bu çalışmalar sonucunda bölgenin görünenden daha fazla sayıda deprem üretebilecek kaynakların olduğunu göstermiştir. Bölgenin yerleşiminin daha çok alüvyon zeminlerde yoğunlaştığı düşünülürse, bu binaların deprem yönetmeliklerine uygun olmayan standartlarda inşa edilmiş olmasının ciddi hasarlara yol açabileceği bir kez daha bu depremle kanıtlanmıştır.

KAYNAKLAR

- Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves with Special Reference to Microtremors, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 35, 415-456.
- Ambraseys, N.N. (1988). Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 17, 1-105.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F. (1987b). Seismicity of Turkey and Neighbouring Regions, 1899-1915, Annales Geophysicales, B, 701-726.
- Arioğlu E., Arıoğlu B. M., ve Girgin C. (2001). Doğu Marmara Depreminin Yer İvme Değerleri Açısından Değerlendirilmesi, Beton Prefabrikasyon, 57-58, 5-15.
- Baran, B (1996). Ankara Batısının Sismotektonik İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı, Ankara, 52.
- Bayındırlık ve İskân Bakanlığı (1996). Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası.
- Bard, P. Y. (1998). Microtremor Measurements: A Tool For Site Effect Estimation?, Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, December 1-3.
- Bonilla, L.F., Steidl, J.H., Lindley, G.T., Tumarkin, A.G and Archuleta, R.J. (1997). Site Amplification in the San Fernando Valley California: Variability of Site-Effect Estimation Using the S-Wave Coda and H/V Methods, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87(3), 710-730.
- Borcherdt, R.D. (1970). Effects of Local Geology on Ground Motion Near San Francisco Bay, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 60, 29-61.
- Büyüksaraç, A., Yılmaz, H., Bektaş, Ö., Arısoy, M.Ö. (2007). Sivas İli Deprem Duyarlılığı ve Mikrobölgelendirilmesi, DPT Projesi (Proje no- 2005.K.120220).
- Chin, B.H. and Aki, K. (1991). Simultaneous Study of the Source, Path and Site Effects on Strong Ground Motion during the 1989 Loma Prieta Earthquake: A Preliminary Result on Pervasive Nonlinear Site Effect, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 81, 1859-1884.
- Erdik, M. (1987). Site Response Analysis, in Strong Ground Motion Seismology, Erdik, M.O. and Tokgöz, M.N. (Ed.), D. Rediel Publishing Company, Dordrecht, 479-534.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z. (1967). Türkiye ve Civarının Deprem Katalogu. (M.S. 11-1964). İstanbul Teknik Üniversitesi. Maden Fakültesi. Arz Fiziği Enstitüsü. Yayınları, No:24, İstanbul.
- Ergünay, O. (1978), Sismik Tehlike Açısından Ankara'ya Genel Bir Bakış, Yerbilimleri Açısından Ankara'nın sorunları Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu, 88-94.
- Esat, K., Çıvgın, B., Kaypak, B., Işık, V. ve Seyitoğlu, G. (2009). Jeolojik ve Sismolojik Veriler Işığında Bala (Ankara) Depremlerine Neden Olan Fayların Nitelikleri ve Bunların Genel Neotektonik Çerçevedeki Anlamı, 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, MTA, 13-17 Nisan, Ankara, 810-811.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Uz, Z., Utku, Z. ve Değirmenci, E. (1991). Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi(1900-1988), İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Eyidoğan, H. (2002). Mühendislik Sismolojisi, İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Ders notları (Yayımlanmamış) İstanbul.
- Gaull, B.A., Kagami, H., Eeri, M., and Taniguchi, H. (1995). The Microzonation of Perth Western Australia Using Microtremor Spectral Ratios, Earthquake Spectra, Vol.11(2), 173-191.

- Gürbüz, C., Türkelli, N., Alptekin, Ö., Barbarosoğlu, G., Aksarı, D., Ergün, T.A., Komut, T., Kalafat, D., Can, B., Denli, A., Teoman, U., Kara, T., Yelkenci, S., Polat, G., Er, A., Coşkun, Z., Kahraman, M. ve Güner, G. (2008). İstanbul'un Anadolu Yakası için Zemin Sınıflamasına Yönelik Mikrotremor Çalışmaları Nihai Rapor, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı, İstanbul, 54.
- Hudson, D.E. (1984). Strong Motion Accelerograph Systems-Problems and Prospects, Proceedings, 8th World Conference on Earthquake Engineering, Vol.2, 39-45.
- Idriss, I.M. and Seed, H.B. (1968). An Analysis of Ground Motions during the 1957 San Francisco Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 58, n.6, 2013-2032.
- Ishiyama, Y. (1982). Microtremors and Related Topics, Proceedings of the International Seminar on Seismology and Earthquake Engineering, Indonesia, Paper No:7.
- Jibson, R. (1987). Summary of Research on the Effects of Topografik Amplification of Earthquake Shaking on Slope Stability, Open- File Report, 87-268, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California.
- Kagami, H., Okada, S., Shiono, K., Oner, M., Dravinski, M. and Mal, A.K. (1986). Observation of 1 to 5 Second Microtremors and their Application to Earthquake Engineering. Part III: A Two Dimensional Study of Site Effects in San_Fernando Valley, Bulletin Seismological Society of America, Vol.76, 1801-1812.
- Kalafat, D. (1996). 1964-1994 Yılları Arasında Türkiye ve Yakın Çevresinde Etkili Olmuş Depremlerin Makrosismik Gözlemleri, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı 73, 60-107.
- Kalafat, D., Öz, G., Kara, M., Ögütçü, Z., Kılıç, K. Pınar, A. ve Yılmaz, M. (2000). 1981-1997 Türkiye ve Dolayları Deprem Katoloğu ($M > 4.0$), Boğaziçi Üniversitesi Yayınları, İstanbul.
- Kalafat, D., Öz, G., Kara, M., Kekovalı, K., Püskülcü, S. ve Güneş, Y. (2003). Türkiye ve Dolayları Deprem Katalogu (1998-2002; $M \geq 4.0$) An Earthquake Catalogue for Turkey and Surrounding Area, Boğaziçi Üniversitesi Yayınları, No: 802, 135.
- Kalkan, E. and Gülkan, P. (2004). Site-Dependent Spectra Derived from Ground Motion Records in Turkey, Earthquake Spectra, Vol. 20(4), 1111-1138.
- Kanai, K. (1983). Engineering Seismology, University of Tokyo Press., 128-140.
- Kanai, K. and Tanaka, T. (1954). Measurement of the Microtremor, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., Vol.32, 192-209.
- Kanai, K. and Tanaka, T. (1961). On Microtremors, VII, Bull. Earthquake Res. Inst., Vol. 39, 97-114.
- Katz, L. J. (1976). Microtremor Analysis of Local Geological Conditions, Bull. Seism. Soc. Am., 66(1), 45-61.
- Kobayashi, H. K., Seo, K. and Midorikawa, S. (1986). Estimated Strong Ground Motions in the Mexico City due to the Michoacan, Mexico Earthquake of September 19, 1985 Based on Characteristics of Microtremor. Part II, Report on Seismic Microzoning Studies of the Mexico Earthquake of the September 19, 1985, The Graduate School of Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology, Yokohoma, Japan.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Aksoy, E. ve Beyhan, A. (1994). İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın Ankara-Çankırı Kesimindeki Çarpışma Sonrası Sıkışma Tektoniği: Pigi-Beg Havzalar, Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi.
- Koçyiğit, A. ve Deveci, Ş. (2005). 31 Temmuz 2005, $M_w = 5.2$ Afşar (Bala-Ankara) Depremi ve Kaynağı, Aktif Tektonik Araştırma Grubu 9. Toplantısı Bildiri Özleri, Cumhuriyet Üniversitesi, 22-24 Eylül, Sivas, 3-4.

- Koçyiğit, A. (2008) Ankara Bölgesi'nin Depremselliği Çerçevesinde 31 Temmuz 2005, 20 Aralık 2007 ve 27 Aralık 2007 Afşar(Bala-Ankara) Depremleri Ne Anlama Gelir, 61. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, MTA Kültür Merkezi, 24-28 Mart, Ankara, 73-75.
- Kramer, S. L. (1996). Geoteknik Deprem Mühendisliği, Gazi Kitabevi (Çeviri: Kayabalı, K.), Ankara, 708s.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C. and Savvaidis, A. (1996). Site Effects and Microzonation in the City of Thessaloniki (Greece) Comparison of Different Approaches, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86(6), 1692-1703.
- Lermo, J. and Garcia, F.J. (1993), Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios With Only One Stations, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83(5), 1574-1594.
- Liu, H.L. and Heaton, T.H. (1984). Array Analysis of the Ground Velocities and Accelerations from the 1971 San Fernando, California, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 74, 1951-1968.
- Louie, N.J. (2001). Faster, Beter: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth from Refraction Microtremor Arrays, Bulletin of the Seismological Society of America, 91(2), 347-364.
- Mucciarelli, M. (1998). Reliability and Applicability of Nakamura's Technique Using Microtremors: An Experimental Approach, Journal of Earthquake Engineering, Vol. 2(4), 625-638.
- Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface, Quarterly Reports of the Railway Technical Research Institute, Tokyo, 30, 25-33.
- Newmark, N.M. and Hall, W.J. (1982). Earthquake Spectra and Design, EERI Monograph, Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, California, 103p.
- Ojeda, A. and Escallon, J. (2000). Comparison Between Different Techniques for Evaluation of Predominant Periods Using Strong Ground Motion Records and Microtremors in Pereira Colombia, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 20, 137-143.
- Över, S., Büyüksaraç, A., Bektaş, Ö., Filazi, A., (2010). Assessment of potential seismic hazard and site effect in Antakya (Hatay Province), SE Turkey, Environmental Earth Sciences, DOI 10.1007/s12665-010-0525-3.
- Özel, O. and Sasatani, T. (2004). A Site Effect of the Adapazari Basin Turkey From Strong- and Weak-Motion Data, Journal of Seismology, 8, 559-572.
- Özmen, B. (2000). Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğunun Bölgesel Düzenlemesi, TDV/KT 014-59, Türkiye Deprem Vakfı, Aralık, İstanbul.
- Pajeras, E. ve Pamir, H.P. (1939). 19.04.1938 Orta Anadolu Yerdepremi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecm., B., IV, 3/4.
- Pınar, N. ve Lahn, E. (1952). Türkiye Depremleri İzahlı Katalogu, İmar ve İskân Bakanlığı, İmar Reisliği yayını, No.36, seri.6.
- Philips, S.W., Kinoshita, S., and Fujiwara, H. (1993). Basin-Induced Love Waves Observed Using the Strong Motion Array at Fuchu, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83, 64-84.
- Romo, M.P. and Seed, H.B. (1986). Analytical Modelling of Dynamic Soil Response in the Mexico Earthquake of September 19, 1985, Proceedings, ASCE International Conference on the Mexico Earthquakes, Mexico City, 148-162.

- Semblat, J.F., Duval, A.M. and Dangla, P. (2000). Numerical Analysis of Seismic Wave Amplification in Nice (France) and Comparisons With Experiments, Soil Dynamics and Earthquake Engineering , Vol. 19, 347-362.
- Sariaslan, M.M., Yurdakul, M.E., Osmacelebioğlu, R., Basa, F., Erkal, T., Keer, M., Őentürk, K., Mutlu, G. ve Aktimur, H.T. (1998). Ankara İlinin evre Jeolojisi ve Doğal Kaynakları Raporu, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Seed, H.B., Ugas, C. and Lymer, J. (1976). Site Depend Spectra for Earthquake Resistant Design, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, 221-243.
- Seo K., Samano, T., Yamanaka, H., Hao, X. ve Takeuchi, M. (1990), Comparison of Ground Vibration Characteristics Among Several District Mainly with Microtremors Measurement, Proceedings. 8th Japon Earthquake Engineering Symposium, 685-690.
- Shima, E. (1978). Seismic Microzoning Map of Tokyo, Proc. Second Inter. Conf. On Microzonation, Vol.1, 519-530.
- Sucuoğlu, H. (1996). Yapılarda Deprem Kuvvetlerinin Oluşması, Deprem ve Sonrası, Türkiye Mütcahitler Birliği.
- Stone, W.C., Yokel, F.Y., Celebi, M., Hanks, T. and Leyendecker, E.V. (1987). Engineering Aspect of the September 19, 1985 Mexico Earthquake, NBS Building Science Series 165, National Bureau of Standards, Washington, D.C., 207.
- Şafak, E. (2001). Local Site Effects and Dynamic Soil Behavior, Soil Dyn. and Earth.Eng., Vol. 21, 453-458.
- Taga, N. ve Kagami, H. (1993), Earthquake Motions and Ground Conditions, In Commemoration Of The 20th Anniversary of the Research Subcommittee On Earthquake Ground Motion, The Architectural Institute of Japan. 315-325.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C., Ergintay, S., İnan, S., İravul, Y., Saatılar, R., Tüzcl, B., Tarancıoğlu, A., Karakısa, S., Kartal, R.F., Zünbül, S., Yanık, K., Kaplan, M., Őarođlu, F., Koyiğit, A., Altunel, E. and Özel, N.M. (2010). Bala (Ankara) Earthquakes: Implications for Shallow Crustal Deformation in Central Anatolian Section of the Anatolian Platelet (Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, Accepted Manuscript Doi:10.3906/yer-0907-1.
- Thorson, J. R. and Claerbout, J. F. (1985). Velocity Stack and Slant Stack Stochastic Inversion: Geophysics, Vol. 50, 2727-2741.
- Yakut, A., Gülkan, P., Bakır, B.S. and Yılmaz, M.T. (2005). Re-Examination of Damage Distribution in Adapazarı: Structural Considerations, Engineering Structures Vol. 27, 990-1001.
- Yalıncaya, E. (2002). Zemin Özelliklerinin Deprem Yer Hareketine Etkisi: 1 Ekim Dinar ve 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depremi Örnekleri, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 113s.
- Yalıncaya, E. (2003). 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi (Mw=6.4) Kuvvetli Hareket Kayıtlarının İncelenmesi, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, Sayı: 28, Yerbilimleri, Ankara, 99-108.
- Yalıncaya, E. (2005). BYTNet (Bursa-Yalova-Türkiye İvme Öler Ağı) İstasyonlarında Yerel Zemin Etkilerinin İncelenmesi, Fen ve Mühendislik Dergisi, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, İzmir, Cilt 7, Sayı:2, 75-86.
- Wenk, T., Lacave, C. and Peter, K. (1998). The Adana-Ceyhan Earthquake of June 27, 1998, Reconnaissance Report of the Swiss Society for Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Zurich, Switzerland.
- Wilson, C.V.D. (1953). The Origin and Nature of Microseism in the Frequency Range 4 to 100 cpc, Proc. Roy. Soc. A., 176-183.

ÖZGEÇMİŞ

<u>Kişisel bilgiler</u>	
Adı Soyadı	Tülay Uran
Doğum Yeri ve Tarihi	Ankara, 10/02/1973
Medeni Hali	Evli
Yabancı Dil	İngilizce
İletişim Adresi	Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 58140-Sivas
E-posta Adresi	ugras@depem.gov.tr

<u>Eğitim ve Akademik Durumu</u>	
Lise	Ankara Gazi Lisesi, 1990
Lisans	Ankara Üniversitesi, 1997

<u>İş Tecrübesi</u>	
B.İ.B.	Jeofizik Mühendisi, 1998-2009
Başbakanlık	Jeofizik Mühendisi, 2009-Devam ediyor

<u>Ödüller, Teşvikler ve Üyelikler</u>	
TMMOB/JFMO	Asil Üye, 2002- Devam ediyor