



MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ANTAKYA BÖLGESİNİN SİSMİK YER HAREKETİNİN HASAR
POTANSİYELİ

TUBA NEDİME OVALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

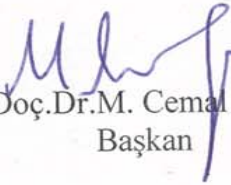
Antakya/HATAY
Aralık - 2010

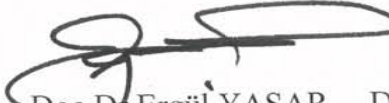
MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ


ANTAKYA BÖLGESİNİN SİSMİK YER HAREKETİNİN
HASAR POTANSİYELİ

TUBA NEDİME OVALI
YÜKSEK LİSANS TEZİ
İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Yrd. Doç. Dr. M. Cemal GENEŞ danışmanlığında hazırlanan bu tez 13/12/2010 tarihinde aşağıdaki jüri üyeleri tarafından oybirliğiyle kabul edilmiştir.


Yrd. Doç. Dr. M. Cemal GENEŞ
Başkan


Doç. Dr. Ergül YAŞAR
Üye


Doç. Dr. Nurdane İLBEYLİ
Üye

Bu tez Enstitümüz İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.

Kod No:

Prof. Dr. Necat AĞCA
Enstitü Müdürü

Bu çalışma Mustafa Kemal Üniversitesi Bilimsel Araştırma Komisyonu tarafından desteklenmiştir.

Proje No : 02Y0104

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	I
ABSTRACT	II
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	III
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	IV
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	V
1. GİRİŞ.....	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	4
3.MATERYAL VE YÖNTEM.....	12
3.1 Materyal.....	12
3.2. Çalışma Bölgesi Hakkında Bilgiler.....	15
3.2.1. Antakya'nın Jeolojik Konumu.....	15
3.2.2. Antakya'nın Tektonik Konumu.....	17
3.2.3. Antakya'nın Depremselliği.....	18
3.3. Yöntem.....	22
3.3.1. Mikrobölgeleme.....	22
3.3.2. Mikrotremor (Titreşimcik).....	24
3.3.3. Mikrotremor Dalgaları.....	25
3.3.4. Sismik Dalgalar.....	25
3.3.5. Dalga Yayılım Geometrisi.....	35
3.3.6. Sismik Dalga Özellikleri.....	38
3.3.7. Mikrotremorların Periyot Dağılımları.....	39
3.3.8. Mikrotremorların Genliklerinin Zamana Göre Dağılımları.....	39
3.3.9. Yeraltında Alınan Mikrotremor Kayıtları.....	40
3.3.10. Mikrotremor Verilerinin Zemin Koşullarının Belirlenmesinde Kullanımı.....	40
3.3.11. Mikrobölgeleme Çalışmalarında Kullanılan Diğer Veriler.....	43
3.3.11.1. Yer altı Suyu.....	44
3.3.11.2. Jeolojik Birimlerde Farklı Zonlanmalar.....	44
3.3.11.3. Topografya.....	45
3.3.11.4. Heyelan Durumu.....	45

3.3.11.5. Faylar.....	46
3.3.11.6. Sıvılaşma.....	46
3.3.11.7. Sismik Özellikler.....	46
3.3.12. Deprem İvmesi.....	49
3.3.12.1. Deprem Sırasında Yer İvmesinin Önemi.....	50
3.3.13. Yerin Deprem Sırasında Sarsıntıyı Büyütmesi.....	52
3.3.14. Mikrotremor Verilerinin Analizinde Yaygın Olarak Kullanılan Yöntemler.....	56
3.3.14.1. Spektral Genlikler Yöntemi.....	59
3.3.14.2. Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi	59
3.3.14.3. Nakamura H/V Spektral Oranlar Yöntemi.....	60
3.3.15. Mikrotremor Ölçümünde Kullanılan Cihazlar ve Genel Özellikleri.....	63
4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....	64
4.1. Çalışma Alanı.....	64
4.2. Mikrotremor Ölçüleri Kullanılarak Yerleşim Yerleri Mikrobölgelemesi	67
4.3. Ölçü Düzenegi ve Kayıt Alma.....	67
4.4. Çalışma Alanında Alınan Verilerin Analizi.....	70
4.4.1. Geopsy Programı.....	76
4.5. Çalışma Alanında Yer Büyütmesi Potansiyeli.....	80
5. SONUÇ VE ÖNERİLER.....	84
KAYNAKLAR.....	88
TEŞEKKÜR.....	92
ÖZGEÇMİŞ.....	93
EKLER.....	94
EK-1. Proje Alanında Yapılan Ölçülerin Koordinatları ve Açıklayıcı Bilgiler	95
EK-2. Sığ Zemin Araştırma Sondajları.....	110

ÖZET**ANTAKYA BÖLGESİNİN SİSMİK YER HAREKETİNİN HASAR
POTANSİYELİ**

Bu çalışmada, Doğu Anadolu Kırık Bölgesi'nin güney ucunda yer alan Antakya kent merkezi ile çevre mahallelerinin bölgesel zemin etkilerine bağlı sismik yer hareketlerinin hasar potansiyeli belirlenmiştir. Bölgede meydana gelen depremler özellikle alüvyon yapılı alanlarda yer büyütmesi etkisi göstermektedir. Bu durum potansiyel bir risk bölgesi meydana getirmektedir. Sismik mikro bölgeleme çalışması yerleşim yerlerinin zemin özelliklerine bağlı olarak, depremden etkilenme duyarlıklarının belirlenmesinde bir risk analizi yapılmasına temel oluşturmaktadır. Bu çalışma kapsamında mikrotremor ölçümlerinin değerlendirilmesi ile bir hakim titreşim periyod dağılım haritası oluşturulmuştur. Mikrotremor ölçümleri Antakya kent merkezi ve çevre mahallelerinde mümkün olan en uygun dağılım ile 49 noktada yapılmıştır. Hakim titreşim periyotları ve buna bağlı olarak hesaplanan yer büyütme Nakamura Yöntemi temel alınarak, mikrotremor değerlerinin yatay ve düşey spektral (H/V) oranlanmasından hesaplanmıştır. Bu çalışmanın sonucunda hakim titreşim periyodu değişimlerine dayalı bir mikro bölgeleme haritası oluşturulmuş ve yüksek deprem riski içeren bölgeler yorumlanmıştır.

2010, 118 sayfa

Anahtar Kelimeler : Yer Etkisi, Mikrotremor, Yer Büyütmesi, Mikrobölgelendirme

ABSTRACT**ANTAKYA AREA OF SITE-DEPENDENT AMPLIFICATION
POTENTIAL**

In this study, the work to model the local sedimentary soil conditions as the base for further subdivision of the Antakya city area considering the impact of geological parameters on the local amplification characteristics has been done. Earthquakes show amplification effect of ground in the alluvial soils. This situation constitutes a potential risk. Seismic microzonation of cities provides a basis for site-specific hazard analysis in urban settlements. A distribution map of dominant period was prepared by evaluating of microtremor observations in the frame of this project. Microtremor observations were conducted at 49 sites. The dominant periods and amplifications of the ground were determined from the horizontal to vertical (H/V) spectral ratios of microtremors and a microzonation map was produced depend on dominant period variation distributions. The results presented the harmony of the areas with high dominant period.

2010, 118 Pages

Key words : Site Effect, Microtremor, Soil(Ground) Amplification, Microzonation

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

- L Love Dalgası
R Rayleigh Dalgası
T Periyot
V Dalga Hızı
f Dalga Frekansı

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 3.1. Hatay ‘da MÖ 148 ‘den günümüze kadar olan büyük depremlerin kümelenmesi ve suskunluk dönemleri.....	20
Çizelge 3.2. Cisim dalgalarının kayaçlardaki hızları.....	29
Çizelge 4.1. Çalışma değerleri alanında açılmış olan kuyular.....	66
Çizelge 4.2. Çalışma alanının baskın titreşim periyodu ve zemin büyütme değerleri.....	71

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 3.1. Hatay bölgesinin basitleştirilmiş jeolojik haritası.....	16
Şekil 3.2. Antakya ve yakın çevresinin tektonik konumu.....	18
Şekil 3.3. Antakya civarında meydana gelen depremler ve bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri.....	19
Şekil 3.4. Bayındırlık ve İskan Bakanlığınca 1996 yılında yayınlanan Deprem Bölgeleri Haritası Antakya ili dağılımı.....	21
Şekil 3.5. P Dalgaları (Boyuna dalgalar).....	26
Şekil 3.6. S dalgaları (Enine dalgalar).....	27
Şekil 3.7. SV Dalgası.....	28
Şekil 3.8. SH Dalgası.....	28
Şekil 3.9. (a) Küçük hız gradienti - Küçük dispersiyon (b) Yüksek hız gradienti - Yüksek dispersiyon.....	31
Şekil 3.10. Rayleigh dalgası.....	33
Şekil 3.11. Love dalgası.....	33
Şekil 3.12. Yüzeysel dalgalarının homojen ortamda yayılımı.....	34
Şekil 3.13. Yüzeysel dalgalarının heterojen ortamda yayılımı.....	34
Şekil 3.14. Cisim ve yüzeysel dalgalarının yeryüzündeki etkileri.....	35
Şekil 3.15. Sismogramda kaydedilen sismik dalgalar.....	35
Şekil 3.16. Huygens prensibine göre düzlem dalga yayılımı.....	36
Şekil 3.17. Snell yasasına göre ara yüzeye belirli bir açı ile gelen bir dalga'nın kırılması.....	37
Şekil 3.18. Dalga frekansı.....	38
Şekil 3.19. Jeolojik zaman tablosu.....	42
Şekil 3.20. Binanın üzerinde bulunduğu yerdeki salınımlar karşısında sismik rezonansı dalgasının şekilsel gösterimi.....	47
Şekil 3.21. Mikrobölgeleme çalışmaları.....	48
Şekil 3.22. Yapıya etki eden statik ve dinamik yüklerin zamana bağlı değişimlerini gösteren şema.....	50
Şekil 3.23. En büyük ivmenin kırıktan uzaklığa göre değişimi.....	51
Şekil 3.24. En büyük yatay ivmenin odaktan uzaklığa göre değişimi....	52

Şekil 3.25. Nakamura'nın mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerdiği basit model.....	60
Şekil 3.26. H/V analizinin şematik gösterimi.....	62
Şekil 4.1. İnceleme alanının bölgesel jeoloji haritası.....	65
Şekil 4.2. Mikrotremor ölçümü için kullanılan SYSCOM marka Sismometre ve ölçüm alma düzeneği.....	69
Şekil 4.3. Çalışma alanında yapılan mikrotremor ölçüm noktalarının yerleri.....	70
Şekil 4.4. Spektrumlar üzerinde etkili periyot ve büyütme değerinin saptanması.....	75
Şekil 4.5. Geopsy Programı ana ekranı.....	76
Şekil 4.6. Seçilmiş verinin üç bileşen kaydı ve kayıt bilgileri.....	77
Şekil 4.7. Pencereleme seçim ekranı.....	78
Şekil 4.8. Oluşturulan spektral genlik ve H/V grafikleri.....	78
Şekil 4.9. Pencereleme uygulanmış veriye ait grafik.....	79
Şekil 4.10. Çalışma alanının baskın titreşim periyodu dağılımı.....	81
Şekil 4.11. Çalışma alanının zemin büyütme haritası.....	82
Şekil 4.12. Antakya ili merkez yerleşimine ait mikrobölgeleme haritası	83

GİRİŞ

Avrasya, Arap ve Afrika levhalarının tektonik etkileşim bölgesi ve aynı zamanda bu üç levhanın birleşim noktası olan Antakya, sismik olarak tehlikeli bir bölgede yer almaktadır. Tarihi kayıtlara bakıldığında Antakya'nın çok defa depremlere ve büyük yıkımlara maruz kaldığı görülmektedir.

Deprem, genellikle yer kabuğunun üst kısımlarında, tektonik gerilmelerin etkisi altında, geniş zaman aralıklarında biriken deformasyon enerjisinin açığa çıkarak yeryüzünün sarsılması olayıdır. Dünyanın oluşumundan beri, sismik yönden aktif bulunan bölgelerde depremlerin ardışıklı olarak oluştuğu ve sonucundan da milyonlarca insanın ve barınakların yok olduğu bilinmektedir. Deprem sonucunda oluşan can ve mal kaybı, depremin büyük bir afete dönüşmesine neden olur.

Günümüzün teknolojik olanakları ile herhangi bir bölgede daha önce meydana gelmiş depremin odak noktası, magnitüdü, şiddeti, oluş zamanı ile bunlara dayanarak depremlerle ilgili birçok parametre hesap edilebilmektedir. Bu parametrelerden istatistiksel bir yaklaşımla sismik risk hesabı yapılabilmektedir. Halen pek çok ülkede sismik risk analizi üzerinde uygulamalı çalışmalar yapılmaktadır. Sismik risk analizlerinde amaç, bir bölgede depremin oluşma ihtimalini ve bu depremin oluşacağı bölgede meydana getireceği tahribatı ortaya koymaktır. Oluşabilecek kuvvetli yer hareketi sırasında zemin davranış özelliklerinin ve zemin-yapı etkileşiminin belirlenmesinin, deprem öncesinde gerekli önlemlerin alınabilmesini ve meydana gelecek zararların en aza indirgenmesinin planlamasındaki önemi göz ardı edilemez. Sismoloji çalışmalarında kullanılan mikrotremor yöntemi, dinamik zemin parametrelerinin ve değişimlerinin belirlenebilmesinde oldukça önemli bir yer tutmaktadır.

Açığa büyük enerjiler çıkaran ve yeryüzünde salınımlar hissettiren kuvvetli yer hareketlerinin yanında, yeryüzünde insan tarafından algılanamayan sürekli salınımlar da etkindir. Bu tür salınımlara mikrotremor (titreşimcik) denir. Yeryüzünde alınan mikrotremor kayıtlarından elde edilen yerin fiziksel parametrelerine göre, depremler sonucu oluşan yer hareketi etkilerinin en aza indirilmesine yönelik mikro bölgeleme

çalışmaları yapılmaktadır. Deprem tehlikelerine karşı sismik risk analizlerinden biri olan mikro bölgeleme, deprem hasarlarını azaltmak için düzenli arazi kullanımını amaçlayan bir işlemdir. Arazilerin bir plan içerisinde düzenli olarak kullanımını gerçekleştirmek için mikro bölgeleme deprem etkisi karşısında jeolojik, jeofizik ve geoteknik faktörleri birleştirerek ekonomik, sosyal ve politik açıdan uyumlu ve kullanılabilir bölgelerin oluşturulması ile ilgilenir.

Yerel zemin koşullarının depremin yapılara etkilerini değiştirmesi konusu uzun zamandan beri araştırılmaktadır. Kuvvetli yer hareketinin genlik, frekans içeriği ve süreden oluşan önemli özelliklerinin tamamı yerel zemin koşullarından önemli derecede etkilenmektedir. Bunların etki derecesi, yeraltındaki birimlerin geometrisi ve litolojik özellikleri, inceleme alanının topografyası ve hareket kaynağının özelliklerine bağlıdır.

Yerel zemin koşullarını belirleyen faktörler ise elastik parametreler ve yapısal özelliklerdir. Elastik parametreler ise sismik dalga hızlarını etkileyen faktörlerdir. Bu nedenle sismik hızlar yerinde ölçülerek zemin hakim periyodunun saptanması gerekmektedir. Deprem bölgelerindeki geoteknik amaçlı zemin etütlerinde inşaat öncesi zemin hakim periyodunun enine dalga hızı ölçerek saptanmasının ve aynı zamanda dinamik elastik parametreler cinsinden mühendislik özelliklerinin, tektonik ve stratigrafik özelliklerinin belirlenmesinin hasarı azaltacak yönde proje geliştirilmesinde büyük yararları olmaktadır.

Tarihte oluşmuş deprem olguları üzerine dokümanlar ve zemin tepkisi üzerine modern jeofizik veri analizleri bize göstermiştir ki depremlerin hasar dağılımı uniform değildir ve yerel zemin koşulları ile değişmektedir. Bir başka deyişle, depremlerin hasar potansiyeli yerel zemin koşullarından büyük ölçüde etkilenmektedir.

Bu tez çalışmasında, Hatay ili Antakya şehir merkezi ve çevre mahallelerinde önümüzdeki yıllarda oluşabilecek bir depremin hasarlarının en aza indirgenmesi için yapılan sismik yöntemlerden bir tanesi olan mikrotremor çalışmaları detaylandırılarak anlatılmaya çalışılmıştır.

Deprem tehlikelerine karşı mikrobölgeleme, Hays (1980) ile Sharma ve Kovacs (1980) tarafından yer sarsıntısı altında zeminin gösterdiği davranışa göre veya yamaç duraylılığına göre coğrafi bir bölgenin küçük bölgelere bölünmesi olarak tanımlanmıştır. Nigg (1982), mikrobölgelemenin amacının depremden sonra oluşabilecek hasarı en aza indirgeyebilecek doğru plan ve politikaların uygulanması için riskli bölgelerin küçük parçalara bölünmesi olduğunu söylemiştir. Sherif (1982) tarafından mikrobölgeleme oldukça geniş kapsamlı bir şekilde aşağıdaki gibi tanımlanmaktadır: “ Mikrobölgeleme, deprem hasarlarını azaltmak için düzenli arazi kullanımını amaçlayan bir işlemdir. Arazilerin bir plan içerisinde düzenli olarak kullanımını gerçekleştirmek için mikrobölgeleme deprem etkisi karşısında jeolojik, jeofizik ve geoteknik faktörleri birleştirerek ekonomik, sosyal ve politik açıdan uyumlu ve kullanılabilir bölgelerin oluşturulması ile ilgilendir.” Fin (1991) mikrobölgelemeyi, yerel zemin koşullarını dikkate alarak yapı tasarımı için sismik tehlikelere karşı hesapların geliştirmesini içeren prosedürler olarak tanımlamıştır. 1993 yılında, Uluslar arası Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Birliği (ISSMFE)’ nin Deprem Geoteknik Mühendisliği Komitesi üyeleri tarafından üç temel olay olan “zemin büyütmesi”, “yamaç duraylılığı” ve “sıvılaşma” için mikrobölgeleme ilkelerinin anlatıldığı bir rehber çalışma yapılmıştır (ISSMFE, 1993, Özçep, 2005).

Sismik mikrobölgeleme çalışmalarının büyük bir çoğunluğu dünyada deprem beklenen bölgelerde yapılmıştır (Marcellini vd., 1982, 1998; Astroza ve Monge, 1991; Lasterico ve Monge, 1972; Faccioli vd., 1991; Chavez-Garcia ve Cuenca, 1998; Lungu vd., 2000; Faccioli ve pessina, 2001; Fah vd., 1997). Ülkeler olarak baktığımızda, İtalya (Marcellini vd., 1998); İspanya (Cid vd., 2001; Jimenez vd., 2000), Yunanistan (Lachet vd., 1996) ve Japonya (Abeki vd., 1995) göze çarpmaktadır.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Kapsamlı mikrobölgeleme uygulamalarına ilk örnekler arasında İstanbul Bağcılar (Ansal vd., 2001, Ansal 2002), Silivri (Ansal vd., 2004a) ve Balıkesir (Ansal, 2001) Belediyeleri için yürütülmüş olan çalışmalar gösterilebilir. Mikrobölgeleme yönteminin gelişmesinde önemli aşamalardan biri 1999 Kocaeli depremi sonrası uluslararası bir araştırma projesi kapsamında Adapazarı ve Gölcük için yürütülmüş olan pilot çalışmalardır (Ansal vd., 2004b, Studer ve Ansal, 2004). Bu çalışmayı İstanbul Deprem Master Planı Pilot Uygulaması olarak Zeytinburnu için yapılan mikrobölgeleme çalışmaları (Kılıç vd., 2006; Ansal vd 2005b, Ansal, 2005) ve daha sonra Dünya Bankası MEER Projesi kapsamında altı belediye (Bandırma, Bakırköy, Eskişehir Gemlik, Körfez ve Tekirdağ) için yürütülmüş çalışmalar izlemiştir (Ansal vd 2007c, 2006a, Erdik vd. 2004b). Yine bu aşamada İstanbul Büyükşehir Belediyesi için bir Mikrobölgeleme Teknik Şartnamesi hazırlanmıştır (Ansal vd., 2005a). Daha sonra, Avrupa Birliği Altıncı Çerçeve Programı Projesi olan LessLoss kapsamında yapılmış olan çalışmalar sayılabilir (Ansal ve Tönük, 2007; Ansal vd., 2007b, Spence, 2007). Son olarak Bolu için yapılmış olan mikrobölgeleme çalışmaları (Ansal vd., 2007a) bu konuda gerçekleştirilmiş en gelişmiş uygulamadır.

Akgün ve Bekler (2006), mikrotremor yönteminin zemin problemlerindeki uygulamalarını Çanakkale’de yapılan mikrotremor ölçümlerini örnek vererek açıklamışlardır. Bu çalışma kapsamında yer-yapı ilişkisinin belirlenmesinde sıklıkla kullanılan mikrotremor yönteminin çalışma esası ve gerekliliği vurgulanmıştır. Olası bir depremde, deprem kaynağından yayılan dalgaların periyodu bu dalgaların yayıldığı zemin üzerinde bulunan yapıların periyodunun aynı olması durumunda yapının büyük hasar göreceği kaçınılmaz bir gerçektir. Kentleşmenin yoğun olduğu veya yeni bir kentleşmenin kurulacağı bir alanda mikrotremor çalışması, bu alanda nerelere kaç katlı veya kaç sn’lik periyod değerlerine sahip yapıların kurulması gerekliliği hakkında bilgiler sağlamaktadır. Bu bağlamda kentleşmenin hızlı geliştiği Çanakkale ilinde zemin hakim titreşim periyodu belirleme çalışmalarının sonucunda, kentin gelecekte düzenli ve güvenli yeni yapılaşmalara sahip olabilmesinde çok büyük katkılar sağlayacağı düşünülmektedir.

Akyol vd. (2008), tarafından Gediz Grabeni dolgu birimi zemin davranışının incelendiği çalışmada ilk olarak Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesi, İzmir ve Bornova istasyonlarına ait mikro ve orta büyüklükteki ivme kayıt verileri kullanılarak, istasyonların üzerinde buldukları yerel jeolojik koşullara ait, zemin büyütmesi ve doğal rezonans frekansı belirlenmiştir. Daha sonra bölgeye ait detay jeoloji haritaları, jeolojik ve stratigrafik kesitler, sismik yansıma, gravite, rezistivite, hidrojeoloji, sondaj ve kuyu logu çalışmaları incelenmiştir. Elde edilen bilgiler kullanılarak graben dolgu biriminin yaratacağı zemin büyütme değerleri hesaplanmıştır. Bu büyütme değerleri kullanılarak, olması muhtemel, moment büyüklüğü $M_w=7.0$ olan bir depremin graben dolgu birimi üzerinde, farklı uzaklık ve periyotlardaki yapılarla etkileşiminin ne olacağı, pik, ivme ve spektral ivme değerleri hesaplanarak, modellenmiştir. Elde edilen sonuçlara göre, Gediz Grabeni'nde oluşacak $M_w=7.0$ moment büyüklüğü ve 10 m derinliğindeki olası bir depremin üreteceği maksimum pik ivme değeri 0.42 g'dir. Depremin merkez üstünde 0.3 periyodundaki yapılara etkiyecek maksimum yatay ivme yükü 1.2 g'dir. Ayrıca Gediz Grabeni için elde edilen spektral ivme değerlerinin, odak uzaklığı 10 ve 30 km olan depremler için 0.3 sn ve 100 km için 0.5 sn periyot değerlerinde en büyük olduğu görülmektedir.

Filazi (2008), tarafından gerçekleştirilen çalışma, Doğu Anadolu Kırık Bölgesi'nin güney ucunda yer alan ve proje alanı olan Antakya merkez yerleşimi ve yakın mahalleleri sismik mikrobölgeleme, zeminlerin depremlerden etkilenme duyarlılığının belirlenmesi adına bir risk analizi yapılmasına temel oluşturmaktadır. Mikrotremor ölçümlerinin değerlendirilmesi ile bir baskın titreşim periyod dağılım haritası oluşturulmuştur. Mikrotremor ölçümleri 69 noktada yapılmıştır. Baskın titreşim periyodları ve yer büyütmeleri mikrotremorların yatay ve düşey spektral (H/V) oranlanmasından saptanmıştır. Baskın titreşim periyodu değişimlerine dayalı bir mikrobölgeleme haritası oluşturulmuştur. Buna göre Antakya'da alınan mikrotremor değerleri, 0.2-0.8 sn arasında değişen 5 ayrı bölgeye ayrılmıştır. Asi nehri boyunca kuzey ve güney kesimlerinde beklenenin aksine düşük periyotlu baskın titreşime sahip bir zemin varlığı projelenmiştir. Buna karşın çalışma alanının doğu ve batı kısımlarında etkin periyot en yüksek değerde olup 0.8 sn değerine kadar ulaşmaktadır. Buna paralel olarak bu bölgedeki zemin büyütme değerleri 2-3 kat olarak hesaplanmıştır.

Gürbüz, Türker ve Kuran (2005), tarafından Avcılar Mikrobölgeleme çalışmalarına başlarken ilk olarak bölgenin jeolojisi ve morfolojisi incelenmiştir. Mevcut veriler yapılan sondaj çalışmalarıyla güncellenmiş ve Avcılar için yeni bir jeoloji haritası oluşturulmuştur. Yapılan dinamik konik penetrasyon çalışmalarıyla az hasarlı, orta hasarlı ve yıkık binaların oturduğu zeminlerin taşıma güçleri ve hasardaki etkisi ortaya konmuştur. Rezistivite çalışmalarıyla bölgedeki aktif heyelanlar ve yeni süreksizlik düzlemleri (K 85 B doğrultulu) belirlenmiştir. Ayrıca yeraltı suyunu korozyon etkisi tüm çalışma sahası için araştırılmış, sonuçlar orta-çok yüksek aralığında sınıflandırılmıştır. Sismik çalışmalardan elde edilen S ve P dalga hızları haritaları oluşturulmuştur.

Mikrobölgelendirme amaçlı yapılan bir diğer çalışmada mikrotremor ölçümlerinin yapılmasıdır. Zemin hakim periyodunun ve zemin büyütmesinin bulunması amacıyla Avcılar'da 200 adet 3 bileşenli mikrotremor kaydı alınmıştır. Elde edilen verilerin değerlendirilmesiyle, Avcılar'da hasarlı yapıların 0.5 sn – 0.7 sn aralığında zemin hakim periyodu veren zeminlerde yoğunlaştığı gözlenmiştir. Aynı periyod aralığında ise 5 ile 16 kat arasında değişik zemin büyütme değerleri elde edilmiştir

İmre vd. (2006), yeni kentsel alanlar için mikro ölçekte sismik bölgelemelerin önemini Silivri (İstanbul) örneği ile açıklamışlardır. Çalışma zemin tepkisinin/büyütmesinin Silivri bölgesindeki etkisinin araştırılması üzerine odaklanmıştır. Çalışma alanı ilk olarak grid sistemi ile hücrelere bölünmüştür. Zemin profilleri kayma dalgası hızına bağlı olarak “Afet Bölgeleri’nde Yapılacak Yapılar Yönetmeliği”ne göre sınıflandırılmış ve bu zemin tepki analizi için kullanılmıştır. Zemin büyütme kayma dalgası hızına ($V_{s,30}$) dayanan ampirik yaklaşımlarla değerlendirilmiştir. Yer sarsıntısının etkisini dikkate alarak elde edilen mikro ölçekli bölgeleme (ya da yerleşime uygunluk haritası) kayma dalgası hızından elde edilen spektral büyütme değerlerinden elde edilmiştir. Çalışma alanında 16 adet 15 metre derinliğinde olmak üzere toplam 245 m derinliğinde sondaj yapılmıştır. Bununla birlikte 10 noktada değişik doğrultularda sismik kırılma ölçümü yapılmıştır. Ölçümlerde jeofon aralıkları ve atış noktası ile ilk

jeofon arasındaki uzaklık 5 m olarak alınmıştır. Kullanılan jeofonlar 14 Hz'lik ve toplam profil boyu 65 m'dir.

Yer hareketinin mikro ölçekteki düzeyini belirleyen en önemli etmen olan bağıl büyütme değerine göre bölge için bir referans harita oluşturulmuştur. Jeofizik verilerle elde edilen değerlerin diğer saha ve laboratuvar deneyi verileri (SPT darbe sayıları, içsel sürtünme açısı, kohezyon) ile uyumlu olduğu gözlenmiştir.

İyisan vd. (2006), tarafından yapılan çalışmada, 1 Ekim 1995 Dinar depremi sonrası bölgede yapılan zemin incelemeleri kapsamında çok sayıda mikrotremor kayıtları alınmıştır. Kayıtların referans ve Nakamura Yöntemi ile analizi sonucunda zemin hakim periyotları ve zemin büyütme katsayıları hesaplanmıştır. Arazi penetrasyon deney sonuçlarından bulunan kayma dalgası hızı ve mikrotremor ölçümlerinden bulunan büyütme değerleri karşılaştırılmıştır. Elde edilen sonuçlar, deprem sonrası gözlenen yapısal hasar dağılımı ile karşılaştırılmış, jeolojik ve geoteknik faktörlerin neden olduğu zemin büyütmesi ve hasar oranı arasında bir ilişki araştırılmıştır. Deprem sonrası gözlenen yapısal hasar oranları ve mikrotremor ölçümlerinden hesaplanan büyütme katsayıları ile Dinar için mikrobölgeleme çalışmaları yapılmıştır. Mikrobölgeleme haritalarının hazırlanmasında mikrotremor ölçümler ile penetrasyon deney sonuçlarından bulunan eşdeğer kayma dalgası hızının kullanılması oldukça ekonomik olmaktadır.

Karabulut, Özel ve Özçep (2007), mühendislik yapılarının hakim titreşim periyotlarının mikrotremor ölçümleri ile belirlenmesine bir örnek olarak İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi binasında uygulamalar gerçekleştirmişlerdir. Mikrotremor ölçümleri ile mühendislik yapısının titreşim periyodunu belirlemek amacıyla mikrotremor ölçümleri alınmıştır. Ölçümler fakültede final döneminden sonra ve akşam saatlerinde alınmış ve insan kaynaklı gürültüler elimine edilmeye çalışılmıştır. Ortalama 30 dakika süreli bina içinde bodrum, 1. ve 3. kat ve referans istasyon olarak ve zemin yapı ilişkisinde zemine ait titreşim periyodunu belirlemek amacıyla 4 noktada ölçüm alınmıştır. Bina içinde alınan ölçümler binanın ağırlık merkezinin olduğu alanda yapılmıştır. Ölçümlerde Yatay/Düşey spektral oran tekniği olarak bilinen Nakamura

Yöntemi kullanılmıştır. Genel olarak her bir yatay bileşene ait spektrumlar incelenmiş ve 1.4 ve 4 Hz'de olmak üzere 2 pik bulunmuştur. Bu piklerin hangisinin zemine ait olduğunu belirlemek amacıyla referans istasyonuna ait pike bakılmış ve 1.4 Hz'lik pikin zemine baskın piki yansıttığını, 4 Hz'lik pikin ise yapının titreşim periyodu olduğu belirlenmiştir. Mevcut durumda yapı için deprem durumunda ana kayadan giren dalgaların büyütmesinden kaynaklı rezonans olayının muhtemel olmayacağı düşünülmüştür.

Karabulut vd. (2008), tarafından gerçekleştirilen çalışmada yeryüzündeki sismik gürültüleri periyod ve genlik kökenlerine göre değerlendiren bir jeofizik yöntem olan mikrotremor çalışmalarının genel ilkeleri açıklanmıştır. Mikrotremorların mühendislik sismolojisi kapsamında değerlendirilmesi yönünde ilk çalışmaları Kanai tarafından 1960'larda yapılmıştır. Kanai yaptığı çalışmalarda Japonya Yapı Yönetmeliği'nde geçen dört tür zemin grubunun sınıflandırılmasında mikrotremorlardan yararlanılmıştır. Kanai'nin mikrotremor verilerine dayanarak yaptığı zemin sınıflaması ile ilgili olarak iki yaklaşımı bulunmaktadır. Birinci yaklaşımda, mikrotremorların en büyük ve ortalama periyotları arasındaki ilişki, ikinci yaklaşımda ise en büyük genlikle hakim periyod arasındaki ilişki incelenmektedir. Nakamura'nın geliştirdiği spektral oran tekniği günümüzde araştırmacılar tarafından sıklıkla kullanılan bir araştırma yöntemidir. Mühendislik anlamında, mikrotremor çalışmalarında önemli olan zemin hakim periyod değeri T_0 , zemin karakteristiklerinden biridir ve zeminin doğal periyodunu yansıtır. Bununla birlikte mikrotremor ölçümleri zemin büyütme analizlerinde de kullanılmaktadır.

Över vd. (2008), çalışma alanı olan ve Doğu Anadolu Fay Zonu' nun güney ucunda yer alan Antakya merkez yerleşimi ve yakın mahalleleri için deprem risk faktörünü en aza indirmek ve kent planlamalarına katkı sağlamak amacıyla mikrobölgeleme çalışması gerçekleştirmişlerdir. Mikrotremor ölçümleri 69 noktada yapılmıştır. Baskın titreşim periyotları ve yer büyütmeleri mikrotremorların yatay ve düşey spektral (H/V) oranlanmasından saptanmıştır. Baskın titreşim periyodu değişimlerine dayalı bir mikrobölgeleme haritası oluşturulmuştur. Ayrıca yeni bir yöntem olan kırılma-mikrotremor (ReMi) yöntemiyle yüzey dalgalarının sismik kırılma kayıt düzeneğiyle

kaydedilmesi ve kayıtların ters çözümü yapılarak V_s hız değerleri, derinliğe bağlı olarak elde edilmiştir. Baskın titreşim periyodu ve V_s hız değerleri 13 doğrultuda alınan kesitlerde karşılaştırılmıştır. Sonuçlar, yüksek baskın titreşim periyodlu alanlar ile düşük V_s hızlı alanların uyumunu ortaya çıkarmıştır.

Özçep vd. (2006), tarafından yapılan çalışmanın temel amacını, zemin tepkisinin belirlenmesinde jeofizik (mikrotremor ve sismik) verilerin Büyükçekmece (İstanbul) mikrobölgeleme çalışması kapsamında karşılaştırılması oluşturmaktadır. Bu amaçla 15 noktada alınan sismik ve 18 noktada alınan mikrotremor verileri kullanılmıştır. Hakim periyod, bağıl büyütme ve zemin sınıflamaları yukarıda adı geçen verilerle ayrı ayrı yapılmış ve karşılaştırılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre, hakim periyotlar, bağıl büyütme sırasıyla 0.10-1.36 ve 1.0-3.4 arasında değişmektedir. Her iki ölçüm ile elde edilen parametreler karşılaştırıldığında büyük bir uyum olduğu gözlenmiştir.

Özyalın vd. (2006), İzmir il merkezi zeminlerinde mikrotremor ölçümler yapmışlardır. İzmir il merkezinde gevşek zeminler oldukça geniş bir alan kaplamaktadır. Gevşek zeminler üzerine inşaa edilen yapılarla ilgili yapılan tasarım hesaplamalarında, zeminlerin rezonans frekans değeri ve yer ivme büyütme değerlerinin belirlenmesi, onların dinamik şartlardaki davranışları açısından çok önemlidir. Zeminlerin bu tür özellikleri, yerin mikrotremor kayıtlarından yararlanılarak gerçekleştirilmektedir. Bu çalışmada GURALP sistemin CMG-5TD tipi dijital ivmeölçer cihazı ile İzmir'in farklı lokasyonlarından elde edilen mikrotremor kayıtları ve bu kayıtların analizleri sonucunda elde edilen zemin hakim periyodu ve ivme büyütme değerleri sunulmuştur. Ayrıca, mikrotremor kayıtlarının değerlendirilmesiyle elde edilen dinamik zemin özellikleri, sismik kırılma yöntemleriyle elde edilen hız değerlerinden yararlanılarak bulunan değerlerle karşılaştırılmış ve uyumlu olduğu gözlenmiştir.

Saban (2010), tarafından yapılan çalışmada, Antakya belediye sınırları içerisinde gelecek yıllarda oluşabilecek deprem zararlarının en aza indirgenmesi için yapılan sismik yöntemlerden bir tanesi olan Kırılma Mikrotremor (ReMi) anlatılmış ve Antakya'da uygulanmıştır. Dünyada uygulanmasına yeni başlanan ReMi yönteminin esasını yüzey dalgalarını kayıt edilmesi oluşturmaktadır. Yüzey dalgalarının dispersif

özelliğinden yararlanılarak; düzlem dalga analizinde S makaslama dalgası hızı profillerinin elde edilmesinde kullanılır. Antakya belediye sınırları içerisinde yapılan ReMi çalışmaları ile bölgenin, ölçü noktalarında 100 m derinliğe kadar zeminin Vs hızı bulunmuştur. Bulunan Vs hızlarından yararlanarak zeminde 4 tabaka ayırt edilmiş ve bu veriler dikkate alınarak Antakya imar plan alanı içerisinde tek boyutlu yeraltı S modeli oluşturulmuştur. Çalışma alanında elde edilen veri ReMi verileri sonuçlarına göre zemin sınıflaması yapılmıştır. Sınıflama NEHRP zemin sınıflaması ölçütleri kullanılarak Vs değerlerine göre ilk 30 metrelik kısımların zemin sınıfı bulunmuştur. Buna göre çalışma alanının genelinde C sınıfı zeminlerin ağırlıklı olduğu görülmektedir. Bu sınıflamada çalışma bölgesinde baskın olarak yer alan zemin tipi Kuvaterner yaşlı alüvyon yapısı ile örtüşmektedir. İki noktada D1 sınıfı zemin yapısı ortaya çıkmıştır. Bu durumda bu noktalarda kil içeriğinin arttığı anlaşılmaktadır.

Çalışma alanında bulunan Vs hızları hesaba katılarak Antakya'nın zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütme değeri bulunmuştur. Zemin hakim titreşim periyodu hesaplamalarına göre 0.5-1 sn aralığında olduğu gözlenmektedir. Çalışma alanının da hesaplanan zemin büyütme değeri genellikle 0.5-3 arasında değişmektedir. Kentin orta kesimi ve özellikle Asi nehrinin kuzey ve güney kesimlerinde baskın periyot düşük değerlere sahip olup bunun aksine kentin doğu ve batı kesimlerinde ve özellikle merkezin dışındaki alanlarda etkin periyot yüksek değerlere sahiptir. Bölgede ki zemin büyütme değeri de yüksek oranda olup 2-3 kat olarak hesaplanmıştır.

Siyahi ve Selçuk (2005), tarafından gerçekleştirilen çalışmada, Adapazarı bölgesinde zemin büyütmesine göre mikrobölgeleme çalışması yapılabilmesi için 220 adet mikrotremor kaydı kullanılmıştır. Analizler basit olarak, mikrotremorların yatay bileşeninin düşey bileşenine oranı olarak adlandırılan Nakamura yöntemine göre yapılmıştır. Data işlenmesinde, uygun kalitede data kullanabilmek için kayıtlar içinden 100 saniyelik 5 ayrı bölüm seçilmiş, %10 cosine window ve 0.15 Hz-10 Hz bandpass filtreleriyle gerekli düzeltmeler sonucunda elde edilmiş, nihai sonuçlar Fourier genlik spektrumları hesaplanarak H/V oranı (Nakamura yöntemi) ile zemin büyütme değeri ve zemin hakim periyotları bulunarak elde edilmiştir. Mikrotremor çalışmaları yapılan yerler 500x500 m lik kareli harita üzerinde işlenmiş, bu bölgelerde mevcut

jeoloji, geoteknik veriler ve 1999 Kocaeli depreminde oluşan hasar değerleri ile karşılaştırılmıştır. Zemin hakim periyotlarının dağılımı yerel zemin koşullarının değişim gösterdiği yerlerde büyük ölçüde değişmektedir. Ayrıca deprem sırasında gözlenen yapısal hasar dağılımı ile de paralellik göstermektedir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Materyal

Dünyanın oluşumundan beri, sismik olarak aktif bulunan bölgelerde depremlerin ardışıklı olarak oluştuğu ve sonucundan da milyonlarca insanın ve barınakların yok olduğu bilinmektedir. Son yıllarda gelişen deprem zararlarının en aza indirgenmesi çerçevesinde kent planlamaları öncesi zeminlerin deprem duyarlıklarının belirlenmesi ve buna göre kat yükseklikleri, yerleşim planlaması yapılması, deprem güvenliği önceliğinde gerçekleştirilebilmektedir.

Deprem etkileri altında yapılarda meydana gelen hasarlar üç faktörden etkilenmektedir. Bunlar; yapı özellikleri, deprem özellikleri ve yerel zemin özellikleridir. Deprem yapılar da meydana getirdiği etkileri tam olarak anlamak için bu üç bileşenin birbirleriyle olan etkileşiminin dikkate alınması gerekmektedir. Deprem dalgalarının özellikleri zemin tabakalarından geçerken değişime uğramakta ve buna ilave olarak zemin özellikleri de bu tekrarlı hareketler nedeniyle değişmektedir. Yerel zemin özellikleri dikkate alınmadan yapılan deprem tehlikesi çalışmaları bu nedenle yetersiz ve eksik kalmaktadır. Aynı deprem dalgasının farklı zemin türlerinde çok farklı şekillerde değişime uğraması sonucu, yapılara gelen deprem kuvvetleri de önemli ölçüde değişebilmektedir.

Genellikle bir deprem sırasında zemin yüzünde oluşan yer hareketleri, zemin tabakaları altında yer alan kaya da meydana gelen titreşimlerin, zemin yüzeyine doğru yayılan dalgalar tarafından iletilmesi ile ortaya çıkmaktadır. Son yıllarda bu koşullar altında zemin davranışını inceleyen hesap yöntemleri geliştirilmiştir.

Yerel zemin koşullarının depremin yapılara etkilerini değiştirmesi konusu uzun zamandan beri araştırılmaktadır. Mac Murdo (1824) 1819' daki Cutch Hindistan depremi ile ilgili olarak "doğrudan kaya üzerine oturtulan yapılardaki hasarın, temeli kayaya kadar inmeyen yapılardaki hasar kadar olmadığını" belirtmiştir.

Kuvvetli yer hareketinin genlik, frekans içeriği ve süreden oluşan önemli özelliklerinin tamamı yerel zemin koşullarından önemli derecede etkilenmektedir. Bunların etki derecesi, yeraltındaki birimlerin geometrisi ve litolojik özellikleri, inceleme alanının topografyası ve hareket kaynağının özelliklerine bağlıdır.

Yerel zemin koşullarını belirleyen faktörler, elastik parametreler ve yapısal özelliklerdir. Elastik parametreler ise sismik dalga hızlarını etkileyen faktörlerdir. Depremler sırasında sismik dalgaların özellikleri, yerel zemin koşullarından etkilenirler. Gevşek yapılı zeminler deprem sırasında yer hareketlerini büyütme eğilimi gösterirler. Sismik dalgalar üstteki yumuşak toprak tabakasında hapsolür. Böylece yer, belirli bir baskın periyottaki titreşimle şiddetle sarsılır. Bu periyod, yerin baskın periyodu olarak adlandırılır ve yüzeydeki yapılar bu periyotta en yüksek seviyede etkilenmiş olur. Bu nedenle sismik hızlar yerinde ölçülerek zemin hakim periyodunun saptanması gerekmektedir. Deprem bölgelerindeki geoteknik amaçlı zemin etütlerinde, inşaat öncesi zemin hakim periyodu, enine dalga hızı ölçülerek hesaplanmaktadır. Bununla birlikte hasar azaltılmasına yönelik proje geliştirilmesinde, dinamik elastik parametreler cinsinden mühendislik özellikleri ile tektonik ve stratigrafik özelliklerinin belirlenmesinin büyük yararları olmaktadır.

Bu amaçla deprem sırasında zemin davranışının düzeyi küçük titreşimler yoluyla ölçülebilmektedir. Mikrotremör ölçümleri olarak adlandırılan bu çalışma ile kent alanı farklı zemin davranışına bağlı olarak bölgelere ayrılabilir. Tüm dünyada mikrobölgeleme adıyla sürdürülen bu çalışmalar yaygınlaşarak sürmektedir. Böylece depreme en duyarlı bölgelere güvenli yerleşim sağlanabilmektedir. Ülkemizde de uygulama örnekleri olan mikrobölgeleme çalışmalarının biri de Antakya'da gerçekleştirilmiştir.

Mikrotremör ölçümleri depresel geoteknik mühendisliğinde yerel zemin koşullarını belirlemek için çok kullanılan ve umut vadeden yöntemlerden biri olmuştur. İlerleyen teknolojiye paralel olarak deney cihazlarındaki gelişmeler, mikrotremör ölçümlerinin kullanılabilirliğini arttırmıştır. Bununla birlikte zeminlerin spektral büyütme, zemin hakim periyodu, ana kaya derinliği, eşdeğer (ortalama) kayma dalgası

hızı profilleri gibi farklı saha özelliklerini belirlemek ve yerel zemin davranışı özelliklerini bulmak için bir çok yeni mikrotremor yöntemi geliştirilmiştir.

Bir zemine ait parametreler, mühendislik yapısının inşaatından başlayarak, herhangi bir depremde sergileyeceği davranışın ön kestirimine kadar yapılan hesaplamaların tümünde önemli bir şekilde yer alırlar. Bölgenin zemin özelliklerini ve yapısını tanımlamak amacıyla yapılan jeofizik çalışmaların başında sismik yöntem gelir.

Yüzey dalgaları, yakın zamana kadar diğer sismik yöntemlerde gürültü olarak nitelendirilmiş ve veriden uzaklaştırılmıştır. Daha sonra, gelişen teknoloji ve yazılımlar sayesinde, yüzey dalgalarının da taşıdığı bilgiler incelenmeye başlanmıştır. Yüzey dalgaları, zeminin mukavemetinin göstergesi olan kayma dalgası hesaplamalarında etkili bir yol olmuş ve çeşitli araştırmalarda önemli roller almıştır.

Mikrotremorlar, doğal ya da yapay etkenlerden oluşmuş, periyotları 0.01 – 2 sn, genlikleri ise 0.01 – 1 mikron arasında değişen yer titreşimleridir. Mikrotremorlar, doğal ve yapay kaynaklı olmak üzere ikiye ayrılırlar. Deniz dalgaları, rüzgar, çok küçük magnitüdü depremler doğal kaynaklı mikrotremorları oluştururken, trafik, iş makineleri ve endüstriyel gürültü gibi yapay titreşimler ise yapay kaynaklı mikrotremorları oluşturur.

Mikrotremor ölçümleri için çeşitli jeofon / sismometre türleri ve sismik serim/ağ türleri kullanılmaktadır. S- dalgası ölçümlerinde, sığ araştırmalar için jeofonlar kullanılırken, derin araştırmalar için daha uzun periyodlu sismometreler kullanılmaktadır. S- dalgasının derinlikle değişimini mikrotremorlar kullanarak saptamaya yönelik bir çalışma yapılmayacak ise, bu durumda zemin hakim titreşim periyodu için tek noktada (tek istasyon veya Nakamura yöntemi) veya iki farklı jeolojik ortamda aynı anda ölçüm yaparak (spektral oran yöntemi) zemin hakim periyodu veya zemin büyütme değerleri bulunabilir. Böylece bölge, hakim titreşim periyoduna göre sınıflandırılabilir. Bir zemine ait parametreleri saptayan yöntemlerden biri de sondaj çalışmasıdır. Ancak bu yöntem, zaman ve parasal maliyeti çok yüksek bir yöntemdir. Ayrıca mikrobölgeleme çalışmaları için uygun değildir (Nakamura, 1989).

Mikrotremor yönteminin kullanımı, Kanai ve Tanaka (1961) öncülüğünde yapıldığından beri, zemin parametrelerinin belirlenmesinde en çok kullanılan yöntem durumuna gelmiştir. Bu yöntem düşük maliyetlidir ve deprenselliğin düşük olduğu alanlarda da kullanılabilir. Nakamura (1989) tek bir istasyonda ölçülen mikrotremor kayıtlarının yatay ve düşey bileşenlerinin (H/V) Fourier spektrumlarının oranlarını kullanan bir yöntem geliştirmiştir. Son dönemde Nakamura Yöntemi (1989) zeminin dinamik parametrelerini hesaplamak için uygulanması uygun bir yol haline gelmiştir. Mikrotremorların yorumlanması için araştırmacılar arasındaki karşı görüşe rağmen, yöntemin çalışılan alanın özelliklerini saptamaya yönelik başarısı genel olarak kabul görmektedir.

Bu çalışma da, Antakya kent merkezi ile çevre mahallelerinin bölgesel zemin etkilerine bağlı sismik yer hareketlerinin hasar potansiyelinin belirlenmesi amacıyla, mümkün olan en uygun dağılım ile 49 noktada alınan mikrotremor ölçümleri kullanılarak, Antakya'nın mikrobölgeleme çalışmasına odaklanılmıştır. Çalışma sırasında farklı alanların hakim titreşim periyodunu hesaplamak için Nakamura (1989)'a göre H/V spektrum analizi yapılmıştır. Mikrotremor analizi sonuçlarına dayalı olarak şehrin mikrobölgeleme haritası oluşturulmuştur.

3.2. Çalışma Bölgesi Hakkında Bilgiler

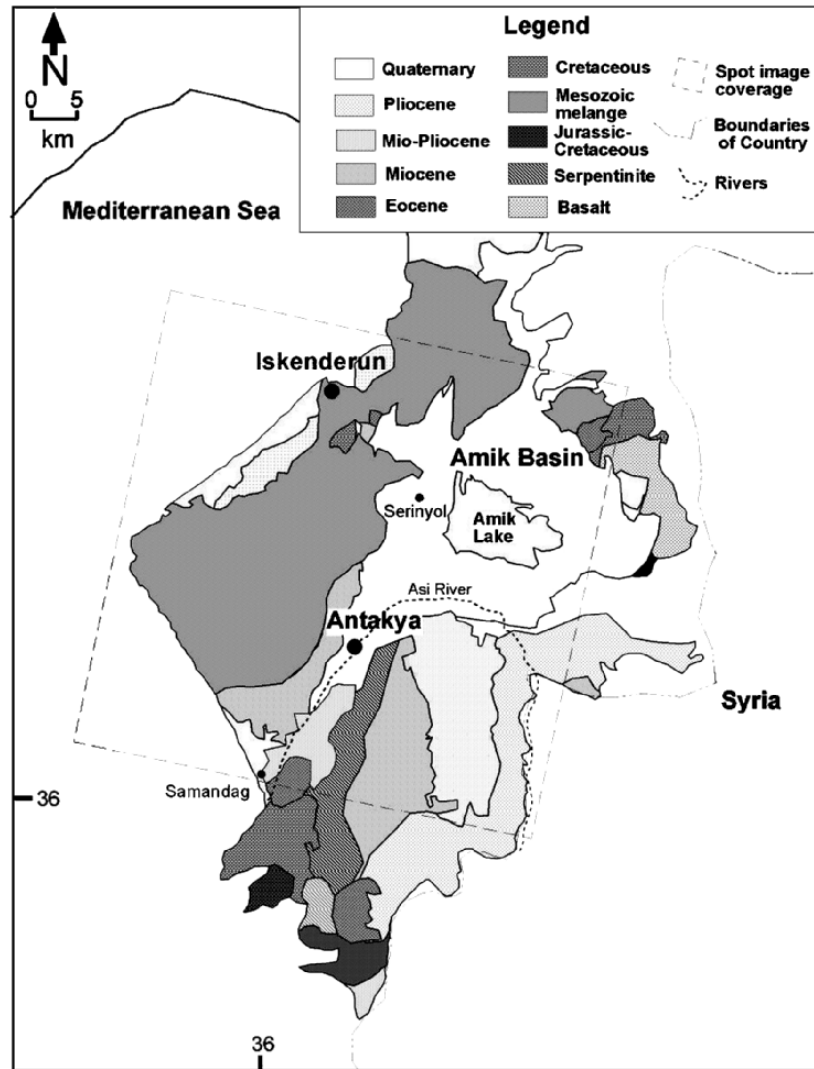
3.2.1. Antakya'nın Jeolojik Konumu

Antakya, $36^{\circ} - 10^{\circ}$ kuzey enlemi ve $36^{\circ} - 06^{\circ}$ doğu boylamı arasında yer alır. Şehir, Türkiye'nin en güneyinde, Akdeniz Bölgesi'nin doğu ucundan 22 km içerde ve denizden yüksekliği 80 m. dir. Kuzeyde Amanos Dağları (Nur Dağları) ile güneyde Kel Dağları arasında kalan ve 200.000'nin üstünde nüfusa sahip olan Antakya'nın yerleşim merkezi genellikle Asi Nehri'nin çevresinde gelişmiştir (Şekil 3.1).

Şehir, Asi nehri boyunca uzanan yerleşmemiş dere birikintilerinden oluşmuştur. Bölgenin zemini nehrin batısında konglomera durumunda, sağlam bir zemin teşkil eder.

Doğusunda bulunan eski yerleşim yerleri ise dağdan gelen geniş bir birikinti ve moloz yelpazesi üzerindedir.

Antakya, Paleozoyik ve Mesozoyik jeolojik birimlerinde oluşan iki kaya serisi ile Erken Pliyosende gelişmiş olan Karasu vadisi sınırları içine yerleşmiştir. Yaklaşık olarak 1300 m lik genç Senozoyik çökeller yer almaktadır. Pliyo-kuvaterner sedimanları ve Kuvaterner volkanikleri Miyosen birikiminin üstünü örtmüştür. Antakya bölgesindeki sedimanlar esas olarak kil, kum ve çakıl barındıran alüvyonlu birimlerdir.



Şekil 3.1. Hatay Bölgesi'nin basitleştirilmiş jeolojik haritası (Erentöz ve Pamir, 1964)

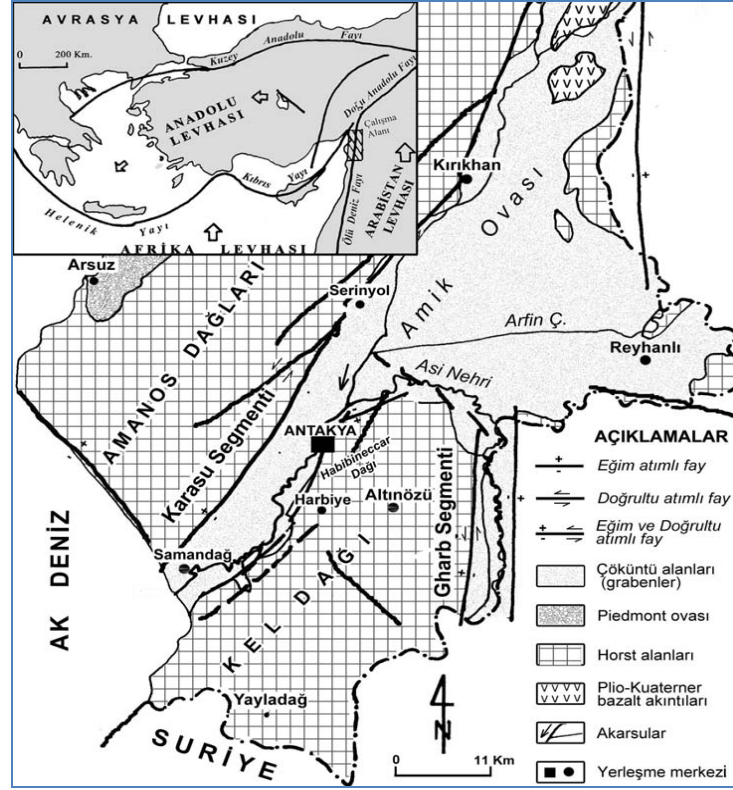
3.2.2. Antakya'nın Tektonik Konumu

Afrika ve Anadolu levhalarının birbirleriyle göreceli hareketleri sonucunda, batıda Afrika ve Anadolu levhalarının dalma-batma sınırı ile yakınsaması sonucu Doğu Akdeniz Bölgesinin sismotektoniği gelişmektedir.

Arabistan levhasının Afrika'ya göre daha hızlı şekilde kuzeye doğru hareket etmesi sebebiyle Arap levhası Afrika'dan K-G doğrultulu Ölü Deniz Transform Fayı ile ayrılmıştır (Şekil 3.2).

Ölü Deniz Fayı, Kızıldeniz Akabe Körfezi'nden Doğu Anadolu Fayı ile kesiştiği Maraş üçlü kavşağına veya kuzeyde Antakya'ya kadar uzanan K-G uzanımlı transform faydır. Yaklaşık 1000 km uzunluğunda olan Ölü Deniz Fayı Arap levhasını Afrika levhasından ayıran transform nitelikli levha sınırını belirlemektedir.

Sismik olarak tehlikeli bir bölgede yer alan Antakya'nın bulunduğu bölge tektonik açıdan sol yanal atımlı Ölü Deniz Fay zonunun en kuzey segmenti ile yine sol yanal atımlı Doğu Anadolu Fay zonunun en güney segmenti arasında yer almaktadır.



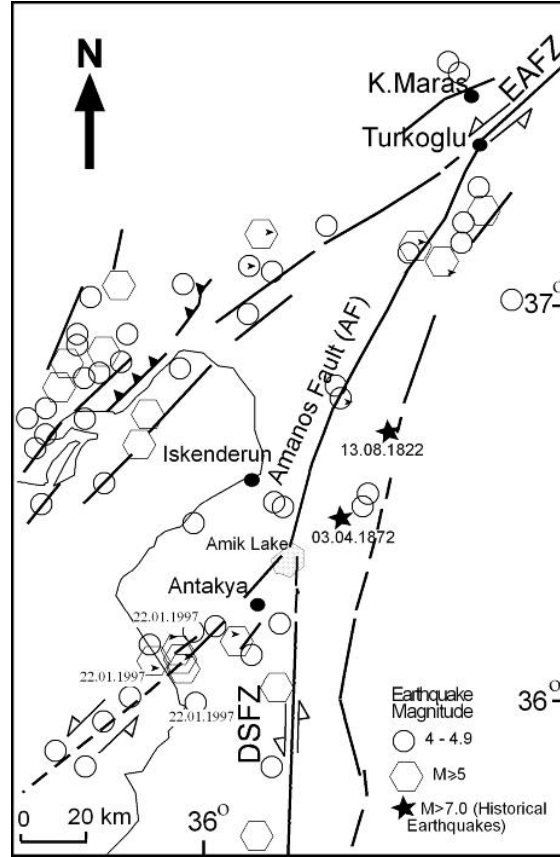
Şekil 3.2. Antakya ve yakın çevresinin tektonik konumu (Kasapoğlu,1987)

3.2.3. Antakya'nın Depremselliği

Antakya bölgesinden geçen başlıca fay Amanos Fayı'dır. KKD-GGB yönlü olan Amanos Fayı, Türkoğlu'ndaki (Kahramanmaraş) Amanos dağlarından Antakya'ya kadar bir çizgi şeklinde uzanır. Uzunluğu 145 km olan bu fay, doğrultu atımlı olarak kabul edilmektedir. Antakya bölgesinde hem Doğu Anadolu Fay Zonu'nun hem de Ölü Deniz Fay Zonu'nun etkisi görülmektedir. Bu iki kuşak arasında kalan Amik havzası ise yaklaşık 30 km genişliğe sahiptir.

Antakya ve civarı yaklaşık 2000 yıldır depremlerin etkisinde kalmıştır. Tarihsel dönemlerde de büyük depremlerden etkilenmiştir (Şekil 3.3). Tarihsel ve aletsel kayıtlara göre MÖ 148 de başlayan yıkıcı depremler MÖ 37, 64/69, MS 115–110–94, 396–394–340–334–272–245, 458, 588–577–561–557–528–526–506, 713, 865–859–847–835, 963, 1170–1169–1157–1114–1097–1091–1072–1068–1063–1053, 1287, 1408, 1615,

1822 ($M_s \sim 7.5$), 1872 ($M_s \sim 7.2$) ye kadar uzun sessizlik dönemlerini takip eden deprem kümeleri şeklinde izlenmektedir. Kümeler arasındaki suskunluk dönemleri genellikle 110–130 yıl arasında değişmektedir (Çizelge 3.1).

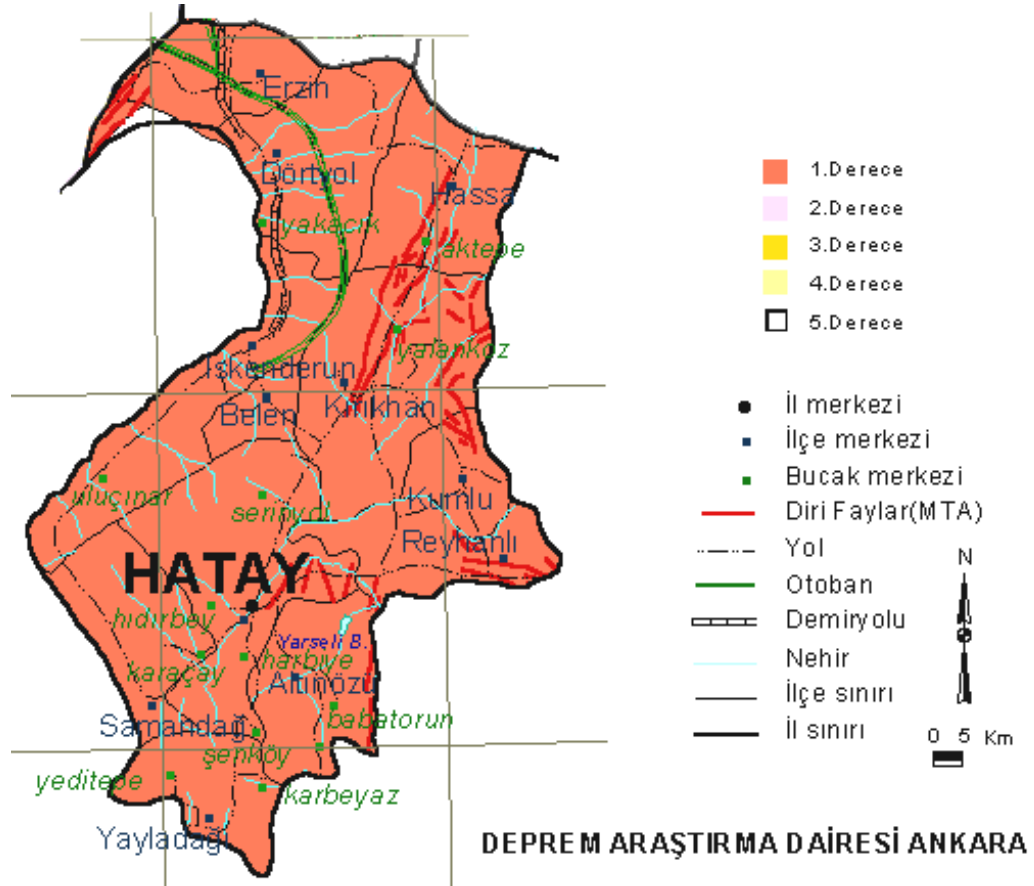


Şekil 3.3. Antakya civarında meydana gelen depremler ve bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri (Över vd., 2001)

Çizelge 3.1. Hatay ‘da MÖ 148 ‘den günümüze kadar olan büyük depremlerin kümelenmesi ve suskunluk dönemleri

1900 1800	1872-1822	13.DEPREM KÜMESİ
		<u>SUSKUNLUK 117 YIL</u>
1700 1600	1615	12. DEPREM KÜMESİ
		<u>SUSKUNLUK 207 YIL</u>
1500 1400	1408	11. DEPREM KÜMESİ
		<u>SUSKUNLUK 121 YIL</u>
1300 1200	1287	10. DEPREM KÜMESİ
		<u>SUSKUNLUK 117 YIL</u>
1100	1170-1169-1157-1114-1097-1091- 1072-1068-1063-1053	9. DEPREM KÜMESİ 117 YIL
		<u>SUSKUNLUK 90 YIL</u>
1000	963	8. DEPREM KÜMESİ
		<u>SUSKUNLUK 98 YIL</u>
900	865-859-847-835	7. DEPREM KÜMESİ 30 YIL
800		<u>SUSKUNLUK 122 YIL</u>
700	713	6. DEPREM KÜMESİ
		<u>SUSKUNLUK 125 YIL</u>
600 500	588-577-561-557-528-526-506	5.DEPREM KÜMESİ 62 YIL
		<u>SUSKUNLUK 66 YIL</u>
	458	4.DEPREM KÜMESİ
400		<u>SUSKUNLUK 62 YIL</u>
300	396-394-340-334-272-245	3.DEPREM KÜMESİ 151 YIL
		<u>SUSKUNLUK 130 YIL</u>
200 100	115-110-94	2. DEPREM KÜMESİ 21 YIL
		<u>SUSKUNLUK 131 YIL</u>
MİLAT 100 200	37-64/69-148	1.DEPREM KÜMESİ 111 YIL

Antakya ve civarı, Bakanlar Kurulu'nun 18 Nisan 1996 tarih ve 96 / 8109 sayılı kararıyla yürürlüğe giren Bayındırlık ve İskân Bakanlığı "Türkiye Deprem Bölgeleri" haritasına göre I. Derece Tehlikeli Deprem Bölgesi kuşağında yer almaktadır (Şekil.3.4).



Şekil 3.4. Bayındırlık ve İskân Bakanlığınca 1996 yılında yayınlanan deprem bölgeleri haritası Antakya ili dağılımı (1996 T.C. Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Türkiye Deprem Bölgeleri)

3.3. Yöntem

3.3.1. Mikrobölgeleme

Mikrobölgeleme çalışmalarının ilk aşaması bölgesel bir ölçekte yapılacak olası sismik tehlike analizlerinden oluşur. Bölgenin tektonik yapısı ve sismik etkinlikler göz önüne alınarak mikrobölgeleme analizlerinde kullanılacak deprem özellikleri belirlenir. Çalışmalarda başlıca amacın kent planlaması ve arazi kullanımı kararlarına yol gösterici bilgiler üretmek olması nedeniyle, muhtemel bir yaklaşımın izlenmesi doğru olur. İncelenen bölgeleri etkileyebilecek bütün deprem kaynak bölgeleri göz önüne alınır ve muhtemel olarak en elverişsiz deprem özelliklerine göre bir değerlendirme yapılır. Bu hesaplamalarda uygun spektral ivme azalma ilişkileri kullanılarak, inceleme bölgesinde titreşim periyoduna bağlı spektral ivme değerlerinin değişimi, tercihen biri kısa biri uzun periyodlara karşı gelen en az iki nokta için hesaplanabilir. Diğer bir seçenek ise deterministik fay kırılma modellerine bağlı olarak inceleme alanı için ivme zaman kayıtları üretilmesidir. Olasılıksal ve deterministik deprem tehlike senaryolarının sonuçları arasında önemli farklar bulunmaktadır. Genel olarak kent bazında iyileştirme ve depreme hazırlık çalışmaları açısından olasılıksal çalışmalar daha uygun görülmektedir. Bunun nedeni, deterministik senaryoların seçilen kırılma modeline bağlı olarak kent bazında farklı noktalarda, farklı mertebelerde hasarlar vermeleridir. Fakat gelecekte bir depremin nasıl meydana geleceği belirsiz olduğundan, bütün bu farklılıkları istatistiksel olarak hesaba alan olasılıksal senaryolar, meydana gelebilecek hasarın belirlenebilmesinde tercih edilen yol olmaktadır.

Deprem tehlikelerine karşı güvenlik kavramı iki yönlü bir yapıya sahiptir. **Birincisi** potansiyel yıkıcı dinamik kuvvetlere karşı güvenlik iken **ikincisi** ise büyütme, heyelan ve sıvılaşma gibi olaylarla ilişkili olarak yapı yerinin (zemin ve kaya ortamları) güvenliğidir. Depremler nedeniyle oluşan riski azaltmak ve deprem yükleri altındaki yapıların güvenliğini sağlamak için, dinamik etkiler dünyanın birçok ülkesinde depreme dayanıklı yapı tasarımı yönetmeliklerinde hesaba katılmaktadır.

Bölgeleme amaçlı değerlendirmeler; lokal yer tepkisi, yamaç duraylılığı ve sıvılaşma gibi üç tür olgu için yapılmaktadır. Bu üç tür olgunun her biri için, mikrobölgeleme çalışmaları amacıyla üç kategoride çalışmalar kabul edilmektedir.

Birinci kategori: Genel Bölgeleme

Bölgelemenin ilk seviyesi; tarihsel kaynaklardan, yayınlanmış raporlardan, diğer mevcut veri kaynaklarından elde edilen bilginin derlenmesi ve yorumlanmasına dayanmaktadır. Bu yaklaşım; ülke, kent, kasaba veya yerel alanlar gibi bir bölgeyi kapsayacak şekilde en genel ve en düşük maliyette bir yaklaşımdır. Lokal yer hareketlerinin bölgelendirilmesi için, aletsel olarak kaydedilmiş depremleri içeren kataloglar kullanılabilir. Bu kataloglar, hemen hemen dünyanın tüm bölgeleri için mevcuttur ve yakın zamanlarda olmuş büyük depremler için lokasyon, magnitüd, odak mekanizması gibi bilgileri içermektedirler. Çeşitli hasar türleri üzerine tarihsel deprem verisi ise birçok alan için mevcuttur ve bu veri, tarihsel depremler sırasında sarsıntı şiddetinin alansal dağılımının bir görüntüsünü elde etmek için kullanılabilir. Ayrıca geçmiş depremler ile ilgili bilgi sismik kaynak zonlarının doğru değerlendirilmesini, aynı zamanda gelecek depremlerin sıklığının ve büyüklüğünün kestirilebilmesini amaç edinerek kullanılabilir. Bölgelemenin bu seviyesinde haritalama 1:1000000 - 1:50000 ölçeği aralığında yapılır.

İkinci Kategori: Ayrıntılı Bölgeleme

Birinci aşama bölgeleme haritasının kalitesi, ek veri kaynakları kullanılarak orta seviyede bir maliyetle oldukça önemli oranda geliştirilebilir. Örneğin, hava fotoğrafları; fay yapılarını ve jeolojik koşulları daha iyi tanımlamada yardımcı olabilir. Bazı durumlarda, daha eski fotoğraflar, kent gelişiminin öncesinde, lokal jeolojik birimlerin yapısının anlaşılmasında daha yararlı olabilir. Ek saha çalışmaları, lokal yer hareketi büyütmesini, yamaç duraysızlığı potansiyelini ve sıvılaşma amacıyla jeolojik birimleri yerinde haritalamak için yapılabilir. Resmi kurumlardan, belediyeler ya da özel şirketlerden elde edilen geoteknik raporlar, ek arazi ve laboratuvar test verilerini de oluşturabilir. Bölge sakinleri geçmiş depremler sırasında oluşmuş yamaç duraysızlıkları

ve sivilaşma üzerine ayrıntılı tarihsel bilgi sağlayabilir. Mikrotremor ölçümleri ayrıca, yer titreşim özellikleri (yerin hakim periyodu) ya da yer hareketinin büyütme karakteristikleri üzerine daha ayrıntılı bilgi elde etmede kullanılabilir. Bu yaklaşım genelde 1:100000 ile 1:10000 arasındaki ölçeklerde bölgeleme haritasının daha ileri gelişmiş formunun oluşmasına izin verir.

Üçüncü Kategori: Çok Ayrıntılı Bölgeleme

Çok yüksek ve çok ayrıntılı bir bölgeleme seviyesine (örneğin 1:25000 ile 1:5000 arasında bir ölçekte) ihtiyaç duyulduğunda, ek yapı yeri araştırma verisine, yani sorun olan zemin/kaya ortamına özel olarak gereksinim duyulacaktır. Böyle araştırmalardan elde edilen bulgular; sismik yer tepkisi, yamaç duraysızlığı davranışı ya da sivilaşma potansiyelinin bilgisayar destekli analiziyle biçimlendirilebilir. Ayrıntılı saha bazlı spesifik bilgiye gereksinim duyulan bu bölgeleme seviyesi genelde pahalıdır. Fakat tehlike potansiyelinin çok yüksek olarak düşünöldüğü ya da varolan veya önerilen gelişmenin yüksek değerleri olduğunun hesaba katıldığı alanlar için bu yatırım düzeyi yapılmalıdır (Özçep vd, 2000).

3.3.2. Mikrotremor (Titreşimcik)

Doğal ve yapay etkenlerden kaynaklanan, genlikleri 0.1-1 mikron arasında ve periyotları 0.05-2 sn aralığında değişen yer titreşimlerine **mikrotremor** adı verilmektedir. Bu titreşimler jeotermal aktiviteler, yeraltındaki sismik aktiviteler, atmosfer etkileri, yerkürenin belli bir eksende dönmesi, gelgit etkisi, rüzgar ve kültürel gürültüler (trafik, endüstriyel aktiviteler gibi bazı insan kaynaklı etkiler) nedeniyle oluşmaktadır. Tüm bu sayılan etmenler **veryüzünde titreşim** olarak alınabilmektedir. Mikrotremorlar kısa periyodlu ve uzun periyodlu olmalarına göre ikiye ayrılırlar. Kısa periyotlu gürültülerin kaynağı rüzgar, trafik ve diğer endüstriyel aktiviteler, daha uzun periyotlu hareketlerin kaynağı ise alçak basınç ve okyanus etkileşimi, okyanusların oluşturduğu etkiler ve gelgit gibi etkenlerdir.

3.3.3. Mikrotremor Dalgaları

Japonya'da birçok noktada yapılmış mikrotremor ölçümleri sonucunda, mikrotremorların depreme dayanıklı bina yapımında, sismik faktörlerin saptanabilmesi amacıyla kullanılabileceği ortaya çıkarılmıştır (Kanai vd., 1954, 1961, 1965). Genel olarak rüzgar, okyanus dalgaları ve kültürel gürültüler gibi yüzeysel kaynakların yüzey dalgaları ürettikleri, buna karşı derin kaynaklı ve küçük magnitüdü yer hareketlerinin neden olduğu titreşimlerin ise düşey yönlü cisim dalgaları olarak yayıldıkları benimsenmiştir. Kanai, geliştirmiş olduğu bir yöntemle, mikrotremor ile depremler arasında yakın bir ilişki olduğunu, özellikle yerin yalın ve tekdüze olması durumunda bu benzerliğin daha çok olduğunu belirtmiştir. Mikrotremorlar, yerin ya da yapıların küçük genlikli titreşimleridir. Günümüze kadar mikrotremorların yüzey dalgaları mı yoksa cisim dalgaları mı olduğu konusunda çeşitli araştırmacılarca ayrı görüşler ileri sürülmüştür. Bunlar, Akamatsu (1956, 1958), mikrotremorların, Rayleigh ve Love dalgalarının birleşiminden oluşmuş, karışık yüzey dalgaları olduğunu ileri sürmüştür. Kubetoro ve Otsuka (1970), Aso Caldera alanında 1-3 sn periyotlu mikrotremorları gözlemişler ve bunların aslında Love dalgaları olduğunu ve etkin periyotlarının zemin tabaka kalınlığı ile ilişkisi olduğunu belirtmişlerdir. Aki (1957); yapmış olduğu çalışmada mikrotremorların verilen bir frekansta belirli bir hıza sahip olan yüzey dalgaları olduğunu belirlemiş ve yatay hareketleri Love dalgaları olarak nitelemiştir. Kanai, mikrotremorların, yer içinde S dalgalarının yenilemeli yansımaları sonucu oluştuğunu düşünmüştür. Wilson (1953); 4-100 Hz frekans aralıklı mikrotremorları incelemiş ve üç bileşenli sismometre kullanarak yaptığı ölçümler sonucunda parçacık hareketinin Rayleigh dalga türüne benzer olduğunu; 9 Hz'den yüksek olan mikrotremorların cisim dalgaları, 9 Hz'e yakın olanların ise yüzey dalgalarından oluştuğunu belirtmiştir.

3.3.4. Sismik Dalgalar

Bir kırık boyunca biriken enerjinin boşalması sırasında çevreye sismik dalgalar yayılmaktadır. Bunlar Cisim Dalgaları ve Yüzey Dalgaları olmak üzere iki çeşittir:

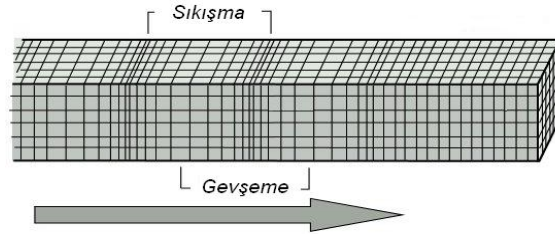
a) Cisim Dalgaları

Deprem oluştuğu anda yer kabuğuna iki farklı hareket dalgası yayar:

- P dalgası (Boyuna dalgalar)
- S dalgası (Enine dalgalar)

P Dalgası

Yer içerisinde en hızlı yayılan ve sismometreler tarafından ilk algılanan dalgalardır. Birincil (primary), sıkışma (compressional) veya boyuna (longitudinal) dalga olarak da tanımlanırlar (Şekil 3.5). Bunun anlamı, dalganın yayılma doğrultusu üzerinde bulunan taneciklerin ileri-geri hareketinden dolayı yerin sıkışma ve genişlemeye maruz kalmasıdır. Sıkışma dalgaları, yaptıkları bir çeşit itme-çekme hareketinden dolayı, geçtikleri ortamın hacimsel değişimine neden olurlar. Ortam üzerinde herhangi bir şekil bozukluğu gözlenmemektedir. P dalgaları, hem katılar, hem sıvılar hem de gazlar içerisinde kolayca yayılabilirler. Yayılım hızları, S dalgası hızının yaklaşık 1.7-1.8 katı kadardır. Havadaki hızları yaklaşık 330 m/sn, sudaki hızları 1450 m/sn ve granit içerisindeki hızları ise yaklaşık 5000 m/sn' dir.



Şekil 3.5. P Dalgaları (Boyuna dalgalar)

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4/3\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1)$$

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left(1 + \frac{2\sigma^2}{1 - \sigma - 2\sigma^2}\right)} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1 - \sigma}{(1 - 2\sigma)(1 + 2\sigma)}} \quad (2)$$

Burada;

σ : Poisson oranı

μ : Sıkışmazlık (rijidity) modülü

ρ : Yoğunluk

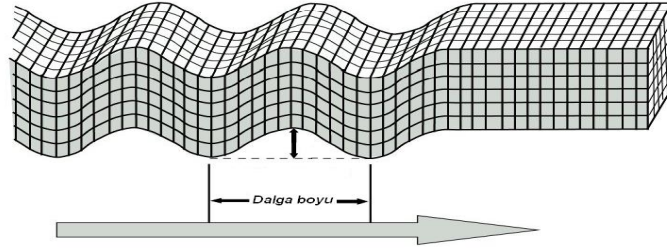
E : Young modülü

k : Bulk modülü

λ : Dalga Boyu

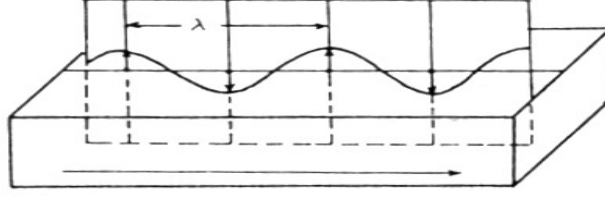
S Dalgası

P dalgasından sonra istasyonlara gelen ikinci cisim dalgasıdır. Hızları saniyede 4.5 km kadardır. İkincil (secondary), kesme (shear) ya da enine (transverse) dalga tanımları da kullanılmaktadır. S dalgaları yayılırken tanecikler, yayılma doğrultusuna dik, aşağı-yukarı veya sağdan-sola doğru titreşirler (Şekil 3.6). Yayılım özelliklerinden dolayı kesme dalgaları bir çeşit burulma hareketi yaptığından geçtikleri ortamda şekil bozukluğuna yol açarlar.

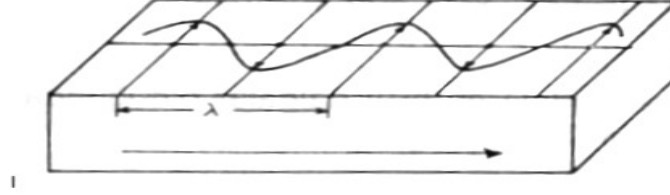


Şekil 3.6. S dalgaları (Enine dalgalar)

S dalgaları, kesme kuvvetlerine karşı direnci olmayan yani katılık katsayısı sıfır ($\mu = 0$) olan sıvılar ve gazlar içerisinde kesinlikle yayılamazlar. Bu nedenle S dalgaları sadece katılar içerisinde ilerler. S dalgaları yatay ve düşey düzlemde olmak üzere iki bileşene sahiptirler. Yayılma doğrultusuna dik, düşey düzlemdeki bileşenine SV, yatay düzlemdeki bileşenine ise SH denmektedir. SV bileşeni sismogramların düşey bileşeninde (Şekil 3.7), SH bileşeni ise diğer iki yatay bileşende (kuzey-güney ve doğu-batı) (Şekil 3.8) rahatlıkla gözlenebilir.



Şekil 3.7. SV Dalgası



Şekil 3.8. SH Dalgası

$$V_s = 0.6 V_p \quad (3)$$

S dalgasının hızı aşağıdaki bağıntılarla bulunabilir;

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}} \quad (5)$$

P ve S dalgalarının oranı ise,

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}} \quad (6)$$

bağıntısıyla gösterilebilir.

Poisson oranının genellikle $\frac{1}{4}$ olan değeri yukarıdaki bağıntıda yerine konulursa V_p/V_s oranı $\sqrt{3}$ değerini alır. Bu da katı cisimlerde P dalgasının S dalgasından 1.7 kez daha hızlı olduğunu ifade etmektedir.

Deprem dalgalarının hızı içinden geçtikleri ortamın yoğunluğuna bağlı olduğundan, P ve S dalgaları yerkabuğunun derinliklerinde bir kayaç türünden diğerine geçerken kırılırlar. Bu dalgaların kırılma şekilleri incelenerek, yerkürenin derinliklerinin bir modeli ortaya çıkarılabilir. P ve S dalgalarının farklı kayaç türlerindeki hızları Çizelge 3.2’de gösterilmiştir.

Çizelge 3.2. Cisim dalgalarının kayaçlardaki hızları (Saban, 2010)

<i>Kaya türü</i>	<i>P Dalga Hızı (m/s)</i>	<i>S Dalga Hızı (m/s)</i>
Granit	5680	2950
Granodiyorit	4780	3100
Diyorit	5780	3060
Gabro	6450	3420
Bazalt	6400	3200
Dünit	8000	4080
Kumtaşı	1400–4300	-
Konglomera	2400	-
Kireçtaşı	1700–4200	2955
Kil	1100–2500	-
Gevşek kum	1800	500

P ve S dalga hızları ile elastik sabitler arasında aşağıdaki bağıntılar vardır.

$$\sigma = \frac{0.5 * \left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \quad (\sigma : \text{Poisson oranı}) \quad (7)$$

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{1/2 - \sigma}} \quad (8)$$

Buradan ;

- Arazi ölçümlerinden elde edilen P ve S dalgaları kullanıldığı zaman (V_p / V_s) oranı formasyonların konsolide olup olmadığına, gaz veya petrol taşıyıp taşımadığına işaret eder.

- V_p / V_s oranı derinlik artımı veya porozitenin azalmasıyla azalır. Kil ve toprak için 3'ten büyük, konsolide kayalarda 2'den az, kristalen ve metamorfik kayalarda ise 1.7' den 1.9' a kadar değer alabilir.

- V_p / V_s oranı kumdan, kile ve kumdan kireçtaşı birimine geçerken artar. Böylece, yanal formasyon değişimleri belirlenir.

- V_p / V_s oranı kayaların mineral bileşimine, dokuyu teşkil eden tane büyüklüğüne, dalıma, gözenekliliğine, gözenek sıvısı cinsine, çimentolaşma derecesine bağlıdır.

- Sonuç olarak kayacın jeolojik geçmişi ile ilk yaşına bağlıdır. Litolojiye bağlı olarak 1.3 ile 8 arasında değer alır.

b) Yüzey Dalgaları

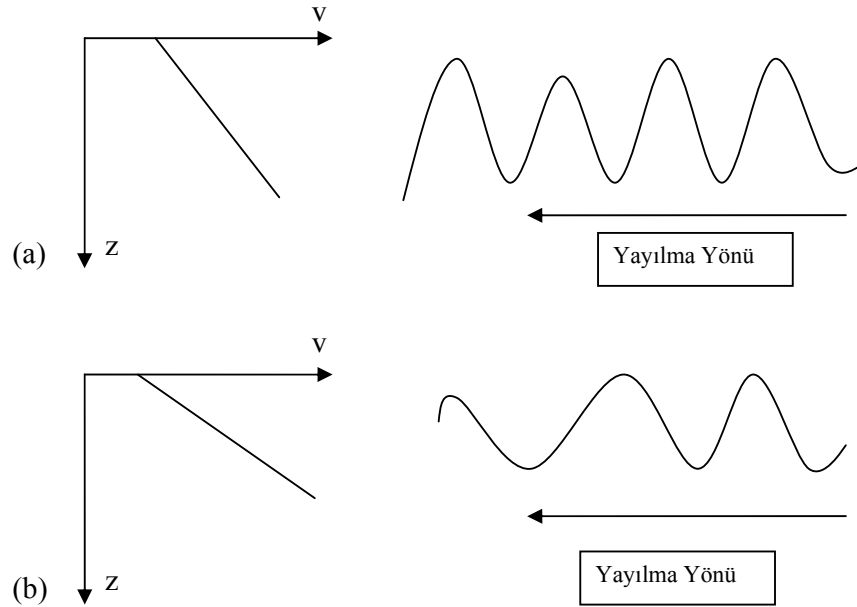
Bir sismik kaynaktan çıkarak yerkürenin serbest yüzeyi boyunca cisim dalgalarından daha yavaş olarak yayılan ve “yüzey dalgaları” olarak adlandırılan diğer tür dalgalar da vardır. Bu dalgaların yayılabilmesi için cisim dalgalarının tersine sınırlı yani yarı-sonsuz bir ortam gereklidir. Yerkabuğu bu dalgaların oluşmasında yarı-sonsuz ortamı oluşturur.

Deprem ya da patlatma gibi yüzeye yakın herhangi bir sismik kaynak tarafından oluşturulan sismik enerjinin bir kısmı yüzeye yakın bu yarı-sonsuz ortam içerisinde hapsolür ve bu ortam içerisinde yayılırlar. Yüzey dalgaları, cisim dalgalarından daha

düşük frekans içeriğine sahiptir. Düşük frekansa ve büyük genliklere sahip olmalarından dolayı, yüzey dalgaları birçok depremde yapılara zarar veren dalga türüdür. Başlıca iki tür yüzey dalgası vardır. Bunlar;

- Rayleigh Dalgası
- Love Dalgası

Love ve Rayleigh dalgaları yayılırken bunların tüm dalga grubu bir istasyona aynı anda gelmez ve bir kural olarak uzun dalgalar yüksek hızla seyahat ederek istasyona önce varır (Şekil 3.9). Bunları kısa ve daha kısa dalgalar takip eder. Bu olay 'dispersiyon' olarak bilinir.



Şekil 3.9. (a) Küçük hız gradyanı - Küçük dispersiyon

(b) Yüksek hız gradyanı - Yüksek dispersiyon

V: Dalga hızı, Z: Serbest yüzeyden olan derinlik

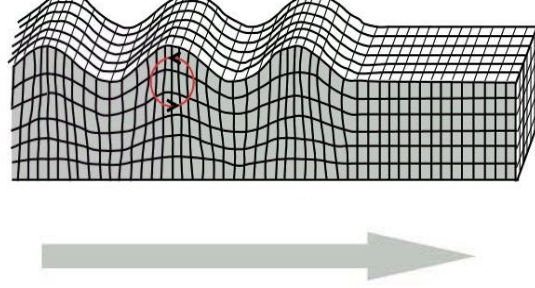
Yüzey dalgaları hareketleri sırasında yerin derinliklerine inerler. 60 sn periyodlu Rayleigh dalgaları 200 m derinlerde seçilebilir. 20 sn lik periyod, derinliği yaklaşık 70

km etkiler. Hızın, Şekil 3.9 'da olduğu gibi derinlikle sürekli olarak arttığı kabul edilirse uzun dalgaların daha hızla hareket ettiği açıkça görülür. Bu normal dispersiyon olarak bilinir. Eğer kısa dalgalar önce varırsa o zaman-ters dispersiyondan bahsedilir. Dispersiyonun bu sonucu nedeniyle yüzey dalgaları için iki farklı hızı ayırt etmek gerekir (Kurtuluş, 2002): Faz veya Dalga Hızı (belirli bir fazın yayılma hızıdır) ve Grup Hızı (tüm dalga grubunun yayılma hızıdır).

Bu iki hız birbirine eşit değildir. Bunu açıklamak için bir göle bir taş atıldığını düşünerek ortaya çıkan dalgacıkların yayılımını dikkate almak gerekir. Dalga gruplarının durgun su içinde ilerlemesi sırasında grup hızının kapsadığı dalgacıkların hızından daha az olduğu sık sık belirtilmektedir. Grup içindeki dalgacıklar, grubun arkasında oluşarak öne doğru hareket eder ve grubun önünde kaybolur. Böylece, dalgacıkların hızından daha fazla olur.

Rayleigh Dalgası

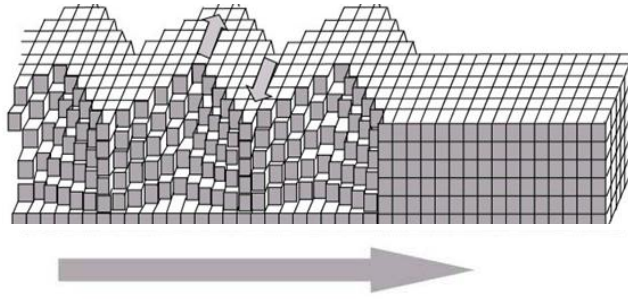
Rayleigh dalgaları tıpkı bir su birikintisinde (göl, deniz) yayılan dalgalar gibi yerin yüzeyi boyunca yuvarlanarak ilerleyen dalgalardır (Şekil 3.10). Bu dalgalar aynı zamanda “yer yuvarlanması” olarak da bilinir ve “R” harfi ile gösterilirler. Rayleigh dalgaları yerkürenin yüzeyi boyunca yayılırken bir çeşit yuvarlanma hareketi yaptıklarından dolayı, geçtikleri ortam içerisinde bulunan tanecikler, yayılma doğrultusu boyunca ters bir elips hareketi çizerler. Taneciklerin yapmış olduğu bu elips hareketi derinlere doğru gittikçe küçülmekte ve daha sonra gözden kaybolmaktadır. Rayleigh dalgalarının oluşabilmesi için serbest bir yüzey ile sınırlandırılmış yarı sonsuz esnek bir ortamın bulunması gereklidir. Ancak böyle bir ortam içerisinde, serbest yüzeye yakın bir yerde P ve SV dalgalarının girişimi sonucu Rayleigh dalgaları oluşur.



Şekil 3.10. Rayleigh dalgası

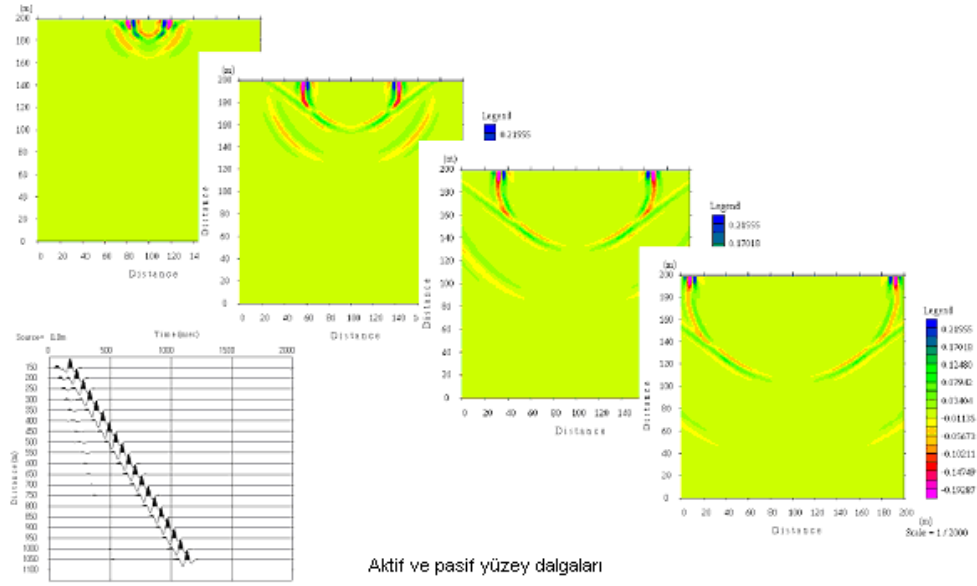
Love Dalgası

Love dalgaları, Rayleigh dalgalarından daha hızlıdır. Bu yüzden sismogramlarda Rayleigh dalgalarından daha önce görülür ve “L” harfi ile gösterilir. Bu iki dalga arasındaki hız farkı, sismogramlar üzerinde gözlenemeyecek kadar küçüktür. Love dalgalarının oluşabilmesi için elastik, tekdüze ve yarı sonsuz bir yüzey katmanının bulunması gereklidir. Yerkabuğu bu görevi üstlenmektedir. Love dalgaları, yerin serbest yüzeyi ile kabuğun alt sınırı arasında ardışık yansımalara uğrayan SH dalgalarının yapıcı girişimi sonucu oluşur. Bu nedenle Love dalgalarının geçtiği ortamda tanecikler tamamen yayılma doğrultusuna dik yatay düzlemde yani x- veya y- düzleminde titreşirler (Şekil 3.11). Love dalgaları yer değiştirme alanının enine bileşeninde gözlenirler. Rayleigh dalgalarının tersine, bu dalgaların oluşabilmesi için SH dalgasının serbest yüzeye herhangi bir kritik açıyla gelip kırılması söz konusu değildir.

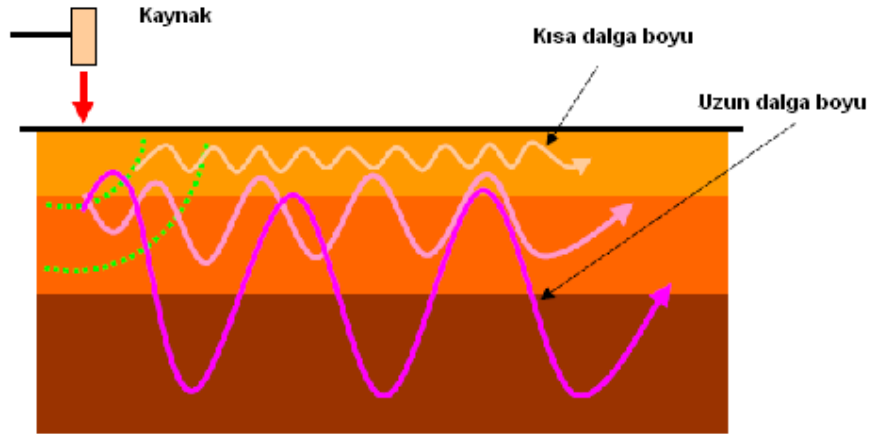


Şekil 3.11. Love dalgası

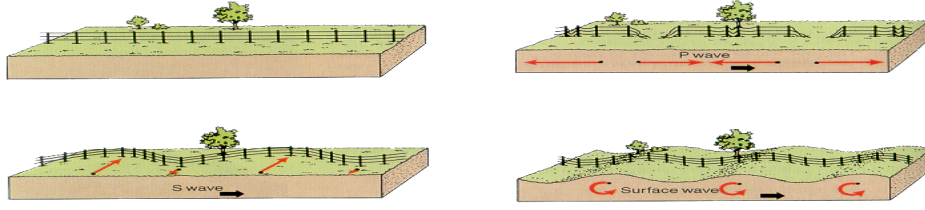
Yüzey dalgalarının homojen ve heterojen ortamda yayılımları Şekil 3.12 ve 3.13' de verilmiştir. Şekil 3.14' de ise cisim ve yüzey dalgalarının yeryüzündeki etkileri görülmektedir. Şekil 3.15 bir sismogramda kayıt edilen sismik dalgaları göstermektedir.



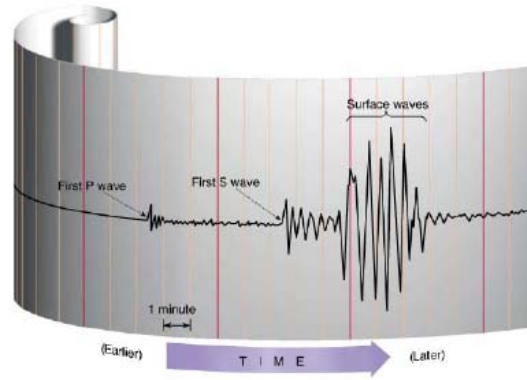
Şekil 3.12. Yüzey Dalgalarının Homojen Ortamda Yayılımı



Şekil 3.13. Yüzey Dalgalarının Heterojen Ortamda Yayılımı



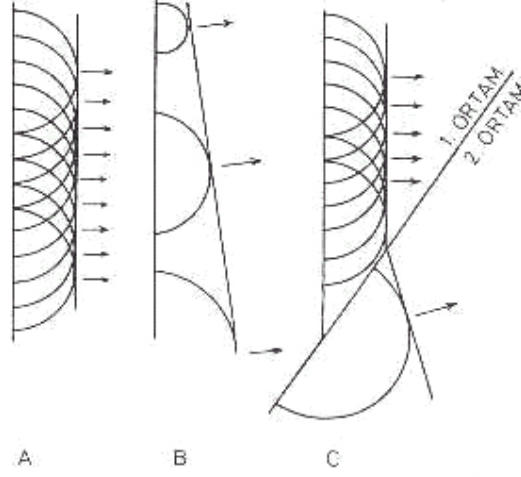
Şekil 3.14. Cisim ve Yüzey dalgalarının yeryüzündeki etkileri



Şekil 3.15. Sismogramda kaydedilen sismik dalgalar

3.3.5. Dalga Yayılım Geometrisi

Herhangi bir enerji kaynağından çıkan dalgalar, suya atılan bir taşın meydana getirdiği dalgalar gibi giderek genişleyen çemberler şeklinde yayılır. Yer içinde, üç boyutlu ortamda ise bu dalgalar küresel şekilde yayılırlar. Küreyi oluşturan yüzeylere “dalga cephesi” adı verilir. Bu dalga cephelerini oluşturan her nokta yeni bir enerji kaynağı gibi davranır (**Huygens prensibi**) (Şekil 3.16). Bu kurala göre, belirli bir zaman için herhangi bir dalga cephesi geometrisinin bilinmesi durumunda daha sonra ulaşacak dalga cephesi geometrisi belirlenebilir. Bu işlem, dalga cephesinin her noktasının bir enerji kaynağı olduğu ön görülerek bu noktalardan yayılan küresel dalgaların zarflarının çizilmesi şeklinde yapılır.



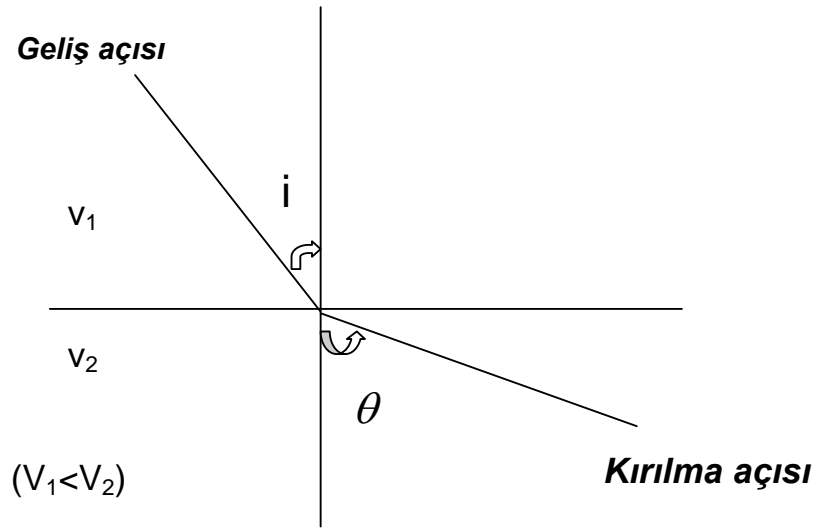
Şekil 3.16. Huygens prensibine göre düzlem dalga yayılımı (Us, 1993)

- A: Homojen ortam
- B: Hızın düşey yönde lineer artması
- C: Farklı ortamlardaki hız değişimi

Dalga cephesinin t zamanında olduğu ön görülürse, $\Delta t+t$ zamanı için oluşacak dalga cephesi, ortamın yayılım hızı kullanılarak S yarıçaplı çemberlerin zarfının çizilmesi ile elde edilir. Huygens prensibine göre, genişleyen dalga cephesi oluşurken, dalga iki nokta arasında gidebileceği en kısa yolu izler. Bu kural **Fermat prensibi** olarak bilinir. Huygens ve Fermat prensiplerinin farklı hızlara sahip ortamlara uygulanması sismik verilerin temelini oluşturur. Şekil 3.17’de görüldüğü gibi V_1 ve V_2 hızlarından oluşan bir ortamda A ve B noktaları arasındaki ışınal dalga yayılımı, geliş açısı ile yansıma açılarının eşitliğini gerektirmektedir. İki farklı ortamda bulunan A ve C noktaları arasındaki dalga yayılımının ışınal geometrisi için **Snell Yasası** olarak bilinen,

$$\frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin \theta}{V_2} \quad (9)$$

bağıntısı yazılabilir.



Şekil 3.17. Snell yasasına göre ara yüzeye belirli bir açı ile gelen bir dalganın kırılması (Öztürk, 1993)

Bu kural çok tabakalı ortamlar için de geçerli olup bağıntı (n) tabakalı bir ortam için;

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin i_2}{v_2} = \dots = \frac{\sin i_n}{v_n} \quad (10)$$

şekline dönüştürülür. Kırılma açısının $i_2 = 90^\circ$ olması halinde geliş açısı i_1 “kritik açı” olarak adlandırılır. Bu durumda Snell yasasından,

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{1}{v_2} \quad (11)$$

ve

$$\sin i_2 = \frac{V_1}{V_2} \quad (12)$$

bağıntısı yazılabilir.

3.3.6. Sismik Dalga Özellikleri

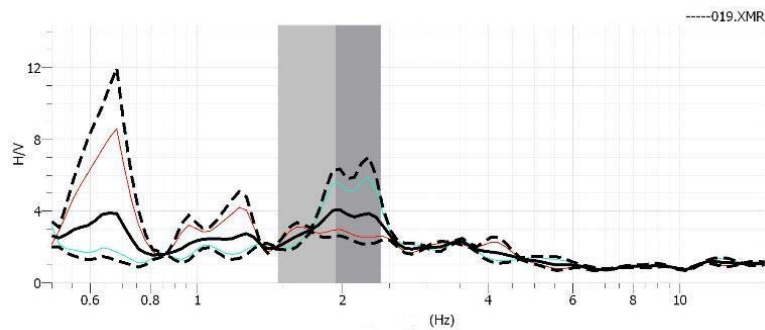
Sismik dalgaların titreşim etkilerini tam olarak anlaşılması için hız, ivme dalga frekansı ve dalga periyodu gibi parametrelerin bilinmesi gerekir.

Hız: Uzaklığın zamana bölünmesiyle elde edilir. Tam bir dalganın (bir pikten diğerine) bir dalga uzunluğunu seyahat etmek için geçen zaman T olarak ifade edilir. Böylece dalga hızı v, dalga uzunluğunun periyoda bölünmesi sonucu bulunur.

$$v = \lambda / T \quad (13)$$

İvme: Saniyedeki hız değişimi olarak ifade edilir ve birimi cm/sn^2 'dir. İvme deprem tehlikesi belirlenmesinde en önemli parametredir. Deprem dalgalarının her bir kısmı belirli ivme değerlerine sahiptirler. İvme, hızın zamana bölünmesiyle elde edilir.

Frekans: Ses dalgalarının bir saniyedeki sıkışma ve genişleme sayısı, su dalgaları ya da diğer tip titreşimlerde bir saniyedeki yükselme ve alçalma sayısı frekans olarak tanımlanır. Frekans, Hertz olarak ifade edilir ve Hz sembolü ile temsil edilir. Bir Hertz, her saniyedeki bir yükselme ve alçalmaya eşittir (Şekil 3.18).



Şekil 3.18. Dalga frekansı

Dalga Frekansı (f), her saniyede geçen dalga sayısına eşittir.

$$f = 1 / T \quad (14)$$

Dalga Periyodu: Dalgaların iki ucu noktasında geçen zaman ise dalga periyodu olarak isimlendirilir. Periyod, dalga frekansının tersine eşittir.

3.3.7. Mikrotremorların Periyot Dağılımları

Kanai ve Tanaka (1961), yaptıkları çalışmalarda zemin yapısının basit ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0.1 sn ile 0.6 sn arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görüldüğünü açıklamışlardır.

Örtü tabakasının olmadığı veya çok az olduğu yerlerde, örneğin dağlık bir bölgede mikrotremorların periyotları 0.1–0.2 sn aralıklı doruklar vermektedir. Akarsu kaynaklı yerlerde ise 0.2–0.4 saniyelerde pikler gözlenmektedir. Alüvyonal yerlerde Kanai (1961), Japonya’da 0.4–0.8 sn civarında düzgün dağılımı olmayan birden fazla pik içeren spektrumlar gözlemiştir.

Mikrotremorları temsil eden eğri, genellikle kalın ve yumuşak örtü tabakalı yerlerde düz bir şekil alırken 0.05–0.1’ den 1–2 saniyeye kadar bir dağılım göstermektedir.

3.3.8. Mikrotremorların Genliklerinin Zamana Göre Dağılımları

Mikrotremor ölçümlerinin genlikleri büyük ölçüde kayıt noktası etrafındaki aktivitelerin titreşimleri ile ilişkili olduğundan, gündüz saatlerinde alınan ölçümlerin genlikleri gece alınanlara oranla daha yüksek değerlerde olmaktadır. Çeşitli bölgelerde gece ve gündüz saatleri boyunca tekrarlı olarak alınan kayıtlar göstermiştir ki, gündüz saatlerindeki genlikler daha büyük değerler almaktadır. Bununla birlikte şehir içlerindeki genliklerde, kırsal alanlardaki genliklere oranla daha büyük değerler

almaktadır. Bu konu ile ilgili olarak Kanai Japonya'da 30 noktada aldığı kayıtlar ile, aşağıda verilen ampirik bir formül tanımlamıştır.

$$\text{Gece} = 0.3 * (\text{Gündüz})^{1.5} \quad (15)$$

3.3.9. Yeraltında Alınan Mikrotremor Kayıtları

Mikrotremor verilerini, kuyu için geliştirilmiş sismometrelerle yerin değişik derinliklerinde almak olanaklıdır. Bu amaçla birçok çalışmada kuyu içi sismometreleri kullanılarak araştırmalar yapılmıştır. Bu araştırmaların öncüsü olarak Kanai, yerin farklı derinliklerinde ve yüzeyinde aldığı mikrotremor verilerini inceleyerek, verilerin periyot dağılım eğrilerinin farklı derinliklerde farklı dağılımlarda olduğunu göstermiştir. Sonuçlarını, kuyu logları ile karşılaştırarak yerin ar dalanma özellikleri ile mikrotremor verilerini ilişkilendirmeye çalışmıştır. Aynı zamanda deniz tabanı ile karada alınan mikrotremor verileri de uyumluluk içerisindedir. Bu da mikrotremorların geniş kullanım alanlarında denenebileceğini göstermektedir.

3.3.10. Mikrotremor Verilerinin Zemin Koşullarının Belirlenmesinde Kullanımı

Bir bölgedeki titreşimler, o bölgelerde zeminin doğal gürültüsünü oluştururlar. Farklı zemin koşullarına ait zeminin doğal gürültüsü de farklı olacaktır. Yerin doğal gürültüsünün genlik ve frekans içeriklerini, yerin litolojisi ve geometrisi gibi faktörler etkileyecektir. Zeminin çok küçük genlikli doğal salınımları incelenerek, zeminin etkin salınım periyotları saptanabilir ve bu şekilde yerin davranış özellikleri belirlenebilir. Bu durumda yerin bu doğal titreşimlerinden yararlanılarak elde edilecek parametrelere göre bölgesel olarak yer sınıflamaları yapılabilir. Bu görüşü ilk savunan ve uygulamasını yapan, yeri dört ana gruba ayırarak, bu sınıflamanın Japon bina yönetmeliğinde kullanılmasını sağlayan araştırmacılar Kanai ve arkadaşları olmuştur (Kanai vd. 1961).

Mikrotremor verilerinden ve kuvvetli yer hareketi verilerinden elde edilen genlik spektrumlarına bakıldığı zaman spektrumların benzerlik gösterdiği görülür. Deprem kayıtlarına ve mikrotremor kayıtlarına bakıldığında görülen farklılık ise genellikle

genlik değerlerinde gözlenirken, etkin frekansların çok fazla farklılık göstermediği görülmektedir. (Kanai ve Tanaka 1965). Bu kavramdan yola çıkılarak basit homojen yatay tabakalı ortam kabulü yapılarak; zemin etkin periyodunun, doğrudan mikrotremor ölçümleri ile belirlenerek, bölgede kuvvetli yer hareketi verisi olmaması durumunda da saptanması mümkün olmaktadır. Mikrotremor aygıtı ile çeşitli bölgelerde ölçümler yapılarak yer etkin periyodu ve bir yaklaşım olarak etkin periyottaki büyütme katsayısı gibi parametreler bulunabilir ve bu veriler ışığında bölgesel olarak parametrelerin değişimi saptanarak pratik sınıflandırmalar yapılabilir. Yer büyütme katsayısı hesaplamalarında, spektral genlikler, referans noktasına göre göreceli spektral oranlar veya yatay bileşen spektrum değerlerinin düşey bileşen spektrum değerlerine oranı olan Nakamura yöntemleri uygulanabilir.

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

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

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

Gruplarda geçen jeolojik zaman tablosu Şekil 3.19. da verilmektedir.

ÜST ZAMAN	ZAMAN	DEVİR	DEVRE	MİLYON YIL	
FANEREZÖYİK	SENOZÖYİK	KUVATERNER	HOLOSEN	0.8	
			PLEYİSTOSEN	1.8	
		TERSİYER	NEOJEN	PLİYOSEN	5
				MİYOSEN	25
				OLİGOSEN	40
			PALAJOJEN	EÖSEN	55
				PALEOSEN	65
				MESOZÖYİK	KRETASE
		ALT	140		
		JURA	MALM		160
	DOGGER		180		
	LİYAS		200		
	TRİAS	ÜST			
		ORTA			
		ALT	230		
	PALEOZÖYİK	PERMİYEN	ÜST		
			ALT		280
		KARBONİFER	ÜST		
			ALT	350	
		DEVONİYEN	ÜST		
ORTA					
ALT			400		
SİLÜRİYEN		ÜST			
		ALT	430		
ORDOVİSYEN		ÜST			
	ALT	500			
KAMBRİYEN	ÜST				
	ORTA				
	ALT	570			
PRETEREZÖYİK	PREKAMBRİYEN	ALGONKİYEN	2 600		
KRİTOZÖYİK ARKEOZÖYİK AZÖYİK		ARKEEN	2 600 den önce		

Şekil 3.19. Jeolojik Zaman Tablosu

Zemine ait bu fiziksel özelliklerin saptanması ile daha iyi tanınan bir zemin üzerine, zeminin de yapısına uygun olarak daha doğru, sağlam ve daha dayanıklı yapılar yapmak mümkün olacaktır. Mikrotremor çalışmalarından elde edilecek sonuçlar, mikrobölgelendirme çalışmalarında, yapı dizaynında ve inşaa edilmesinde, şehir planlama, yer seçimi, şehircilik çalışmalarında, deprem senaryoları çalışmalarında, sismik risk analizi gibi birçok çalışmada kullanılabilir.

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

3.3.11. Mikrobölgelendirme Çalışmalarında Kullanılan Diğer Veriler

Yaşanılan deneyimler ve yapılan araştırmalar göstermiştir ki depremin oluştuğu yerin iz düşümüne aynı uzaklıkta olan, farklı zemin yapısına sahip ayrı yerlerde deprem etkileri (hız, ivme, genişleme gibi) farklılıklar göstermektedir. Bu farklı etkilerin gözlenmesinde, deprem odak özelliklerinin, depremin büyüklüğünün, oluşum mekanizmasının, deprem dalgalarının yayılım yönünün, depremin süresinin ve deprem dalgalarının frekans içeriğinin etkisi ile birlikte bölgesel olarak zeminin salınım periyodu, geometrik özellikleri, esneklik özellikleri, su içeriği gibi bölgesel etkilerin de rolü büyüktür.

Yeni kurulacak kentlerde, endüstri bölgelerinde ve zeminin sismik durumunun hayati önem taşıdığı bütün yapılaşma bölgelerinde yerin statik ve özellikle dinamik karakterinin tanımlanması zorunludur.

Yer hareketi ve bu hareketin jeolojik yapıyla ilişkilerini değerlendirmek amacıyla birçok mikrobölgeleme çalışmaları diğer ülkelerde yapılırken, ülkemizde ise maalesef çok fazla sayıda mühendislik amaçlı mikrobölgelendirme çalışması yapılmamıştır (Alçık vd, 1995).

Mikrotremor ölçümlerinden elde edilen parametreler tabii ki mikrobölgelendirme çalışmaları için tek başına yeterli değildir. Bu çalışmanın yanında zemine yönelik diğer nitelik ve nicelikler de araştırılmalıdır. Çalışılan bölgede, jeolojik durum, aktif ve aktif olmayan faylar, dinamik ve statik özellikler, sismisite, heyelan durumu, topografya, yeraltı suyu durumu, sıvılaşma gibi zemin özellikleri ayrıntılı biçimde incelenerek mikrobölgelendirme çalışmaları yapılmalıdır. Zeminin bölgesel özellikleri ile ilgili değerlendirmeler bölgesel olarak yerin deprem hasarlarını arttırıcı özellik göstermesindeki başlıca etkenlerdir (Gül,1972).

3.3.11.1. Yeraltı Suyu

Yeraltı suyunun varlığı ve derinliği ile yeraltı suyunun etkileşimde olduğu jeolojik birimlerin özelliklerine göre, deprem ve benzeri yer hareketlerinin etkileri büyütme gösterebilir. Yapılan araştırmalarda, yeraltı suyu içeren, çakıllı ve kumlu birimlerde deprem etkilerinin daha fazla görüldüğü belirtilmektedir.

3.3.11.2. Jeolojik Birimlerde Farklı Zonlanmalar

Jeolojik ve fiziksel nitelikleri farklı olan birimlerin, aynı bölgede farklı dizilimleri, deprem etkilerinin bölgesel olarak birbirinden ayrılan farklı etkilerle gözlenmesini sağlar. Bu olayın bir örneği Meksika 1957 depreminden sonra bölgede gözlenmiştir. Bölgede yumuşak ve kalın dolgular üzerinde daha şiddetli etkiler saptanmıştır. Meksika şehrinde 3.5 km 'lik bir alan içerisinde yer ivmesinin 10 ile 100

gal arasında değiştiği belirlenmiştir. Ülkemizde yaşanan depremlere de bakıldığı zaman jeolojik ve fiziksel özellikleri farklı yerlerdeki deprem hasarlarının da farklılıklar gösterdiği saptanılabılır.

3.3.11.3. Topografya

Yüzeydeki örtü tabakanın altındaki sağlam yer topografyasının da depremler sırasında oluşacak hasarlara önemli etkisi vardır. Sağlam yer yapısındaki kabarık yapı, karmaşık kırılma ve yansımalara neden olarak, bu bölgelerde enerji birikimine yol açmaktadır. Örtü tabaka altındaki yer yapısının yüzey titreşimlerine olan etkileri de geğmiş birçok deneyimden saptanmıştır. Geğmişte oluşun bazı büyük depremlerin oluşturduğu hasarların, bölgede düzensiz bir biçimde yayılmasında sağlam yer topografyasının yapısının etkili olduğu belirlenmiştir.

Son yıllarda yapılan bazı araştırmalara göre, depremlerinin oluştuğu bölgelerde dağların ve diğer bazı yer şekillerinin dizilişinin ve yapıların da bölgede oluşun deprem hasarlarında büyük etkisi olduğu belirlenmiştir. Örneğin, deprem dalgasının geldiği bölgede, dalğanın geliş yönüne göre çanak şeklinde içe doğru bükük veya dışa doğru tümsek yapıda bir dağ ya da dağ sırası, çukur aynaya veya tümsek aynaya benzer bir davranışla, deprem dalgasını odaklama veya yansıma ile şekillendirebilmektedir. Bu etki ile deprem dalgaları yerel olarak çok farklı etkilere neden olurlar. Bu tip unsurlar da mikrobölgeleme çalışmalarında mutlaka dikkate alınmalıdır.

3.3.11.4. Heyelan Durumu

Depremi etkilediği bölgenin heyelan durumu incelenmelidir. Deprem sırasında heyelan potansiyeli olan bir alan için deprem, tetikleyici bir faktör olabilir ve heyelan kütleleri deprem hasarlarını etkileyebilir. Heyelan potansiyeli olan bir bölgede profil boyunca mikrotremor kayıtları alınarak örtü tabakanın şekillenmesi modellenebilir. Bu model, kayma yüzeyi tespitinde diğer jeofizik yöntemlerle birlikte yardımcı bir yöntem olarak kullanılabilir.

3.3.11.5. Faylar

Mikrobölgelendirme yapılacak bölgede yer alan fayların aktiviteleri, yönleri, derinlikleri ve yerleri bilinirse, projelendirme işleri daha isabetli yapılacaktır. Aktif faylı bölgeler deprem sırasında içinde buldukları araziye deformasyon özelliği kazandırabilmekte, dolaylı veya dolaysız hasar yapabilmektedir (Gül, 1972).

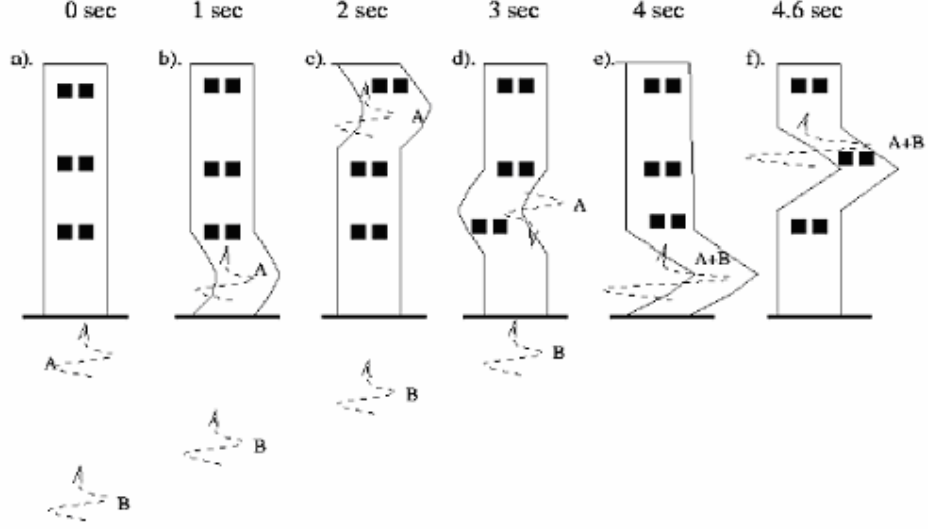
3.3.11.6. Sıvılaşma

Genellikle çakıllı ve kumlu birimlerde gözlenen sıvılaşma olayı ile deprem hasarları artacağından, çalışılan bölgenin sıvılaşma potansiyeli ayrıntılı biçimde incelenmelidir. Sıvılaşma olayının incelenmesinde kullanılacak mümkün olan tüm zemin fiziksel parametreleri bulunup hesaplanmalıdır. Yaşanan deprem olaylarından sonra sıvılaşma gözlenen ve gözlenmeyen bölgelerdeki deprem etkilerinin oldukça farklı olarak gözlenmesi, mikrobölgelendirme çalışmalarında sıvılaşma incelemelerinin de ne kadar gerekli olduğunu açıklamaktadır.

3.3.11.7. Sismik Özellikler

Mikrobölgeleme çalışmaları için çalışılan bölgeye ait geçmiş bütün veriler derlenmeli ve analiz edildikten sonra bölgeleme çalışmalarında bölgenin deprenselliği ve sismik riski ile ilgili bilgilere yer verilmelidir. Çalışılan bölgenin sismik özellikleri mutlaka mikrobölgeleme çalışmalarına katılmalıdır. Bölgenin elastik parametreleri, özellikle sismik kesme dalga hızı ve etkin periyodu belirlenmelidir. Yapı inşaa edilecek yerlerde zeminin ve zeminin ürettiği sismik aktivitelerin özellikleri iyi tanınmalı ve yapının maruz kalacağı sismik koşullar yapı tasarımına yansıtılmalıdır. Şekil 3.20' de bir binanın sismik rezonansını simgeleyen şekil görülmektedir. Şekilde A ve B genlikli salınımlar binaya etki ettikten bir süre sonra salınımlar üst üste gelerek rezonans oluşturmaktadır. Sismik olarak aktif bölgelerde kuvvetli yer hareketi (KYH) verileri ve yardımcı olarak mikrotremor verileri kullanılabilirken, sismik olarak daha az aktif ve yeterli miktarda KYH verisi olmayan inceleme alanlarında mutlaka mikrotremor verilerinden yararlanılarak zeminin fiziksel karakteri belirlenmelidir.

Yukarıdaki etkenler ayrı ayrı veya birleşerek yüzey titreşimlerini etkileyecektir. Bu nedenle mikrotremor yöntemi kullanılarak yapılacak modelleme çalışmalarında bu faktörler göz önünde bulundurulmalıdır.

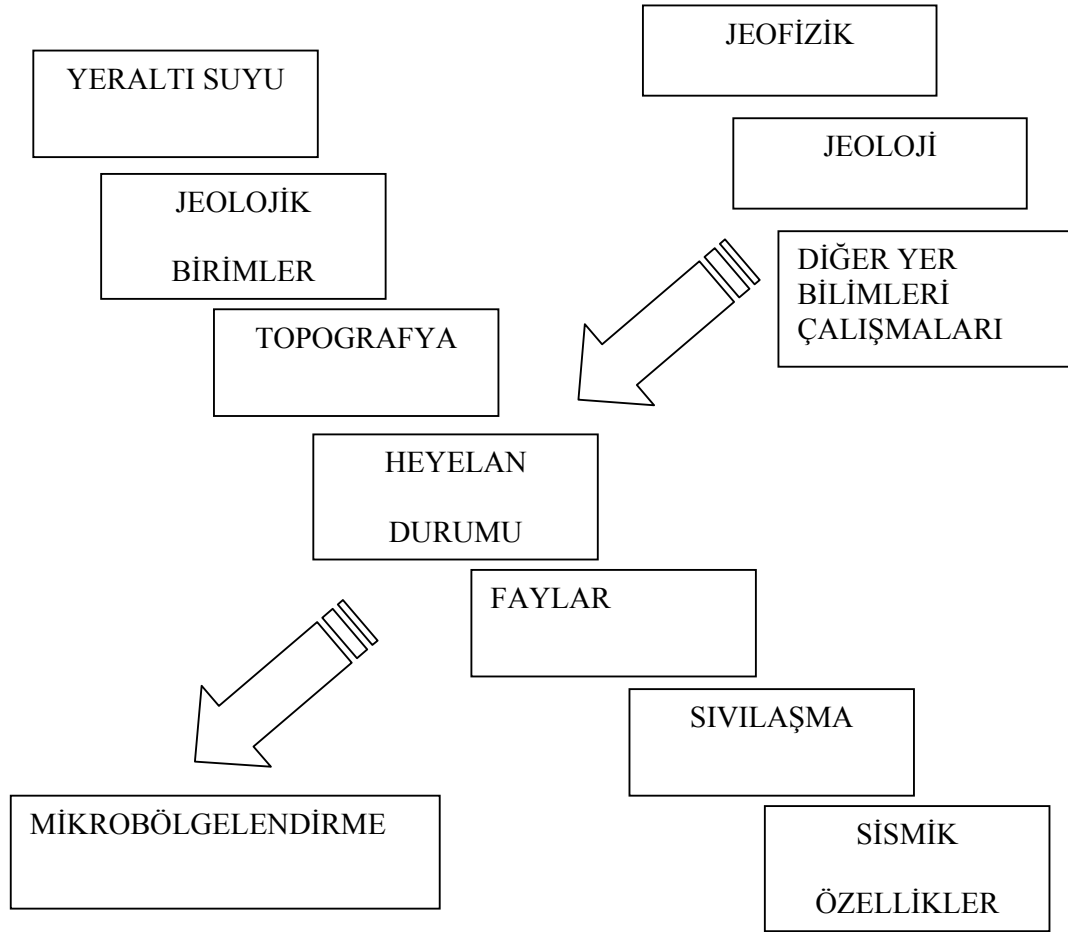


Şekil 3.20. Binanın üzerinde bulunduğu yerdeki salınımlar karşısında sismik rezonans dalgasının şekilsel gösterimi (Tokgöz, 2002)

Mikrobölgeleme yapılacak alanlarda yukarıda bahsedilen özellikler ayrıntılı bir biçimde incelenmeli ve sonuçlar ilgili tüm mühendislik disiplinleri tarafından irdelenmelidir. Elde edilen sonuçlardan yararlanılarak inceleme alanı için depreme karşı en büyük önlem alınmalıdır.

Mikrobölgeleme çalışmaları için toplanan ve değerlendirilen verilerin bilimsel gerçekliğinden emin olunmalı, veri toplama ve veri analiz aşamalarında bilimsel ve modern teknoloji tabanlı çalışmalar yapılmasına dikkat edilmelidir. Toplanan verilerin koordinatları ve hangi alana ait oldukları düzenli bir şekilde saptanmalı ve arşiv bilgisi olabilecek nitelikte ve kolay anlaşılır bir gösterimle haritaya aktarılmalıdır. Bulunan parametrelerin gösterimi ve veri sunumu dünya normlarına uygun olarak yapılmalıdır.

Elde edilen sonuçlar, derlenerek harita üzerine işlendikten sonra, bölgede daha sonra yapılacak birçok çalışma için rehber niteliğinde olmalıdır. Mikrobölgeleme çalışmaları yeni kurulacak şehirlerin planlamasında olduğu kadar, afetten sonra yeniden yapılanma ve onarılma çalışmaları için de kullanılabilir niteliktedir. Disiplinler arası ortak, planlı ve programlı bir çalışma gerektiren mikrobölgeleme çalışmalarının şematik gösterimi Şekil 3.21.'de gösterilmektedir.



Şekil 3.21. Mikrobölgeleme çalışmaları

Heyelan bölgelerinde yer kaymalarını araştırmak amacıyla 1999 yılında M.R.Gallipoli vd. tarafından İtalya-Güney Apeninler'de heyelan bölgesi kayma yüzeyi çalışmaları yapılmıştır. Çalışmada Elektrik Özdirenç Yöntemi ile Mikrotremor Yöntemi

birlikte kullanılmıştır. Çalışma kapsamında 5 adet mikrotremor ölçüsü alınmıştır. Bunlardan dört tanesi kayan kütle üzerinde diğer bir tanesi de kayma bölgesi dışında alınmıştır. Analiz yöntemi olarak, H/V Nakamura yöntemi uygulanmıştır. Hesaplanan büyütme spektrumları kayma bölgesi içine düşen istasyonlarda, 2 ile 4 Hz arasında pikler vermekte iken kayma bölgesinin dışında kalan istasyonda spektrum düz bir grafik sergilemektedir. Buradan şöyle bir sonuç çıkarılabilir: İstasyonlardan sağlam zemin yapısına sahip ve olasılıkla kayan ve büyütme oranları daha yüksek olan istasyon, diğer istasyonların buldukları yerden farklı bir litolojiyi göstermektedir.

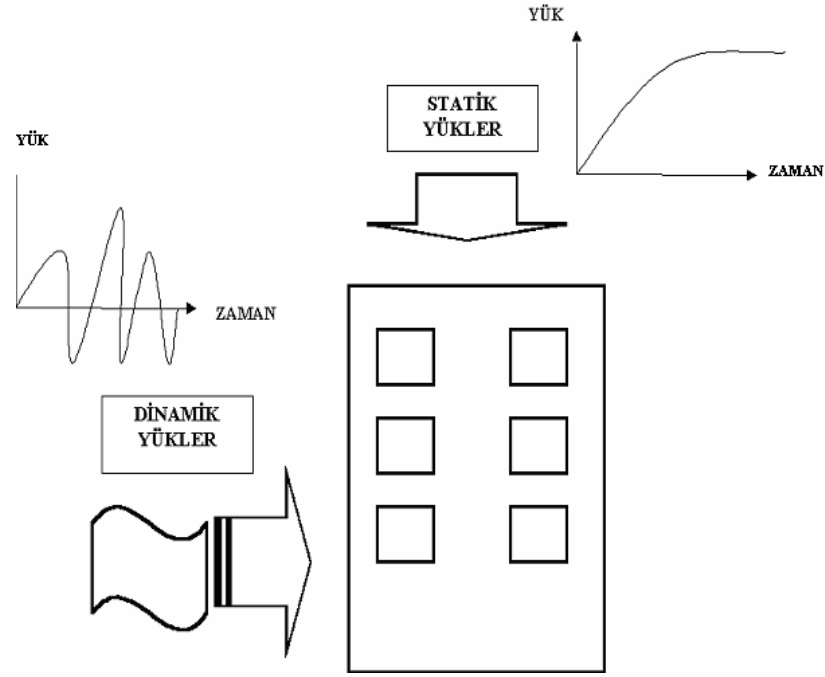
Örnekten de anlaşılacağı gibi belli bir profil boyunca mikrotremor ölçüleri alınarak, Nakamura yöntemi uygulandığında yer altındaki incelenen hedef kütlelerin durumları hakkında bilgiler elde etmek mümkündür (Gallipoli vd. 2000).

Olası bir fayın geçtiği yerin saptanması ya da litoloji farklılıklarının anlaşılabilmesi için de bir profil boyunca ölçümler alınarak, sağlam yer topografyası ve ana kaya sınırları hakkında yaklaşımlar yapılabilir. Bu amaçla yapılan mikrotremor çalışmaları her ne kadar birincil yöntem olmasa da yardımcı bir jeofizik uygulama olarak kullanılabilir.

3.3.12. Deprem İvmesi

Deprem hasarlarını etkileyen en önemli dinamik parametrelerden birisi depremin ivmesidir. Deprem dalgaları oluştukları kaynağa ait parametrelerin özelliklerini taşıdığı gibi, yayılım yönlerinde kat ettikleri ortamların yapısal, jeolojik ve fiziksel özelliklerinden de etkilenirler. Deprem dalgalarının yayılımı ve frekans, genlik gibi karakterleri oluşum koşulları ile birlikte yayıldıkları ortam tarafından da belirlenir. Depremlerin yapılar üzerindeki etkilerinin değerlendirilmesi, araştırılması ve depreme dayanıklı yapı tasarımlarında kullanılması amacıyla ve diğer sismolojik çalışmalar için, Türkiye'de ve dünyada ivme ölçer ağları ve sismoloji istasyonları ile sürekli veri ve analiz çalışmaları yapılmaktadır. Türkiye'de özellikle deprem riski taşıyan bölgelerde, yeterli sayıda olmasa da, çok sayıda kuvvetli yer hareketi ölçer cihazları çalıştırılmakta ve yer hareketlerine ait veriler elde edilmektedir. Depremler sırasında alınan kuvvetli

yer hareketi verileri ile yerin salınım özellikleri ve yerin hangi miktarda ve hangi hızla salınımlar gerçekleştirdiği saptanabilir. Yerin, binanın kütlesi üzerine yansıttığı kuvvetler ve yer değiştirme, ivme, hız gibi değişkenler, kuvvetli yer hareketlerinin gözlenmesiyle araştırılabilir. Yapıların dizayn edilmesi aşamasında yapıların üzerine ve yere etkiyen statik kuvvetlerin yanı sıra özellikle yanal yükler de dikkate alınmalıdır (Şekil 3.22). Depreme dayanıklı olarak dizayn edilecek binalarda, binanın yapılacağı yerde oluşabilecek maksimum yatay yer ivmesi değeri mutlaka saptanmalı ve dizayn parametreleri arasına alınmalıdır.



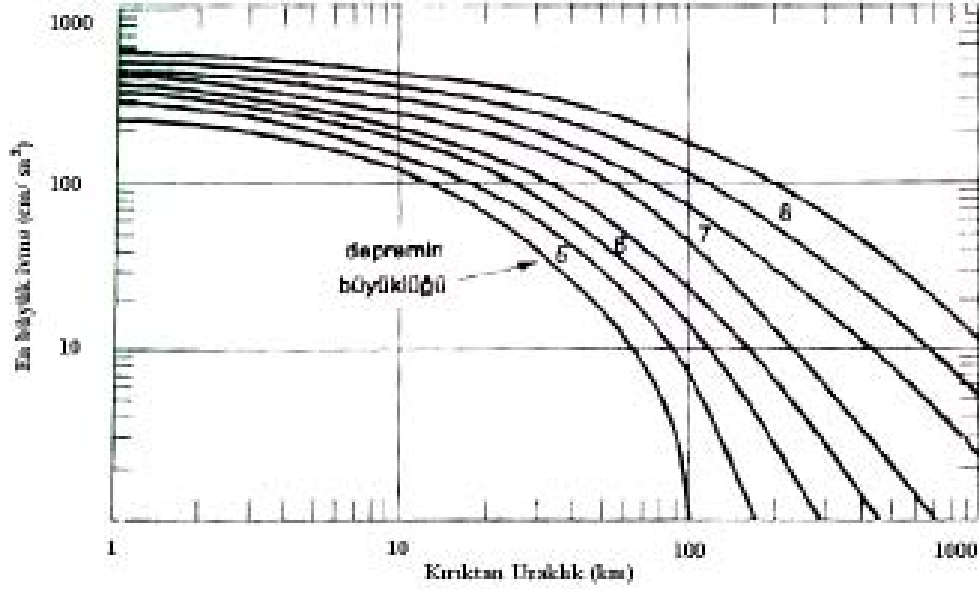
Şekil 3.22. Yapıya etki eden statik ve dinamik yüklerin zamana bağlı değişimlerini gösteren şema (Tokgöz, 2002)

3.3.12.1. Deprem Sırasında Yer İvmesinin Önemi

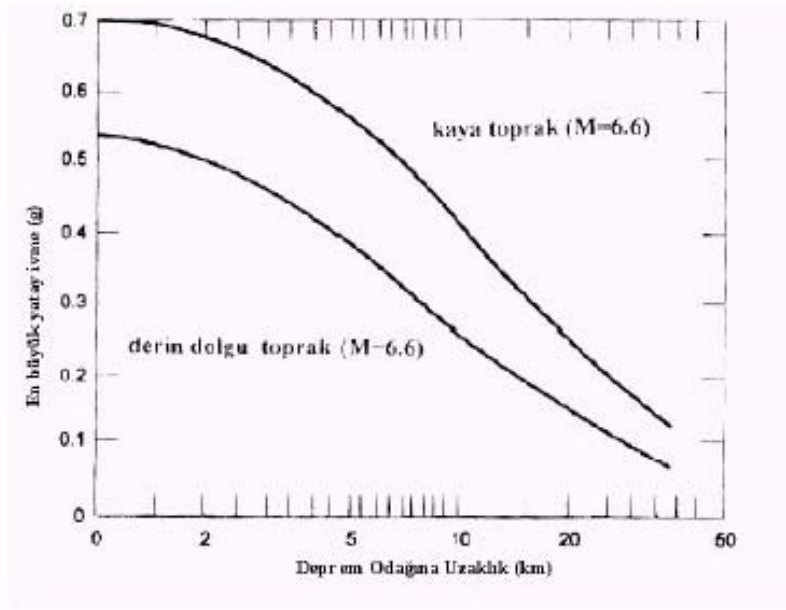
Depremler sırasında gözlem istasyonlarında bulunan kuvvetli yer hareketi ölçerlerle ölçülen ivme değerlerine bakıldığında, deprem episantrına aynı uzaklıkta bulunan yerlerde, farklı ivme değerlerinin gözlenmesi ve ivmenin uzaklığa bağlı olarak düzenli bir artım ya da azalım göstermediği daha önce yapılan birçok araştırmada

belirtilmiştir. Yapı tasarım ve uygulamalarında deprem yüklerinin hesaplanması amacıyla ivme kayıtlarından mutlak ivme ve bağıl hız tepki spektrumları kullanılarak, bu spektrumlardan yer baskın periyodu ve yer büyütmesi bulunabilir. Deprem kaydının tüm bileşenlerine özgü mutlak ivme spektrumu, o kayda özgü ivme değerine bölünerek, boyutsuz ivme oranı bulunabilir. Yalnızca deprem odağına ait özelliklerin değil, aynı zamanda bölgesel yer koşullarının özellikleri de dikkate alınarak, yapılacak tasarım ve uygulamalar ile deprem sakıncaları en aza indirilebilir.

Şekil 3.23. ve 3.24.' de depremin en büyük ivmesinin ve en büyük yatay ivmesinin odaktan uzaklığına bağlı olarak değişimi görülmektedir (Ercan 2001).



Şekil 3.23. En büyük ivmenin kırıktan uzaklığına göre değişimi



Şekil 3.24. En büyük yatay ivmenin odakta uzaklığa göre değişimi

3.3.13.Yerin Deprem Sırasında Sarsıntıyı Büyütmesi

Oluşan bir depremden sonra deprem odağından yayılan dalga karakteri sabit olarak kalmamaktadır. Deprem dalgası, deprem odağına ait olan ve deprem dalgası yayılım ortamına ait olan özelliklerce denetlenir. Depremin oluşum mekanizması, eğer faylanma varsa fayın durumu, atım miktarı, yönü, iç merkez derinliği, depremin süresi gibi depremin odağına ait parametreler, deprem dalgalarının etkiledikleri yerlerdeki karakteristik özelliklerini belirlerler. Bu parametrelerin yanı sıra, bu oluşum koşullarına bağlı olarak, deprem dalgalarının yayılım yönü boyunca yer alan ortamların jeofizik özellikleri de dalga karakteristiklerini belirleyici rol oynarlar.

Deprem dalgaları iç merkezden belirli bir açı ile ayrıldıktan sonra ilerledikleri ortamlar boyunca, çeşitli tabakalı veya tabakasız yer oluşum biçimlerini geçerler. Bu yayınımları sırasında, sismik prensipler çerçevesinde, kırılmalar ve yansımalara

uğrayarak yeryüzüne ulaşırlar. Kırılmalar ve yansımalar genellikle karmaşık olur. Tabakalar arasındaki empedans farklılıkları, dalgaların geliş açıları ve diğer katman özellikleri ile kırılmalar ve yansımalar belirlenir. Genellikle sert birimlerden göreceli olarak daha yumuşak birimlere geçen dalgaların genlikleri büyür. Dolayısıyla ivme gibi özellikleri de büyür. Bu durum oluşan herhangi bir depremde gözlenebilir. Genellikle yerleşim birimlerinin kurulduğu bölgeler, doğrudan ana kaya ile ilişkili bölgeler değildir ve ana kaya üzerinde belli kalınlıkta bir altere zon veya örtü tabakası bulunan yerlerde yer almaktadır. Ülkemizde önemli yerleşim birimleri, azımsanmayacak kadar kalın örtü tabakası bulunan bölgelerde yer almaktadır. Bolu, Düzce, Adapazarı, Bursa bu tür deprem büyütme riski olan yerler olarak sayılabilir.

Yerin fiziksel ve jeolojik yapısı yer salınımını önemli ölçüde etkilediği için mühendislik yapılarının tasarım ve yapım aşamalarında yerin bu özellikleri iyi incelenmelidir. Fakat yer materyalinin erozyon, farklı depolanma, tektonik ve yapısal şekillenme ve bozulma gibi faktörlerden etkilenerek çok çeşitlilik göstermesi mikrozonlama çalışmalarını zorlaştırmaktadır.

Yer büyütmesi çalışmalarına özellikle Japon ve Amerikalı bilim adamları katkı sağlamış ve genellikle birbirleri ile tutarlı ve paralel sonuçlar elde etmişlerdir. Japonya'da Kanai, Kurubayashi, Kawashima, Amerika'da Mohraz, Seed, Trifunac, Boore ve Aki bu çalışmalara genişlik katmışlardır (Aki, 1993). Genel bir kanı olarak her iki ekolde, 0.2 sn den uzun periyotlarda zemin karakteri taşıyan yerler, sağlam kaya karakteri taşıyan yerlere göre 2-3 kat büyütme gösterirken 0.2 sn den kısa periyotlarda büyütme birbirine yakın ve düşüktür. Episantra olan uzaklığın 50 km'den fazla olduğu yerlerde yerel koşullar depremin ivmesine büyük ölçüde etki etmektedir. Yatay yer ivmesi, sert ana kayalarda en az, alüvyonlarda yüksek ve daha gevşek çamur benzeri yapılarda çok yüksek değerler olarak etkilenmektedir (Aki, 1993). Episantra yakın bölgedeki ve belli bir uzaklıktaki yer etkilerinin farklı oluşunu, Aki 1993'de anlatıldığına göre, Sommerville ve Yoshimura (1990) yılında Moho süreksizliğinden güçlü yansımaların episantra 100 km yakın yerlerde yüksek genliklere yol açabileceğini savunmuşlardır, Joyner ve Boore ise (1988) yılında bu etkilerin kaynak yönü ve yayılım doğrultusunun birleşik etkilerinden oluşabileceğini belirtmiştir. Idriss ise bu etkileri,

yerin doğrusal olmayan (non linear) davranışıyla açıklamıştır (Aki, 1993). Aki, istasyonlarda kaydedilen P, S ve yüzey dalgalarından sonra gelen sürekli titreşimler incelenerek, coda dalgalarından bulunan büyütme faktörleri ile S dalgalarından hesaplanan büyütme faktörleri arasında uyumlar gözlemiştir. Aki (1993)'de anlatıldığına göre bu çalışmaların ilk ürünleri Japonya'da Kanai tarafından verilirken, Amerika'da ilk çalışmaları Gutenberg (1957) tarafından Pasadena Bölgesin'de yapılmıştır. Daha sonra Hudson (1972)'da yaptığı çalışmada 1971 San Fernando Depremi kuvvetli yer hareketi verilerini kullanarak, Gutenberg'in çalışmalarına eleştiriler getirmiş, Gutenberg'in çalışmalarının deprem hareketleri sırasındaki yer davranışını temsil etmediğini savunmuştur. Borchardt Nevada Test Bölgesinde yeraltı patlatmalarını kullanarak 0.5 ile 2.5 Hz arasında büyütme faktörünü belirlemeye çalışmıştır. Daha sonra Borchardt 1990'da San Francisco Bay bölgesinde yapmış olduğu çalışmalarla, 1989 Loma Prieta Depremi verileri ile belli bir bölge için deprem hareketi ve kuvvetsiz yer hareketi verilerinin büyütme faktörlerinin ilişkilendirilebileceğini kanıtlamıştır. Daha sonra da bu çalışmayı destekler sonuçları aynı yerde 1984 ve 1985 yıllarında Rogers açıklamışlardır. Tucker ve King (1984), kuvvetli ve kuvvetsiz yer hareketi spektrumlarının benzerlik gösterdiğini belirtmişlerdir (Aki, 1993).

Doğrusal sistem (linear) teorisi yer büyütmesi çalışmalarında uygulanabileceğini çeşitli veriler ve sayısal sonuçlarla Kobayashi vd. (1986), Jonggmans ve Campilo (1990) belirtmişlerdir. Aki (1993)'de anlatıldığına göre, 1988 yılında Coalinga, 1989 yılında Jarpe yapmış oldukları çalışmalar yerin, kuvvetsiz yer hareketlerinde ve depremler sırasında doğrusal olmayan bir karakter sergilediğini belirtmiştir. Örneğin küçük bir depremde, belli frekanslarda büyütme faktörünün değeri, daha büyük bir depremdeki büyütme faktöründen daha büyük olabilmektedir. Bu doğrusal olmayan hareketin incelenebilmesi için depremin odak özelliklerinin, yayılım özelliklerinin ve bölgesel yer koşullarının birlikte incelenerek araştırmaların bileşik çözümler içinde yapılması gerekmektedir. Daha sonra linear sistem özelliği göstermeyen yerin bu davranışını araştırmak için Chin ve Aki yaptıkları model çalışmaları ve ürettikleri sentetik sismogramlar yardımı ile çeşitli bölgelerde bu davranışı incelemişlerdir (Aki, 1993).

Bölgesel yer etkilerinin kuvvetli yer hareketine etkisinin incelenmesi ve doğrusal olmayan yer davranışı etkileri, kuvvetsiz yer hareketi çalışmalarının deprem hareketleri ile ilişkilendirilmesini güçleştirmektedir. Fakat bu zayıf yer hareketi ile bulunan yer büyütme faktörü çalışmalarının önemini azaltmamaktadır. Tam tersine kuvvetsiz yer hareketi çalışmalarının kuvvetli yer hareketi çalışmaları yapılan yerlerde mümkün olan tüm frekanslarda incelenmesinin gerekliliğini doğurmaktadır.

Doğrusal olmayan (non-linear) hareket sergileyen bölgelerde, non-linear davranışın anlaşılabilmesi ve bölgesel jeolojik, fiziksel ve jeoteknik parametrelerle ilişkilendirilebilmesi için çalışmalar yapılmalıdır (Aki, 1993). Mikrozonlama çalışmalarına yeni bir boyut getirme amacıyla Borchardt ve Gibbs, San Francisco Körfezi bölgesinde yaptığı çalışmalarla kuvvetsiz yer hareketi verilerinden elde ettiği büyütmelemlerle şiddet dağılımlarını ilişkilendirmiştir. Böylece doğrusal olmayan davranış gösteren yerlerde de yer büyütmesinin kullanılabileceğini göstermiştir (Aki, 1993). Daha sonra bu yaklaşım King tarafından da Amerika'da pek çok yerde uygulanmıştır. Bu çalışmalar, şiddet tahmini ve deprem senaryoları çalışmaları için yaklaşımlar sağlamak amacıyla kullanılmıştır (Aki, 1993).

Bütün bu farklı yaklaşım ve yöntemlerle sismologlar bölgelerin sismik zonlanmaları çalışmalarına ışık tutmaya çalışmaktadırlar. Yukarıda anlatılan yer koşulları ve kaynak karakteristiklerinin beraberce deprem hasarları üzerinde etkilerinin olduğu düşünülürse, mikrobölgeleme çalışmalarının ne kadar çok bilinmeyenli ve çok disiplinli çalışmalar olduğu anlaşılabilir.

Susagna İspanya'nın Barselona şehrinde yaptığı bir uygulama ile gravite verilerinin sonuçlarını, yer etkisi saptama amaçlı Nakamura yöntemi ve jeoteknik verilere dayanan transfer fonksiyonu hesaplama yöntemi ile karşılaştırmıştır. 935 adet gravite ölçüm istasyonu kullanılarak gerçekleştirilen ayrıntılı gravite ölçümleri ile Paleozoyik taban aydınlatılmıştır. Bu veriler ışığında, S dalga hızı, maksimum dinamik kayma modülü, yoğunluk ve kalınlıklar kullanarak hesapladığı transfer fonksiyonu sonuçları ve Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans pikleri arasında benzer

sonuçlar bulunmuştur. Bu baskın frekanslar ise bölgedeki gravite çalışmaları ile aydınlatılmış, Post-Paleozoyik birikimler ile ilişkilendirilmiştir.

İlişkilendirmeler sonucunda jeofiziğin başka bir uygulama alanı olan gravite yöntemleri ile mikrotremor yönteminin uygun jeolojik yapılarda birlikte uyum içinde kullanılabileceği sonucuna ulaşılmıştır (Susagna vd., 1998). Bir bölgenin deprem hasarlarından etkilenebilirliği açısından incelenmesinde, sadece topografik veya yüzeysel jeoloji özelliklerinin ortaya konulması yanılıcı olabilmektedir. Zeminin jeofizik, jeolojik ve jeoteknik bilgilerinin olduğu durumlarda bile zeminin beklenmeyen davranışı gözlenebilmektedir. Bu nokta da depremin oluşum koşulları ve kaynak mekanizması, bölgesel yer özellikleri yanında depremin etkinlik süresi gibi özellikleri de karşımıza çıkmaktadır.

3.3.14. Mikrotremor Verilerinin Analizinde Yaygın Olarak Kullanılan Yöntemler

Yer etkilerinin değerlendirilmesinde kullanılan yaklaşımlar ampirik ya da teoriktir. İki yaklaşımin da avantajları ve dezavantajları vardır. **Teorik modelleme** farklı ve önemli birtakım parametre analiz, hesap ve değerlendirmelerini içerir fakat gelişmiş hesap ve ayrıntılı geoteknik veri gerektirir. **Ampirik yaklaşım** ise kuvvetli veya kuvvetsiz yer hareketi kayıtlarına dayanır. Bu nedenle hakim sismik gürültülerin (mikrotremor) kullanımı önerilebilir. Düşük periyodlu sismik gürültüler (mikrotremor), 2 saniyeden yüksek periyodlu gürültüler (mikroseismler) yer tepkisi tarifinde kullanılabilir (Lermo ve Garcia 1994). Lermo ve Garcia' nın kısa periyodlarda yapmış oldukları çalışmalar mikrotremorların Rayleigh dalgalarından meydana geldiğini göstermiştir.

Uzun periyodlu mikrotremor çalışmaları “yer etkisi” saptama amacı ile uzun yıllardır yerbilim ve deprem mühendisliği çalışmalarında incelenmektedir. Bu alışmalar uzun periyod çalışmalarının kaba bir yaklaşımla kullanılabileceğini ve bu yolla geniş aralıklı bir yer sınıflamasının yapılabileceğini, ancak büyütme faktörü hesabının bilinmeyen kaynak etkisi gibi nedenlerden dolayı çok sağlıklı bulunamayacağını açıklamışlardır. Lermo ve Garcia (1994) gibi özellikle kısa periyodlu

mikrotremorlar üzerinde çalışan araştırmacılar yerin hakim titreşim periyodunun ve yumuşak yer yapısının büyütme derecesinin, doğrudan hakim periyodun ve maksimum genliğin mikron cinsinden ölçülmesi ile saptanabileceğini açıklamışlardır. Kaynağın belirsizliğinden dolayı, bu uygulamalarda belirli sıkıntıların olmasına rağmen birçok araştırmacı, mikrotremor yöntemini pratik, ucuz, hızlı ve kolay bir analiz yöntemi olarak kabul etmiştir.

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

Çalışmada Nakamura'nın 1989 yılında yayınladığı çalışmaya da değinilerek yöntem açıklanmıştır. Lokal jeolojinin basit olduğu yerlerde Nakamura yönteminin en iyi sonuç verdiği belirtilmiştir. Benzer şekilde, (Lermo vd. 1994) Meksika'da yaptıkları spektral oranlar çalışmaları ile yer etkisi (yer hakim periyodu ve büyültme katsayısı) saptamalarının jeolojinin basit olduğu yerlerde iyi sonuç verdiğini belirtmişlerdir.

Spektral analiz yöntemleri kullanılarak, sismik dalga karakteristikleri ve bu dalgaların yapılar üzerindeki etkisinin anlaşılması mümkün olmaktadır. Gözlenen dalganın spektrumu bize dalganın hangi yolu izleyerek geldiği ve bu yol üzerinde neler tarafından etkilendiği, başka bir deyişle zemin koşullarının sismik dalga yayılımı üzerindeki etkisi hakkında geniş bilgi vermektedir. Zeminde kaydedilebilen ve çeşitli nedenlerden kaynaklanan çok küçük genlikli titreşimler olarak adlandırılan mikrotremor dalgalar için de spektral analiz yöntemlerinin kullanılması ve mikrotremor karakteristiklerinin zemin koşullarından ne şekilde etkilendiğin belirlenmesi mümkün olmaktadır.

Mikrotremor verilerinin incelenmesi ile elde edilen Fourier spektrumlarının değerlendirilmesinde yaygın olarak kullanılmakta olan üç yöntem vardır. Bunlar;

- 1- Sert zeminde veya kaya üzerinde bulunan bir referans istasyonuna göre spektral oranların elde edilmesi
 - 2- Fourier genliklerinin veya güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi
 - 3- Yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenine göre spektral oranlarının belirlenmesi (Nakamura Yöntemi)
- yöntemleri olmaktadır.

Dördüncü yöntem olarak Sıfır Kesme Yöntemi yani Kanai Yöntemi alınabilir. Bu yöntem mikrotremor analizi ve zemin sınıflandırılmasını içermektedir.

İlk üç yöntemin ortak özelliği yerel zemin etkisinin elastik yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan tek bir yumuşak zemin tabakasından kaynaklandığını kabul etmeleridir. Fourier genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi sonucu, zemin hakim periyodunun bulunması ve referans istasyonuna göre spektral oranların elde edilmesi veya yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenlerine göre spektral oranların bulunması sonucunda, zeminlerdeki büyütme seviyelerinin belirlenmesi mümkün olmaktadır. Bu durumda iki boyutlu ve üç boyutlu yerel zemin etkileri ihmal edilmiştir (Lermo ve Chavez-Garcia, 1994).

Kanai metodunda ise; mikrotremor kaydından herhangi iki dakikalık kısmı alınarak sıfır kesme noktaları arasındaki uzaklık ölçülmekte ve bu uzaklıkların iki katı, periyod olarak kabul edilmektedir. Bulunan periyodlar yatay ekseninde her bir periyoda ait yenileme sayıları düşey ekseninde işlenerek, periyod dağılım eğrisi oluşturulmaktadır. Bu dağılım eğrisinin doruk noktasına karşılık gelen periyod, en çok tekrarlanan periyod olup hakim periyodu vermektedir.

3.3.14.1. Spektral Genlikler Yöntemi

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

1. Mikrotremorlar düşey olarak yayılan S dalgalarının düşey bileşenlerinden oluşmaktadır.
2. Mikrotremorların kaynak spektrumu beyaz gürültü olarak tanımlanmaktadır.

1992 yılında Gutierrez ve Singh' in yaptıkları çalışmada mikrotremor kayıtlarından elde edilen spektrumun, ilgilendikleri frekans aralığında, ana kaya da düz bir grafik izlediğini gözlemlemişlerdir. Yersel transfer fonksiyonunu kestirmek için, yumuşak yer yapısında alınan verinin doğrudan Fourier spektrumunu kullanmışlar ve referans istasyonunda ölçülen genlik düzeyine göre düzeltme yapmışlardır. Bu çalışmalarda Fourier Genlik Spektrumu yerine Fourier Güç Spektrumu da daha önce yapılan çalışmalar kullanılmıştır.

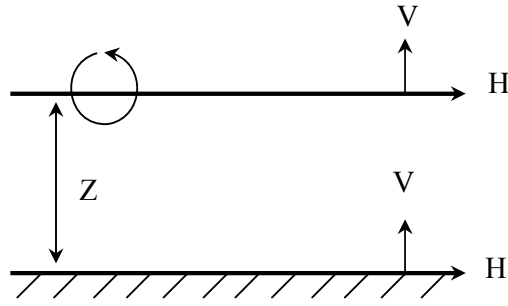
3.3.14.2. Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi

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

3.3.14.3. Nakamura H/V Spektral Oranlar Yöntemi

Nakamura (1989) zemin karakteristikleri için mikrotremorlarının analizinin H/V spektral oranıyla yapılması yöntemini ilk kez tanıtan çalışmayı yapmıştır. Yöntemin geçerliliği ile ilgili sayısal modellemeler 1994 yılında Lermo ve Chavez-Garcia tarafından yapılmıştır (Lermo ve Garcia 1994). Bu yöntemde mikrotremorların yatay-düşey oranı Fourier spektrumu, kaynak etkisini elimine etmek için kullanılmaktadır. Bununla birlikte H/V Fourier spektrumu duraylı bulunmakta ve dalgaların yolu ve kaynak tarafından etkilenmemektedir.

Yöntem mikrotremorları, sonsuz ortamda üzerine uzanan tek tabakada yayılan Rayleigh dalgaları yaklaşımı ile açıklamaya çalışmıştır (Şekil 3.25). Fourier frekans bölgesinde dört adet genlik spektrumu tanımlanmaktadır. Bunlar, yüzeydeki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları ve üstteki yüzey tabakasının tabanındaki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumlarıdır.



Şekil 3.25. Nakamura'nın mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerdiği basit model

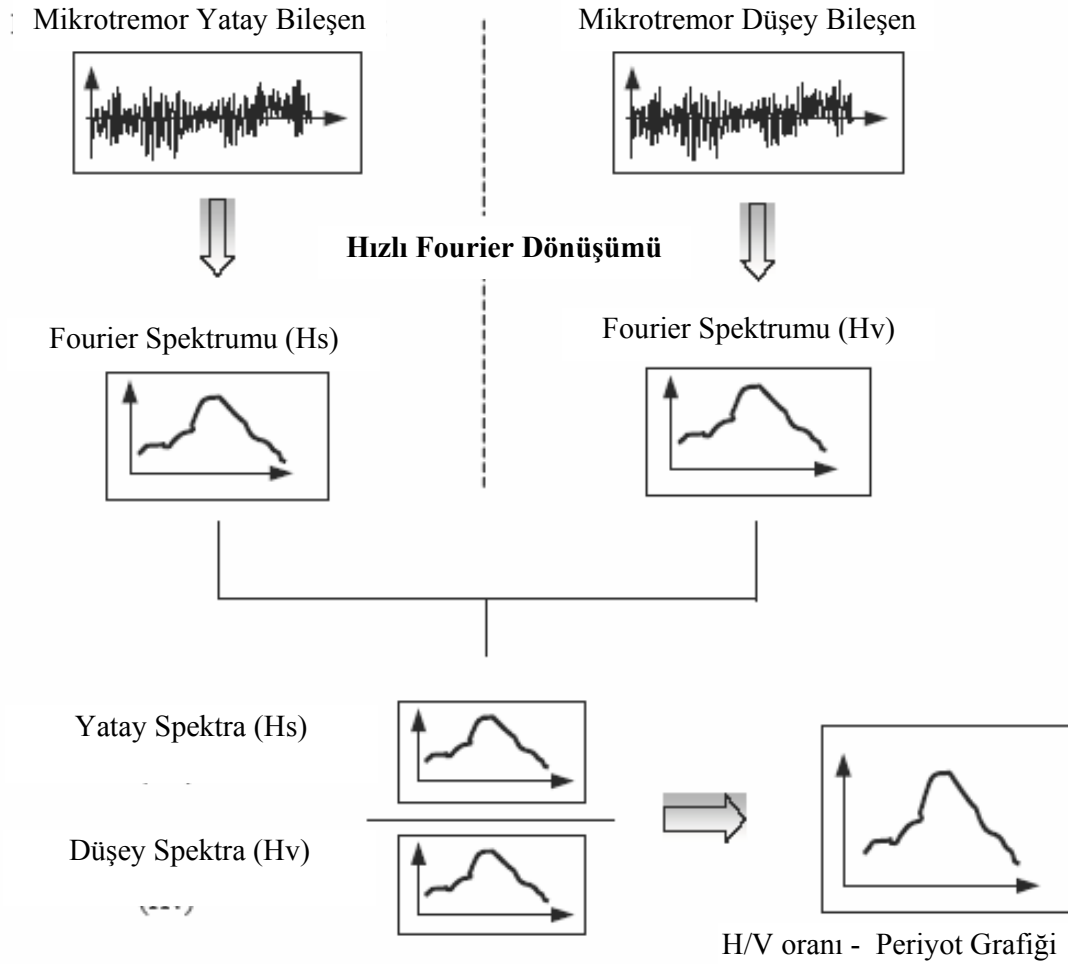
Nakamura mikrotremorların derinden değil, yüzeyden ve yüzeye yakın yersel, sismometreye yakın noktalardan gelen titreşimlerden (trafik, şehir gürültüleri vb.) oluştuğunu varsaymakta ve derinden kaynaklanan katkıları ihmal etmektedir. Aynı zamanda düşey yöndeki hareketlerin yatay tabaka tarafından büyütülmediği ve

tabandaki harekete yüzeydeki bölgesel titreşimlerin etkisinin olmadığı kabulünü yapmaktadır (Lermo ve Garcia 1994).

H/V mikrotremor analiz yönteminde, mikrotremorların yatay- düşey bileşeni tek bir istasyonda ölçülmüştür (Şekil 3.26). Önceki mikrotremor analizlerinin tersine, bu yöntemde referans ölçülerine ihtiyaç duyulmamaktadır. H/V spektrum çizimleri, yatay ve düşey bileşenlerin Fourier spektrumlarının oranını alarak elde edilmektedir. Mikrotremor ölçümleri için H/V spektrumu aşağıdaki eşitlik ile elde edilebilir:

$$\text{H/V spektrum} = \frac{\text{Yatay Bileşenin Fourier Spektrumu (Hs)}}{\text{Düşey Bileşenin Fourier Spektrumu (Hv)}} \quad (12)$$

H/V oranının duraylılığı, alan karakteristiklerini saptamak için uygulanabilirliğini göstermiştir. Nakamura yönteminde, S dalgalarının kısa periyodlu mikrotremorlardan oluştuğu öngörülür. Deprem verisinin ölçülmesi her ölçüm noktasında deprem hareketinin yatay ve düşey hareketleri arasında en büyük genliklerin oranının zemin koşulları ile ilişkili olduğunu göstermiştir. Kesme dalgasının yatay bileşeni, gevşek zemin tabakasında dalgaların çoklu yansımaları nedeniyle büyütülmüştür. Bununla beraber, Nakamura yumuşak zemin tabakasının düşey bileşeni yani P dalgasını büyütmediğini öngörmektedir. Yüzey tabakalarının dönüşüm fonksiyonu yüzeydeki yatay titreşim spektrumu ve yüzey altı tabaka sıralarından kırılıp gelen yatay titreşim spektrumu arasındaki orandan saptanmaktadır. Bu yorumda yüzeydeki yatay titreşim spektrumu, mikrotremor ölçülerinde gürültü olarak kabul edilen Rayleigh dalgaları tarafından etkilenmektedir. Ayrıca, Rayleigh dalgaları yüzeydeki düşey spektrumu etkilememektedir. Ayrıca, yumuşak sediman tabakalarının düşey dalgaları büyütmediği kabul edildiğinden Rayleigh dalgalarının etkisi, yüzeydeki düşey bileşenin oranı alınarak değerlendirilebilir. Bu nedenle Rayleigh dalgalarının etkileri, bütün yönlerde dalgaların yayılımının alt tabaka sıralarında gerçekleştiği varsayılarak yeni dönüşüm fonksiyonu yazılabilir.



Şekil 3.26. H/V analizinin şematik gösterimi

Bu durumdan dolayı temel kayada yatay ve düşey spektrum oranı, bire eşit olacaktır. Rayleigh dalgalarının etkilerinin yok sayıldığını gösteren kesme dalgasının dönüşüm fonksiyonu, yüzeyde ölçülen yatay ve düşey spektrumların oranı ile verilmektedir. Buradan depremin yatay bileşeninin büyütme faktörü, yüzeyde ölçülen mikrotremorların yatay ve düşey spektrumlarının en büyük değerlerinin oranından hesaplanmaktadır. Spektrum oranının pik periyodu ayrıca alanın doğal titreşim periyodunu da gösterir.

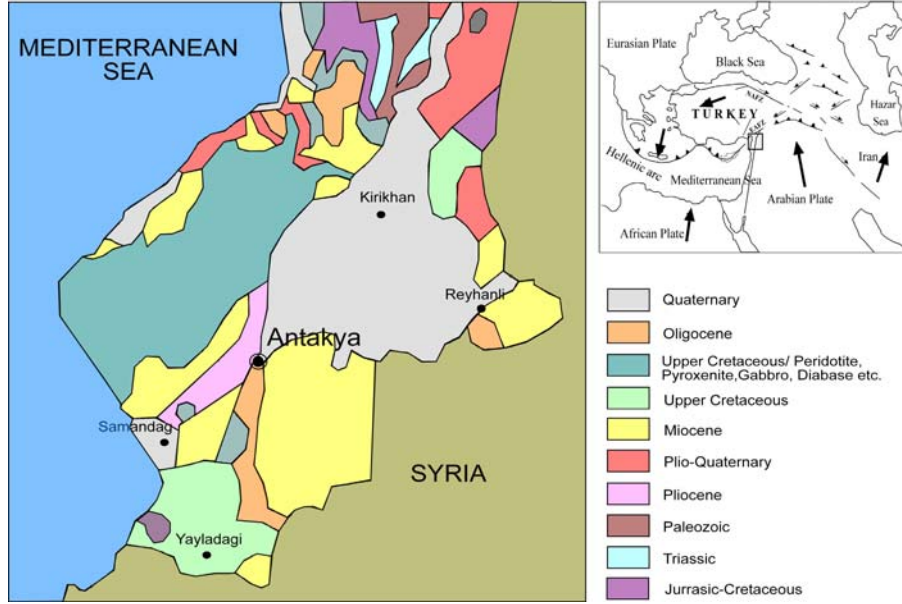
3.3.15. Mikrotremor Ölçümünde Kullanılan Cihazlar ve Genel Özellikleri

Zeminlerde çeşitli nedenlerden kaynaklanabilen yatay veya düşey yöndeki çok küçük titreşimler (mikrotremor), özel titreşim ölçerler (sismometre) yardımıyla, ivme, hız veya yer değiştirme türünden kaydedilebilmektedir. Kullanılan bu hassas sismometrelerin genlik sınırları 0,005-3000 mikron olmalıdır. Eğer daha güvenilir sonuç isteniyorsa periyod sınırlarının 0,001-5 sn olarak alınması gerekir. Mikrotremorları, genliklerinin küçük olması nedeniyle, büyütmesi oldukça fazla olan sismometrelerle kaydetmek mümkündür. Sismometreler ivme, hız ve yer değiştirmeye duyarlı oldukları için bunlardan biri için kayıt alınabilmektedir. Mikrotremorlar genel olarak partikül hızı algılayan sismometrelerle kaydedilmiştir. İvme sismometresinin duyarlılığı arttıkça mikrotremorlar o zaman ivme olarak kaydedilebilir. Ancak bu tür ivme cihazlarının 18 bit'ten daha yüksek olması gerekir. Kayıtların sayısal olarak verilmesi de verilerin bilgisayarda daha doğru ve daha hızlı bir şekilde işlenmesini sağlar. Mikrotremor ölçümlerinde kullanılan sismometreler Doğu-Batı, Kuzey-Güney ve Düşey olmak üzere üç bileşenlidir. Ölçümler için yerleştirme yapılırken cihazın yerleştirildiği zeminin düz olmasına ve kuzey yönlü yerleştirme yapılmasına dikkat edilmelidir.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

4.1. Çalışma Alanı

Antakya, Suriye'den doğarak Antakya'ya ulaşan ve şehri iki kısma ayıran ve oradan da Akdeniz'e dökülen Asi Nehri'nin iki yanında kurulmuştur. Jeolojik olarak Antakya, Pre-Pliyosen yaşlı temele sahip iki kayaç serisi içinde gelişmiş olan Karasu rifti içerisinde yerleşmiştir (Şekil 4.1). Karasu riftini oluşturan kayaç serileri, Paleozoyik karasal birimler ile Mesozoyik allokton ofiyolitik kayaç kompleksidir (Tekeli vd., 1983; Rojay vd., 2001). Plio-Kuvaterner sedimanlar ve Kuvaterner volkanikler, Miyosen temelin üzerine yerleşmiştir. Ana fay, Türkoğlu'ndan Antakya'ya Amanos dağları boyunca uzanır (Saroğlu *et al.*, 1992). Bu KKD uzanımlı segment yaklaşık 145 km uzunluğundadır ve Amanos fayı veya Karasu fayı olarak bilinir. Bu fay, Karasu vadisinin batı sınırını ve Amik ovasının 30 km genişliğindeki kenarını belirler. Bu kesim Plio-Kuvaterner sedimanlarla doldurulmuştur ve 1000 m'den daha fazla kalınlıktadır (Perincek and Eren, 1990). K-Ar, Nd, Sr ve Pb izotopik tarihleme çalışmaları, Karasu vadisi boyunca bazaltik kayaçlar için Kuvaterner yaş belirlemesi ortaya koymuştur (Rojay vd., 2001). Yüzeğe yakın jeolojik koşulların ayrıntılı bilgisi, depremler yardımıyla deneysel olarak ölçülen zemin büyütmelelerinin anlaşılması için birincil önemdedir. Antakya bölgesinin sedimanları, temel olarak, kil, kum ve çakıldan oluşan alüvyon birimleridir.



Şekil 4.1. İnceleme alanının bölgesel jeoloji haritası. Ölçek=1:2.000.000 (Bingöl, 1989).

Alanda açılmış olan iki adet kuyu logu W1 ve W2, sırasıyla 60 m ve 100 m kadar yüzey depozitlerinin düşey olarak profillerini vermektedir (Çizelge 4.1 a ve b). Bu kuyu bilgilerinde de benzer bir zemin tanımlaması vardır. Kuyular, yeraltı suyu seviyeleri hakkında da bilgi vermektedir. W1 kuyusunda yeraltı suyu seviyesi 2.95 m ve W2 kuyusunda 4.75 m olarak belirlenmiştir. Antakya’da bazı özel şirketlerce açılmış 54 adet sondaj kuyusu da çalışma alanında sığ zemin yapısı ile ilgili temel bilgiler ortaya koymaktadır (Ek - 2).

Çizelge 4.1. Çalışma alanında açılmış olan kuyular

- a) 60 m derinliğinde
b) 100 m derinliğinde

W1		W2	
Derinlik (m)	Formasyon	Derinlik (m)	Formasyon
0 – 1	Bitkisel Toprak	0 – 7	Killi Çakıl
1-7	Çakıl	7-26	Kil
7-11	Kiltaşı	26-36	Çakıl
11-18	Çakıllı Kiltaşı	36-76	Kil
18-22	Çakıl	76-80	Çakıl
22-26	Konglomera	80-90	Kil
26-29	Killi Konglomera	90-91	Killi Çakıl
29-33	Konglomera	91-100	Kil
33-53	Killi Konglomera	100	Kuyu Sonu
53-60	Kiltaşı		
60	Kuyu Sonu		

Çalışma alanı, $35^{\circ} 30' - 36^{\circ} 30'$ K enlemleri ve $35^{\circ} 30' - 36^{\circ} 30'$ D boylamları arasında ve yaklaşık olarak 4 km doğu-batı yönünde ve 6 km kuzey-güney yönünde uzanmaktadır. Çalışma alanı bir çöküntü alanıdır ve 70–140 m yükseklikleri arasında yer almaktadır. Antakya'nın orta bölümünde Antakya-İslahiye arasında yaklaşık K-G yönlü uzanan Amik Ovası yer alır. Amik Ovası'nın batısında Toros Sıradağları'nın doğu uzantısı olan Amanos Dağları, ova ile sahili bir duvar gibi ayırır. Amik Ovası tektonizmaya bağlı olarak çok fazla faylanma gösterir. Amanos Dağları ve Amik Ovası altında genç volkanikler bulunur.

4.2. Mikrotremor Ölçüleri Kullanılarak Yerleşim Yerleri Mikrobölgelemesi

Bölgesel jeoloji, yer hareketinin özelliklerine etki eder (Seed, 1972). Yer hareketinin zemin yanıtı, yer yapısına göre şehrin farklı bölgelerinde değişiklikler gösterir. Bu durumda ayrıntılı sismik tehlike analizi için mikrobölgeleme haritalarının hazırlanması bir gerekliliktir (Schell, 1978). Sismik mikrobölgeleme, alanların ya da benzer jeolojik özellikli bir bölgenin alt bölümü olarak saptanabilir. Böylece benzer deprem tehlikesi taşıyan alanlar belirlenmiş olur. Bir ülkenin tamamı için hazırlanan bir sismik bölgeleme haritası, yerleşim yerlerinin ayrıntılı sismik tehlike değerlendirmesi için yeterli değildir.

Mikrobölgeleme haritaları, risk analizi değerlendirmesi için bir temel kaynak olarak hizmet verebilir. Bu yolla nükleer enerji santralleri, metrolar, köprüler, otoyollar ve barajlar gibi önemli yapılar için temel bir çalışma oluştururlar. Dünya genelinde çoğu büyük şehirde olmak üzere şehir içindeki deprem tehlikesini daha iyi anlamak için mikrobölgeleme haritası hazırlamak için çalışmalar yapılmaktadır. Yapılan ölçümler, deprem zararlarını azaltmak amacını taşımaktadır.

4.3. Ölçü Düzenegi ve Kayıt Alma

Mikrotremor verilerinin alınacağı noktalar harita üzerinde belirlendikten sonra, çalışmanın amacına bağlı olarak ve çalışılan bölgenin yapısını yansıttığına inanılan sıklıkta ölçü noktaları belirlenir. Yapılan çalışmalardan çıkan sonuçlara göre, mikrotremor verilerinden elde edilen parametrelerin değerleri yer yapısına bağlı olarak birkaç on metre de dahi değişebilmektedir. Bu nedenlerden dolayı çalışma kapsamında oluşturulan yer etkisi parametrelerini gösteren haritalar ile bölgede yerin salınım ve salınımı genişletme karakterlerine ışık tutulmaktadır. Fakat yerin bu özelliklerinin çok kısa mesafelerde değişimlerinin de düşünülerek, ayrıntılı jeofizik araştırmalarla, inşa edilecek yapıların ayrıntılı temel altı yer özellikleri belirlenmelidir.

Arazide ölçümleri için günümüzde 3 bileşenli sismometre setleri kullanılmaktadır. Sismometreleri doğru yönlendirebilmek açısından pusula kullanılması

tavsiye edilmektedir. Sismometre sistemini yere yerleştirirken yere dik oturmalarına dikkat edilmeli, yerle açı yapacak şekilde eğik olmamalarına özen gösterilmelidir. Kullanılan birçok alette bulunan su terazileri bu işlemleri kolaylaştırmaktadır. Sistemi düzlemek için sismometrenin ayaklarının dışında başka malzemeler kullanılmamalıdır. Sismometreler ile kullanılan diğer aygıtlar arasındaki kablo bağlantılarına dikkat edilmelidir.

Ölçü alımında, şehir merkezlerinde genellikle gündüz ölçü alınmamalı, şehrin yaratacağı gürültülerden kaçınmak amacıyla gece ölçüm alımı tercih edilmelidir. Fakat bu tez çalışması sırasında alınan arazi verilerinin sonuçları ile bazı yabancı kaynakların sonuçları incelendiğinde, gündüz alınan verilerin bölgeye ait etkin periyotların belirlenmesinde çok fazla sakıncası olmadığı anlaşılmaktadır. Eğer açık arazide ölçü alınıyor ise aşırı rüzgârlı veya yağışlı havalarda ölçüm alınmamalı ya da bu etkilerin getirileri dikkate alınmalıdır. Yağışlı havalarda ölçü alımı sırasında sismometrelerin üzeri örtü veya kutu gibi maddelerle kapatılarak ölçü alınmalıdır. Mümkünse ölçüler az rüzgârlı ve yağışsız zamanlarda alınmalıdır.

Günümüzde modern sistem aletlerde çalışırken veriler sayısal olarak alınabilir. İstenilen örnekleme aralığında sayısal olarak alınan veriler doğrudan bilgisayar ortamına taşınıp veri işlem ve yorum tamamen sayısal ortamda yürütülebilir. Zaman ortamında alınan sayısal veriler, Fourier dönüşümü ile frekans ortamına taşındıktan sonra, verilerin frekans içerikleri ve genlikleri ile ilgili analizler ve değerlendirmeler yapılabilir. Genellikle alüvyon ve benzeri yer yapısındaki yumuşak birimlerin salınımları, kaya ve benzeri sert yapıdaki birimlerin salınımlarına oranla daha düşük frekanslarda gözlenmektedir.

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

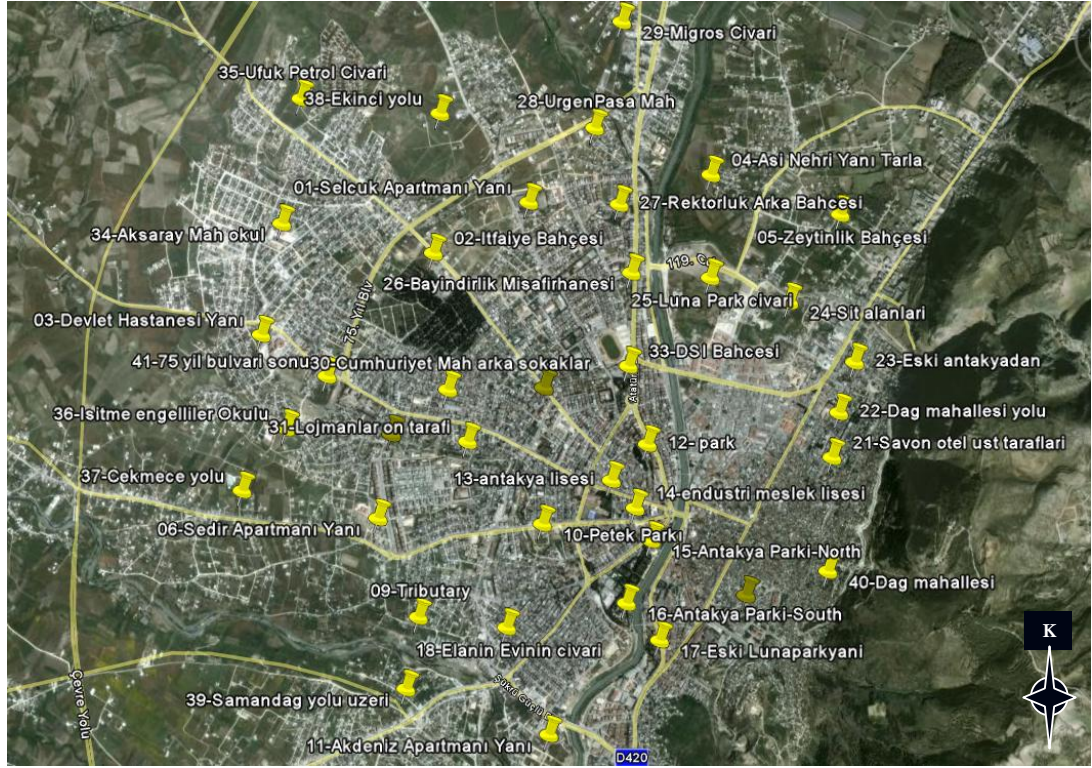
Bu çalışma da, mikrotremor ölçümleri, hareketli mikrotremor donanımı kullanılarak alınmıştır. Ölçümler, Mustafa Kemal Üniversitesi'nde bulunan SYSCOM marka üç bileşenli hız sismometresi ve hız ekipmanı ile yapılmıştır (Şekil 4.2). Sismometrelerin doğal periyodu 1 sn'dir. Kullanılan ölçüm düzeneği, sensör, GPS, pusula, bir diz üstü bilgisayar ve kayıt ünitesinden oluşmaktadır. Mikrotremor ölçümlerinde 100 Hz'lik örnekleme kullanılmıştır. Kontrol ünitesi olarak ise bir diz üstü bilgisayar kullanılmıştır. Bu bilgisayar ile aynı zamanda basit çözümler de yapılmıştır. İstasyon koordinatları bir el GPS aleti ile belirlenmiş, ayrıca sismometrenin yön ayarı, bir pusula yardımı ile kuzey yönlü yerleşim ayarlanarak yapılmıştır.



Şekil 4.2. Mikrotremor ölçümü için kullanılan SYSCOM marka sismometre ve ölçüm alma düzeneği

Aşırı gürültülü yerlerde (fabrika vb.) ve bina, ağaç, elektrik direği ve benzer yapıların yakınında ölçü alınmamaya çalışılmıştır. Ölçümler açık arazide alındığı için aşırı rüzgârlı veya yağışlı havalarda ölçüm alınmamıştır. Her ölçüm noktasında veri alım süresi 30 dakika, sistemin kurulması, veri alınması ve sistemin tekrar toplanması yaklaşık 1 saat sürmüştür. Çalışma sonucunda üretilen etkin salınım periyoduna göre kontur haritası oluşturulmasında 49 adet veri noktasından üretilen parametreler

kullanılmıştır. Ayrıca koordinat değerleri saptanamayan ya da kaliteli veri elde edilemeyen diğer ölçüm noktalarından elde edilen sonuçlar haritalarda kullanılmamıştır. Çalışma alanında mikrotremör ölçümleri alınan noktalar Şekil 4.3' te sunulmuştur.



Şekil 4.3. Çalışma alanında yapılan mikrotremör ölçüm noktalarının yerleri (Google Earth)

4.4. Çalışma Alanında Alınan Verilerin Analizi

Ölçüm noktalarında alınan veriler, her ölçüm noktası bir istasyon sayılarak ve tüm istasyonlar birbirlerinden bağımsız olarak analiz edilmiştir. Veri sunumunda kullanılan kontur haritalarında, bu istasyonlardan 49 tanesi kullanılarak elde edilen fiziksel parametreler grafiklenmiştir. Çalışmanın arazi aşamasında sismometre yardımıyla elde edilen veriler kullanılan kayıt sisteminin yapısına uygun formatta bilgisayar ortamına taşınmıştır. Üç bileşende 0.01 sn (100 Hz) örnekleme aralığı ile sayısal olarak kaydedilmiş verilerin Fourier spektrumlarının düzgünleştirilmesi için

Geopsy programı kullanılmıştır. Çalışma alanında yapılan tüm mikrotremor ölçümlerine filtreleme uygulanarak, gürültüler verilerden uzaklaştırılmıştır. Bu şekilde sinyal oranı artmış veri grubu oluşturulmuştur. Çalışma alanında elde edilen veriler ve bu verilerin işlenmiş şekilleri ekte sunulmuştur. (Ek-2).

Buradaki amaç ölçüm sırasında çevreden kaynaklanan ani gürültülerin etkilerinin Fourier genlik spektrumdan ortalama alınarak giderilmesidir. Nakamura yönteminin gereği olarak program, yatay bileşendeki iki veri grubunun (Kuzey-Güney, Doğu-Batı yönlerindeki) bileşkelerini alarak yatay yönde tek bir veri grubu oluşturmaktadır. Daha sonrada yatay ortalama spektrum ve düşey spektrumun oranı hesaplanmaktadır. Hesaplamalar sonucunda 3 adet spektrum elde edilmiştir. Bunlar; yatay bileşene ait Fourier genlik spektrumu, düşey bileşene ait Fourier genlik spektrumu ve bu iki spektrumun birbirine oranlanması ile elde edilmiş olan büyütme spektrumudur. Tüm noktalar için elde edilen bu spektrumlar Çizelge 4.2.'de verilmiştir.

Çizelge 4.2. Çalışma alanının baskın titreşim periyodu ve zemin büyütme değerleri.

Ölçü No	Koordinat (y)	Koordinat (x)	Baskın Periyot (s)	Baskın Frekans(Hz)	Büyütme	Jeoloji
1	36.21905	36.15414	0.739	1.352	2.47	1,75 m bitkisel toprak, 2 m az çakıllı siltli kumlu kil, 3,25 m killi kumlu bloklu çakıl
2	36.21735	36.14758	0.108	9.259	2.64	1 m bitkisel toprak, 3.75 m kumlu siltli kil, 2,25 m killi silt, 2.1 m siltli kil
3	36.2146	36.13564	0.713	1.401	4.13	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklu çakıl
4	36.21849	36.16626	0.644	1.551	3.73	1,75 m bitkisel toprak yapay dolgu, 5.25 m siltli kil, 4 m kumlu siltli kil
5	36.21559	36.17393	0.334	2.986	2.93	1.5 m bitkisel toprak, 3 m kumlu siltli kil, 4.5 m çakıllı killi siltli kum
6	36.20392	36.14082	0.562	1,778	3.95	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklu çakıl
7	36.21559	36.17393	0.212	4.695	7.79	0.40 m bitkisel toprak,0.90 m siltli kil, 1.40 m kumlu silt

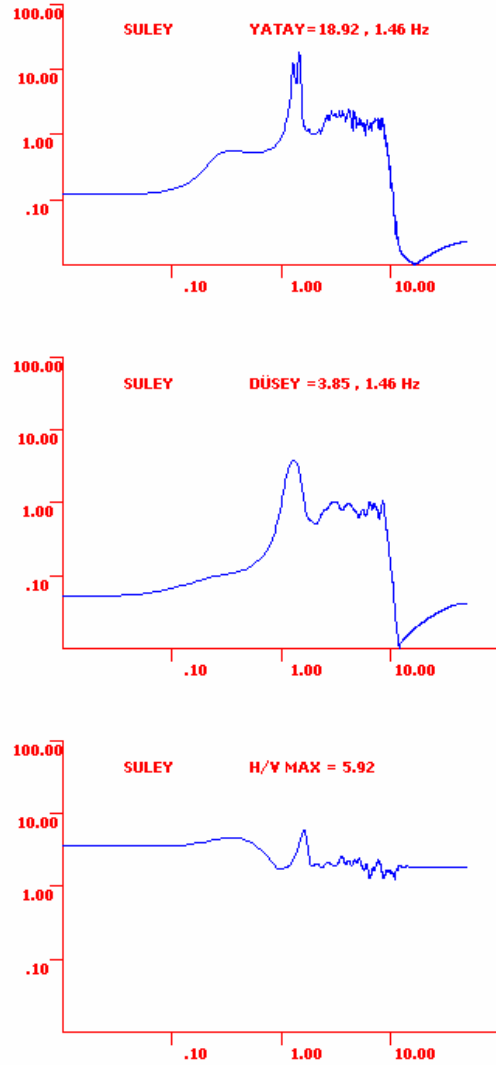
8	36.18736	36.15060	0.589	1.695	4.45	2.70 m bitkisel toprak yapay dolgu, 1.90 m siltli kum, 4.40 m siltli killi bloklü çakıl
9	36.19853	36.14235	0.692	1.444	2.85	1.5 m bitkisel toprak, 4 m kumlu siltli kil, 6.5 m kumlu bloklü çakıl
10	36.20232	36.15145	1.038	0.963	2.38	1 m bitkisel toprak, 3.75 m kumlu siltli kil, 3 m killi silt, 1.8 m siltli kil
11	36.11.843	036.09.346	0.357	2.796	7.55	1.5 m bitkisel toprak, 2.5 m siltli kum, 1 m kumlu siltli kil, 5.90 siltli kum
12	36.12.363	036.09.523	0.238	4.199	3.31	1 m bitkisel toprak, 2 m siltli çakıllı kum, 6.5 m kumlu bloklü çakıl
13	36.12.370	036.09.518	0.244	4.094	2.22	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
14	36.12.097	036.09.491	0.125	7.978	3.66	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
15	36.12.024	036.09.506	0.074	13.375	4.44	2 m bitkisel toprak yapay dolgu, 1.90 m kumlu siltli kil, 16 m az çakıllı siltli killi kum
16	36.11.844	036.09.506	0.107	9.314	3.43	2 m bitkisel toprak yapay dolgu, 1.90 m kumlu siltli kil, 16 m az çakıllı siltli killi kum
17	36.11.720	036.09.476	0.173	5.749	10.19	2 m bitkisel toprak yapay dolgu, 1.90 m kumlu siltli kil, 16 m az çakıllı siltli killi kum
18	36.11.796	036.09.328	0.874	1,144	6.38	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
19	36.11.680	036.10.060	0.116	8.569	3.25	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl
20	36.11.693	036.09.863	0.180	5.547	7.55	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl
21	36.12.188	036.10.237	0.931	1.074	11.32	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl
22	36.12.328	036.10.314	0.347	2.881	3.55	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl
23	36.12.468	036.10.439	0.151	6.593	4.42	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl

24	36.12.768	036.10.121	0.159	6.266	4.57	1.5 m bitkisel toprak, 4 m kumlu siltli kil, 6.5 m kumlu bloklü çakıl
25	36.12.830	036.09.860	0.757	1.320	5.22	1.5 m bitkisel toprak, 4 m kumlu siltli kil, 6.5 m kumlu bloklü çakıl
26	36.12.806	036.09.595	0.898	1.113	2.62	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl
27	36.13.123	036.09.601	0.771	1.297	2.32	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl
28	36.13.318	036.09.536	0.313	3.188	5.57	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
29	36.13.742	036.09.781	0.717	1.393	4.51	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
30	36.12.611	036.08.786	0.083	11.962	3.38	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
31	36.12.447	036.08.818	0.977	1.023	11.04	2 m bitkisel toprak yapay dolgu, 1.90 m kumlu siltli kil, 16 m az çakıllı siltli killi kum
32	36.12.275	036.08.869	0.068	14.647	3.3	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
33	36.12.654	036.09.516	0.138	7.209	3.44	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl
34	36.12.838	036.09.312	0.071	13.965	6.26	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
35	36.13.576	036.08.420	0.070	14.133	2.78	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
36	36.12.594	036.08.137	0.878	1.138	4.82	1.5 m bitkisel toprak, 2.5 m siltli kum, 1 m kumlu siltli kil, 5.90 siltli kum
37	36.12.567	036.07.271	0.830	1.204	17.94	1.5 m bitkisel toprak, 2.5 m siltli kum, 1 m kumlu siltli kil, 5.90 siltli kum
38	36.13.489	036.08.672	0.905	1.104	5.85	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl
39	36.11.715	036.08.344	0.622	1.607	5.52	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
40	36.11.439	036.09.461	0.083	12.033	3.62	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklü çakıl
41	36.12.829	036.08.431	0.090	11.005	4.11	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklü çakıl
42	36.12.524	036.09.224	0.833	1.2	6.37	1.90 m bitkisel toprak, 2.60

						m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklu çakıl
43	36.11.25	036.08.57	0.300	3.324	6.58	1.5 m bitkisel toprak, 2.5 m siltli kum, 1 m kumlu siltli kil, 5.90 siltli kum
44	36.13.30	036.08.51	0.084	11.891	7.77	1 m bitkisel toprak, 1m siltli çakıllı kum, 7 m killi kumlu bloklu çakıl
45	36.13.10	036.08.16	0.570	1.754	3.95	1.90 m bitkisel toprak, 2.60 m kumlu siltli kil, 5.5 kumlu bloklu çakıl
46	36.12.30	036.07.57	0.069	14.312	7.37	1 m bitkisel toprak, 4 m siltli çakıllı kum, 7 m kumlu bloklu çakıl
47	36.13.120	036.07.613	0.069	14.473	3.85	1 m bitkisel toprak, 4 m siltli çakıllı kum, 7 m kumlu bloklu çakıl
48	36.15.100	036.09.962	0.163	6.102	4.03	1 m bitkisel toprak, 4 m siltli çakıllı kum, 7 m kumlu bloklu çakıl
49	36.13.291	036.11.254	0.565	1.768	2.85	1 m bitkisel toprak, 4 m siltli çakıllı kum, 9 m kumlu bloklu çakıl

Elde edilen spektrumlar daha sonra düşey eksen genlik, yatay eksen periyot olmak üzere grafiklenmiştir. Yatay ve düşey bileşenlerin spektrumlarına bakılarak, spektrumda genliklerin hangi frekanslarda belirgin doruklar oluşturduğu saptanmıştır. Etkili periyot olarak, her ölçüm noktasında yatay bileşenin genlik değeri maksimum olan noktadaki periyot değeri alınmış ve grafikleme ve yorum aşamasında bu saptanan periyot değeri kullanılmıştır.

Daha sonra yatay bileşenindeki pik değeri ile bu aralıklara düşen ölçüm noktaları birlikte değerlendirilmiştir. Elde edilen diğer bir spektrum olan büyütme spektrumuna dönülerek, bu periyot aralıklarındaki yatay bileşenin genlik değerinin maksimum olduğu noktayı da içine alan bir pencere içinde maksimum genlik tespit edilerek büyütme oranı olarak saptanmıştır. Böylece zaman ortamında elde edilen veriler frekans ortamına dönüştürüldükten sonra ölçüm noktası için iki parametre etkili (hakim, doğal) periyot ve bu periyottaki büyütme katsayısı hesaplanmıştır (Şekil 4.4).



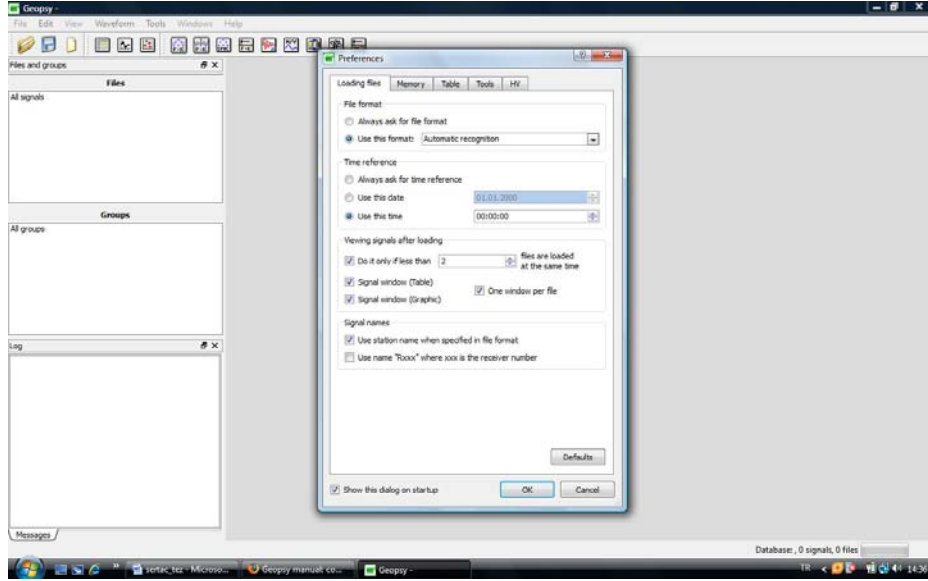
Şekil 4.4. Spektrumlar üzerinde etkili periyot ve büyütme değerinin saptanması.

Şüphesiz ki bir spektrum diğerine oranlandığında etkin frekans değerinin dışında diğer frekanslarda da doruklar gözlenecektir. Fakat bu çalışmada etkin frekans değerlerindeki büyütme katsayıları dikkate alındığı için bu yol izlenmiştir. Mikrotremor kayıtları anlık çevresel gürültülerden etkilenebilmektedirler. Antakya kent merkezinde de alınan kayıtlar sırasında anlık çevresel gürültülerin ölçümleri etkilediği noktalar bulunmaktadır. Hem bu etkileri en aza indirmek hem de kent merkezin de hakim olan zemin hakim periyodu aralıklarında büyütme değerlerini karşılaştırmak için bulunan

büyütme değerlerinin ortalamaları hesaplanmıştır. Böylece her periyot aralığı için ortalama bir büyütme değeri elde edilmiştir.

4.4.1 . Geopsy Programı

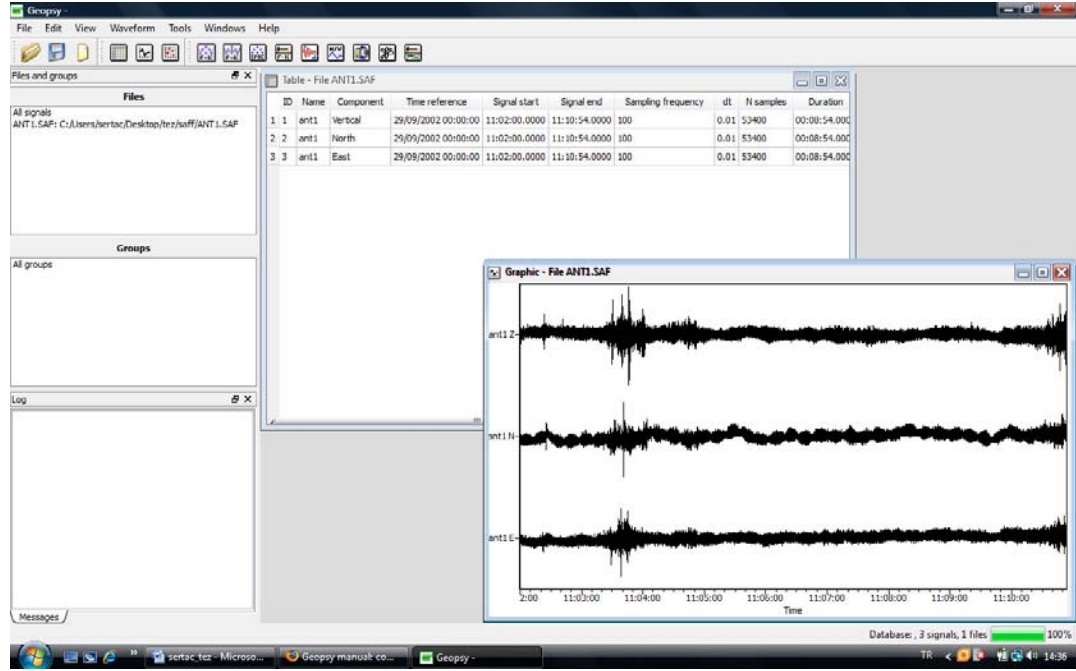
Geopsy programı, Sesarray projesi kapsamında geliştirilen ve sismometre yardımı ile alınan verilerin değerlendirilmesi için kullanılan bir programdır. Sesarray projesi, içerisinde birçok zemin hareketlerine yönelik programı barındıran bir projedir. Bu proje Sesame European, Universite Joseph Fourier (Grenoble, Fransa) ve Universitat Potsdam (Potsdam, Almanya) işbirliğiyle ortaya çıkmıştır.



Şekil 4.5. Geopsy programı ana ekranı

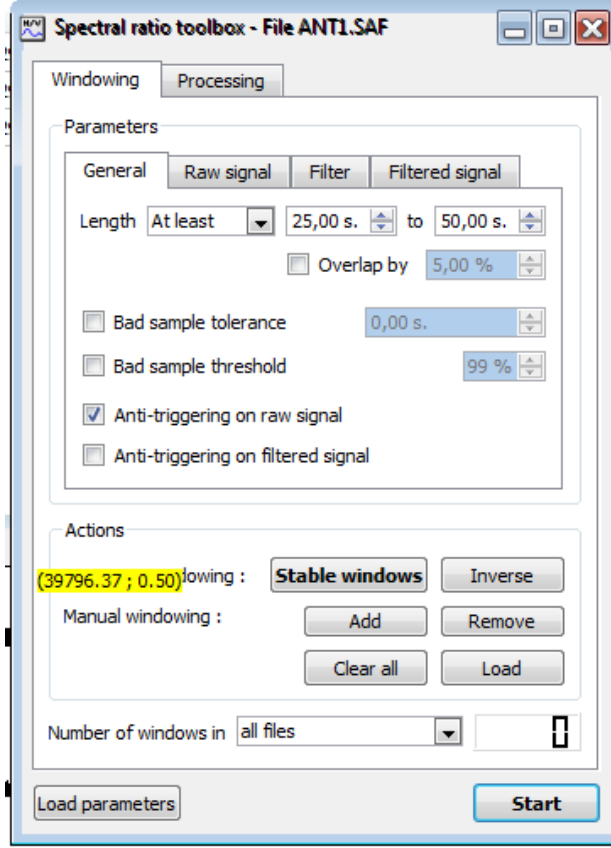
Program açıldığında Şekil 4.5'deki ana ekran çıkmaktadır. Burada yapılması gereken ilk işlem, değerlendirmek istenilen verileri çağırmak için "File" menüsünden "Import signals" seçeneğini işaretlemek ve açılan pencereden istenilen verileri seçmektir. Seçilen veriler ana ekrandaki "Files" bölümünde görüntülenecektir. Bu verilerden herhangi biri seçilerek işlem yapılmaya başlanılabilir. Herhangi bir veri seçildiği zaman ekranda veriye ait bilgiler ve üç bileşen kaydı görüntülenecektir (Şekil 4.6). Veriye ait bilgiler sırası ile; sıra no (ID), veri adı (name), bileşen (Component),

kayıt tarihi (Time Reference), sinyalin başlangıç zamanı (signal start), sinyalin bitiş zamanının (signal end), örnekleme frekansı (Sampling frequency) ve kayıt süresi (Duration) dir.

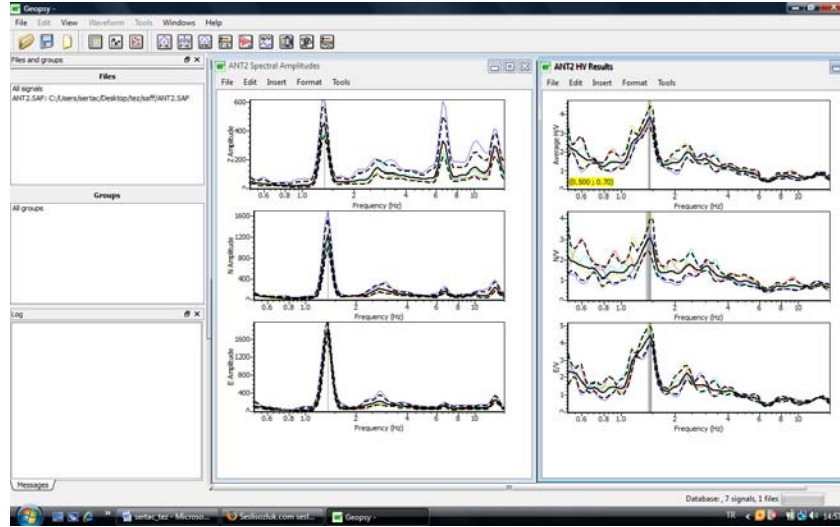


Şekil 4.6. Seçilmiş verinin üç bileşen kaydı ve kayıt bilgileri.

Kayıt bilgileri ve üç bileşenli grafiği ekranda görüldükten sonra, veriye ait H/V oranı ve spektral genliğin ortaya çıkarılması için ana ekrandaki araç çubuklarından H/V işaretlenir. Bu işlem sonucunda Şekil 4.7' deki pencere açılır. Bu pencere yardımı ile veri üzerinde pencereleme işlemi yapılabilir. Pencereleme işlemi seçildikten sonra "Start" butonuna basılarak H/V oranını gösteren grafik ve spektral genliği gösteren grafik oluşturulur (Şekil 4.8).

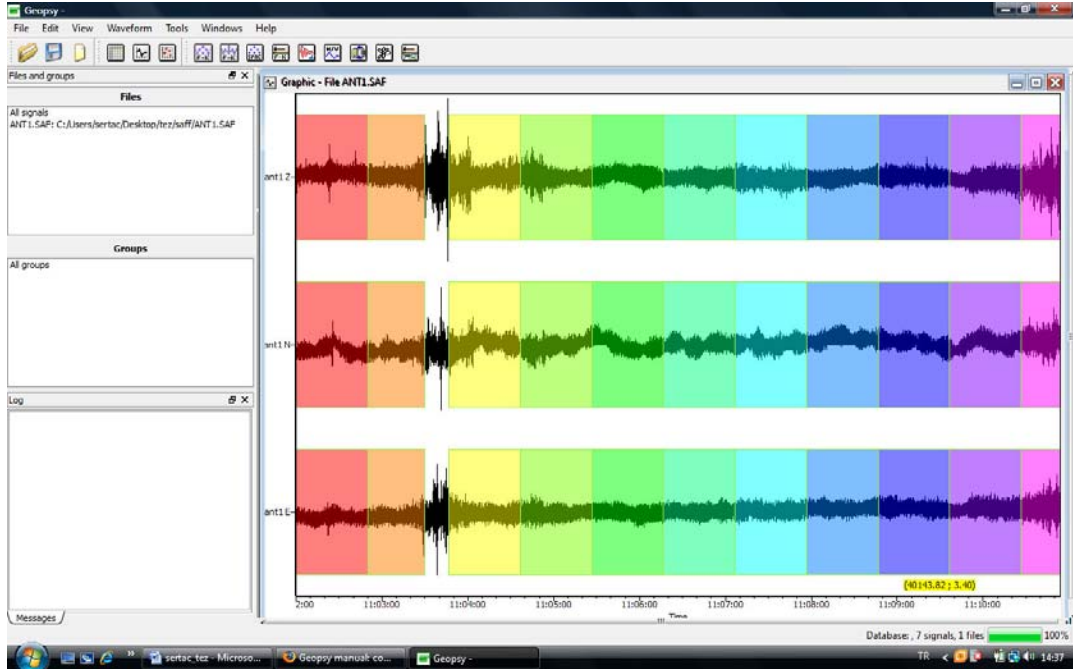


Şekil 4.7. Pencereleme seçim ekranı



Şekil 4.8. Oluşturulan Spektral genlik ve H/V grafikleri.

Spektral genlik ve H/V grafikleri istenildiğinde kaydedilebilmektedir. Bu kayıt istenilirse resim formatında (BMP, JPG, PNG vb.) olabilmektedir. İstenildiği takdirde de programın kendi formatında kaydedilebilmektedir. Kayıt işlemleri yapıldıktan sonra H/V ekranı ve Spektral genlik ekranları kapatılırsa veriye uygulanan pencereleme işlemine ait grafik ekranda görüntülenir (Şekil 4.9). Bu ekrandaki her bir renk, bir pencereyi temsil eder ve spektral genlik grafiğinde her bir renk ayrıca görüntülenir.



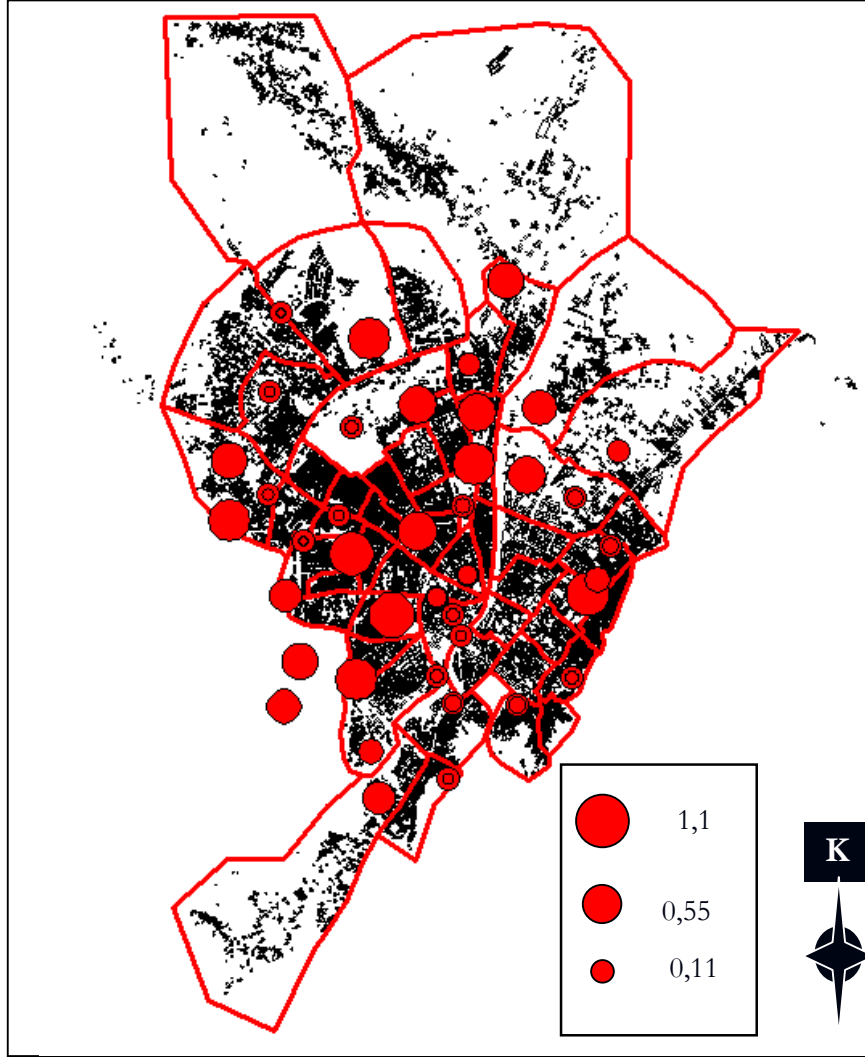
Şekil 4.9. Pencereleme uygulanmış veriye ait grafik.

4.5 Çalışma Alanında Yer Büyütmesi Potansiyeli

Oluşan bir depremden sonra deprem odağından yayılan dalga karakteri sabit olarak kalmamaktadır. Deprem odağına ait olan ve deprem dalgası yayılım ortamına ait olan özelliklerce deprem dalgası denetlenmektedir. Deprem oluşum mekanizması, eğer faylanma varsa fayın durumu, atım miktarı, yönü, iç merkez derinliği, depremin süresi gibi depremin odağına ait parametreler, deprem dalgalarının etkidikleri yerlerdeki karakteristik özellikleri belirlemektedirler.

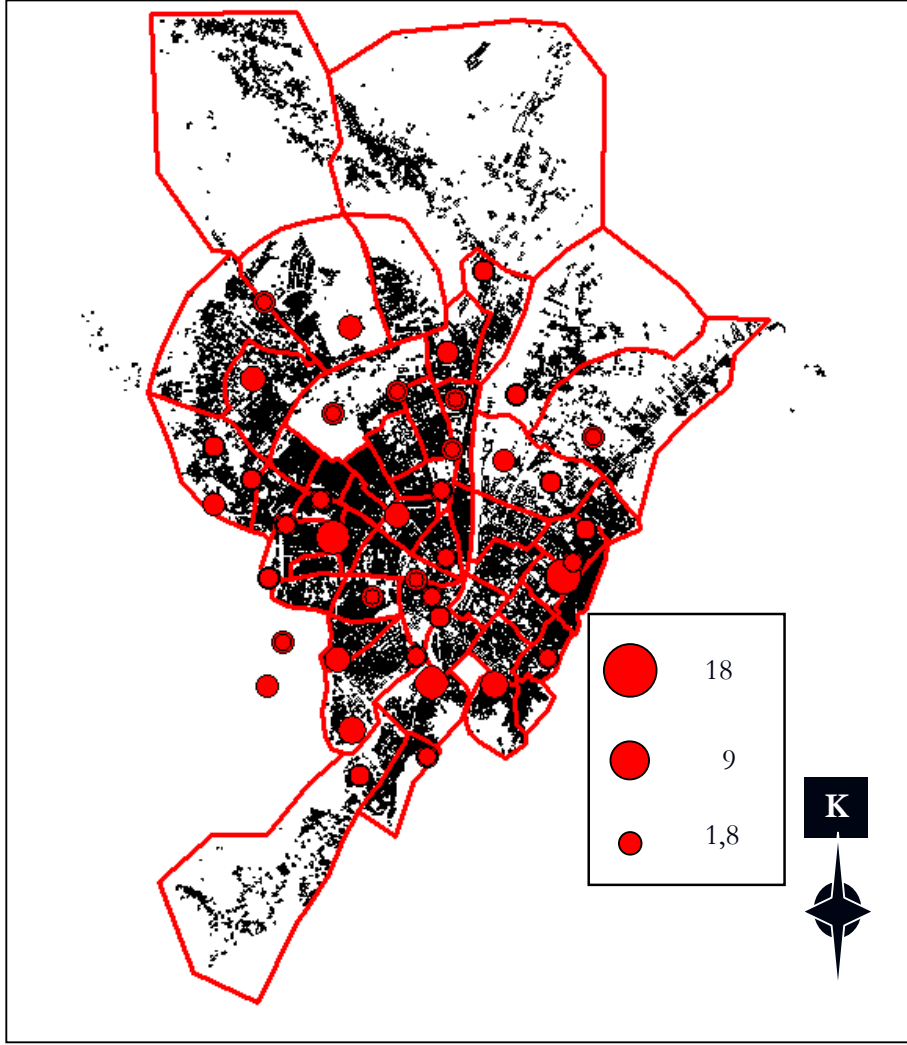
Deprem dalgaları iç merkezden belirli bir açı ile ayrıldıktan sonra ilerledikleri ortamlar boyunca, çeşitli tabakalı veya tabakasız yer oluşum biçimlerini geçerler. Bu yayınımları sırasında, sismik prensipler çerçevesinde kırılmalar ve yansımalarla uğrayarak yeryüzüne ulaşırlar. Bu kırılmalar ve yansımalar genellikle karmaşık olmaktadır. Tabakalar arasındaki empedans farklılıkları, dalgaların geliş açıları ve diğer katman özellikleri ile kırılmalar ve yansımalar belirlenir. Genellikle sert birimlerden göreceli olarak daha yumuşak birimlere geçen dalgaların genlikleri büyür. Dolayısı ile ivme gibi özellikleri de büyür. Bu durum oluşan herhangi bir depremde gözlenebilir.

Genellikle yerleşim birimlerinin kurulduğu bölgeler doğrudan anakaya ile ilişkili bölgeler değildir ve ana kaya üzerinde belirli kalınlıkta bir altere zon veya örtü tabakası bulunan yerlerdedir. Ülkemizde önemli yerleşim birimleri, azımsanmayacak kadar kalın örtü tabakası bulunan bölgelerde yer almaktadır. Antakya, Bolu, Düzce, Adapazarı, Bursa, bu tür deprem büyütme riski olan yerler olarak sayılabilir. Çalışma alanı olan Antakya kent merkezine ait baskın titreşim periyot dağılım haritası şekil 4.10'de sunulmuştur.



Şekil 4.10. Çalışma alanının baskın titreşim periyodu dağılımı.

Genel olarak kalın sediman katmanlar ve basenler, yer hareketinde yüksek büyütme ve uzun periyotlarda sarsıntının daha uzun gerçekleşmesine neden olurlar. Çalışma alanı da sediman havza içerisinde yer almaktadır. Havzanın bir bölümü gevşek alüvyon tabakalardan, bir bölümü de havzanın daha sıkı tabakalarından oluşmaktadır. Özellikle gevşek alüvyon tabakalarda yüksek büyütme değerleri görülmektedir. Çalışma alanına ait büyütme değerleri Şekil 4.11’de sunulmuştur.



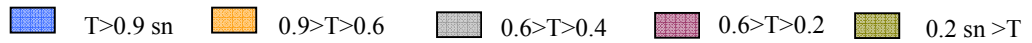
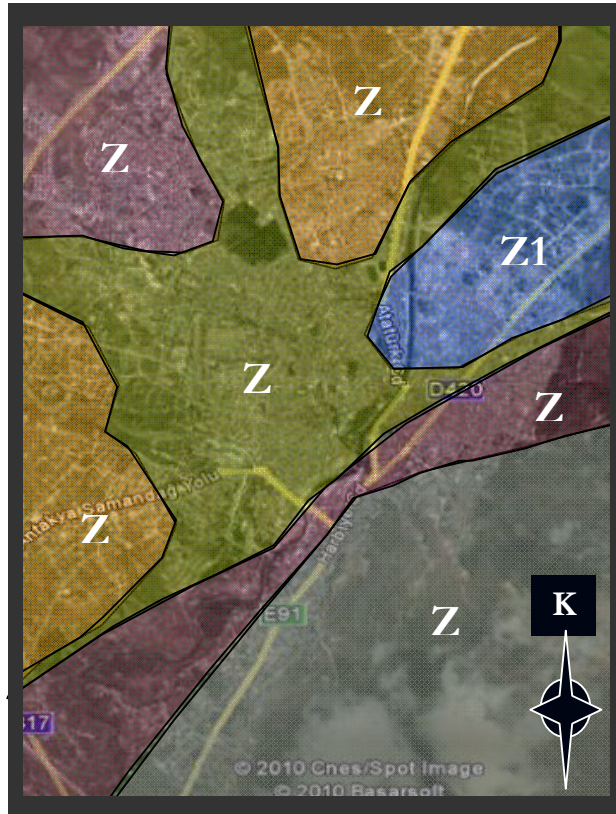
Şekil 4.11. Çalışma alanının zemin büyütme haritası

Şekil 4.10 ve 4.11’de baskın titreşim periyot dağılımı ve zemin büyütme haritaları birbirleriyle uyum sağlamaktadır. Alanın Doğu ve Batı bölümü için bölgedeki en yüksek periyot değerleri elde edilmiştir. Aynı şekilde Antakya’nın imar planının dışına çıkıldığında hakim titreşim periyot değerlerindeki artış belirgin bir şekilde ortaya çıkmaktadır. Bu kesimlerde periyot değerleri ortalama olarak 0.6 - 0.9 saniye olmakta yer yer 0.9 saniyeden daha büyük periyot değerlerine rastlanmaktadır.

Alanın kuzey doğu bölümüne doğru periyot değeri yükseliş göstermekte ve ortalama 0.6-0.9 sn aralığında periyot değerleri elde edilmektedir. Yerleşimin yoğun olduğu şehrin orta kesimlerinde ise baskın titreşim periyot değerleri ortalama 0.2–0.6 sn

aralığında değişmektedir. Özellikle, Asi Nehri'nin kuzey bölümünde periyot değerleri ortalama 0.2-0.6 sn aralığındadır. Çalışma alanının güneybatı bölümünde ise periyot değerleri ortalama 0.4-0.6 sn civarındadır.

Antakya ili merkez yerleşimine ait mikrobölgeleme haritası oluşturulmuştur. Buna göre çalışma alanı beş bölgeye ayrılmıştır. Bölgeleme ile birinci bölge sarsıntı duyarlılığının en fazla, beşinci bölge ise sarsıntı duyarlılığının en az olduğu bölge olarak ayırt edilmiştir (Şekil 4.12).



Şekil 4.12. Antakya ili merkez yerleşimine ait mikrobölgeleme haritası

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Depremlere karşı hazırlıklı olmak, korunmak ve zararları en aza indirmek amacıyla, yapılacak temel araştırmaların başında mikrobölgelendirme çalışmaları yer almaktadır.

Depremlerin ne zaman ne büyüklükte olacağını öngörmek kadar, olası bir depremin bölgede ne gibi etkilerle ve hangi özelliklerle oluşacağını da tahmin etmek önemlidir. Bir depremin etkisi, oluşum noktasına eşit uzaklıkta olan farklı bölgelerde farklı şekillerde özellikler göstermektedir. Bu durum, söz konusu deprem kaynağı aynı da olsa, farklı bölgelerin deprem etkisi açısından farklı tepkiler verebileceğini gösterir. O halde bölgelerin ayrıntılı olarak incelenmesi zorunluluğu doğmaktadır. Deprem kaynağına ait parametrelerle birlikte bölgesel özellikler de incelenerek dikkate alınmalıdır. Deprem tehlikesi açısından riskli alanların jeofizik, jeolojik ve geoteknik özelliklerini yansıtan mikrobölgelendirme çalışmaları yapılmalıdır. Mikrobölgelendirme çalışmaları deprensellik ve bölgesel yer koşullarıyla ilgili geniş bilgiler içermektedir. Bu nedenle ilgili tüm mühendislik bilimleri için kaynak ve rehber olma özelliği taşımaktadır. Mikrobölgelendirme çalışmalarının en önemli verilerinden olan yer salınım periyodu ve büyütme faktörü bu çalışmalar kapsamında hesaplanmalıdır. Yer salınım periyodu inşaat mühendisleri tarafından yapı dizaynında kullanılan spektrum katsayısı hesaplamalarına doğrudan giren bir parametre olduğu için hesaplanması çok önemlidir. Ayrıca üzerine yapılacak yapının doğal periyodu ile yerin salınım periyodunun rezonans oluşturmaması için yer salınım periyodu mutlaka saptanmalıdır. Arazide pratik olarak hız ölçer sismometrelerle yerin doğal gürültüsü ölçülerek elde edilen mikrotremor verilerinden yer salınım periyodunun hesaplanması, çok pratik ve zaman kazandırıcı ve aynı zamanda ucuz bir yöntem olarak tercih edilmektedir. Bir bölgede oluşacak bir depremin etkili olacağı periyot değerı, o bölgede kaydedilen kuvvetli yer hareketi verileri kullanarak da saptanılabilir.

Mikrotremor ölçümleri için herhangi bir yer hareketi beklemeye gerek kalmadan her an ve istenilen sürede kayıt alınabilmesi, kayıt istasyonlarının sayı ve sıklığının

ayarlanması kolay olması, ucuz ve zamandan kazandıran bir yöntem olması da büyük bir avantajdır.

Ülkemizde ve dünyada yaşanan birçok depremin hasar oluşum koşulları incelendiğinde, yerin deprem dalgalarını genleştirme (büyültme) karakterinin oldukça etkili olduğu görülmektedir. Yerin yapısal ve şekilsel oluşumu, jeolojik birimlerin özellikleri, yeraltı suyunun varlığı ve derinliği, yerin topografik özellikleri, deprem dalgalarının iletiminde önemli rolü olan yerin dinamik elastik özellikleri ve diğer fiziksel özellikleri yerin deprem dalgalarını büyültmesine neden olabilmektedir. Aynı jeolojik birim üzerinde olan fakat diğer fiziksel ve yapısal özellikleri farklı olan iki yer yapısı aynı deprem karşısında farklı tepkiler vermektedir. Bu olay bölgesel yer etkisi olarak tanımlanmaktadır. Özellikle yurtdışında yapılan ve yayınlanan birçok uygulamalı sismoloji çalışmalarında kullanılan mikrotremor verileri ve bu verilerin analizi için kullanılan Nakamura yöntemi, yer etkisi çalışmalarında etkili ve güvenilir sonuçlar üretmektedir.

Sismik tehlikenin doğru saptanabilmesi için kaynak zonları ve bunlara ait parametrelerin doğru belirlenebilmesi gerekmektedir. Ülkemizde kentsel yerleşimlerin çoğu aktif fay kuşaklarında yer alan ova veya güncel alüvyon çökellerin üzerinde yerleşmiştir. Bu olgu, kentsel riskli alanlarının artmasına neden olmakta ve muhtemel bir depremde oluşacak kayıpların miktarlarını artırmaktadır. Antakya kent merkezi için de aynı riskler geçerlidir. Antakya, nüfus, sanayi ve ticaret açısından genişleyen bir il olarak, deprem açısından yüksek riskli bir bölgeye kurulmuş olup, nüfus yoğunluğu şehir merkezinde toplanmıştır. İlin bu konumu bölgenin ayrıntılı incelenmesini zorunlu hale getirmektedir.

Bölgesel yer etkilerinin saptanması için teorik modelleme yaklaşımları ve doğrudan yerin doğal titreşimleri ölçülerek değerlendirilen ampirik yaklaşımlar kullanılmaktadır. Bu tez çalışmasında mikrotremor verilerinin doğrudan analizine dayanan, teorik ve sayısal olarak doğruluğu saptanmış olan, dünya üzerine yaygın kabul gören ve uygulanan Nakamura spektral oranlar yöntemi kullanılmıştır.

Yapılan çalışmalarla deprem hasarları açısından riskli olabilecek bölgeler ve daha az riskli bölgeler belirlenmiştir. Bölgede yerin doğal salınım periyodunun ve yerin büyütme katsayısının dağılımı belirlenmiş ve zonlama yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar ile bölgenin sismik ve jeolojik yapısını yansıtan veriler uyum içerisinde. Bu uyumluluk çalışılan bölge ve bölgeye benzeyen diğer bölgeler için Nakamura yönteminin uygulanabilirliğini ve etkili sonuçlar elde edilebileceğini göstermektedir.

Tezde alınan mikrotremor kayıtlarının analizi sonucunda, özellikle şehir merkezi genelinde 0.5-0.9 sn hakim periyodlar elde edilmiştir. Bu değerler kent merkezinde orta yükseklikte bina olarak tanımlanan 5-10 katlı binaların rezonans etkisinde kalabileceklerini göstermektedir.

Ayrıca Nakamura (1989) H/V tekniği ile elde edilen büyütme faktörü değerleri, muhtemel bir deprem sonrası ana kayada oluşacak ivmenin; 0.5-0.9 sn periyodundaki yerlerde 0.2-0.4 sn periyot aralığındaki yerlere göre daha fazla büyütüleceğini göstermektedir. Dolayısıyla bu alanlarda daha fazla yapısal hasarlar ve kayıplar meydana gelecektir.

Antakya, Akdeniz bölgesinde yer alan ve 200000 nüfuslu orta büyüklükte bir şehirdir. Doğu Anadolu Fayı'nın (DAF) güney ucunda bulunan Antakya'nın önemli sismik etkinlikler gösterdiği bilinmektedir. Antakya ve civarında meydana gelen depremlerin büyük çoğunluğu DAF boyunca görülmektedir. Antakya merkezli meydana gelen depremler genellikle orta büyüklükte depremlerdir. Ancak 7.0 ve daha büyük depremler de tarihsel süreçte görülmüştür. Depremlerin odak derinlikleri genellikle 30 km ve daha sığdır. Ancak 30 km'den daha derin depremler de vardır. Antakya'da meydana gelebilecek büyük depremlerden Antakya'nın farklı zemin özellikleri gösteren bölgelerinde davranış farklılığı olması beklenmektedir. Bu farklılık yapıları da etkileyeceği için zemin davranışlarının ve gevşeklik-sıkılık ayrımının iyi yapılması gerekmektedir. Böylece şehir içerisindeki yapılaşma sırasında deprem güvenliğinin önüne çıkarılması sağlanmış olacaktır. Bu kapsamda gerçekleştirilen Antakya ili merkez yerleşiminin mikrobölgeleme çalışması sonucunda aşağıdaki bilgilere ulaşılmıştır:

1) Çalışma alanında yapılan mikrotremor çalışmaları sonucunda yapılan baskın titreşim periyot hesaplamalarındaki değişimler incelendiğinde, çoğunlukla yüzey jeolojisi ile uyum içinde olduğu görülmektedir.

2) Mikrotremor verileri ışığında elde edilen baskın titreşim dağılım haritası incelendiğinde zeminin sarsıntı duyarlılığının genellikle Asi nehri'nin güney-güneybatısında beklenenin aksine düşük olduğu, ayrıca Antakya'nın çevresinde sarsıntı duyarlılığının oldukça fazla olduğu görülmüştür.

3) Antakya ili merkez yerleşimine ait mikrobölgeleme haritası oluşturulmuştur. Buna göre çalışma alanı beş bölgeye ayrılmıştır. Bölgeleme ile birinci bölge sarsıntı duyarlılığının en fazla, beşinci bölge ise sarsıntı duyarlılığının en az olduğu bölge olarak ayırt edilmiştir.

Antakya ili merkez yerleşiminin mikrobölgeleme çalışması sonucunda elde edilen bilgilere dayanılarak aşağıdaki öneriler sunulabilir:

1) Antakya'da meydana gelebilecek büyük depremlerden Antakya'nın farklı zemin özellikleri gösteren bölgelerinde davranış farklılığı olması beklenmektedir. Şehir içerisindeki yapılaşma sırasında deprem güvenliğinin öne çıkarılmasını sağlamak amacıyla Antakya ili merkez yerleşiminin daha detaylı bir mikrobölgeleme çalışması yapılabilir.

2) Yapılan çalışmalarla deprem hasarları açısından riskli olabilecek bölgeler ve daha az riskli bölgeler belirlenmiştir. Bölgede yerin doğal salınım periyodunun ve yerin büyültme katsayısının dağılımı belirlenmiş ve bölgeleme yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar ile bölgenin sismik ve jeolojik yapısını yansıtan veriler uyum içerisinde. Bu uyumluluk çalışılan bölge ve bölgeye benzeyen diğer bölgeler için Nakamura yönteminin uygulanabilirliğini ve etkili sonuçlar elde edilebileceğini göstermektedir.

KAYNAKLAR

- Abeki, A., Matsuda, I., Enomoto, T., Shigyo, V., Watanabe, K., Tanzawa, Y., Nakajima, Y.,1995. A study of seismic microzonation based on the dynamic charecteristics of subsurface ground conditions. **Proc. 5th International Conference On Seismic Zonation**, 3: 2187-2194.
- Acar, F., Gülkan P., 2003. Düşük devirli yorulma ve sismik yapısal hasar. **Beşinci Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı**, 5: 1 – 10, İstanbul.
- Aki, K., 1993. Local site effects on weak and strong ground motion. **Tectonophysics**, 218: 93–111.
- Alçık, H, A., Gürbüz, C.,Üçer, B.,1995. Kadıköy ve Üsküdar bölgelerinde yapılan mikrotremor ölçümleri ile mikrobölgelendirme. **Jeofizik Dergisi** (9, 10) : 235-245.
- Ansal, A., Tönük, G., Kurtuluş, A.,2007. Yer sarsıntı şiddetine göre mikrobölgeleme ve sismik tehlike senaryoları. **Altıncı Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı**, 6: 139–142, İstanbul.
- Astroza, M., Monge, J.,1991. Regional seismic zonation in central Chili. **Proc. 4th International Conference On Seismic Zonation**, (3) : 487–494.
- Bol, E., Arel, E., Önalp, A.,2007. Yerel zemin koşullarının deprem hasarına etkisi – Adapazarı örneği. **Altıncı Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı**, 6: 234, İstanbul.
- Chavez-Garcia, F.C., Cuenca, J.,1998. Site effects and microzonations in Acapulco. **Earthquake Spectra**, 14, 1: 75-94.
- Cid, J., Susagna, T., Goula, X., Chavarria, L., Figueras, S., Fleta, J., Casas, A., Roca, A., 2001. **Seismic zonation of Barselona based on numerical simulation of site effects. Pageoph**, 158: 2559-2577.
- Ercan, A., 2001. Kıran (Afet) bölgelerinde yer araştırma yöntemleri bilgiler ve kurallar. **Kardeşler Grup Matbaacılık**, 339. Türkiye.
- Faccioli, E., Battistella, C., Alemani, P., Lo Presti, D., Tibaldi, A., 2001. Seismic microzoning and soil dynamics studies in San Salvador. **12th Icsmf**. Rio De Jenerio, Brazil.
- Faccioli, E., Pessina, V., 2001. The Catania Project: Earthquake damage scenerios for a

- high risk area in Mediterrean. **Cnr Gruppo Nazionale Per La Difesa Dai Terremoti**: 225. Roma.
- Fah, D., Rüttener, E., Noack, T., Kruspan, P., 1997. Microzonation of the city basel. **Jounal Of Seismology** ,1 : 87-102.
- Filazi, A., 2008. Antakya kent merkezinin mikrotremor yöntemi ile yer etkisinin incelenmesi. Mustafa Kemal Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi.
- Finn, W.D.L., 1991. Geotechnical engineering aspect of microzonation. **Proc. Fourth Intern'l. Conf. On Seismic Zonation**,Vol.1 : 199-259.
- Gallipoli, M. R., Lapenna, V., Lorenzo, P., Mucciarelli M., Perrone, A.,Piscitelli, S.Sdao, F., 2000. Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of a landslide in Southern Italy. **European Journal of Environmental and Engineering Geophysics**, 4 : 117- 128.
- Gutierrez, C., Singh, S., K., 1992. A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico; comparison of results from strong motion and microtremor data. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 82: 642- 659.
- Gül, A., 1972. Mikrobölgelendirme etütleri ilke ve yöntemleri. **Türkiye' de Deprem Sorunu ve Deprem Mühendisliği Sempozyumu**. Ankara.
- Gürbüz, C. Vd., 2008. İstanbul'un Anadolu Yakası için zemin sınıflamasına yönelik mikrotremor çalışmaları nihai rapor. **Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı**: 10–12, 15–16, 31. İstanbul.
- Hays, W.W., 1980. Procedures for estimating ground motions. **U.S.G.S Professional Paper**: 1114,77.
- İnce, G. Ç., 2007. Tarihi Yarımada'nın (İstanbul) yerel zemin koşullarının büyütme özellikleri ile jeolojik – geoteknik yapısının karşılaştırılması. **Altıncı Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı**, 6: 164, İstanbul.
- Jimenez, M.J., Garcia-Fernandez, M., Zonno, G., Cella, F., 2000. Mapping soil effects in Barcelona, Spain, through an integrated gis environment. **Soil Dynamics And Earthquake Engineering**, 19: 289–301.
- Karabulut, S., Özel, O., Özçep, F., 2007. Mühendislik yapılarının hakim titreşim periyotlarının mikrotremor ölçümleri ile belirlenmesi: İstanbul Üniversitesi

- mühendislik binasında uygulamalar. **Uluslar arası Deprem Konferansı**: 47–48, Kocaeli.
- Kanai, K., Tanaka, T., Osada, K., 1954. Measurement of the microtremor 1.bulletin of the earthquake research institute. **University of Tokyo**. 32: 200–208.
- Kanai, K., Tanaka, T., 1961. On microtremors 8th bulletin of the earthquake research institute. **University of Tokyo**. 39: 97-114.
- Kanai, K., Tanaka, T., Yoshizawa, S., 1965. On microtremors 9th bulletin of the earthquake research institute. **University of Tokyo**. 43: 577–588.
- Kasapoğlu, K.E., 1987.Doğu Akdeniz'in sismotektonik özellikleri: Sonlu elemanlar çözümlmesi. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi. Yerbilimleri Dergisi, 14: 309–317.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.Y., Thedoludis, N., Papioannou, C., Savvaidis, A., 1996. **Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki-comparision of different Approaches**. Bssa, 86, 6: 1692–1703.
- Lasterico, R., Monge, J., 1972. Chilean experience in seismic microzonation. **Proc. International Conference On Microzonation**, (1) : 231–248.
- Lungu, D., Aldea, A., Cornea, T., Arion, C., 2000. Seismic microzonation of the city of Bucharest. **6th International Conference On Seismic Zonation**. California, Us.
- Lermo, J. and Chavez-Garcia, F.J., 1994. Are microtremors useful in site response Evaluation. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 84(5) : 1350-1364.
- Marcellini, A., Stucci, M., Petrini V., 1982. Some aspects of the microzonation of Ancona, **Proc. 3rd International Earthquake Microzonation Conference**. Universty Of Washington Seatle, (3) : 1475–1488.
- Marcellini, A., Vd., 1998. Seismic microzonation of some municipalities of the area (Emilia-Romagna Region). **Proc.11th European Conference On Earthquake Engineering**. A. Balkema Rotherdam.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. **Quarterly Report of Railway Technical Research Institute**. (RTRI), 30 (1).
- Nigg, J., 1982. Microzonation and public preparedness. **A Viable Approach, Proceedings Of The 3th International Earthquake Microzonation**

Conference. Seattle

- Över, S., Unlugenc, U.C. and Bellier, O. (2002). Quaternary stress regime change in the Hatay region. **Geophysical Journal International** .148, 1-14. Turkey.
- Över, S., Ozden, S. and Yilmaz, H. (2004a). **Late Cenozoic stress evolution along the Karasu Valey.** Tectonophysics 380, 43-68. Turkey.
- Över, S., Kavak, K.S., Bellier, O. and Ozden, S. (2004b). Is the Amik Basin a triple-junction area analyses of SPOT XS imagery and seismicity. **International Journal of Remote Sensing.** 25 (19), 3857-3872. Turkey.
- Özyalın, Ş., Türk, N., Akgün, M., 2006. İzmir il merkezi zeminlerinde yapılan mikrotremor ölçümleri. **Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı:** 71, İzmir.
- Perinçek, D. and Eren, A.G., 1990. Doğrultu atımlı Doğu Anadolu ve Ölü Deniz fay zonları etki alanında gelişen Amik havzasının kökeni. **Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiri Kitabı:** 180–192.
- Rojay, B., Heimann, A. and Toprak, V., 2001. Neotectonic and volcanic characteristics of the Karasu Fault zone (Anatolia, Turkey): The transition zone between the Dead Sea transform and the East Anatolian fault zone. **Geodinamica Acta**, 14: 197–212.
- Saban, Ö., 2010. Hatay ili merkezinin Antakya belediye sınırları içerisinde zeminin kırılma mikrotremör (Remi) yöntemi ile incelenmesi. Mustafa Kemal Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi.
- Saroğlu, F., Emre, O. and Kuscu, I., 1992. The East Anatolian fault zone of Turkey. **Annali Tectonicae** , VI : 99–125.
- Sharma, S. And Kovacs, W.D., 1980. Microzonation of memphis, Tennessee Area. **A Report On Research Sponsored By The Usgs.** No: 14.08.0001–17752.
- Sherif, M.A., 1982. **Introductory Statement Of 3 Th International Earthquake Microzonation Proceedinds**, June 28-July1. Seattle, *Usa*.
- Siyahi, B., Selçuk, M. E., 2005. Yerel zemin koşullarının belirlenmesinde mikrotremor ölçümlerinin kullanılması: Adapazarı örneği. **2005 Deprem Sempozyumu:** 1167–1168, Kocaeli
- Tekeli, O., Erendil, M. and Whitechuch, H., 1983. Autochthons, parautochthons and ophiolities of the Eastern Taurus and Amanos mountains. **Field guidebook**, MTA.

TEŞEKKÜR

Tez çalıőmamın her aşamasında bŸyŸk bir titizlik, sabır ve Ÿzveriyle bana destek olan, yol gŸsteren ve iyi bir bilimsel çalışma ortamı sağlayan danıőman hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Mehmet Cemal GENEŞ' e sonsuz teőekkŸrlerimi sunarım.

Tez çalıőmam aşamasında yardımlarını esirgemeyen hocalarım Sayın Prof. Dr. Semir ÖVER ve Sayın Doç. Dr. Nurdane İLBEYLİ' ye teőekkŸrlerimi sunarım.

Tez çalıőmalarım sırasında maddi ve manevi desteğini esirgemeyen, hayatımın her aşamasında bana destek olan eőim Rahmi Erhan OVALI' ya sonsuz teőekkŸrlerimi sunarım.

ÖZGEÇMİŞ

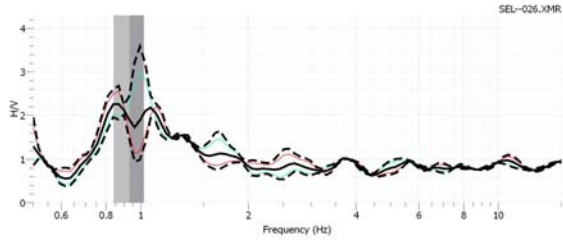
1982 yılında Antakya' da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimimi aynı ilde tamamladı. 1999 yılında kazandığı Niğde Üniversitesi Mühendislik Fakültesi'nden, 2004 yılında, Jeoloji Mühendisi unvanıyla mezun oldu. Aynı yıl Antakya Belediyesi'nde BM Yerel Gündem 21 Koordinatörü olarak göreve başladı. 2006–2008 yılları arasında Mustafa Kemal Üniversitesi Dış İlişkiler Birimi'nde görev aldı. 2007 yılında Mustafa Kemal Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, İnşaat Mühendisliği Anabilim dalı, Geoteknik Bölümü' nde yüksek lisansa kabul edildi. Şu anda Ovalı Mühendislik' te çalışmaya devam etmektedir.

EKLER

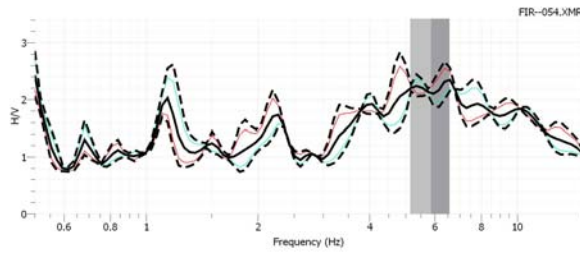
EK-1. Proje alanında yapılan ölçülerin koordinatları ve açıklayıcı bilgiler

EK-2. Sığ zemin araştırma sondajları

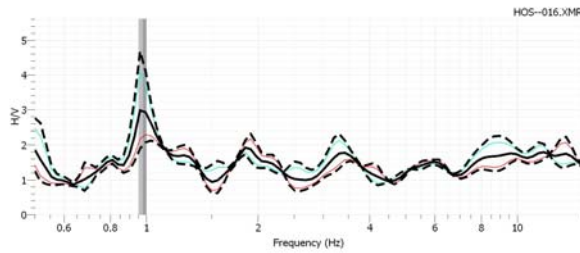
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
1	Selçuk Ev	36.21905 K 36.15414 D	24.09.2008	10:05-10:39



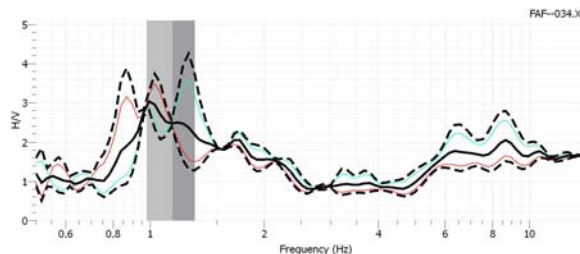
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
2	İtfaiye	36.21735 K 36.14758 D	24.09.2008	11:04-11:33



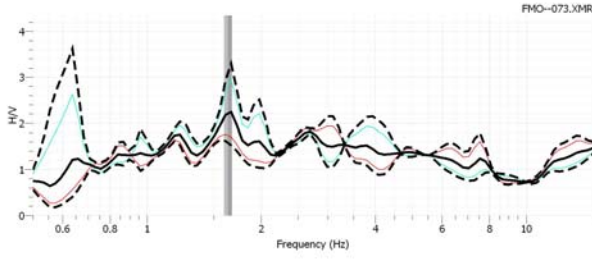
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
3	Hastane	36.2146 K 36.13564 D	24.09.2008	12:12-12:42



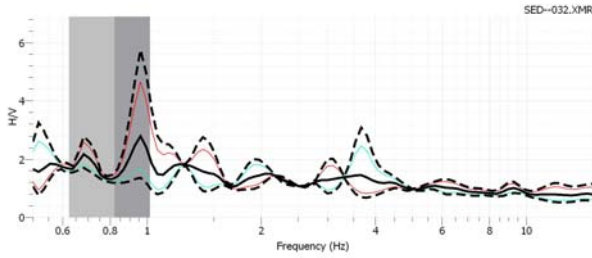
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
4	Nehir Kıyısı	36.21849 K 36.16626 D	24.09.2008	13:12-13:42



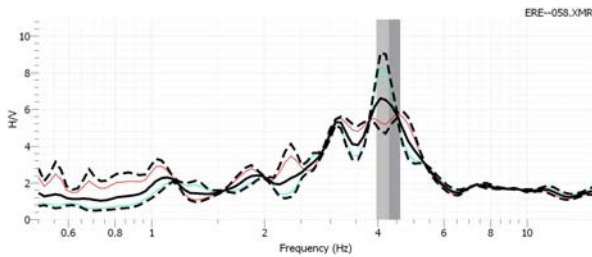
No	Yer	Koordinatlar	Başlama saati	Bitiş Saati
5	Zeytinlik	36.21559 K 36.17393 D	24.09.2008	14:07-14:40



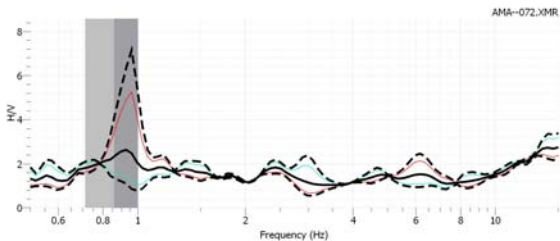
No	Yer	Koordinatlar	Başlama saati	Bitiş Saati
6	Sedir Apt.	36.20392 K 36.14082 D	25.09.2008	10:01-10:38



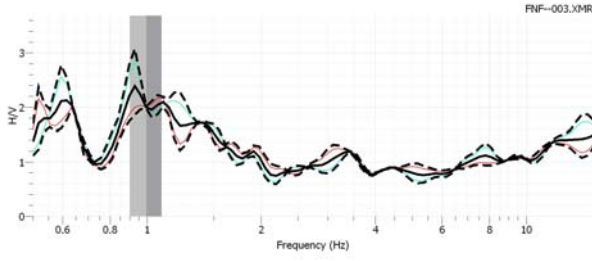
No	Yer	Koordinatlar	Başlama saati	Bitiş Saati
7	Eren Apt.	36.21559 K 36.17393 D	25.09.2008	11:29-11:59



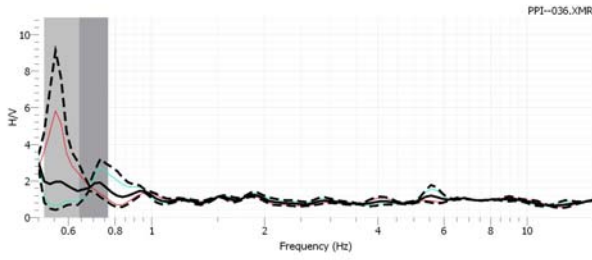
No	Yer	Koordinatlar	Başlama saati	Bitiş Saati
8	A. Miski Apt.	36.18736 K 36.15060 D	25.09.2008	12:25-12:55



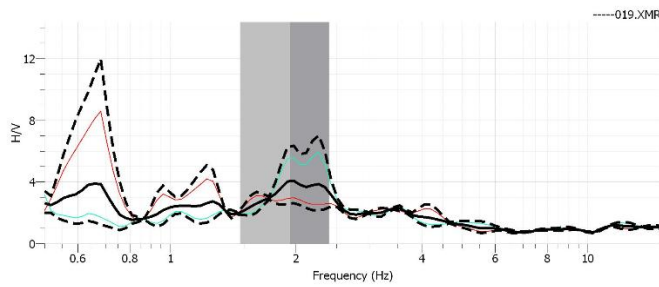
No	Yer	Koordinatlar	Başlama saati	Bitiş Saati
9	Tributary	36.19853 K 36.14235 D	25.09.2008	13:27-14:01



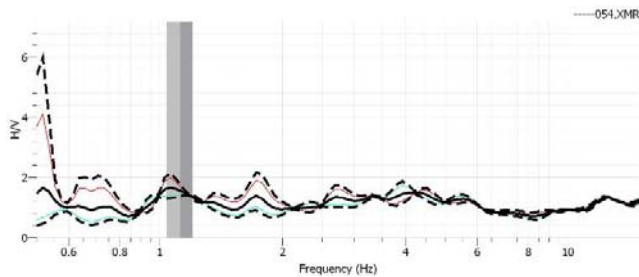
No	Yer	Koordinatlar	Başlama saati	Bitiş Saati
10	Petek Parkı	36.20232 K 36.15145 D	25.09.2008	14:21-14:49



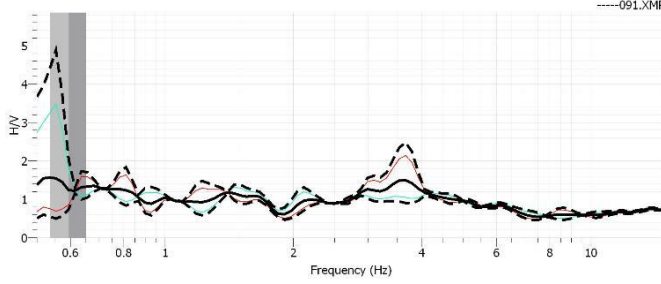
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
11	Akdeniz Apt.	36.11.843 K 036.09.346 D	22.06.2009	11:25-11:55



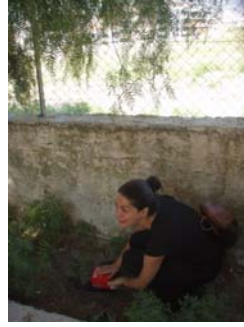
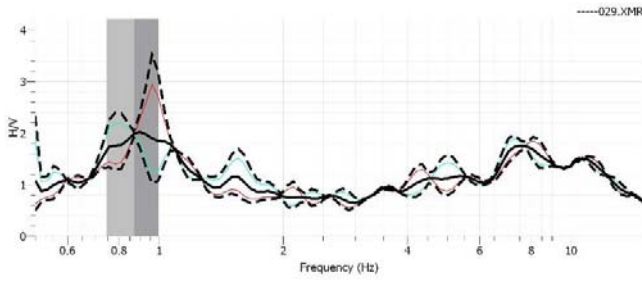
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
12	Çamlık	36.12.363 K 036.09.523 D	11.05.2009	14:56-15:26



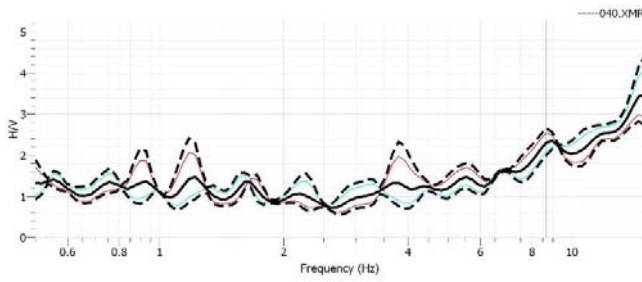
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
13	Antakya Lisesi	36.12.370 K 036.09.518 D	11.05.2009	16:02-16:32



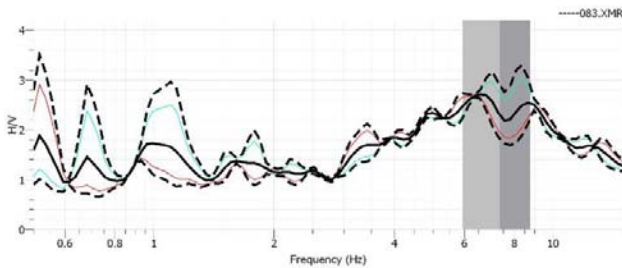
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
14	End. Mes. Lise	36.12.097 K 036.09.491 D	11.05.2009	18:40-19:12



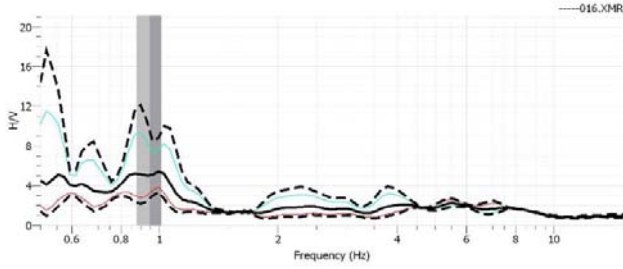
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
15	B. Park Girişi	36.12.024 K 036.09.506 D	11.05.2009	19:45-20:15



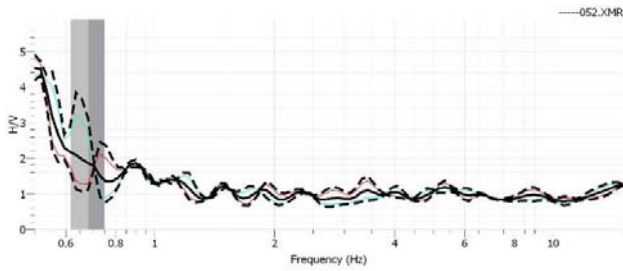
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
16	B. Park Çıkışı	36.11.844 K 036.09.506 D	11.05.2009	14:06-14:36



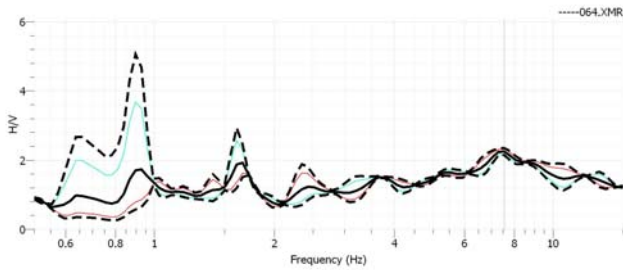
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
17	Eski Lunapark	36.11.720 K 036.09.476 D	22.06.2009	14:17-14:48



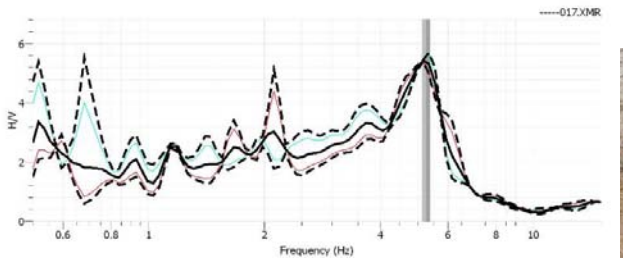
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
18	Ela'nın Evi	36.11.838 K 036.09.498 D	22.06.2009	16:17-16:48



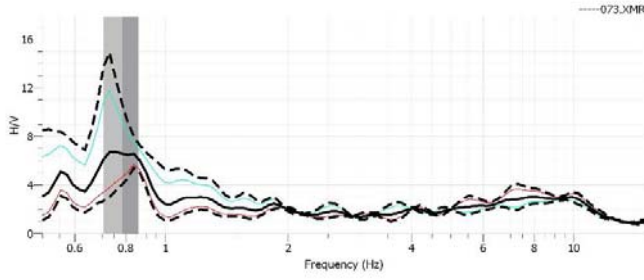
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
19	Dağ Mahallesi	36.11.680 K 036.10.060 D	20.03.2010	12:10-12:40



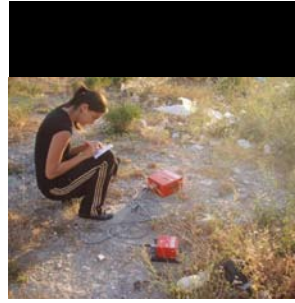
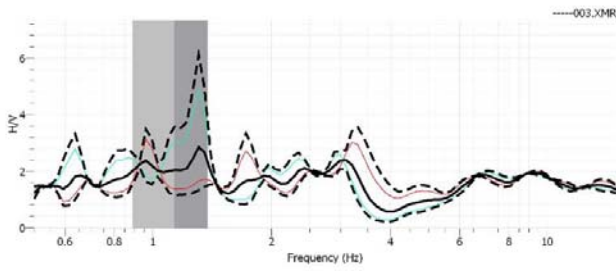
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
20	Araştırma Hast.	36.11.693 K 036.09.863 D	23.06.2009	13:00-13:31



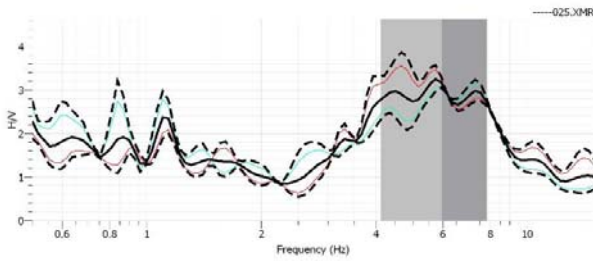
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
21	Savon Civarı	36.12.188 K 036.10.237 D	22.06.2009	18:00-18:31



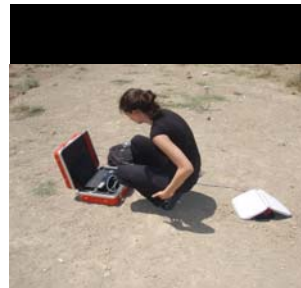
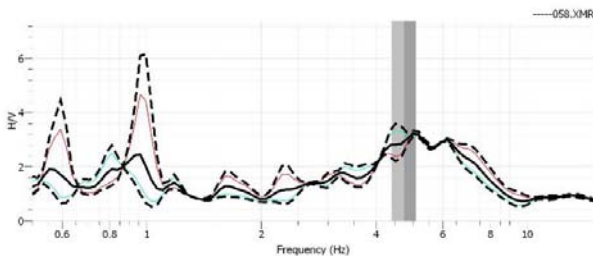
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
22	Dağ Mah. Yolu	36.12.328 K 036.10.314 D	22.06.2009	19:22-19:52



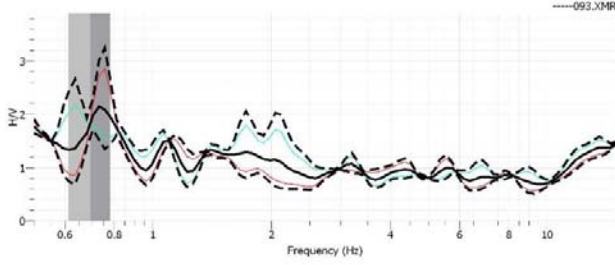
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
23	Eski Antakya	36.12.468 K 036.10.439 D	23.06.2009	09:25-09:55



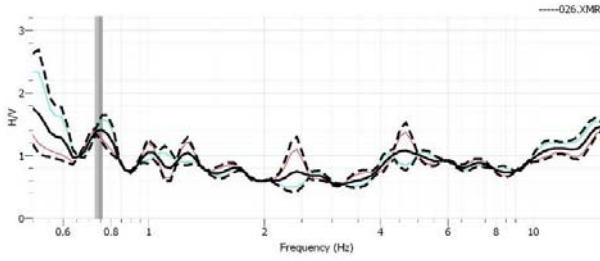
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
24	Sit Alanları	36.12.768 K 036.10.121 D	23.06.2009	10:27-11:00



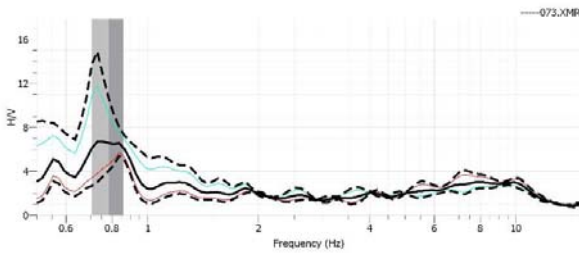
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
25	Lunapark Civarı	36.12.830 K 036.09.860 D	23.06.2009	11:31-12:01



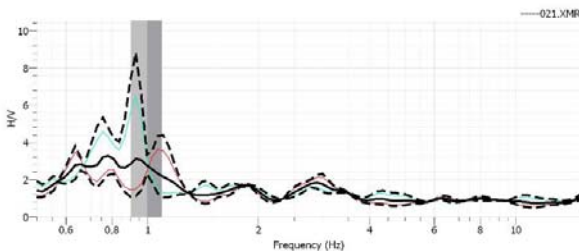
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
26	Bayındırlık	36.12.806 K 036.09.595 D	25.06.2009	07:50-08:22



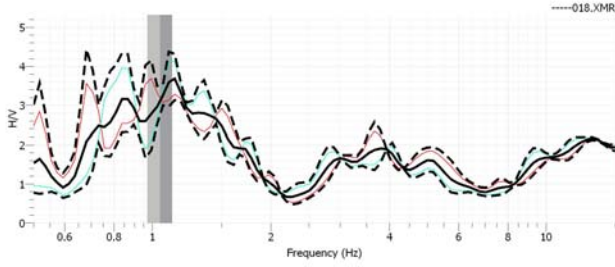
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
27	Rektörlük	36.13.123 K 036.09.601 D	25.06.2009	08:50-09:20



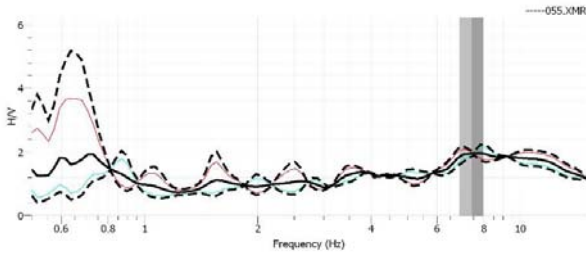
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
28	Ürgen Paşa M.	36.13.318 K 036.09.536 D	25.06.2009	10:00-10:30



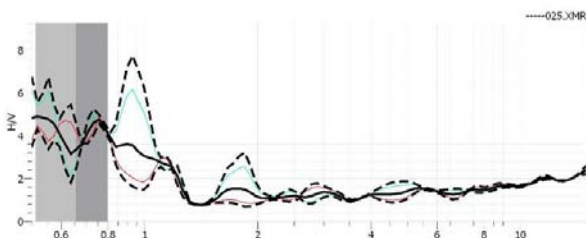
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
29	Migros	36.13.742 K 036.09.781 D	20.03.2010	09:49-10:20



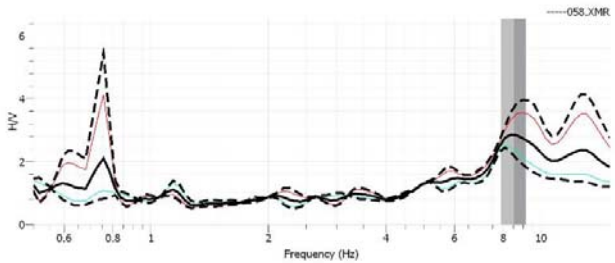
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
30	Cumhuriyet M.	36.12.611 K 036.08.786 D	25.06.2009	15:36-16:06



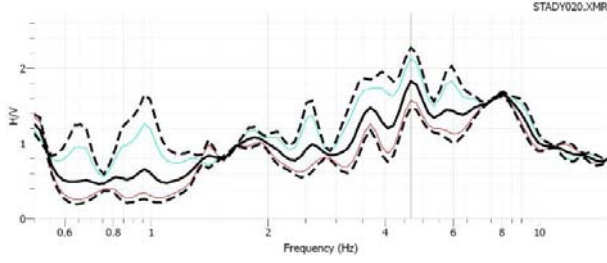
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
31	Lojmanlar	36.12.447 K 036.08.818 D	25.06.2009	18:10-18:40



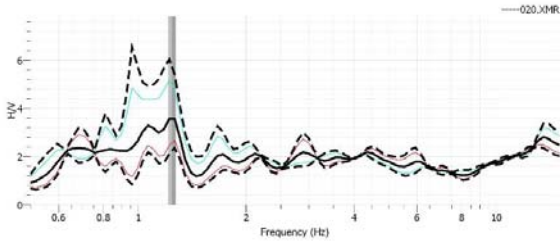
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
32	Esentepe Cami	36.12.275 K 036.08.869 D	23.06.2009	18:30-19:00



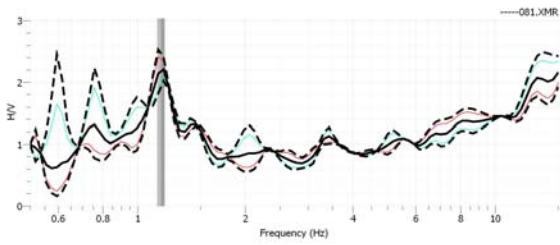
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
33	Stadyum	36.12.654 K 036.09.516 D	11.05.2009	13:52-14:24



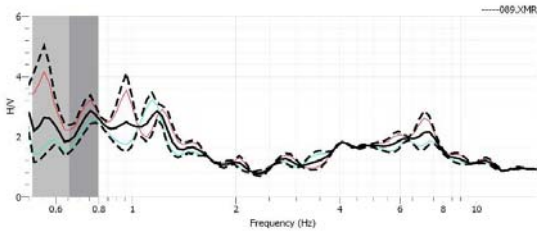
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
34	Aksaray Okul	36.12.838 K 036.09.312D	25.06.2009	14:15-14:45



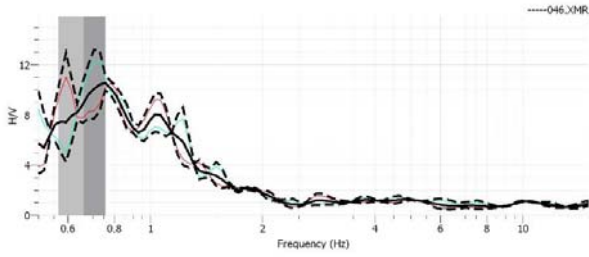
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
35	Ufuk Petrol	36.13.576 K 036.08.420 D	20.03.2009	12:17-12:47



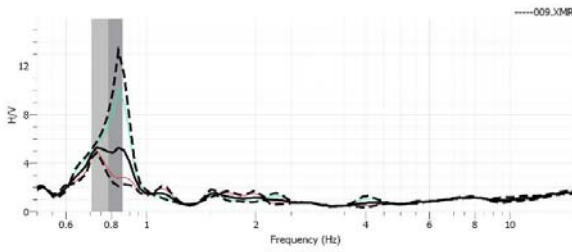
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
36	İşitme Eng. Ok.	36.12.594 K 036.08.137 D	23.06.2009	16:49-17:20



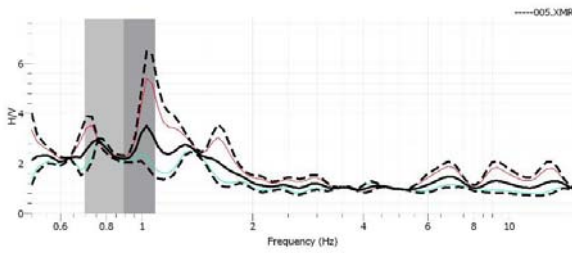
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
37	Çekmece	36.12.567 K 036.07.271 D	23.06.2009	15:24-15:54



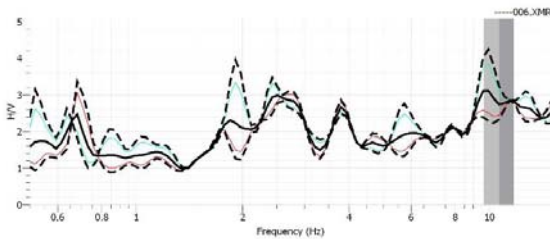
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
38	Ekinciler	36.13.489 K 036.08.672 D	25.06.2009	11:35-12:05



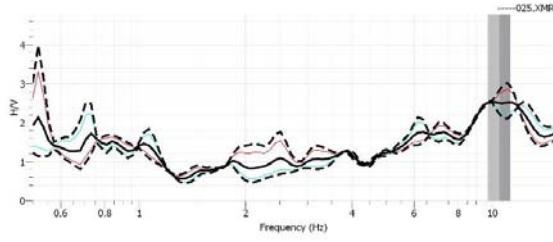
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
39	Samandağ Yolu	36.11.715 K 036.08.344 D	22.06.2009	15:25-15:55



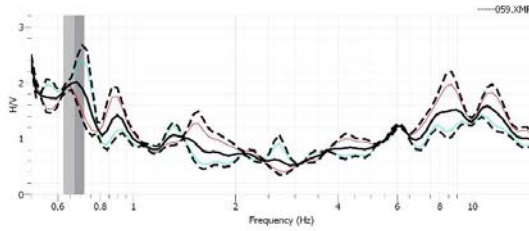
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
40	Mozaik	36.11.439 K 036.09.461 D	23.06.2009	14:08-14:38



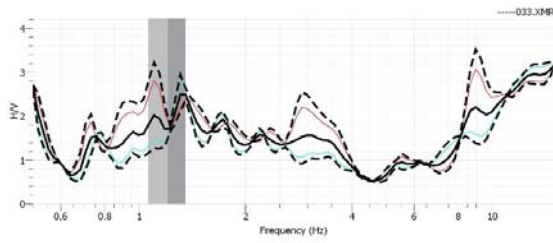
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
41	75. yıl Bulvarı	36.12.829 K 036.08.431 D	25.06.2009	15:36-16:06



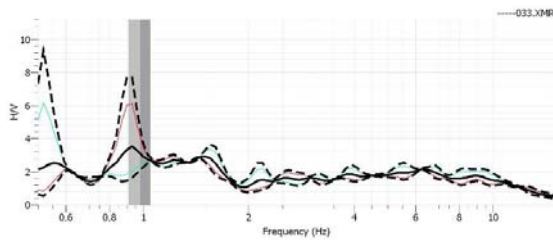
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
42	Emlak Evler	36.12.524 K 036.09.224 D	25.06.2009	12:30-13:10

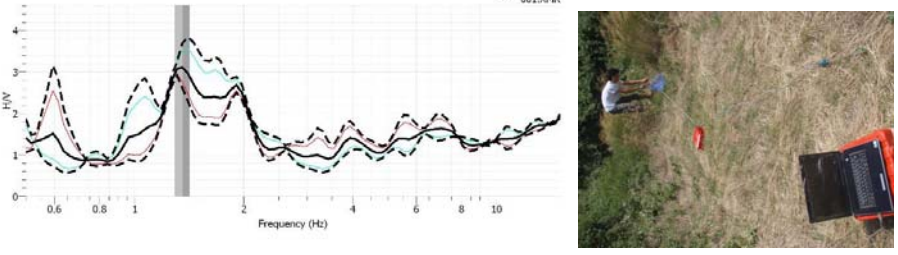
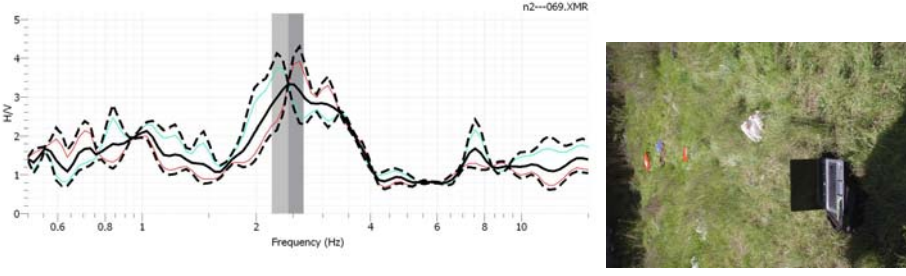
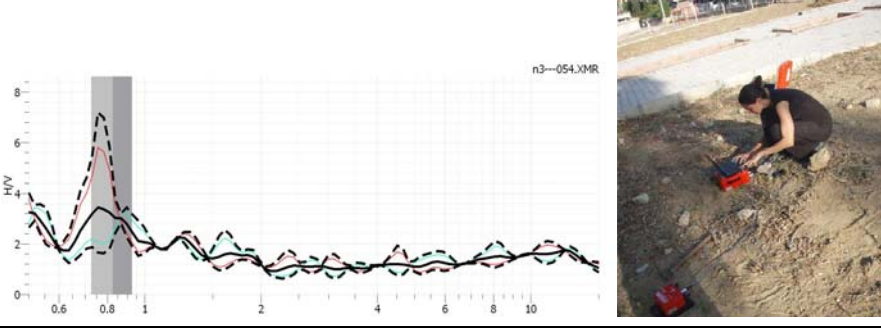
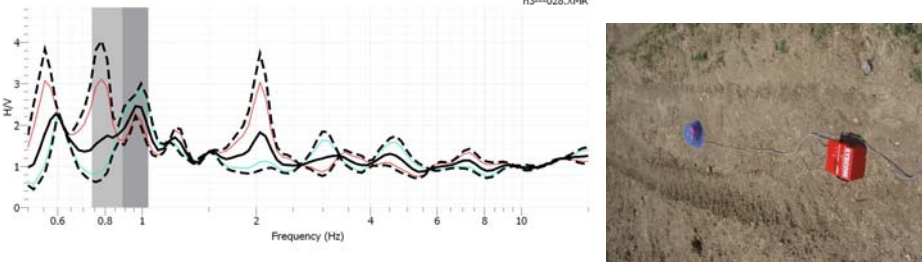


No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
43	Toki Yanı	36.10.716 K 036.07.546 D	07.07.2010	11:03-11:33

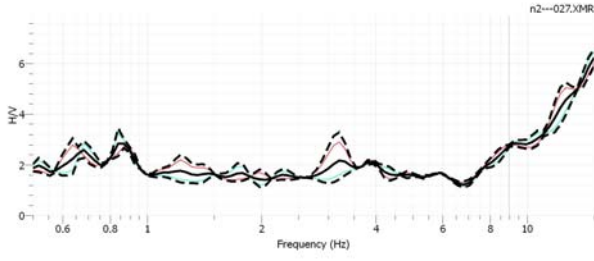


No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
44	Çevre Yolu	36.15.100 K 036.09.962 D	07.07.2010	15:18-15:48



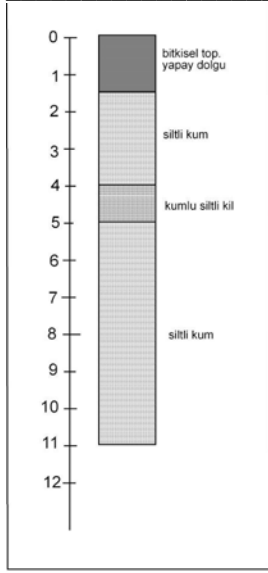
No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
45	Reyhanlı Yolu	36.13.291 K 036.11.254 D	07.07.2010	14:21-14:51
 <p>The graph for No 45 shows HV (0-4) vs Frequency (Hz) (0-10). A vertical grey bar highlights a peak at approximately 1.5 Hz. The photo shows a person kneeling on grass next to a laptop and a red device.</p>				
46	Akdeniz III	36.11.25 K 036.08.57 D	02.07.2010	10:35-11:05
 <p>The graph for No 46 shows HV (0-5) vs Frequency (Hz) (0-10). A vertical grey bar highlights a peak at approximately 3 Hz. The photo shows a person kneeling on grass next to a laptop and a red device.</p>				
47	Akkent	36.13.30 K 036.08.51 D	02.07.2010	15:30-16:01
 <p>The graph for No 47 shows HV (0-8) vs Frequency (Hz) (0-10). A vertical grey bar highlights a peak at approximately 0.8 Hz. The photo shows a person kneeling on dirt next to a red device.</p>				
48	Bedii Sabuncu	36.13.10 K 036.08.16 D	02.07.2010	14:08-14:38
 <p>The graph for No 48 shows HV (0-4) vs Frequency (Hz) (0-10). A vertical grey bar highlights a peak at approximately 0.8 Hz. The photo shows a red device on dirt with a blue cap nearby.</p>				

No	Yer	Koordinatlar	Tarih	Başlama-Bitiş
49	Çekmece	36.12.30 K 036.07.57 D	02.07.2010	14:23-14:53

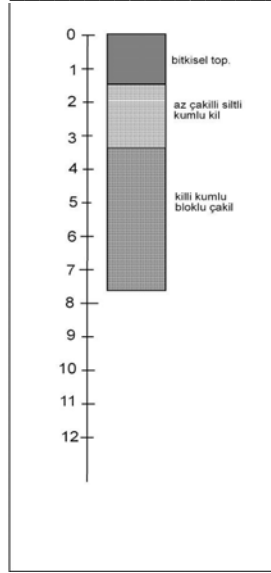


EK-2

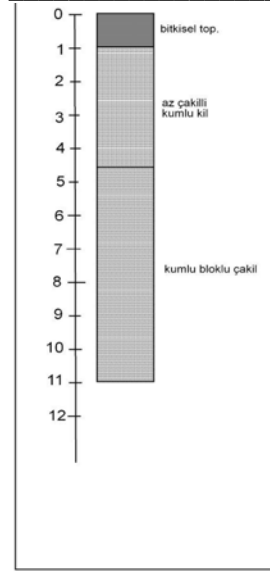
35



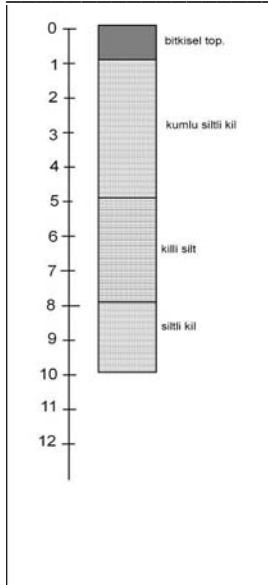
36



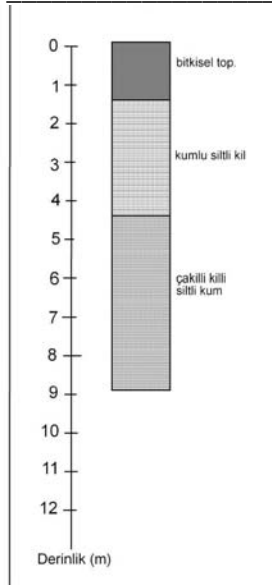
37



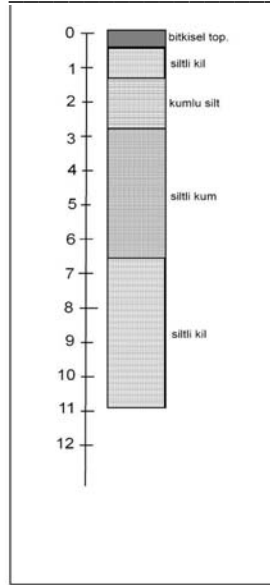
38



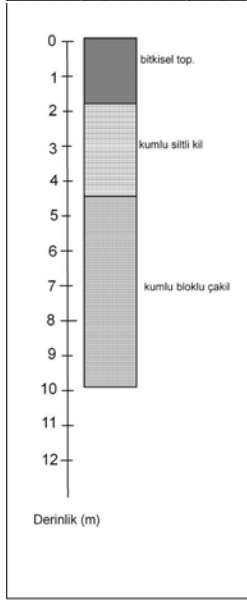
39



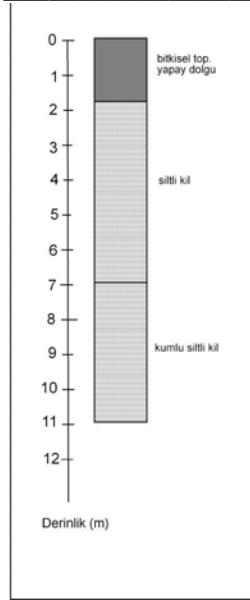
40



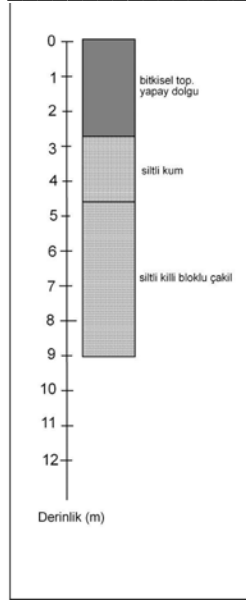
41



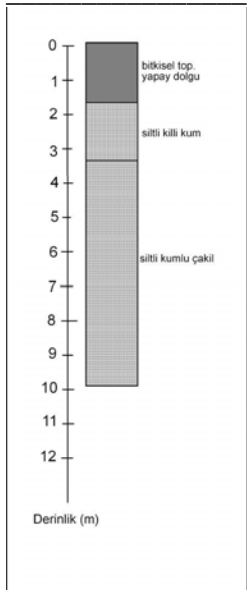
42



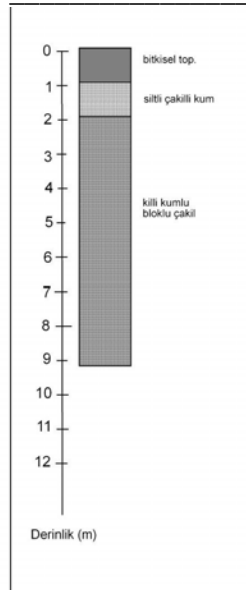
43



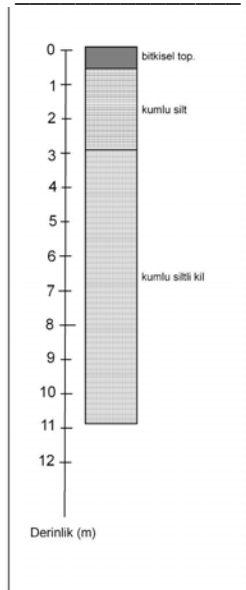
44



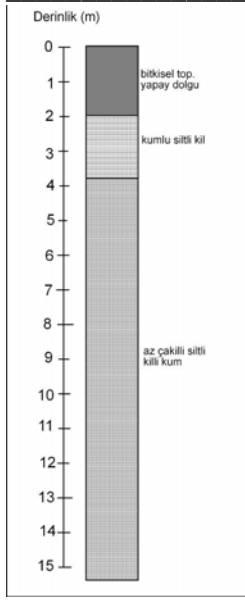
45



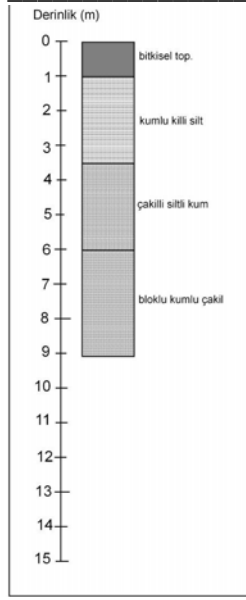
46



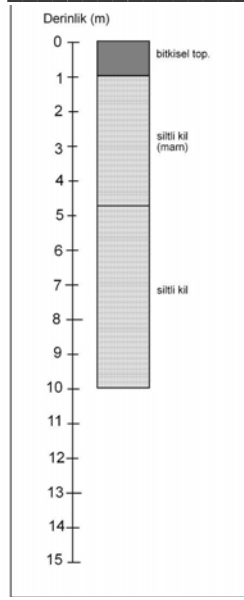
47



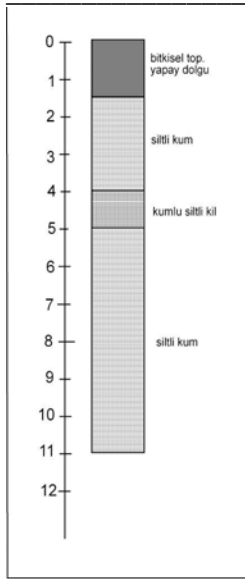
48



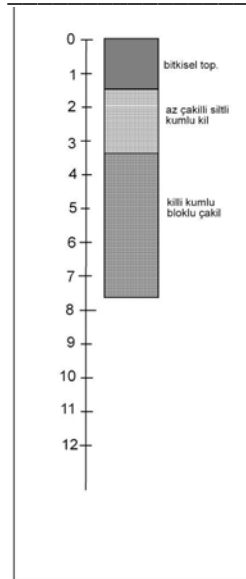
49



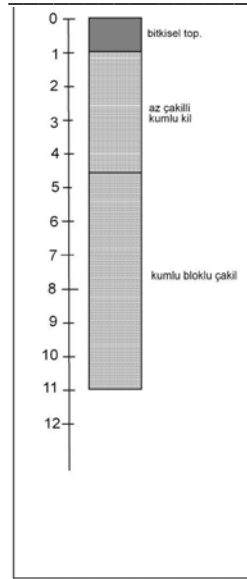
50



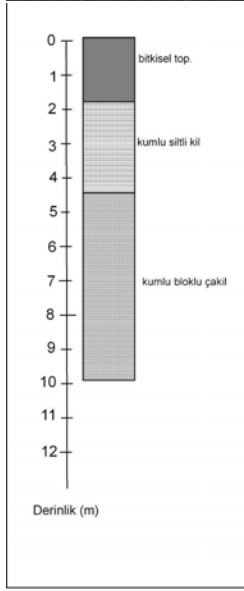
51



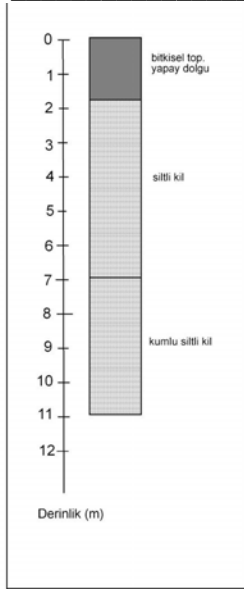
52



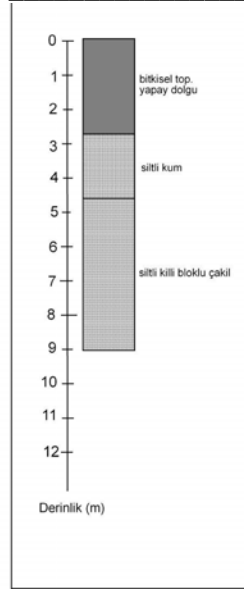
53



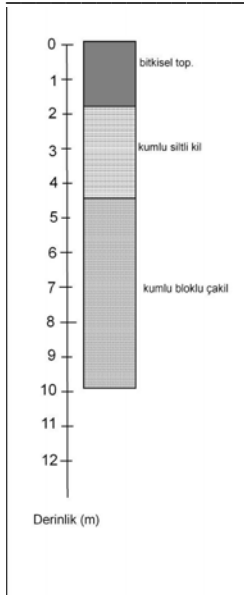
54



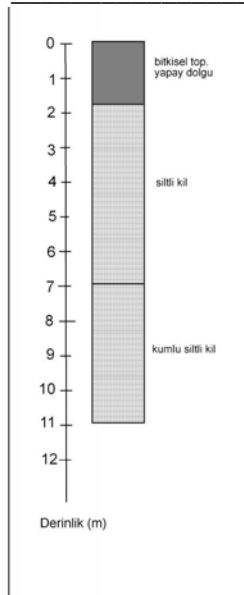
55



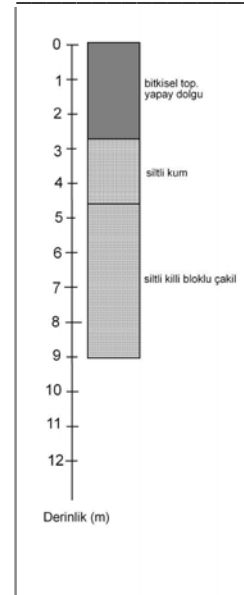
56



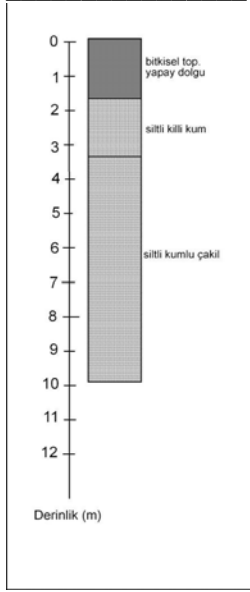
57



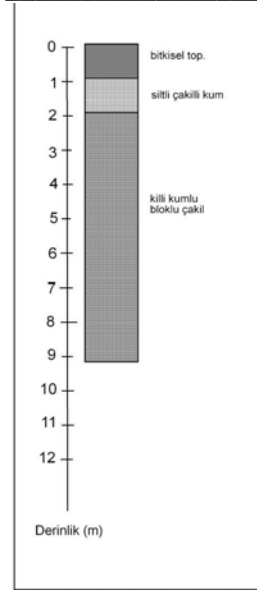
58



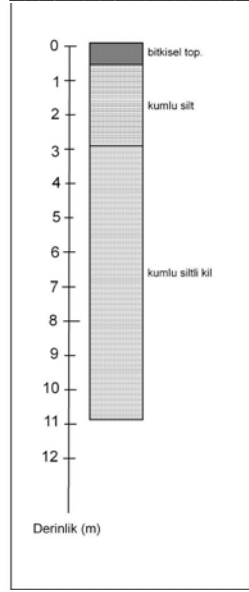
59



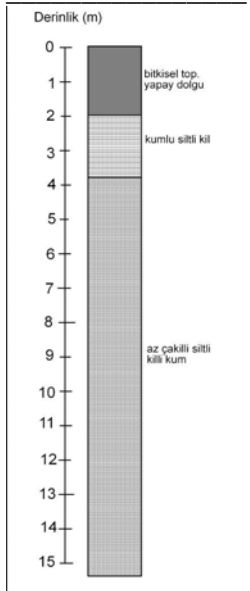
60



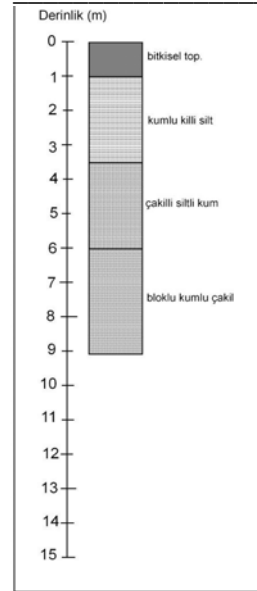
61



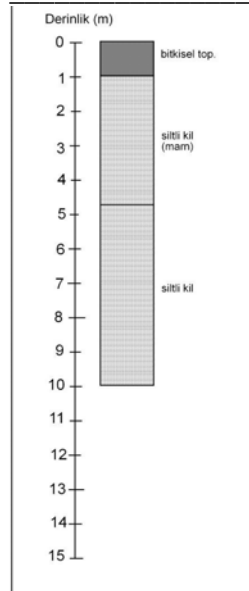
62



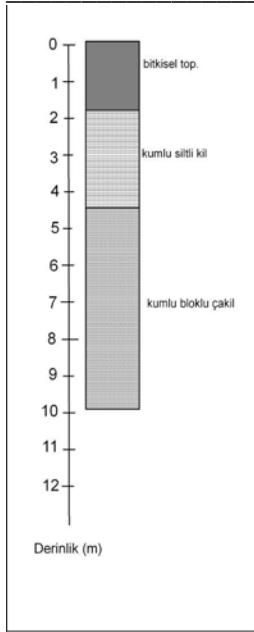
63



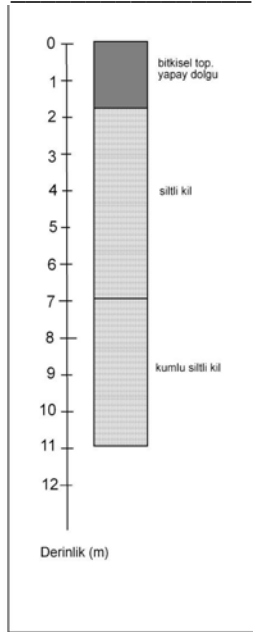
64



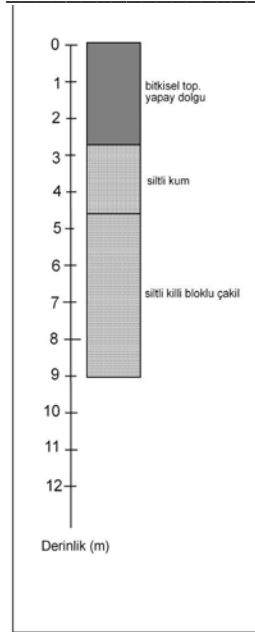
65



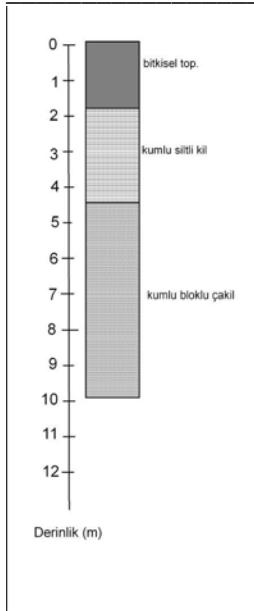
66



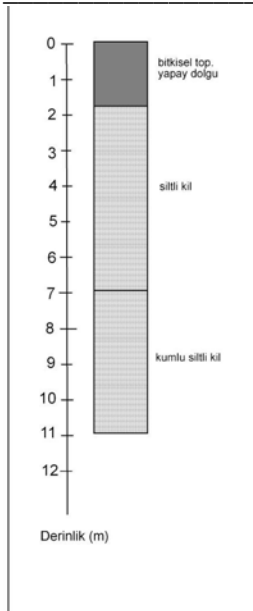
67



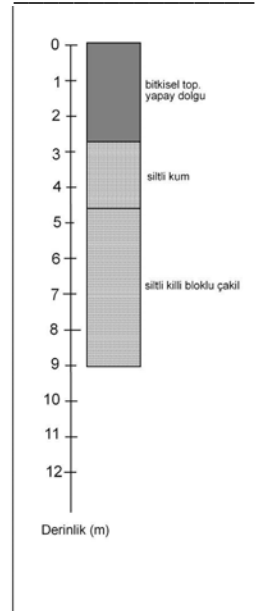
68



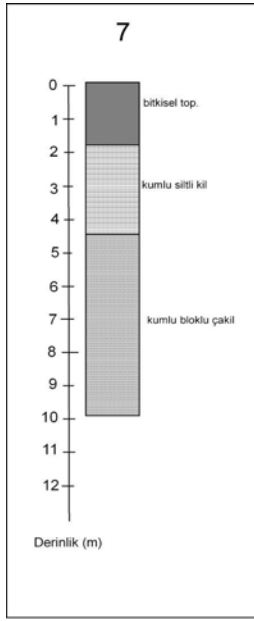
69



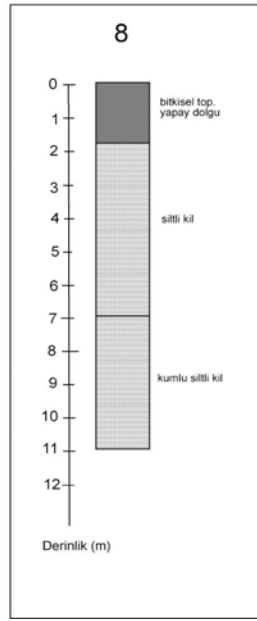
70



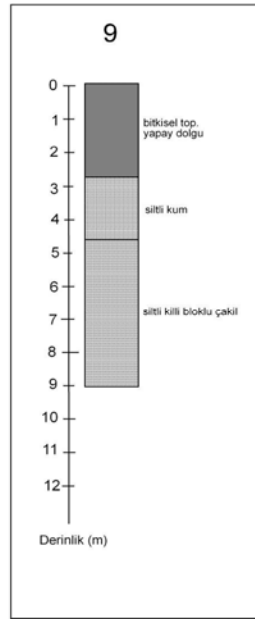
71



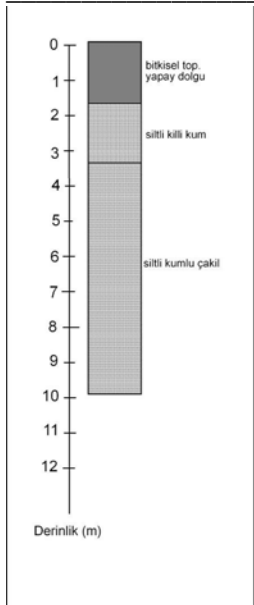
72



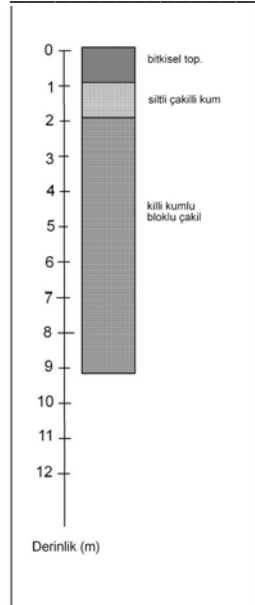
73



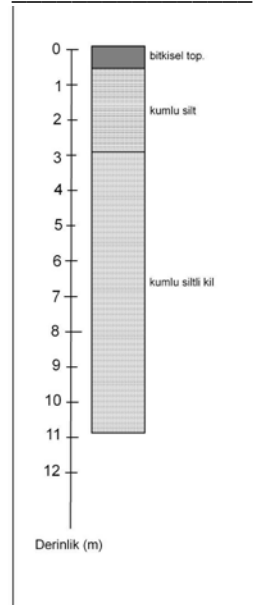
74



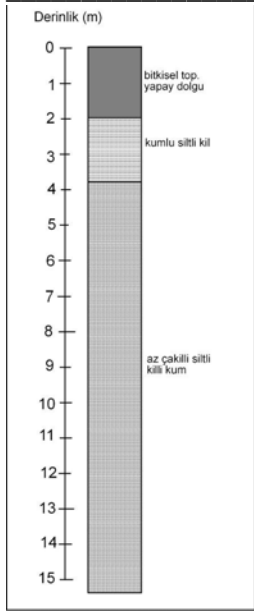
75



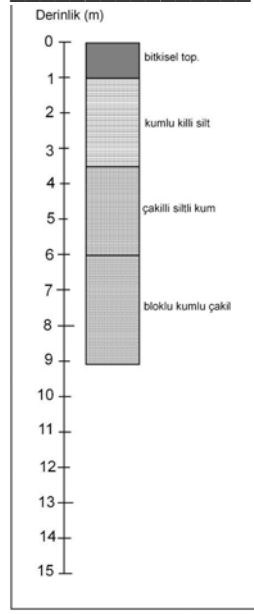
76



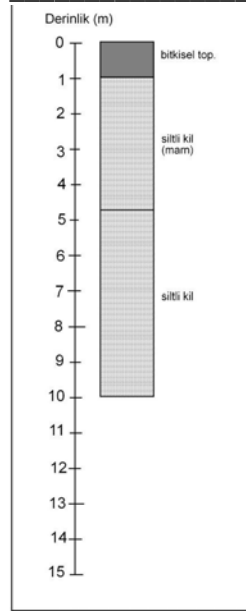
77



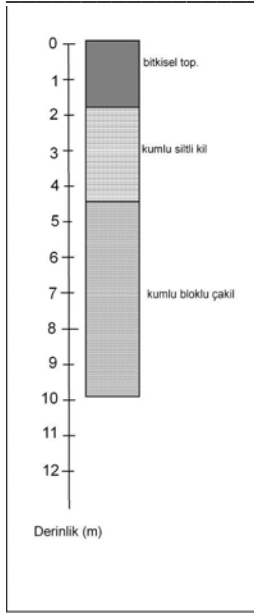
78



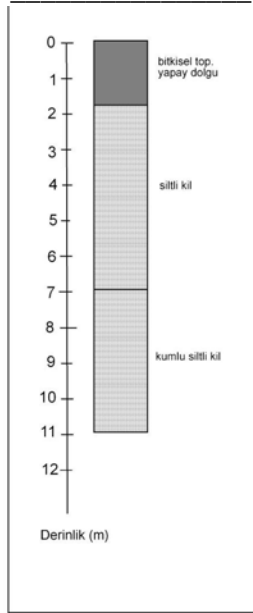
79



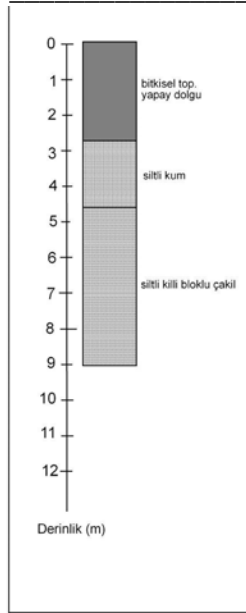
80



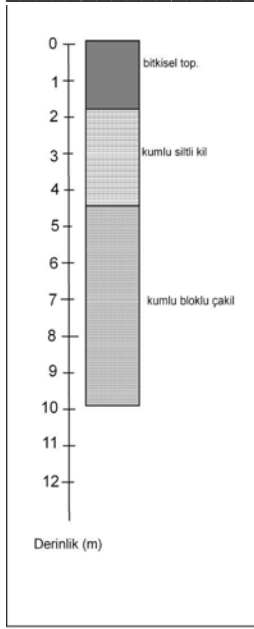
81



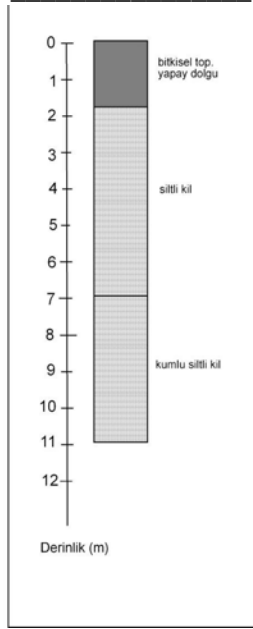
82



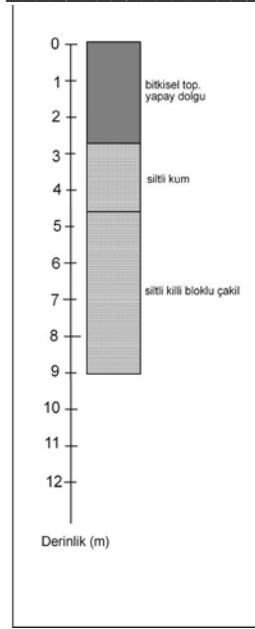
83



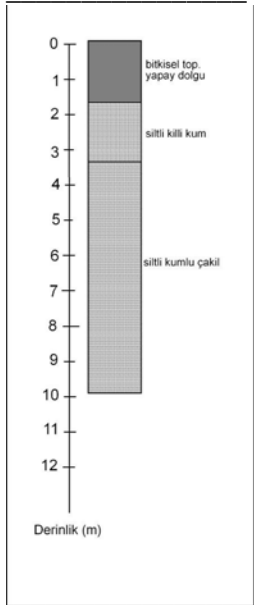
84



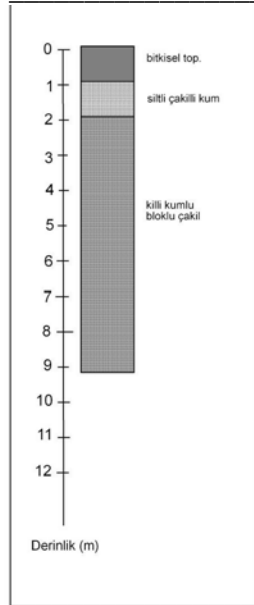
85



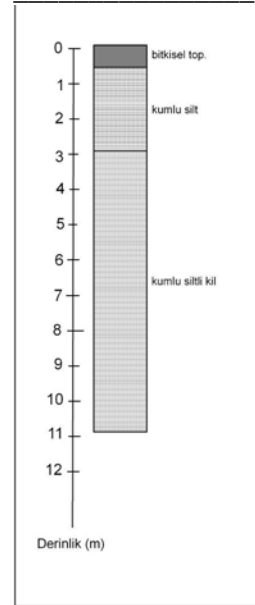
86



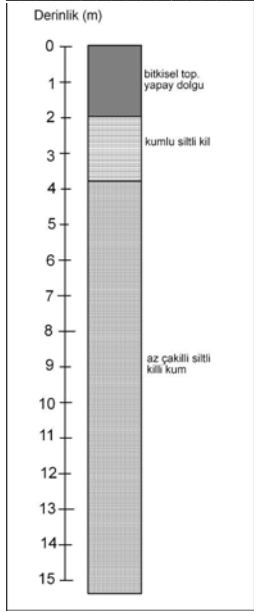
87



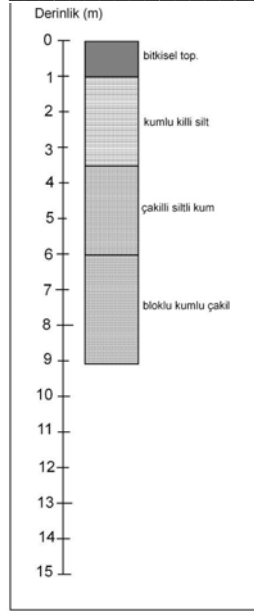
88



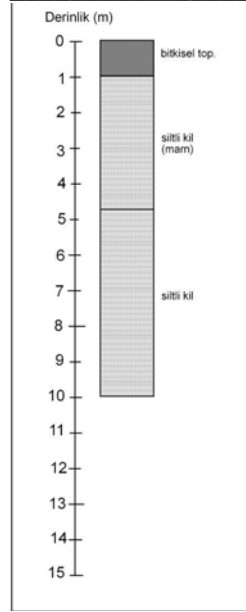
89



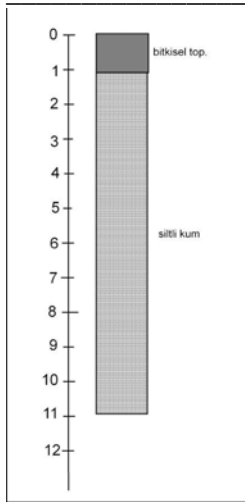
90



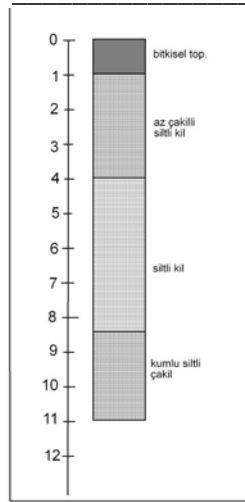
91









92



93



Lejant

- | | | |
|---|---|---|
| a |  | bitkisel toprak - yapay dolgu |
| b |  | killi silt, kumlu silt, kumlu siltli kil |
| c |  | siltli kil, siltli kil (marn) |
| d |  | akilli killi siltli kum, kumlu bloklu akil,
siltli kumlu bloklu akil, siltli killi bloklu akil |
| e |  | siltli kum, siltli killi kum, siltli akilli kum,
az akilli siltli kum, akilli siltli kum |
| f |  | killi kumlu bloklu akil |