



**MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**  
**İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**HATAY İLİ MERKEZİNİN ANTAKYA BELEDİYE**  
**SINIRLARI İÇERİSİNDE ZEMİNİN “KIRILMA**  
**MİKROTREMOR (ReMi)” YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ**

**ÖZLEM SABAN**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Antakya/HATAY**

**OCAK/2010**



## İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	I
ABSTRACT.....	II
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	III
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	IV
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	V
1- GİRİŞ.....	1
2- ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	2
3- MATERYAL VE YÖNTEM.....	5
3.1. Materyal.....	5
3.1.1. Çalışma Bölgesi Hakkında Bilgiler.....	5
3.1.1.1. Antakya'nın Jeolojik Konumu ve Özellikleri.....	5
3.1.1.2. Antakya'nın Depremselliği.....	6
3.1.1.3. Antakya ve Çevresinin Deprem Riski Analizi.....	12
3.2. Yöntem.....	17
3.2.1. Kırılma Mikrotremor Yöntemi (ReMi).....	17
3.2.2. ReMi Ölçümlerinin Kaynağı ve Uygulanması.....	25
3.2.3. ReMi Yöntemide Kullanılan Aletler.....	29
3.2.4. Arazi Çalışmalarında ReMi Yönteminin Uygulanması.....	30
3.2.5. ReMi Yönteminin Büro Çalışmaları.....	31
3.2.6. S Dalgası Hızından Yararlanılarak Elde Edilebilecek Veriler .....	37
4- ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA.....	37
4.1. Antakya ve Çevresinde Yapılan ReMi Ölçümleri.....	37
4.1.1. Çalışma Alanında 100 m. Derinliğe Kadar S Dalgası Hız Yapısının Belirlenmesi.....	40

4.1.2. Çalışma Alanında Zeminin Sınıflandırılmasıyla İlgili Çalışmalar.....	49
4.1.2.1. NEHRP Yönetmeliği.....	52
4.1.3. Çalışma Alanında Hakim Titreşim Periyodunun Bulunması.....	54
4.1.4. Çalışma Alanında Zemin Büyütme Kat Sayısının Bulunması.....	55
5- SONUÇ ve ÖNERİLER.....	61
KAYNAKLAR .....	62
TEŞEKKÜR.....	68
ÖZGEÇMİŞ.....	69

## ÖZET

### HATAY İLİ MERKEZİNİN ANTAKYA BELEDİYE SINIRLARI İÇERİSİNDE ZEMİNİN “KIRILMA MİKROTREMOR (ReMi)” YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ

ReMi yöntemi, sismik kırılma ölçüm sistemlerini kullanarak, 100 m. derinliğe kadar tabaka kalınlıklarının ve hızlarının belirlenmesi için kullanılmaktadır. ReMi yapılacak deney derinliğinin istenen uzunlukta yapılabildiği yerlerde tek boyuta sahip geniş yeraltı alanlarıyla ilgili olarak genel bir bilgi edinmek için etkili ve verimli yollar sunmaktadır. Bu yöntem, Antakya belediye sınırları içerisinde zeminin incelenmesi için kullanılmıştır. Çalışma alanında yapılan 21 (yirmi bir) adet noktada alınan ReMi ölçüsü sonrasında, ancak 15 (on beş) noktada alınan ReMi ölçümünden düzgün kayıt alınabilmiş ve bu ölçümlerden Vs hızı değerleri elde edilmiştir. Ölçü noktalarında 100 m. derinliğe kadar zeminin Vs hızı bulunmuştur. Bulunan Vs hızlarından yararlanarak zeminde 4 (dört) tabaka ayırt edilmiş. Bu veriler dikkate alınarak çalışma alanında tek boyutlu yeraltı S modeli oluşturulmuştur. Bu çalışmaların sonuçları incelendiğinde zeminin sarsıntı duyarlılığının genellikle kent merkezinde düşük olduğu, buna karşın Antakya'nın çevresinde oldukça yüksek olduğu görülmüştür. Sonuç olarak, bu çalışmayla ReMi tekniği kullanılarak zeminin 100 m. derinliğe kadar yeraltı yapısının kolayca ortaya konabileceği gösterilmiştir.

2010, 69 sayfa

Anahtar kelimeler: Yüzey dalgası, Dispersiyon, Rayleigh dalgası, S-dalga hızı, Faz hızı, Mikrotremor, ReMi

**ABSTRACT****EXAMINED OF GROUND IN THE BOARD OF ANTAKYA MUNICIPAL AT  
THE HATAY CITY CENTRE BY REFRACTION-MICROTREMOR (ReMi)  
METHOD**

ReMi is a measurement approach which is used to determinate the velocity and the thickness of the earth layer until 100 m. dept under the surface of the ground by the help of seismic refraction measurement system. ReMi offers effective and productive oppurtunities to establish knowledge about the broad underground area that disered lengthand dept experimental can be done. This approach (technique) is used to examine the basis concrete of the ground in the boundary of Antakya town and near surroundings. Only 15 (fifteen) correct and realyable Vs velocity conclusions are obtained from 21 (twenty one) measurements are done at the study area. Vs velocities avaluated at the measurement points 100 m. under the ground. With respect to Vs velocities four layers are distinguished under the ground surface. By considering the collected datas one-dimensional S subsurface model is established at the study area. It can be concluded that by the analyzing the results of this study, the quake sensitivity of the basis at the down-town is generally weak, versus the surrounding of Antakya is strong (high). As a result; by this study-field ReMi (Refraction Microtremor) is proven that the structure of the ground 100 m. deep can be easily observable.

2010, 69 pages

**Key Words:** Surface wave, Dispersion, Rayleigh wave, S-wave velocity, Phase velocity, Microtremor, ReMi

## SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

1B	Bir Boyutlu
$A(p, \tau)$	$\tau$ -p Dönüşümü
c	Faz Hızı
$\delta$	Gerilme Dönüşümü
f	Frekans
$FA(p, f)$	Dönüşümünün Yavaşlık ve Frekansa Bağlı 2 Boyutlu Fourier Dönüşümü
H	Tabaka Kalınlığı
$\lambda$	Lame Katsayıları
$\mu$	Lame Katsayıları
$U(\omega)$	Grup Hızı
$V_p$	P Dalga Hızı
$V_s$	S Dalga Hızı
K	Bulk Modülü
k	Dalga sayısı
p	Yavaşlık
$R( p , f)$	Spektral Güç Oranı
$\rho$	Yoğunluk
$\sigma$	Gerilme Yönevi
$V_{Si}$	Kesme Hızı
FFT	Fast Fourier Transform
MASW	Multichannel Analysis of Surface Wave
ReMi	Refraction Mikrotremor
SASW	Spectral Analysis of Surface Wave

**ÇİZELGELER DİZİNİ**

Çizelge 3.1. Hatay ‘da MÖ 148 ‘den günümüze kadar olan büyük depremlerin kümelenmesi ve suskunluk dönemleri (Ersoy, 2005).....	11
Çizelge 3.2. 1936-2009 yılları arasında meydana gelmiş depremler.....	12
Çizelge 3.3. En küçük kareler yöntemine göre a ve b değerleri hesaplanmıştır.....	15
Çizelge 3.4. EKK Yöntemi Kullanarak Büyüklük - Frekans Bağıntısı ( $\log N = 2.4$ 0.6M).....	16
Çizelge 3.5. EKK yöntemi ile hesaplanan a ve b değerleri kullanılarak 73 yıllık (1936-2009) gözlem aralığında $5.0 \leq M \leq 7.0$ için hesaplanan sismik risk ve tekrarlanma periyodu değerleri.....	16
Çizelge 4.1. ReMi ölçülerinin değerlendirilmesi ile elde edilen farklı tabakalara ait veriler.....	41
Çizelge 4.2. NEHRP Zemin Sınıflandırması.....	50
Çizelge 4.3. Çalışma alanına ait $V_s^{30}$ kesme dalgası hesaplamalarına göre zemin sınıfı değerleri.....	52
Çizelge 4.4.Çalışma alanının baskın titreşim periyodu ve zemin büyütme değerleri....	57
Çizelge 4.5.Çalışma alanına ait Nakamura yöntemi ile hesaplanmış baskın titreşim periyodu ve zemin büyütme değerleri.....	54
Çizelge 4.6.Çalışma alanında yapılan ölçülerin koordinatları ve açıklayıcı bilgiler.....	60



## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 3.1. Hatay bölgesinin basitleştirilmiş jeolojik harita.....	6
Şekil 3.2. Antakya ve yakın çevresinin tektonik konumu ve morfotektonik haritası.....	7
Şekil 3.3. Arap, Afrika ve Avrasya levhalarının birbirleriyle olan hareketi.....	8
Şekil 3.4. Antakya havzası ve yakın çevresinin genel jeolojik yapısı.....	9
Şekil 3.5. Türkiye deprem bölgeleri haritası.....	9
Şekil 3.6. ReMi ekipmanı.....	18
Şekil 3.7. S dalgaları (Enine dalgalar).....	19
Şekil 3.8. Rayleigh dalga.....	20
Şekil 3.9. Love dalga.....	21
Şekil 3.10. ( a ) Küçük hız gradyanı - Küçük dispersiyon, ( b ) Yüksek hız gradyanı - Yüksek dispersiyon.....	21
Şekil 3.11. Farklı frekans ve fazlı iki harmonik eğrinin (mavi ve pembe renkli) toplamından oluşan dalga treni (yeşil renkli).....	22
Şekil 3.12. Yüzey dalgalarının homojen ortamda yayılımı.....	23
Şekil 3.13. Yüzey dalgalarının heterojen ortamda yayılımı.....	24
Şekil 3.14. Geometrik dispersiyon.....	25
Şekil 3.15. Sismograf.....	29
Şekil 3.16. Jeofon.....	30
Şekil 3.17. Jeofon.....	30
Şekil 3.18. Jeofon dizilimi.....	31
Şekil 3.19. Jeofon dizilimi.....	31
Şekil 3.20. Yüzey dalgalarının saçılımı (dispersiyonu).....	33

Şekil 3.21. Kırılma mikrotremor arazi kaydı.....	33
Şekil 3.22. Yorumlanmış dikey S dalgaları profilini bulmak için izlenen süreç.....	34
Şekil 3.23. Faz Hızı Frekans değişimi.....	35
Şekil 3.24. S hızı-derinlik Grafiği.....	35
Şekil 3.25. Homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	36
Şekil 4.1. 12 kanallı sismograf.....	38
Şekil 4.2. Hz frekanslı P jeofonları.....	39
Şekil 4.3. Çalışma alanının yer yapısı haritası üzerinde doğrultular boyunca alınan profiller.....	40
Şekil 4.4.a. 5 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	42
Şekil 4.4.b. 8 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	42
Şekil 4.4.c. 10 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	43
Şekil 4.4.d. 13 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	43
Şekil 4.4.e. 14 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	44
Şekil 4.4.f. 16 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	44
Şekil 4.4.g. 18 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	45
Şekil 4.4.h. 20 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	45
Şekil 4.4.i. 26 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	46
Şekil 4.4.j. 28 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	46
Şekil 4.4.k. 31 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	47
Şekil 4.4.l. 36 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	47
Şekil 4.4.m. 38 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	48

Şekil 4.4.n. 41 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	48
Şekil 4.4.o. 44 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli.....	49
Şekil 4.5. Deprem baskın periyodu (jeofizik.comu.edu.tr).....	54
Şekil 4.6. Çalışma alanına ait ReMi ölçü noktalarının yerleri.....	59

## 1. GİRİŞ

Deprem, yer içerisindeki birikmiş enerjinin açığa çıktığı ve sismik dalgaların oluşumuna neden olan doğal bir olaydır. Fakat depremin neden olduğu can ve mal kaybı depremin büyük bir afete dönüşmesine neden olur. Sosyal yaşamı alt üst edecek herhangi bir afet ortaya çıkmadan, olası can ve mal kayıplarına karşı korunma ve afetin olumsuz etkilerini en az zararla atlama amacıyla çeşitli önlemlerin alınması gerekmektedir. Depremler sonucu oluşan yer hareketi etkilerinin en aza indirilmesine yönelik mikrobölgeleme çalışmaları yapılmaktadır. Mikrobölgeleme deprem tehlikelerinin/zararlarının azaltılması ile ilişkili en temel kavramlardan birine işaret etmektedir. Çünkü öncelikle yer hareketleri yapılar üzerine etkide bulunan sismik kuvvetler ile doğrudan ilişkilidir ve bundan dolayı yer hareketleri için yapılan jeofizik çalışmaları sismik riskin belirlenmesinde önemli bir başlangıç göstergesini oluşturmaktadır.

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

Bazı yerleşim alanları sismik olarak tehlikeli bölgelerde bulunmaktadır. Hatay bölgesi de bu bölgelere tipik bir örnektir. Bu nedenle, deprem zararlarının azaltılması yani afet öncesi tedbirler alınması Hatay bölgesi için önemlidir.

Bu tezde, Hatay ili Antakya belediye sınırları içerisinde gelecek yıllarda oluşabilecek deprem zararlarının en aza indirgenmesi için yapılabilecek çalışmalardan bir tanesi olan sismik yöntemlerden Kırılma Mikrotremor (ReMi) anlatılmış ve Antakya'da uygulanmıştır.

Dünyada uygulanmasına yeni başlanan ReMi yönteminin esasını yüzey dalgalarını kayıt edilmesi oluşturur. Yüzey dalgalarının dispersif özelliğinden yararlanılarak; düzlem dalga analizinde S makaslama dalgası hızı profillerinin elde

edilmesinde kullanılır. Sismik dalgalar, yerkürenin yüzeyinde veya yakınında oluştuğu zaman, hem cisim dalgaları (P ve S), hem de yüzey dalgaları (Rayleigh, Love gibi) meydana gelir. Rayleigh dalgaları, P ve SV (S-dalgalarının düşey bileşeni) dalgalarının etkileşiminin bir sonucudur ve P-tipi dalga kaynağı kullanıldığında oluşan toplam sismik enerjinin üçte ikisinden daha fazlasına sahip olmaktadır (Heisey vd., 1982). Rayleigh dalgasının özel bir türü olan “ground roll (yer yuvarlanması)” dalgası, göreceli olarak, düşük hız, düşük frekans ve yüksek genlikle nitelendirilir ve istenen yansıma sinyallerini maskeleyen eğilimindedir (Sheriff, 1991). Stokoe ve Nazarian (1983) ve Nazarian vd. (1983) yüzeye yakın S-dalga hız profillerini oluşturmak için “ground roll” dalgalarının frekans bağımlı faz hızı (dispersiyon) eğrilerini analiz eden ve yüzey dalgalarının spektral analizi (SASW) adı verilen bir yüzey dalga yöntemini tanıtmışlardır.

Yapıların sığ makaslama hızlarının tahmini, olası bir sarsıntıda (depremde) o bölgenin tepkisinin önemli bir bileşenini oluşturabilir (Borcherdt 1992, Anderson vd., 1996). Aktif bir kaynak yerine çevresel gürültüler, taşıt, insan gürültüleri, rüzgâr, atmosferik vb. olayların tamamı kullanılabilir. Kaynağın kökeni belli olmadığı için kaynak her an var olabilir ve her an Rayleigh dalga yayını oluşturabilir. Dolayısıyla dalga yayınının yönü bilinemez (Asten and Stephenson 2005). Aktif kaynak kullanılmaması, veri toplama donanımlarının kolay taşınabilir olması, ayrıca kentsel alanlarda uygulama kolaylığı getirmesi vb. nedenler yöntemin yaygınlaşmasına neden olmuştur.

## 2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

**Rucker., M.L. (2004)**, yayınlanan makalede ReMi'nin uygulamalarını taşımacılığın ve diğer uygulamaların kullanılabileceği jeoteknik mühendisliği çalışmaları başlığı altında tanımlamayı amaçlamıştır. ReMi uygulamaları kısa bir süredir uygulanmaktadır. ReMi uygulamaları daha geniş ölçekte kullanılmaya başlandıktan sonra ve jeotekniğin uygulamadan daha fazla verim alabilmesinden sonra yaygın hale gelebilecektir. Rucher, ReMi metodunu sismik kırılmalar araştırması kapsamında uygulamıştır. Araştırmalar sonucu bitirilen projeler, merkezi yerleşim alanının sismik alan araştırması ve ana kaya derinliğine inilip yerçekimi konularını destekleyecek bilgi elde edilmiş bunun yanında da diferansiyel yeryüzü çökmeleri ve sel kontrol barajlarında çatlakları modelleme ve

tanımlamada kullanılan yeraltı modüllerinin yorumlanmasına yardımcı olmuştur. Daha tipik jeoteknik uygulamaları sel kontrol barajlarının yapım koşulları araştırmalarını, hava tribünleri alanlarını, büyük optik iterferometri teleskopunun jeoteknik alan araştırmalarını ve büyük bir havaalanının yer altı yolcu taşıma tüneli çalışmalarını içermektedir. ReMi aynı zamanda kontrol dışı arazi yükseltme alanlarının zemin derinliğinin bulunması için de uygulanmıştır. Rucher, S-dalgalarının araştırılmasında hızlı, kolay ve etkili kullanım sağlayan yeryüzü jeofiziksel yöntemin kullanılması jeoteknik alan araştırmaları konusunda büyük bir gelişme olarak kabul edilebilir görüşünü savunmaktadır.

Rucher, ReMi'yi 2002 yılının Ağustos ayında kullanmaya başlamış ve jeoteknik araştırmalar kapsamında kullanım prosedürünü geliştirmiştir. Bu makalede birçok jeoteknik uygulamaya yer verilmiştir.

**Başokur (2005)**, ReMi yönteminin uygulamasını; Bolu kentsel alanında daha önce sismik ve sondaj çalışmaları gerçekleştirilen bir bölgede yapmıştır. ABEM Terraloc MK6 modeli 24 kanallı kırılma cihazı ve düşey jeofonlar kullanılarak, 32 saniye süresince gürültü kayıt edilmiştir. Jeofon aralığı 10 m ve toplam serim uzunluğu 230 metredir. ReMi yönteminin veri-işlem aşamaları Bolu'da aynı noktada ölçülen üç adet kayıt örnek verilerek anlatılmıştır. Sonuç olarak; Bolu ivme istasyonu aynı noktada olmamakla birlikte birbirine yakın olup, benzer jeolojik özellikler göstermektedir. Bu sonuçlar zemin hakim titreşim periyodunun belirlenmesinde de ReMi yönteminden yararlanılabileceğini göstermektedir.

**Shafiee ve Azadi (2006)**, İran'ın Tahran kentinde jeolojik birimleri kesme dalga hız özelliklerine göre sınıflandırmıştır. Sınıflandırma için 30 m. derinliğe kadar ortalama kesme dalga hızı kullanılmıştır. Ulusal Deprem Tehlikesini Azaltma Programı (National Earthquake Hazard Reduction Program) sınıflandırılması birimleri farklı sınıflara gruplandırmak için kullanmıştır. Bu sınıflandırma; 118 sismik profilde ölçülen  $V_s^{30}$  hız değerlerine ve benzer jeolojik materyallerin varsayımına dayanılmıştır. Her jeolojik birim için kesme dalga hızı histogramlarını içeren kesme dalga hız dağılımının özellikleri ve  $V_s$ 'nin derinliğe karşı değişkenliği hesaplanmış ve gösterilmiştir. Bu çalışmada dağlık

alanların  $V_s^{30}$  NEHRP sınıflamasına göre A ve B kategorilerine Tahran ovasının kuzey alüvyonunun C kategorisine Güney alüvyonunun ise D kategorisine düştüğü gözlenmiştir.

**Yanık (2006)**, yapmış olduğu Yüzeysel dalgası dispersiyonu verilerinden sönümlü en küçük kareler ters-çözüm yöntemi ile S-dalga hızlarının hesaplanması adlı tez çalışmasında yüzeysel dalgasının dispersiyon özellikleri kullanılarak yeraltındaki tabakaların fiziksel özelliklerinin saptanabileceğini, özellikle tabakaların S dalga hızının bilinmesi katmanların sağlamlığı hakkında doğrudan bilgi sağladığından mühendislik yapıları için önemli olduğunu vurgulamıştır. Bu amaçla, Rayleigh yüzeysel dalgasının faz hızları, Kırılma Mikrotremor Yöntemi ile ölçülen sismik kayıtlardan elde edilebilir ve dispersiyon eğrileri olarak adlandırılır. Bu eğrilerin ters çözümü ile sığ katmanların sağlamlığı hakkında gerekli bilgiye ulaşılabileceğini ve bu amaca yönelik olarak, Kırılma Mikrotremor Yöntemi özetlenmiş ve dispersiyon eğrilerinin 1 Boyutlu ters çözümü için bir bilgisayar programı geliştirmiştir.

**Büyüksaraç vd. (2007)**, proje alanı olan Sivas merkez yerleşiminde sismik mikrobölgeleme ve zeminlerin depremlerden etkilenme duyarlılığının belirlenmesi adına bir risk analizi yapmışlardır. Bu çalışma kapsamında mikrotremor ölçülerinin değerlendirilmesi ile bir baskın titreşim periyot dağılım haritası oluşturulmuştur. Mikrotremor ölçüleri 114 noktada yapılmıştır. Baskın titreşim periyotları ve yer büyütmeleri mikrotremorların yatay ve düşey spektral oranlanmasından saptanmıştır ve baskın titreşim periyodu değişimlerine dayalı bir mikrobölgeleme haritası oluşturulmuştur. Ayrıca kırılma-mikrotremor yöntemiyle yüzeysel dalgalarının sismik kırılma kayıt düzeneğiyle kaydedilmesi ve kayıtların ters çözümü yapılarak  $V_s$  hız dağılımı, derinliğe bağlı olarak elde edilmiştir. Baskın titreşim periyodu ve  $V_s$  hız değerleri iki doğrultuda alınan kesitte karşılaştırılmıştır. Sonuçlar, yüksek baskın titreşim periyodlu alanlar ile düşük  $V_s$  hızlı alanların uyumunu ortaya çıkarmıştır.

**Kanbur vd. (2008)**, Isparta yerleşim alanı kuzey kesiminin sığ S-dalgası kesitinin çıkarılmasında Kırılma-Mikrotitreşim Tekniğinin (ReMi) kullanılması adlı çalışmalarında ReMi yöntemini Isparta'nın kuzeyinde, temelde yer alan Üst Kretase yaşlı karbonatlar, Paleosen-Eosen yaşlı kırıntılılar ile Pliyo-kuvaterner yaşlı daha genç çökeller arasındaki yapının ortaya konması amacıyla kullanmışlardır. Pliyo-kuvaterner yükseltisini yaklaşık

kuzey-güney doğrultusunda kesen bir profil boyunca toplam 15 noktada ReMi verisi elde etmişlerdir. Bu veriler, derinliğe ve makaslama dalgası hızına dönüştürülerek profil boyunca ana kaya topografyası ve ana kayaya kadar mevcut tabaka derinlikleri ile hızları belirlenmiştir. Hızlar ve derinlikler dikkate alınarak olası faylanma noktaları saptanmışlardır. Arazi ve ReMi verileri, yaklaşık BKB ve KB-GD doğrultulu olası eğim atımlı normal fayların Pliyo-Kuvaterner yükseltisinin oluşumunda etkili olduğunu göstermiştir. Sonuç olarak, bu çalışmayla ReMi tekniği kullanılarak yüzeye yakın ana kaya ve güncel yapıların kolayca ortaya konabileceği gösterilmiştir.

### **3. MATERYAL VE YÖNTEM**

#### **3.1. Materyal**

##### **3.1.1. Çalışma Bölgesi Hakkında Bilgiler**

###### **3.1.1.1. Antakya'nın jeolojik konumu ve özellikleri**

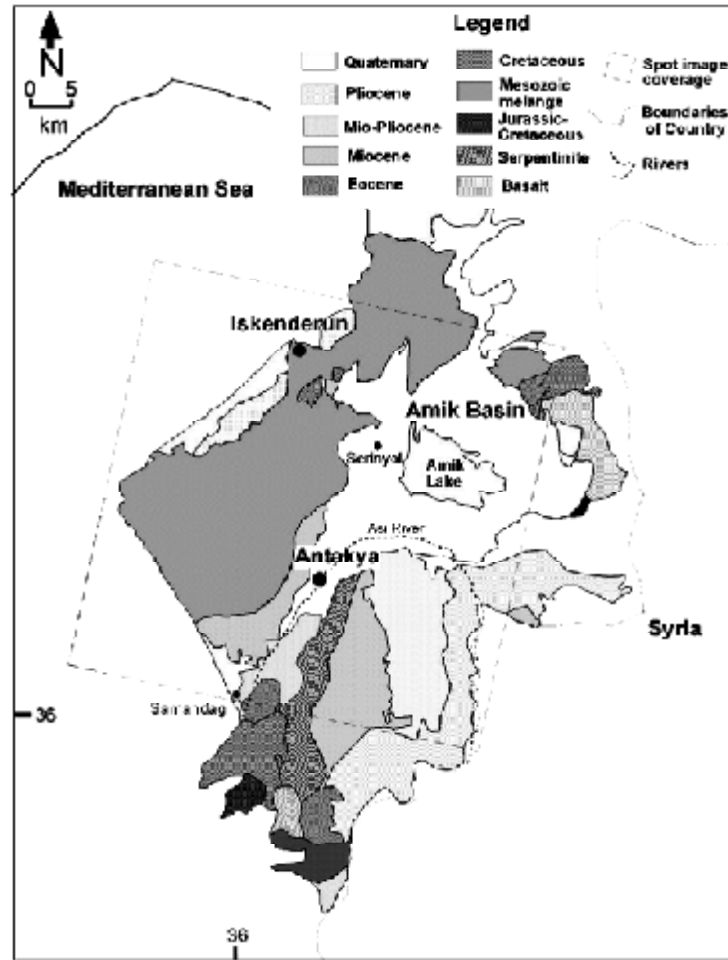
Antakya,  $36^{\circ}$  -  $10^{\circ}$  kuzey enlemi ve  $36^{\circ}$  -  $06^{\circ}$  doğu boylamı ile Türkiye'nin en güneyinde yer alan kent niteliğindeki yerleşme merkezidir (Şekil 3.1). Akdeniz iklim bölgesinin doğu ucunda kıyıda 22 km. kadar içerde olan kentin, denizden yüksekliği yaklaşık 80 m.dir. Kuzeyde Amanos Dağları (Nur Dağları) ile güneyde Kel Dağ (Cebeli Akra) arasında kalan aşağı Asi Vadisi'nin başlangıcında, Kel Dağı'nın kuzeydoğusunda 440 m. rakımlı Habib-i Neccar Dağı'nın eteklerindedir. Antakya şehrinin 200.000'nin üstünde nüfusu vardır. Yerleşim ve nüfus merkezi genellikle Asi Nehrinin çevresinde bulunur.

Şehir, Asi nehri boyunca uzanan alçak arazi, genç, yerleşmemiş dere birikintilerinden oluşmuştur. Bu birikinti sahası, sağ ve solda arazi üzerinde iki basamak halinde bulunur. Bölgenin zemini nehrin batısında üst basamaktaki (taraça) eski nehir birikintisinden ibaret konglomeralanmış durumda, sağlam bir zemin teşkil eder.

Doğusunda bulunan eski mahalleler ise kalın bir tarihi enkaz örtüsü ile kaplı olan, dağlardan gelen geniş bir birikinti ve moloz yelpazesi üzerindedir. Ana zemin neojen yaşlı marn ve kireçtaşlarından oluşmuştur. Arkada kalan dik yamaçlarda kireçtaşı ve serpantinler görülür.



Antakya, Paleozoyik ve Mezozoyik jeolojik birimlerinde oluşan iki kaya serisi ile erken Pliyosende gelişmiş olan Karasu vadisi sınırları içinde yerleşmiştir. Yaklaşık olarak 1300 m. lik bir genç Senozoyik çökmüştür. Pliyo-kuvaterner sedimanları ve Kuvaterner volkanikleri Miyosen birikiminin üstünü örtmüştür. Antakya bölgesindeki sedimanlar esas olarak kil, kum ve çakıl barındıran alüvyonlu birikintilerdir. Toprak özellikleri ise şöyle tanımlanabilir: alüvyonlu kum ve kil içeren çakılların meydana getirdiği Kuvaterner materyallerini esas olarak içermektedir.



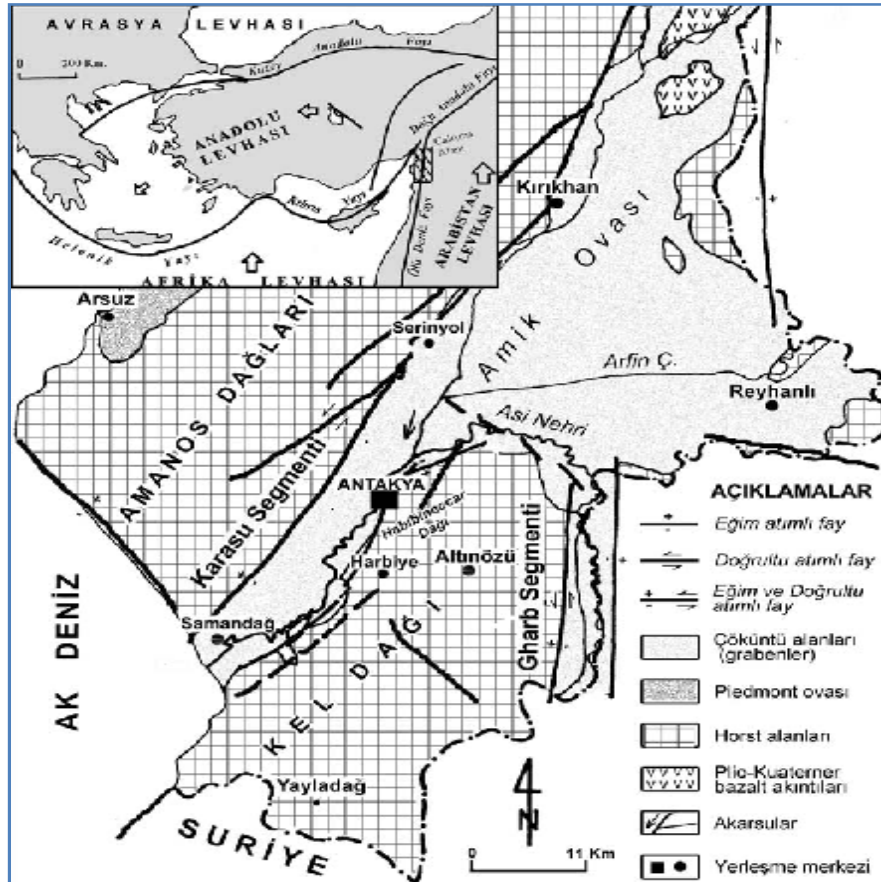
Şekil 3.1. Hatay bölgesinin basitleştirilmiş jeolojik harita (Erentöz ve Pamir 1964)

### 3.1.1.2. Antakya'nın depremselliği

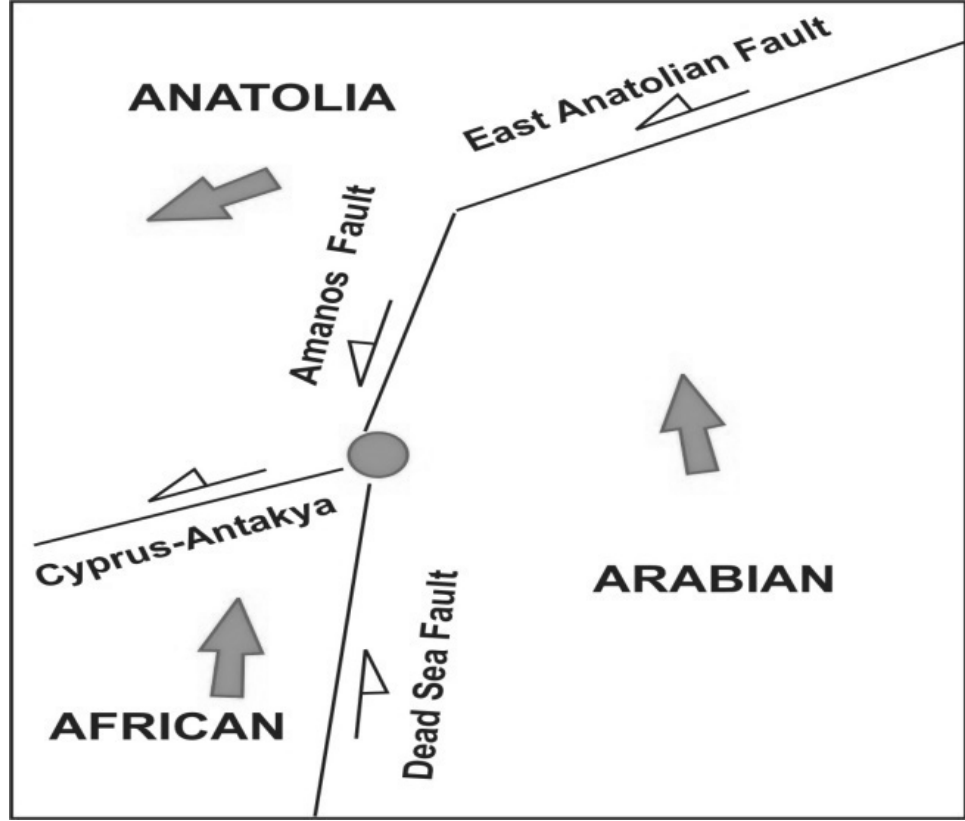
Avrasya, Arap ve Afrika levhalarının tektonik etkileşim bölgesi olan ve bu üç levhanın birleşimi olan Antakya, sismik olarak tehlikeli bir bölgede yer almaktadır. Tektonik açıdan bu bölge, sol yanal Ölü Deniz fay zonunun en kuzey segmenti ile yine

sol yanal Doğu Anadolu fay zonunun en güney segmenti arasında yer almaktadır (Şekil 3.2). Bu bölgedeki deformasyon zonları; Arap, Afrika ve Avrasya levhalarının birbirleriyle olan göreceli hareketlerine bağlı olarak gelişmiştir (Şekil 3.3). Arap levhasının kuzey-kuzeybatı yönünde Avrasya'ya doğru yılda ortalama 25 mm'lik bir hızla hareket ettiğini gösterir. Afrika levhası ise Avrasya ile ilişkili olarak kuzeye doğru yılda yaklaşık 10 mm hızla hareket etmektedir (Irmak ve Özer, 1999:113).

Afrika ve Arabistan levhalarının kuzeye doğru hareketleri, Anadolu levhasının kuzey-güney yönünde sıkışmasına neden olmaktadır. Önceleri doğu-batı uzanımlı kıvrım ve bindirmelerle karşılanan bu sıkışma, Üst Miosen'de artık bindirme ve kıvrımlarla karşılanamaz hale gelmiş ve yanal atımlı faylanmalarla telafi edilmiştir. Böylece sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı ile sol yönlü Doğu Anadolu ve Ölü Deniz Fayları oluşmuştur. Aynı zamanda Afrika levhası, kuzeye doğru hareketi sonucunda Helen-Kıbrıs Yayı boyunca Anadolu levhasının altına dalmıştır.

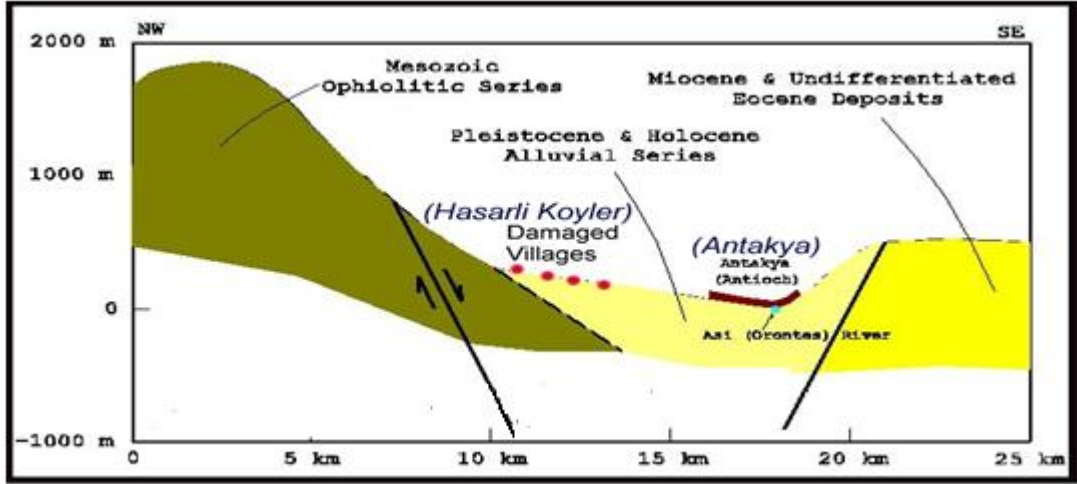


Şekil 3.2. Antakya ve yakın çevresinin tektonik konumu (Kasapoğlu,1987) ve morfotektonik haritası



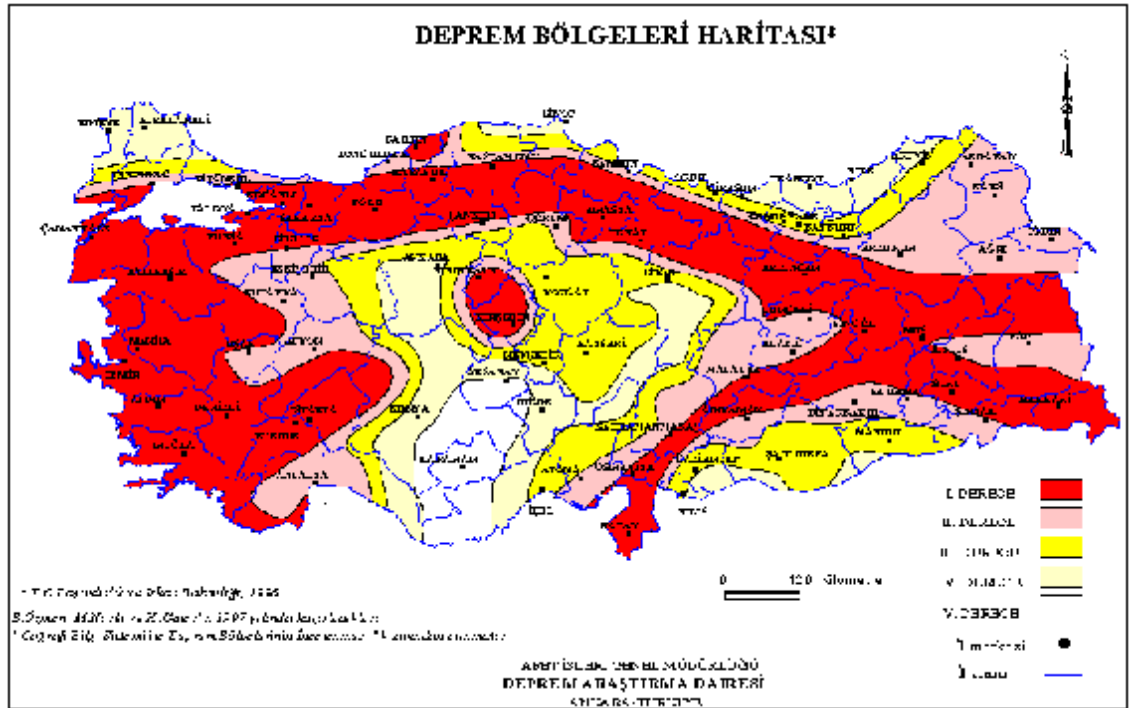
Şekil 3.3. Arap, Afrika ve Avrasya levhalarının birbirleriyle olan hareketi (Över ve diğ., 2004)

Bu bölgeden geçen başlıca fay ise Amanos fayıdır. KKD-GGB yönlü olan Amanos fayı Türkoğlu'ndaki (Kahramanmaraş) Amanos dağlarından Antakya'ya kadar bir çizgi şeklinde uzanır ve 145 km. uzunluğundadır. Bu fay, doğrultu atımlı olarak kabul edilmektedir. Antakya bölgesinde her iki tektonik kuşağın etkisi görülmektedir (Doğu Anadolu fay zonu ile Ölü Deniz fay zonu tektonik kuşağının). Bu iki kuşak arasında kalan Amik Havzası ise yaklaşık 30 km. genişliğe sahip olup Pliyo-kuvaterner yaşlı (Lyberis vd., 1992) veya daha genç çökellerle temsil edilmektedir (Perinçek ve Eren, 1990). Şekil 3.4'te Antakya havzası ve çevresinin genel jeolojik yapısı hakkında bilgi veren kesit gösterilmektedir.



Şekil 3.4. Antakya havzası ve yakın çevresinin genel jeolojik yapısı (Erdik vd., 1998)

Çalışma alanı 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 3.5.)



Şekil 3.5. Türkiye deprem bölgeleri haritası

Tarihi kayıtlara baktığımızda Antakya'nın çok defa depremlere maruz kaldığını ve yıkıldığını görmekteyiz. 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 (Ms ~ 7.5), 1872 (Ms ~ 7.2) ye kadar uzun sessizlik dönemlerini takiben art arda gelen deprem kümeleriyle karakterize edilir. Davranış tekdüze değildir. Kümelerin içindeki depremlerin birbirine olan zamansal yakınlıkları, bir ya da birkaç yıldan birkaç on yıla kadar değişmektedir. Kümeler arasındaki suskunluk dönemleri genellikle 110–130 yıl arasında değişmektedir. Bu aralıklar nadir olarak 200'lü yıllara çıkar ya da 70-90'lı yıllara iner. Hatay'da M.Ö 148'den günümüze kadar olan büyük depremlerin kümelenmeleri ve suskunluk dönemleri Tablo 3.1'de verilmektedir.

Çizelge 3.1. Hatay 'da MÖ 148 'den günümüze kadar olan büyük depremlerin kümelenmesi ve suskunluk dönemleri (Ersoy, 2005)

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

### 3.1.1.3. Antakya ve çevresinin deprem riski analizi

Antakya ve çevresinde kaydedilmiş büyüklüğü  $M \geq 3.5$  olan, 1936 – 2009 yılları arasında meydana gelmiş deprem verileri kullanılarak (Tablo 3.2) Antakya ve çevresinde deprem olma olasılığı hesaplanabilir. En küçük kareler yöntemine (Tablo 3.3) göre deprem risk analizi aşağıda verilen tablolarda görülmektedir.

Çizelge 3.2. 1936-2009 yılları arasında meydana gelmiş depremler.

<b>Tarih</b>	<b>Koordinat (Enlem-Boylam)</b>	<b>Ms</b>
<u>14.06.1936</u>	36.94 35.81	5.5
<u>08.04.1951</u>	36.34 36.10	5.7
<u>22.10.1952</u>	36.13 35.83	5.0
<u>24.03.1953</u>	37.02 35.87	5.1
<u>02.02 .1964</u>	36.51 35.8	4.1
<u>26.06.1966</u>	36.84 35.92	4.5
<u>07.04.1967</u>	37.43 36.17	5.0
<u>07.04.1967</u>	37.36 36.27	4.9
<u>29.06.1971</u>	37.11 36.85	5.0
<u>11.07.1971</u>	36.12 36.80	5.0
<u>09.04.1972</u>	36.65 35.62	4
<u>01.06.1975</u>	36.67 36.49	4.8
<u>15.07.1976</u>	37.55 35.90	5.0
<u>30.07.1976</u>	36.71 35.89	4.3
<u>30.06.1981</u>	36.17 35.88	4.4
<u>30.06.1981</u>	36.17 35.88	4.7
<u>11.02.1982</u>	36.08 35.88	4.2
<u>11.02.1982</u>	36.08 35.88	4.3
<u>24.06.1989</u>	36.28 36.13	5.1
24.06.1989	36.71 35.92	4.2
24.06.1989	36.71 35.92	4.9
<u>10.04.1991</u>	37.54 35.77	5.4
<u>11.08.1991</u>	36.14 35.88	4
<u>19.09.1991</u>	36.13 35.83	4.2
19. 09.1991	36.13 35.83	4.4
<u>29.09.1993</u>	36.38 35.56	3.3
<u>04.11.1993</u>	36.27 36.00	3.2
23.11.1993	37.59 36.32	3.2
<u>03.01.1994</u>	36.98 35.81	5.0
<u>03.01.1994</u>	36.95 35.88	5.3
<u>13.01.1994</u>	36.37 36.50	3.3
<u>09.01.1994</u>	36.95 35.88	3.1
<u>16.01.1994</u>	37.02 35.87	3.7
<u>28.01.1994</u>	37.51 35.49	3.0

<u>10.02.1994</u>	36.94	35.81	4.5
<u>11.02.1994</u>	36.93	35.90	3.1
<u>16.03.1994</u>	36.29	36.07	3.7
<u>19.03.1994</u>	36.72	35.92	3.5
<u>23.03.1994</u>	37.06	36.08	3
<u>14.06.1994</u>	36.17	35.88	3.6
<u>11.09.1994</u>	35.93	36.06	3.6
<u>15.12.1994</u>	36.19	35.96	3.3
<u>21.01.1995</u>	37.36	36.24	4.5
<u>05.03.1995</u>	37.42	36.22	3
<u>13.04.1995</u>	37.41	36.20	4.9
<u>13.04.1995</u>	37.44	36.21	3.1
<u>14.04.1995</u>	37.14	35.91	3.1
<u>16.04.1995</u>	37.16	36.24	3
<u>25.07.1995</u>	37.28	35.42	3.2
<u>29.10.1995</u>	37.73	35.39	3.9
<u>22.05.1996</u>	37.33	36.24	3
<u>14.06.1996</u>	36.80	36.03	3.2
<u>18.07.1996</u>	36.88	36.09	3
<u>19.07.1996</u>	35.97	36.08	3.6
<u>12.09.1996</u>	37.26	36.27	3.4
<u>06.01.1997</u>	36.84	35.93	4.3
<u>22 .01.1997</u>	36.18	35.94	5.9
<u>22.01.1997</u>	36.18	35.94	5.7
<u>22.01.1997</u>	36.23	35.85	5.5
<u>22.01.1997</u>	36.21	35.65	5.2
<u>22 .01.1997</u>	39.21	35.92	5.3
<u>23.01.1997</u>	36.17	35.95	4.4
<u>30.01.1997</u>	36.15	35.90	3.2
<u>26.02.1997</u>	36.17	35.88	3.8
<u>10.03.1997</u>	36.06	36.13	3.1
<u>13.04.1997</u>	36.17	35.88	3.8
<u>26.07.1997</u>	35.97	36.08	3.7
<u>28.07.1997</u>	36.17	35.88	3.4
<u>03.09.1997</u>	36.98	35.36	3.4
<u>13.09.1997</u>	37.31	36.22	3
<u>13.10.1997</u>	37.27	36.37	3.2
<u>15.10.1997</u>	37.27	36.35	3.0
<u>17.10.1997</u>	37.34	36.26	3.2
<u>04.12.1997</u>	36.34	36.10	3.5
<u>14.12.1997</u>	36.48	35.54	3.1
<u>30.12.1997</u>	36.39	35.63	3.2
<u>03/01/1998</u>	36.97	35.68	4.1
<u>22.01.1998</u>	35.97	36.08	5.2
<u>22.01.1998</u>	37.33	36.25	3.3
<u>30.01.1998</u>	37.32	36.25	3.3

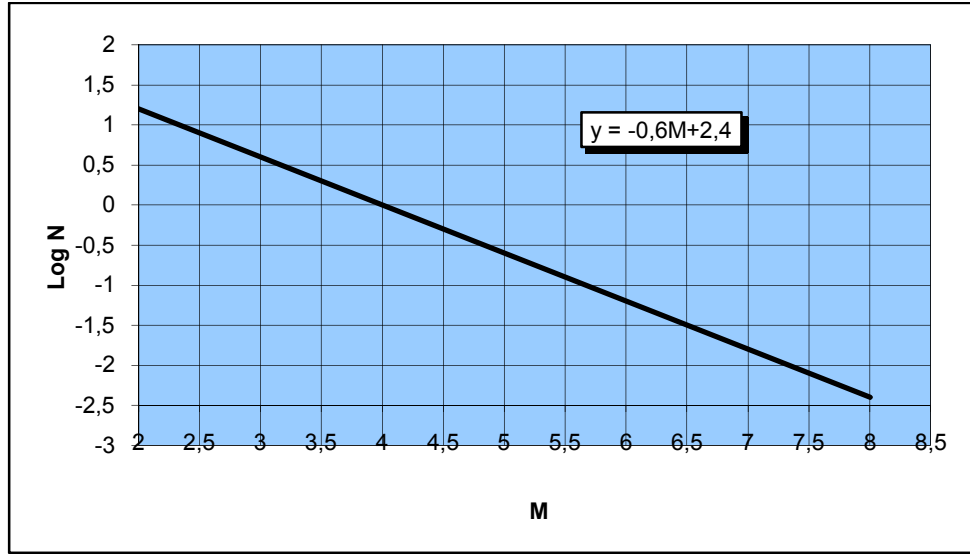


<u>31.01.1998</u>	37.34	36.25	3.2
<u>25.02.1998</u>	36.49	36.19	3.5
<u>27.02.1998</u>	36.54	36.50	3.2
<u>27.06.1998</u>	36.86	35.50	6.3
<u>06.27.1998</u>	36.72	35.62	4.2
<u>06.27.1998</u>	36.96	35.67	4
<u>28.06.1998</u>	36.96	35.55	4.5
<u>04.07.1998</u>	36.63	35.42	5.4
<u>15.07.1998</u>	36.88	35.71	4
<u>22.07.1998</u>	36.34	36.10	3.6
<u>02.08.1998</u>	37.40	36.50	3.4
<u>25.10.1998</u>	36.17	35.88	3.5
<u>04.12.1998</u>	36.93	35.54	4.6
<u>23.01.1999</u>	36.06	36.13	4
<u>30.03.1999</u>	36.34	36.10	3.5
<u>22.07.1999</u>	35.97	36.08	3.6
<u>30.05.2000</u>	36.87	35.73	4
<u>20.06.2000</u>	36.17	35.88	3.3
<u>17.01.2001</u>	36.95	36.19	4.9
<u>29.04.2001</u>	36.43	35.65	4.1
<u>25.06.2001</u>	37.23	35.71	5.4
<u>05.11.2001</u>	36.17	35.88	3.2
<u>03.05.2002</u>	36.70	35.90	4.9
<u>12.01.2004</u>	36.42	35.73	4.1
<u>24.07.2005</u>	36.95	36.19	4.1
<u>26. 01.2006</u>	36.89	35.94	4.4
<u>01.26.2006</u>	36.89	35.94	4.1
<u>17.01.2009</u>	37.15	36. 28	4.6
<u>22.01.2009</u>	35.97	36.08	3
<u>01.02.2009</u>	36.17	35.88	3.1

Çizelge 3.3. En küçük kareler yöntemine göre a ve b değerleri hesaplanmıştır

<u>M</u>	<u>Deprem sayısı Ni(M)</u>	<u>Kümülatif Değerler</u>	<u>logN(M)</u>	<u>M.logN(M)</u>	<u>M<sup>2</sup></u>
<u>6.3</u>	<u>1</u>	<u>1</u>	<u>0.0</u>	<u>0</u>	<u>39.69</u>
<u>5.9</u>	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>0.3</u>	<u>1.77</u>	<u>34.81</u>
<u>5.7</u>	<u>2</u>	<u>4</u>	<u>0.6</u>	<u>3.42</u>	<u>32.49</u>
<u>5.5</u>	<u>2</u>	<u>6</u>	<u>0.77</u>	<u>4.23</u>	<u>30.25</u>
<u>5.4</u>	<u>3</u>	<u>9</u>	<u>0.95</u>	<u>5.13</u>	<u>29.16</u>
<u>5.3</u>	<u>2</u>	<u>11</u>	<u>1.04</u>	<u>5.51</u>	<u>28.09</u>
<u>5.2</u>	<u>2</u>	<u>13</u>	<u>1.11</u>	<u>5.77</u>	<u>27.04</u>
<u>5.1</u>	<u>2</u>	<u>15</u>	<u>1.17</u>	<u>5.96</u>	<u>26.01</u>
<u>5.0</u>	<u>6</u>	<u>21</u>	<u>1.32</u>	<u>6.60</u>	<u>25</u>
<u>4.9</u>	<u>5</u>	<u>26</u>	<u>1.41</u>	<u>6.90</u>	<u>24.01</u>
<u>4.8</u>	<u>1</u>	<u>27</u>	<u>1.43</u>	<u>6.86</u>	<u>23.04</u>
<u>4.7</u>	<u>1</u>	<u>28</u>	<u>1.44</u>	<u>6.76</u>	<u>22.09</u>
<u>4.6</u>	<u>2</u>	<u>30</u>	<u>1.47</u>	<u>6.76</u>	<u>21.16</u>
<u>4.5</u>	<u>4</u>	<u>34</u>	<u>1.53</u>	<u>6.88</u>	<u>20.25</u>
<u>4.4</u>	<u>4</u>	<u>38</u>	<u>1.57</u>	<u>6.90</u>	<u>19.36</u>
<u>4.3</u>	<u>3</u>	<u>41</u>	<u>1.61</u>	<u>6.92</u>	<u>18.49</u>
<u>4.2</u>	<u>4</u>	<u>45</u>	<u>1.65</u>	<u>6.93</u>	<u>17.64</u>
<u>4.1</u>	<u>6</u>	<u>51</u>	<u>1.70</u>	<u>6.97</u>	<u>16.81</u>
<u>4</u>	<u>5</u>	<u>56</u>	<u>1.74</u>	<u>6.96</u>	<u>16</u>
<u>3.9</u>	<u>1</u>	<u>57</u>	<u>1.75</u>	<u>6.82</u>	<u>15.21</u>
<u>3.8</u>	<u>2</u>	<u>59</u>	<u>1.77</u>	<u>6.72</u>	<u>14.44</u>
<u>3.7</u>	<u>3</u>	<u>62</u>	<u>1.79</u>	<u>6.62</u>	<u>13.69</u>
<u>3.6</u>	<u>5</u>	<u>67</u>	<u>1.82</u>	<u>6.55</u>	<u>12.96</u>
<u>3.5</u>	<u>5</u>	<u>72</u>	<u>1.85</u>	<u>6.47</u>	<u>12.25</u>
<u>112.40</u>	<u>57</u>	<u>769</u>	<u>31.79</u>	<u>140.41</u>	<u>539.94</u>
<u>24 veri</u>					

Hatay ve çevresi için deprem istatistiği kullanılarak  $\text{Log } N = 3.47 - 0.5M$  bağıntısı bulunmuş ve elde edilen büyüklük-frekans ilişkisine ait grafik Tablo 3.4'te gösterilmiştir.

Çizelge 3.4. EKK Yöntemi Kullanarak Büyüklük - Frekans Bağıntısı ( $\text{Log } N = 2.4 - 0.6M$ )Çizelge 3.5. EKK yöntemi ile hesaplanan a ve b değerleri kullanılarak 73 yıllık (1936-2009) gözlem aralığında  $5.0 \leq M \leq 7.0$  için hesaplanan sismik risk ve tekrarlanma periyodu değerleri.

M	DEPREM MEYDANA GELME OLASILIKLARI (YIL)(%)				DÖNÜŞ PERİYODU
	10	25	50	73	
5.0	56	87	98	100	12.19
5.4	34	64	87	95	24.39
5.7	24	50	75	87	37.03
6.3	13	29	50	63	76.92

Bu çizelgeden yararlanılarak, büyüklüğü  $M = 5.0$  veya daha büyük olan bir depremin 25 yıllık bir süre içinde olma olasılığı %87, dönüş periyodu ise 12 yıl olarak,  $M = 6.3$  veya daha büyük olan bir depremin 50 yıllık bir süre içinde olma olasılığı %50 ve dönüş periyodu da 76 yıl olarak bulunmaktadır. Bunların büyüklük değerlerine karşılık meydana gelme olasılıkları yüzde olarak Tablo 3.5'te verilmektedir.

Sismik risk ve tekrarlanma periyotlarına bağlı olarak  $5.0 \leq M \leq 7.0$  büyüklük aralığında gelecek yüzyılda belirli yıllık zaman periyotları için hesaplanmıştır. Deprem verilerinin istatistik analizine göre 5, 5.4, 5.7 ve 6.3 büyüklüklerindeki depremlerin 50 yıllık bir dönemde oluşma olasılıkları sırası ile 0.98, 0.87, 0.75 ve 0.50'dir. Bu sonuçlara bakılırsa depremlerin tekrarlanma olasılığının yüksek olduğu görülmektedir.

### 3.2. Yöntem

Sismik yöntemler; amaç, zaman, fiyat ve yer uygunluğu gibi kısıtlamaları göz önüne alındığında, en ekonomik olan yöntemin seçilmesi önemlidir. Yapı yeri incelemelerinde makaslama hızlarının elde edilmesi için 2 yöntem vardır. Yüzey kırılma yöntemi ve kuyu içi sismik yöntemler. Yüzey kırılma yönteminin kent içinde ve dar alanlarda yapılma zorluğu genel olarak; gürültüden dolayı yaşanan sorunlar ve gürültünün uzak jeofondaki sinyali örtmesi böylece araştırma derinliğinin azalması, hız terslenmesi ile karşılaşıldığında düşük hızlı katmanların parametrelerinin çözülememesidir. Kuyu içi sismik yönteminin pahalı oluşu ve sondaj civarı ile sınırlı oluşu, sondaj açılması ve gerekli teçhizatın bulunması koşullarında uygulanması gibi dezavantajları bu yöntemlere alternatif olarak kullanılan ReMi yönteminin kullanılmasında etkili olmuştur. Sismik çalışmalarda yeni bir yöntem olan Kırılma Mikrotremor (ReMi) yöntemiyle Rayleigh dalgasının dispersiyonu nedeni ile nüfuz derinliğin dalga boyuna bağımlı olmasından yararlanır (Louie, 2001).  $\tau$ - $p$  ve Fourier dönüşümleri kullanılarak frekans bağımlı faz hızı eğrisi elde edilir. Bu eğriden ise ters-çözüm ile katman kalınlıkları ve S-dalgası hızları hesaplanmaktadır (Başokur, 2005). Sismik kırılma ve kayıt düzeneğiyle kaydedilmesi ve kayıtların ters çözümü yapılarak Vs hız değerleri derinliğe bağlı olarak elde edilmiştir. 13 doğrultuda alınan kesitler ile Vs hız değerleri, hakim titreşim periyodu ve zemin büyütme sonuçları elde edilmiştir.

#### 3.2.1. Kırılma Mikrotremor Yöntemi (ReMi)

Kırılma Mikrotremor yönteminin genel ilkeleri Louie tarafından 2001 yılında tanımlanmıştır. ReMi yönteminin temel amacı; gürültü kayıtları ile 100 m. derinliğe kadar S dalga hızlarını bulmaktır. Ayrıca; sismik kırılma yöntemleri ile 30 m. derinliğe kadar zeminle ilgili bilgi edinmek kolayken; alüvyon kalınlığının 30 m. den daha kalın olduğu durumlarda sismik kırılma yöntemi ile saptanması oldukça zordur. ReMi yöntemi, sismik kırılma ölçüm sistemlerini kullanarak, 100 m. derinliğe kadar tabaka kalınlıklarının ve hızlarının belirlenmesi için kullanılmaktadır. ReMi yapılacak deney derinliğinin istenen uzunlukta yapılabildiği yerlerde tek boyuta sahip geniş yeraltı alanlarıyla ilgili olarak genel bir bilgi edinmek için etkili ve verimli yollar sunmaktadır.

ReMi ölçümlerinin temel kaynağı, aktif bir kaynak yerine çevresel gürültüler, taşıt, insan gürültüleri, rüzgâr gibi atmosferik olayların tamamıdır. Kaynağın kökeni belli olmadığı için kaynak her an var olabilir (Asten ve Stephensen, 2005). Remi yönteminde aktif kaynak kullanılmaması, veri toplama donanımlarının kolay taşınabilir olması ayrıca kentsel alanlarda uygulama kolaylığı getirmesi ve bunun gibi nedenler yöntemin yaygınlaşmasına neden olmuştur (Yanık, 2006). ReMi ekipmanları Şekil 3.6’te gösterilmektedir.



Şekil 3.6. ReMi ekipmanı

**ReMi yönteminin avantajları şöyle sıralanabilir:**

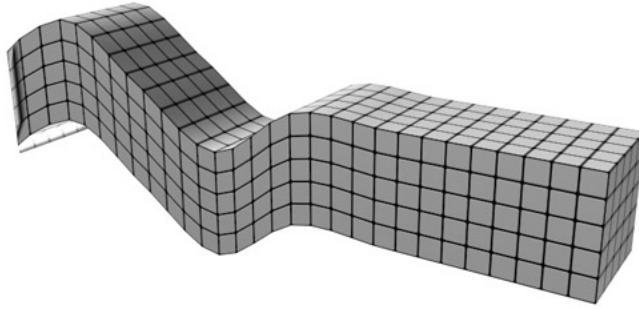
- 1- Veri alma çok kısa sürede yapılır.
- 2- 100 – 200 m.’ lik hatlar kullanılır.
- 3- Trafiğe açık yollarda, binalarda ve endüstriyel gürültü kaynaklarının yakınında kolayca uygulanır.
- 4- Özel bir kayıt aracı gerektirmez. Standart kırılma sismografi ve 4.5 Hz.’ lik P-dalgası jeofonu kullanılır.
- 5- Yapay bir kaynak kullanmayı gerektirmez. Çevresel gürültüler (ambient noise) kaynak olarak kullanılır.

6- Düz bir hat boyunca 15 – 20 sn.' lik mikrotremor kaydı almak yeterlidir.

7- Dizilimin yani hattın uzunluğu araştırma derinliğine bağlı olup tavsiye edilen minimum hat uzunluğu 100 m. dir.

Antakya sınırları içerisinde yapılan çalışmaları açıklamadan önce, ReMi tekniğinin temeli olan S dalgaları, yüzey dalgaları ve yüzey dalgaların dispersiyonu açıklanmıştır.

**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 3.7). Yayılım özelliklerinden dolayı kesme dalgaları bir çeşit burulma hareketi yaptıklarından geçtikleri ortamda şekil bozukluğuna yol açarlar.



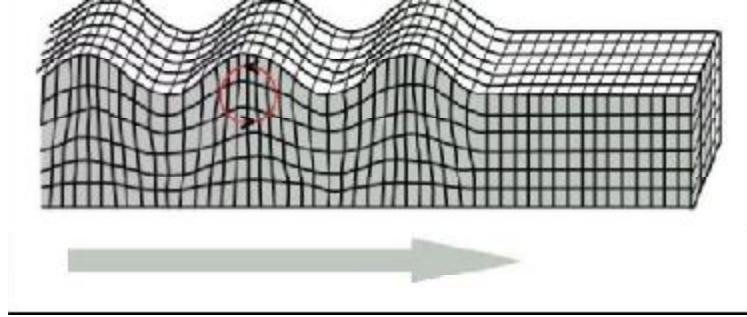
Şekil 3.7. S dalgaları (Enine dalgalar)

**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 (sonsuz ortamın) tersine sınırlı yani yarı sonsuz bir ortam gereklidir. Yer kabuğu 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 hapis olur 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;

1. Rayleigh Dalgası
2. Love Dalgası

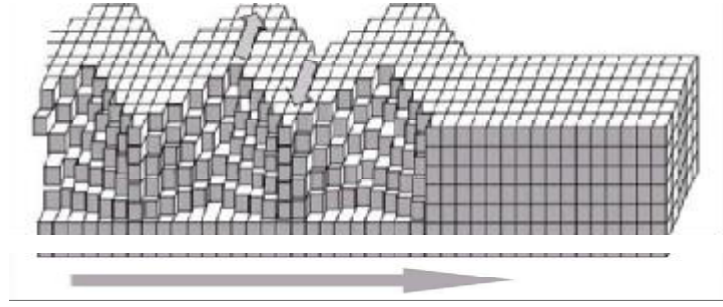
**Rayleigh Dalgası;** Rayleigh dalgaları tıpkı bir su birikintisinde (göl, deniz) yayılan dalgalar gibi yerin yüzeyi boyunca yuvarlanarak ilerleyen dalgalardır (Şekil 3.8). Bu dalgalar aynı zamanda “yer yuvarlanması (ground roll)” olarak da bilinir ve “R” harfi ile gösterilirler. Rayleigh dalgaları yerkürenin 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 sınırlanmış 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 3.8. Rayleigh dalga

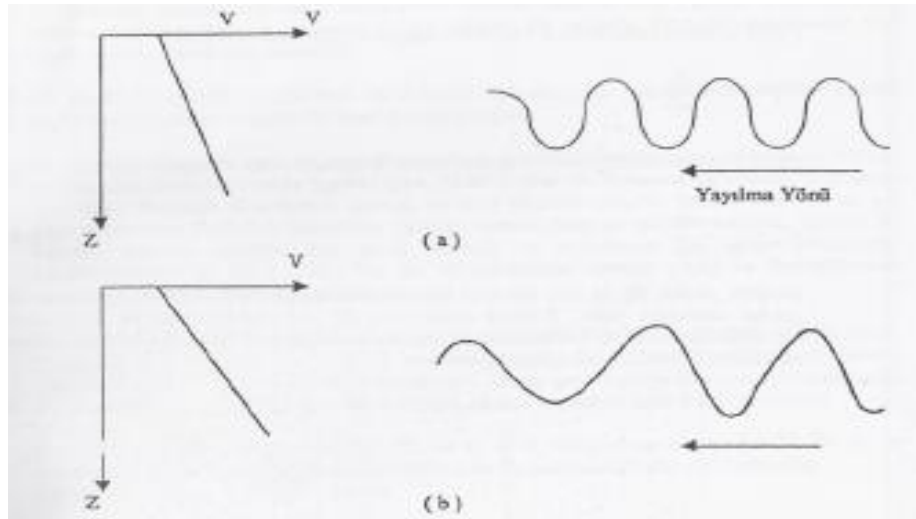
**Love Dalgası;** Love dalgaları, Rayleigh dalgalarından daha hızlıdır. Bu yüzden sismogramlarda Rayleigh dalgalarından daha önce görülür ve “L” harfi ile gösterilir. Bu iki dalga arasındaki hız farkı sismogramlar üzerinde gözlenemeyecek kadar küçüktür. Love dalgalarının oluşabilmesi için elastik, tekdüze ve yarı sonsuz bir yüzey katmanının bulunması gereklidir. Yer kabuğu bu görevi üstlenmektedir. Love dalgaları, yerin serbest yüzeyi ile kabuğun alt sınırı arasında ardışık yansımalara uğrayan SH (S dalgalarının yatay bileşeni) 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 3.9). Love dalgaları yer değiştirme alanının enine (transverse) bileşeninde gözlenirler. Rayleigh dalgalarının tersine, bu dalgaların oluşabilmesi için SH dalgasının serbest yüzeye herhangi bir kritik açıyla gelip kırılması söz konusu değildir.



Şekil 3.9. Love dalga

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 3.10). Bunları kısa ve daha kısa dalgalar takip eder. Bu olay 'dispersiyon' olarak bilinir.



Şekil 3.10. ( a ) Küçük hız gradyanı - Küçük dispersiyon

( b ) Yüksek hız gradyanı - Yüksek dispersiyon

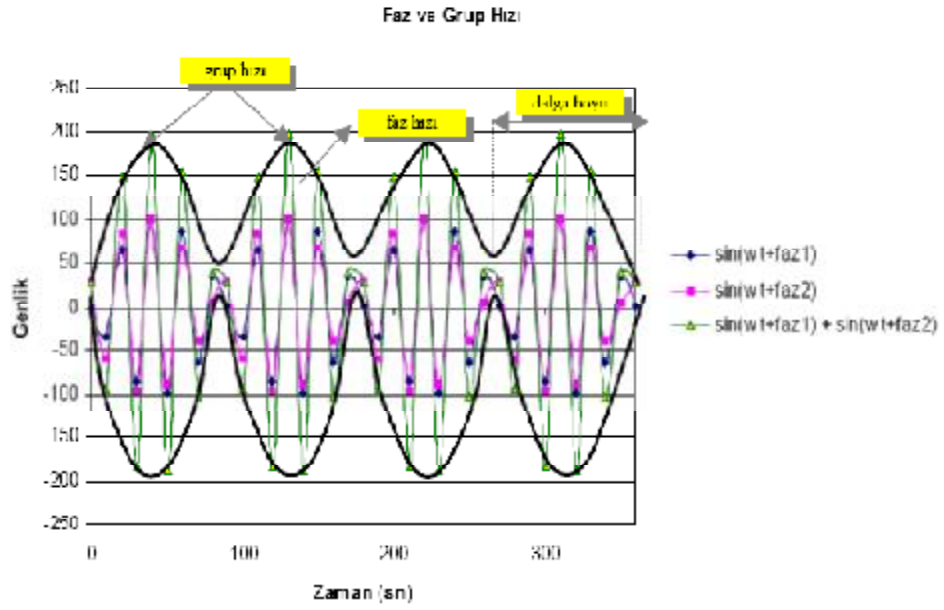
V: Dalga hızı, Z: Serbest yüzeyden olan derinlik



Yüzey dalgaları hareketleri sırasında yerin derinliklerine iner. 60 saniye periyotlu Rayleigh dalgaları 200 m. derinlerde seçilebilir. 20 saniyelik periyot, derinliği yaklaşık 70 km. etkiler. Hızın, Şekil 3.10'de 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 : Faz veya Dalga Hızı (belirli bir fazın yayılma hızıdır) ve Grup Hızı (tüm dalga grubunun yayılma hızıdır).

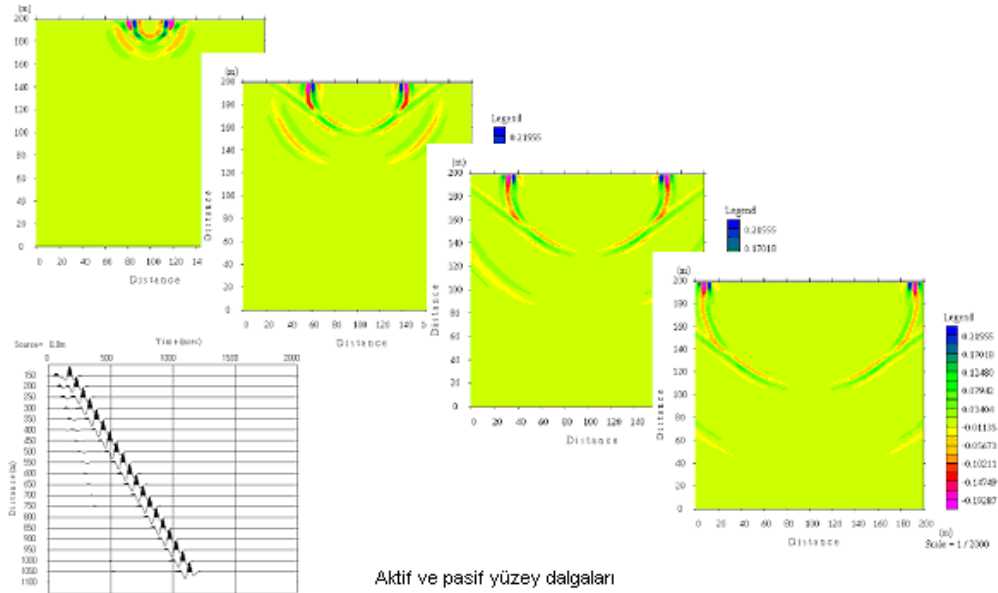
Farklı fazlarda ilerleyen farklı frekanstaki dalgalar birbiri üzerine binerek dalga trenlerini oluştururlar. Bu dalga treni üzerinde yer alan herhangi bir fazdaki noktanın ilerleme hızına Faz Hızı denir. Tüm dalga treninin ilerleme hızı ise Grup Hızı olarak adlandırılır.

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 belirtilebilir. Grup içindeki dalgacıklar, grubun arkasında oluşarak öne doğru hareket eder ve grubun önünde kaybolur. Böylece, dalgacıkların hızından daha fazla olur.

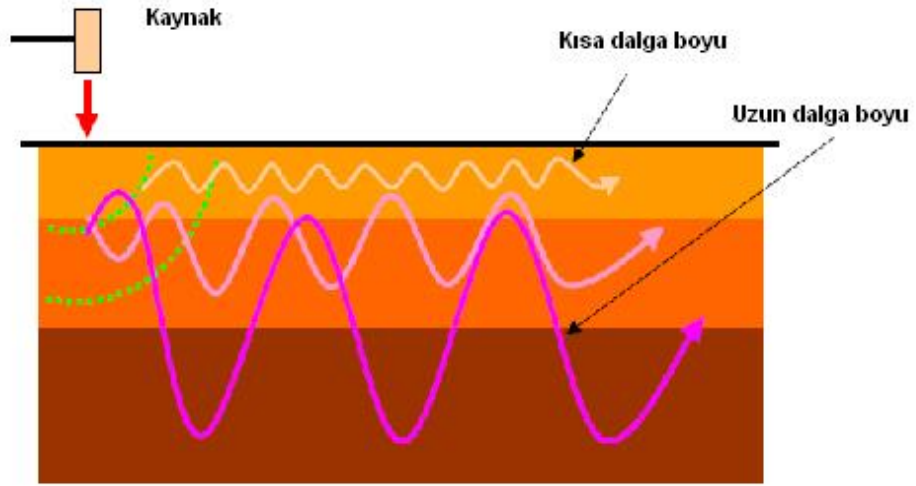


Şekil 3.11. Farklı frekans ve fazlı iki harmonik eğrinin (mavi ve pembe renkli) toplamından oluşan dalga treni (yeşil renkli)

Yüzey dalgalarının homojen ve heterojen ortamda yayılımları Şekil 3.12 ve 3.13 de verilmiştir.

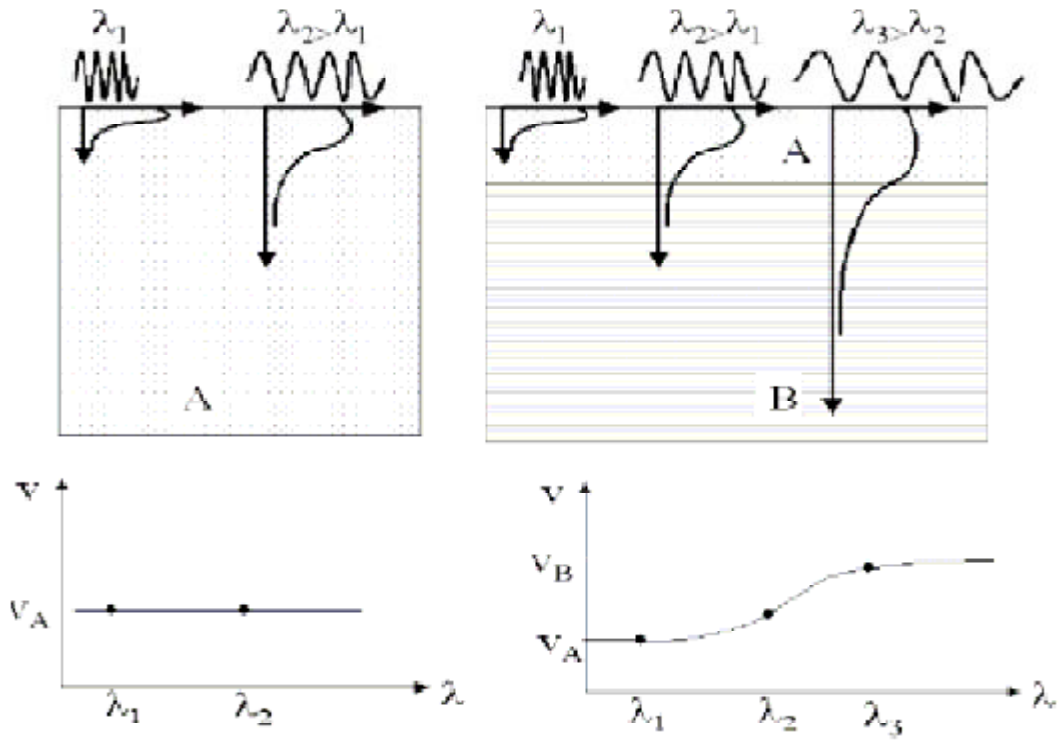


Şekil 3.12. Yüzey dalgalarının homojen ortamda yayılımı



Şekil 3.13. Yüzey dalgalarının heterojen ortamda yayılımı

Yüzey dalgası yöntemleri heterojen ortam içerisinde Rayleigh dalgalarının geometrik dispersiyonunu analiz eder. Kırılma mikrotremor yönteminde de kullanılan bu yöntemin ilkesi, farklı frekanslar sınırlı derinlikteki dalga boyuna bağlı olarak önemsiz sayılmayacak parçacık hareketi ve deformasyon üretir. Böylece yüzeyin altındaki farklı derinliklerde farklı frekanslar yayılır. Düşeyde heterojen olan ortamın mekanik özellikleri derinlikle değişir. Farklı özelliklerdeki tabakalarda farklı dalga boyları yayılır. Bu yüzden yayılma hızları da farklıdır. Bu olay **geometrik dispersiyon** olarak anılır. Faz hızıyla frekans arasındaki ilişkide **dispersiyon eğrileri** olarak tanımlanır (Şekil 3.14).



Şekil 3.14. Geometrik dispersiyon (a) tekdüze ortamda sabit faz hızı ve (b) iki katmanlı ortamda faz hızının dalga boyu ile değişimi (Strobbia, 2005)

### 3.2.2. ReMi Ölçümlerinin Kaynağı ve Uygulanması

ReMi ölçümlerinin temel kaynağı, mikrotremorlardır. Aktif bir kaynak yerine çevresel gürültüler, taşıt, insan gürültüleri, rüzgâr gibi atmosferik olayların tamamıdır.

**Mikrotremorlar;** Doğal ya da yapay etkenlerden oluşmuş, periyotları 0.01 – 2 sn, genlikleri ise 0.01–1 mikron arasında değişen yer titreşimlerine mikrotremor (titreşimcik) adı verilir. Mikrotremor ölçümleri son yıllarda deprem mühendisliği ve mühendislik sismolojisinde sık kullanılmaya başlamıştır. Mikrotremorlar, doğal ve yapay kaynaklı olmak üzere ikiye ayrılır. Deniz dalgaları, rüzgâr ve çok küçük depremler doğal kaynaklı mikrotremorları, trafik, iş makineleri ve endüstriyel gürültü gibi yapay titreşimler ise yapay kaynaklı mikrotremorları oluşturur. Mikrotremorlar, periyotlarına göre de sınıflandırılırlar. Periyodu 1 sn. den küçük olanlarına kısa periyotlu mikrotremorlar, periyodu 1 sn. den büyük olanlarına ise uzun periyotlu

mikrotremorlar adı verilir. 2 sn. den uzun periyotlu mikrotremorlar ise mikrosismik olay olarak adlandırılır.

Kanai (1983), geliştirmiş olduğu bir yöntemle, mikrotremor ile depremler arasında yakın bir ilişkinin olduğunu, özellikle yerin yalın ve tekdüze olması durumunda bu benzerliğin daha çok olduğunu belirtmiştir. Mikrotremorler, yerin ya da yapıların küçük genlikli titreşimleridir.

ReMi yöntemi uygulaması 3 aşamayı kapsamaktadır: veri toplama, veri-işlem, ters-çözüm aşamalarıdır. Veri toplama aşaması standart sismik kırılma cihazları ile gerçekleştirilebilir. 12 kanallı cihazlar uygun olmakla birlikte, 24–48 kanallı cihazlar daha nitelikli veri toplanmasını sağlar. 4–8 Hz frekanslı düşey jeofonlar ile 100 m. araştırma derinliğine ulaşılabilir. 5–10 m. jeofon aralığı ile 100–250 m. uzunluğunda bir profil oluşturulur ise 30 s. süreli gürültü kaydı ile 100 m. derinliğe kadar S dalga hızı değişimi hesaplanabilmektedir. Yöntem, iyi bir yapıştırma ile jeofonların asfalt üzerine de yerleştirilmesine izin vermektedir (Başokur, 2005) (şekil 3.13).

ReMi yöntemi teorik yönden yüzey dalgalarının spektral analizi (SASW) ve yüzey dalgalarının çoklu analizi temellerine sahiptir (MASW) (Rucker, 2004).

**SASW ve MASW Teknikleri;** SASW ve MASW teknikleri (Louie 2001) özetlenirse, deprem mühendisliğinde SASW tekniğini ilk olarak Nazarian ve Stokoe (1984) tarafından tanımlanmıştır. SASW yönteminde aktif sismik enerji kaynağı ile 1 Hz'lik sismometrelerin arası 1 m. ile 500 m. olacak şekilde düzenlenerek tekrarlı kayıtlar alınır (Nazarian ve Desai, 1993). Bu sismometreler düşey bileşenli alıcılar olup kayıtlardan Rayleigh dalgası faz hızı yorumlanarak makaslama profilleri analiz edilir. FFT (Fast Fourier Transform) osiloskobuyla, her kaynak kullanımından sonra her bir sismometre çiftlerinden farklı faz spektrumları sadece genlikleri karşılaştırılarak faz hızları ayrılır (Gucunski ve Woods 1991). Bununla birlikte orjinal sismogramlar, frekans uzayındaki bütün yorumları kayıt edemez. SASW yöntemi daha çok, enerjik Rayleigh dalga varışlarının kayıt edildiğini farz eder. Özellikle kentsel alanlarda

SASW’da kullanılan kaynağın gücü gürültüleri bastırır. Bu durumda cisim dalgalarının enerjileri Rayleigh dalgasından daha fazladır ve SASW güvenilir sonuç üretmez (Brown, 1998 ve Sutherland ve Logan, 1998).

Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) tekniği (Park vd., 1999), var olan gürültüde SASW’nin eksiklerini gidermek amacıyla geliştirilmiştir. Benzer şekilde 12 veya daha fazla sayıda alıcı kısa (1-2 m) ve uzun (50-100 m) mesafeler arasında yerleştirilir ve impuls veya vibratör kaynağıyla kayıtlar alınarak istatistiksel açıdan yeterli miktarda faz hızı ölçülür. Hem fazla kaynak kullanılması hem de yığma yapılması durumunda, esas Rayleigh dalga modu baskın olarak elde edilir (Yanık, 2006).

ReMi, basit mikrotremor dizilim teknikleriyle SASW’nin sadece ölçüm tekniğini ve MASW’nin sığ doğruluğunu birleştirir. Çok sayıdaki hafif sismometrelerle ve lineer dizilimle kentsel mikrotremor kayıtları alınabilir. Yöntemin üstünlüğü hızlı ve kolay alan verisi toplamasıyla birlikte SASW ve MASW tekniklerinde olduğu gibi ağır kaynaklar gerektirmemesi ve ölçü süresinin kısa olmasıdır. Arazi bilgisi modern standart sismik ekipmanlar kullanılarak da toplanabilmektedir. ReMi yorumları ve analizleri masaüstü ve diz üstü kişisel bilgisayarlara uygun yazılımlar kullanılarak da elde edilebilmektedir. Alan sismik araştırmaları için, uygun düşük frekans jeofonları veya uzun jeofon düzeneklerine ihtiyaç duyulmaktadır (Rucker, 2004).

ReMi tekniğinin temelinde iki ana fikir vardır. Birincisi bilinen sismik kırılma kayıt donanımları ile hemen hemen sığ P dalgası kırılma çalışmalarına benzeyen şekilde ayarlanarak 2 Hz gibi düşük frekanslarda yüzey dalgası etkili bir şekilde kayıt edilebilir. İkinci ana fikir, mikrotremor kayıtlarının yavaşlık-frekans (p-f) dönüşümü uygulanarak Rayleigh dalgası diğer sismik varışlardan ayrılır ve görünür hızlara karşı gerçek faz hızı tanımlanabilir (Yanık, 2006).

S-dalgası hız bilgisinin elde edilmesi temel olarak 4 adımdan oluşmaktadır. Birinci adımda aşağıda verilen ifadeyle, düşey partikül hızının  $\tau-p$  dönüşümü yapılmaktadır (Thorson ve Claerbout, 1985).

$$A(p = p_0 + l \cdot \Delta t, \tau = k \cdot \Delta t) = \sum_{j=0}^{n-1} A(x = j \Delta x, t = i \cdot \Delta t) \quad (3.1)$$

$\tau$ -  $p$  dönüşümü, çeşitli  $x$  noktalarında aynı anda ölçülmüş izlerden oluşan bir sismik kayıt  $A(x,t)$  boyunca çizgi entegrali olarak tanımlanmaktadır. Yavaşlama  $p=dt/dx$  ile tanımlanır ve  $x$  doğrultusundaki eğimi verir.  $x$  ve  $t$   $\Delta t$  ve  $\Delta t$  şeklinde (1) nolu eşitlikte gösterildiği gibi, ayrımlandırılır ve integral bu ayrık değerlerin toplamından oluşur. Dönüşümde ortaya çıkan eğimler boyunca belirlenen  $\tau$  değerine karşı gelen  $x$  değerlerinden  $p$  değeri belirlenir. Eğimi veren doğru boyunca her izdeki genliklerin toplamı, belirlenen  $\tau$  ve  $p$  çiftine karşılık gelecektir ki bu faz hızını verir.

İkinci adım veri,  $\tau$ -  $p$  ortamından ortamına McMechan ve Yedlin (1981)'in gösterdikleri gibi Fourier dönüşümünden oluşmaktadır.

$$F(p, f = m \cdot \Delta f) = \sum_{k=0}^{nt-1} A(p, t = k \cdot \Delta t) \exp(-i \cdot 2\pi m \cdot \Delta f \cdot k \cdot \Delta t) \quad (3.2)$$

Bu dönüşümü izleyen üçüncü adımda, Louie(2001) tarafından gösterildiği gibi, güç spektrumu alınır. Güç spektrumu ile bunun karmaşık eşleniğinden oluşur.

$$S(p, f) = F(p, f) \cdot F(p, f) \quad (3.3)$$

Bu şekilde alıcı profili boyunca çiftinin düz ve ters yöndeki dönüşümlerinin toplamı alınır.

$$S(|p|, f) = F(p, f) + F(-p, f): S_{\text{toplama}} (|p|, f) = (\sum S(p, f)) \quad (3.4)$$

Böylece her iki yöndeki yavaşlık değerlerinin tek bir  $|p|$  ekseninde toplanması sağlanır ve toplam,  $S(p, f) |p|, f$  uzayında elde edilmiş olur. Bu dönüşümlerin arka arkaya uygulanması sonucunda uzaklık-zaman  $(x,t)$  ortamında bulunan sismik kayıt hızının tersi olan yavaşlama ve frekans  $(p,f)$  ortamına dönüştürülmüş olur.

### 3.2.3. ReMi yönteminde kullanılan aletler

ReMi için kullanılan ekipmanlar aynı zamanda sismik kırılmalar için kullanılan ekipmanlarla aynıdır. ReMi verilerinin elde edilmesi için SEG2 veya SEG Y formatında 1–2 milisaniye uzunluğunda aralarla her kanal için 16.000 örneğin saklanabileceği çoklu kanal sismografi gerekmektedir. ReMi çalışmaları sırasında 24 veya 12 kanal sinyal güçlendiricili sismograflar kullanılabilir (Şekil 3.15). Jeofon kabloları (Şekil 3.16, 3.17) 24 veya 12 jeofon çıkışlı olarak farklı bir dizilim kurmak mümkündür. 28 Hz. ve 4.5 Hz. rezonans frekansına sahip dikey jeofonları S dalga dikey profil analizi dalga bilgisini elde etmek için kullanılır. Kullanılan jeofonların doğal frekansı derinlik penetrasyonunun jeofon frekansı ile ters orantılı olması nedeniyle hedef derinliğe bağlıdır. Yüksek frekansa sahip jeofonlar daha sığ deneylerde kısa düzeneklerde kullanılır, düşük frekansa sahip jeofonlar ise geniş düzeneklerde derin deneyler için kullanılır. Geniş bant alan gürültüsü yüzey dalga enerji kaynağı olarak kullanılabilir. Sismograf sistemi taşınabilir bir özelliğe sahiptir. Araçların giremediği alanlarda ekipmanlar sırt çantalarıyla helikopterlerle veya farklı yollar kullanılarak taşınabilir (Rucker, 2004).



Şekil 3.15. Sismograf





Şekil 3.16. Jeofon



Şekil 3.17. Jeofon

### 3.2.4. Arazi çalışmalarında ReMi yönteminin uygulanması

ReMi çalışmalarında jeofonlar için standart ölçüler kullanılarak düzenekler kurulur. Louie (2001)'e göre 100 m. ye kadar olan derinlikler için 200 m. uzunluğunda serim düzenekleri kurulabilmektedir. Daha sıkı yerlerde ve daha kısa düzenekler için 10 m aralıklarla 120 m. uzunluğunda jeofonlar dizilebilir (Şekil 3.18, 3.19). Jeofonlar için farklı bir düzenek kurulabilir. Toplanılan veri bilgisi birkaç saniyeden birkaç dakikaya kadar geçen süre zarfında ortamdan alınan sistem örnekleri veya yüzey dalgalarını

kapsamaktadır. Her bir ReMi düzeneğinden farklı örnekler elde etmek mümkündür. Sismik kırılmaların bilgisinin toplandığı ve yüzey dalga enerjisinin yapay gürültülerle elde edildiği yerlerde kısa mesafeli düzenekler için dört farklı örnekleme kayıt altına alınabilir. Daha uzun düzenekler için şehir gürültüsü veya yüzey dalga enerjisinin bir araç tarafından yaratılması sonucunda ise 6 ila 10 arası örnek olay kayıt altına alınabilir (Rucker, 2004).



Şekil 3.18. Jeofon dizilimi



Şekil 3.19. Jeofon dizilimi

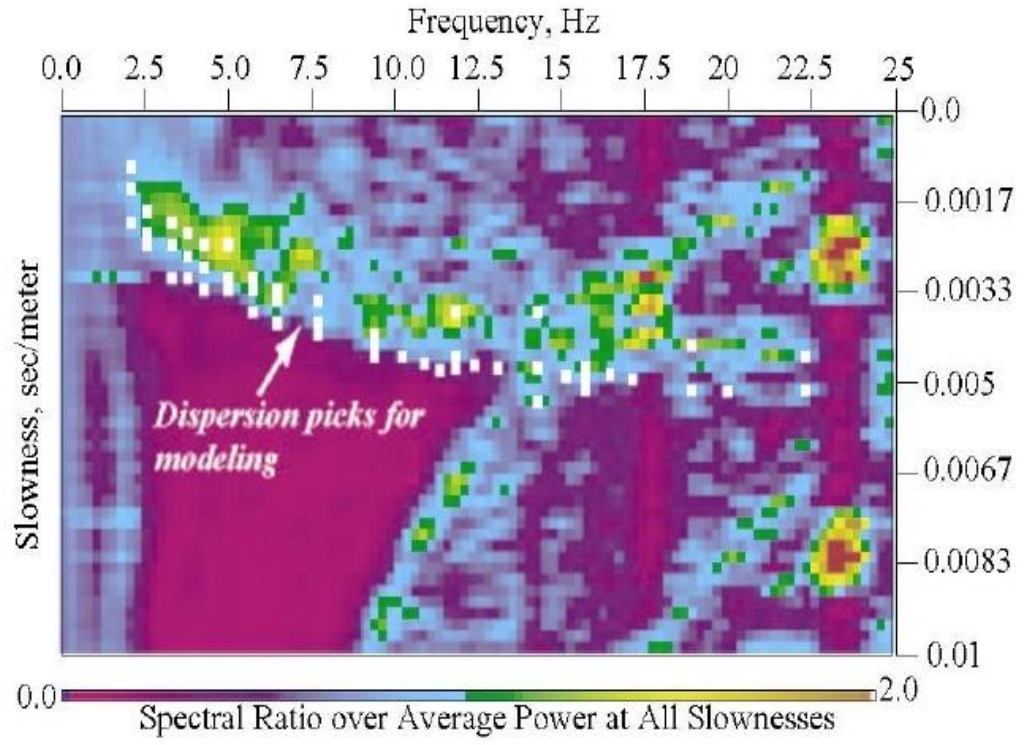
Geçici veya kalite kontrol amaçlı ilk ReMi sismik veri yorumları arazide gerçekleştirilebileceği gibi, yorumu tam olarak tamamlayabilmek ofiste yapılır.

### 3.2.5. ReMi Yönteminin Büro Çalışmaları

Veri dosyaları sismograftan yorum yapılacak bilgisayara aktarılır. Yorum için farklı bilgisayar yazılımları kullanılabilir. Yazılım iki parça içermektedir. Birinci parça her bir ReMi sismik düzeneği için dalga hızının gösterilmesine (yavaşlığı) karşılık veri

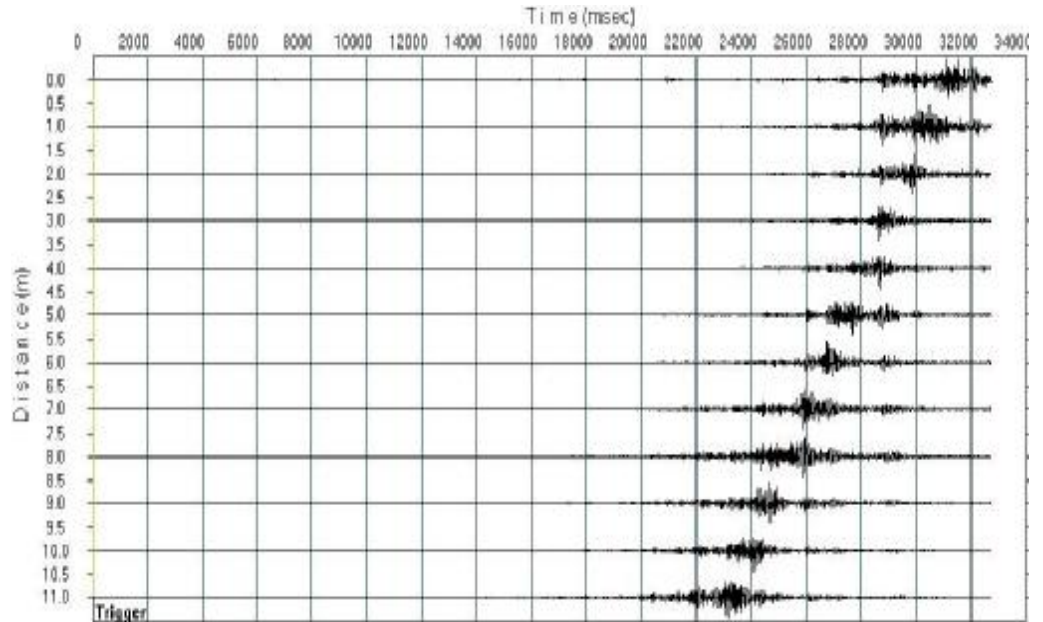
dosyalarını spektral enerji dalgası frekansına çevirmek için kullanılır. Yorumlayıcı dağılım eğrisindeki dalga frekansına karşılık gelen spektral enerji dalga hızının en düşük seviye sınırını seçer ve bu dağılım eğrisi saklanır. Enerji düzeneğe etki edecek ve düzeneğin sahip olduğu enerji daha hızlı yayılacağından her bir frekansta kesme (shear) dalga hızının alt sınırı izlenirken jeofona paralel olarak yansıyan ortam enerjisi seçilir. İkinci parça arazi verisinden elde edilen dağılım eğrisine eş gelecek şekilde yorumcuya çoklu katmanlara sahip ve S dalgalarının hızını gösterecek bir model çizmesini sağlar. Model çizici, daha önceden seçilen noktalara en iyi uyumu sağlayacak şekilde enteraktif bir yol izleyerek katman hızlarını ve derinliklerini değiştirir.

Enerji olarak çevre gürültülerinin kullanıldığı bu yöntemde, Rayleigh dalgalarının dispersiyonu nedeni ile nüfuz derinliğinin dalga boyuna bağımlı olmasından faydalanılır (Louie, 2001). Titreşimlerden farklı olarak, bunlar dışındaki gürültülerin belirli oranlarda veriye eklenmesi halinde dispersiyon eğrisi grafiğinde saçılmalar görülür. Dispersiyon eğrisi elde edilirken yavaşlık değerinin frekanslardaki değişimi göz önüne alınır. Düşey yöndeki dalga genliği, dalga boyuna bağlı olduğundan, yüzey dalgaları saçılma gösterir. Şekil 3.20’de dispersiyon eğrileri gösterilmiştir.



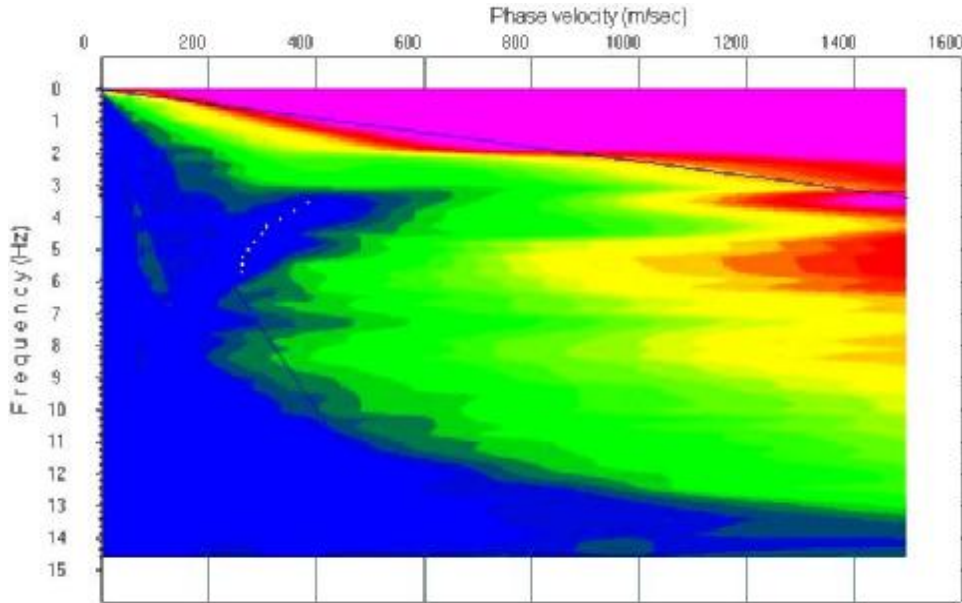
Şekil 3.20. Yüzey dalgalarının saçılımı (dispersiyonu) (Louie, 2001)

Veri ölçümü için yaklaşık 20 sn süreyle kaydedilen 20 adet kayıt üst üste yığılarak veri genliği güçlendirilir (Şekil 3.21) .

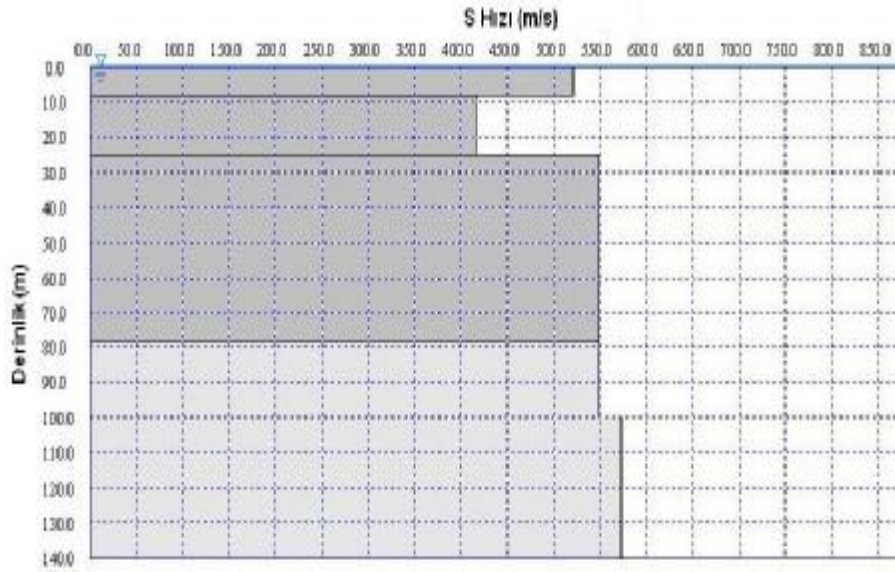


Şekil 3.21. Kırılma mikrotremor arazi kaydı

Veri analizlerinin SeisImager/2D adlı yazılım kullanılarak elde edilen kayıtlardan öncelikle farklı frekanslardaki faz hesaplamaları yapılır (Şekil 3.22) ve daha sonra kesme dalgası hız ( $V_s$ ) modeli eğrisi elde edilir (Şekil 3.23).  $V_s$  hızı elde edilirken ters çözüm (Şekil 3.24) yapılarak iki dönüşümün ardışık uygulaması ile zaman-uzaklık bölgesindeki sismik kayıt, yavaşlık frekans (p-f) bölgesinde hesaplanmış olur. Ölçülen ve kurumsal frekans bağımlı faz hızı eğrileri eğrilerinin çakışmasını sağlayan katman parametreleri, deneme-yanılma veya geleneksel ters çözüm yöntemleri ile hesaplanır (Yanık, 2006).

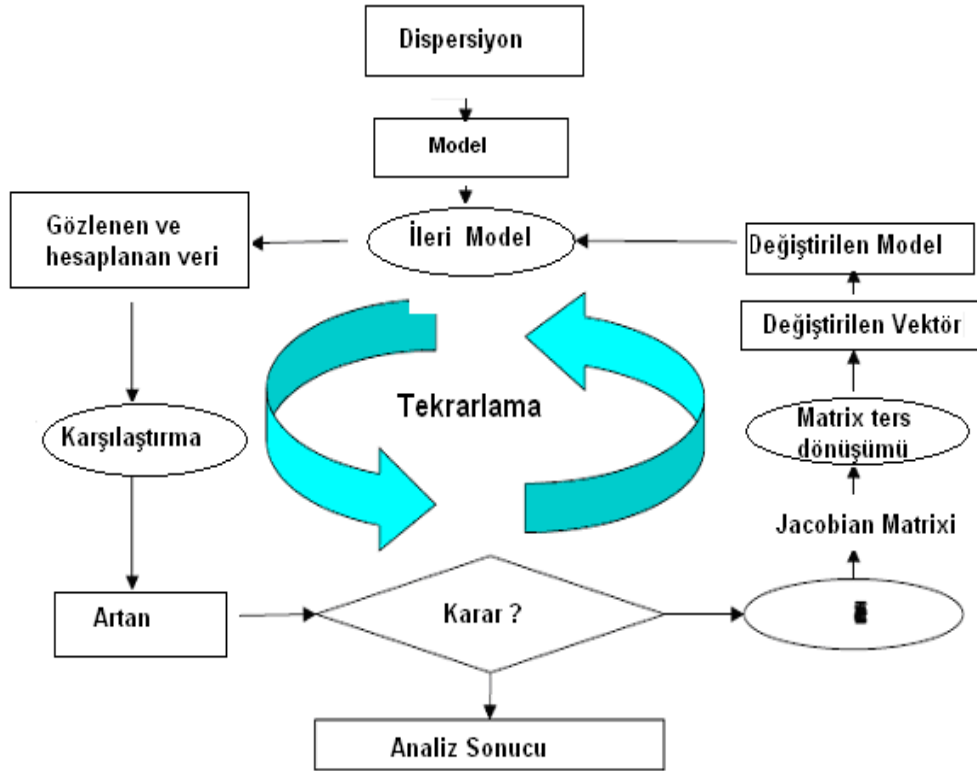


Şekil 3.22. Faz Hızı Frekans değişimi



Şekil 3.23. S hızı-derinlik Grafiği

## Yüzey Dalga Metodunda Ters Çözüm



Şekil 3.24. Yorumlanmış dikey S dalgaları profilini bulmak için izlenen süreç

Sismik yöntemlerin ve aynı zamanda ReMi'nin uygulanmasının amaçlarından biri olan homojen yeraltı modelinin belirlenmesi için; 3.23'de elde edilen S hızı-derinlik grafiğinden yararlanılır. Bu modelin kurulmasındaki temel ilke derinlik ile orantılı olarak hızın artmasıdır. Şekil 3.25'te verildiği gibi homojen yeraltı modeli oluşturulur.

$V_s=380$ m/sn $h=10$ m	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=333$ m/sn $h=25$ m	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=465$ m/sn $h=45$ m	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=614$ m/sn $h=\infty$	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 3.25. Homojen bir boyutlu yeraltı modeli

### 3.2.6. S dalgası hızından yararlanılarak elde edilebilecek veriler

Sismik S dalga hızı uygulamak birçok konuda yararlı olabilmektedir. Bunlar aşağıda verilmiştir:

- 1- Deprem saha tepki (earthquake site response) fonksiyonu belirleme çalışmaları.
- 2- Zemin sıvılaşması analizleri.
- 3- Yeraltı hız yapısının haritalanması ve yeraltında bulunan malzemenin mukavemetinin belirlenmesi
- 4- Yeraltında gömülü bulunan kültürel özellikler ve katı atıkların yerlerinin bulunması.
- 5- Yeraltında bulunan dolgu malzemesinin yapısının belirlenmesi.
- 6- 100 m. derinliğe kadar S-dalgası hız yapısının belirlenmesi.
- 7- Zeminlerin sınıflandırılmasıyla ilgili çalışmalar (Bir boyutlu  $V_S$ - derinlik hız kesiti elde edilir).
- 8- Hakim Titreşim Periyodunun bulunması
- 9- Zemin büyütme katsayısının bulunması

## 4- ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

### 4.1. ANTAKYA VE ÇEVRESİNDE YAPILAN ReMi ÖLÇÜMLERİ

2007 yılının Ağustos ayında Över ve diğ. (2008) tarafından gerçekleştirilen MKÜ Bilimse Araştırma Projesi 05 D 0205 nolu proje kapsamında  $35^{\circ}30'$  -  $36^{\circ}30'$  K enlemleri ve  $35^{\circ}30'$  -  $36^{\circ}30'$  D boylamları arasında çalışma alanında yapılan 21 adet ReMi ölçüsü sonrasında, ancak 15 ölçüden düzgün kayıt alınabilmiş ve bu ölçümlerden  $V_S$  hızı değerleri elde edilmiştir. Proje kapsamında veri ölçümü için yaklaşık 20 saniye süreyle sismik gürültü kaydedilmiştir. Proje'de Geometrics marka 12 kanallı bir sismograf ile 4.5 Hz frekanslı P jeofonları kullanılmıştır (Şekil 4.1 ve 4.2). Her ölçü noktasında 12 jeofon 10 m. aralıklarla serilmiş ve toplam serim uzunluğu 120 metredir. Ölçü noktasında 20 saniyelik 20 adet kayıt alındı. Veri analizi SeisImager/2D adlı yazılım kullanılarak gerçekleştirilmiştir (SeisImager/SWTM, 2005).





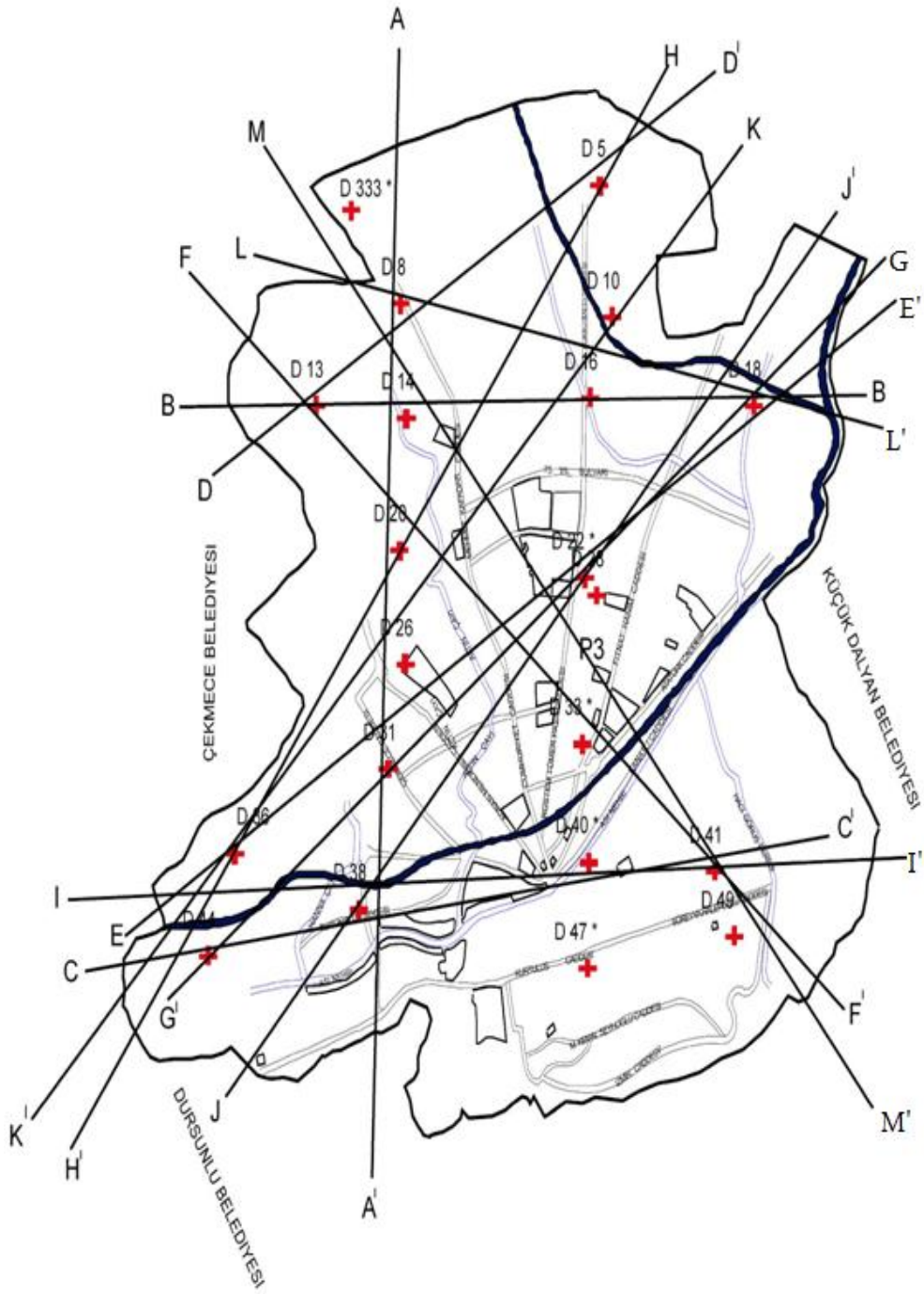
Şekil 4.1. 12 kanallı sismograf

Bulunan Vs hız değerlerine karşılık gelen derinlik hesaplamaları da yapılmıştır. Buna göre çalışma alanında genel olarak 4 tabaka ayırt edilebilmiştir. Fakat elde edilen 4. tabakalarda alt sınır saptanamamıştır. Çalışma alanına ait yaklaşık 100 metre derinliğe kadar bilgi edinilmiştir.



Şekil 4.2. 4.5 Hz frekanslı P jeofonları

13 farklı doğrultuda alınan kesitler Şekil 4.3'de gösterilmektedir. Ayrıca NEHRP sınıflaması yapabilmek amacıyla ilk 30 metrelik kısım için ortalama  $V_s$  değerleri,  $V_s^{30}$  hesaplamaları da yapılmıştır.



Şekil 4.3. Çalışma alanının yer yapısı haritası üzerinde doğrultular boyunca alınan profiller.

#### 4.1.1. Çalışma alanında 100 m. derinliğe kadar S-dalgası hız yapısının belirlenmesi

ReMi yöntemi ile gürültü kayıt edilerek, 100 m derinliklere kadar S-dalgası hız kesitini hesaplamak olanaklıdır. Kayıt ve yorumlama ile birlikte S dalgası kesiti 1-2 saat

içerisinde elde edilebilmektedir. Projede veri analizi SeisImager/2D adlı yazılım kullanılarak gerçekleştirilmiştir (SeisImager/SWTM, 2005) (Tablo 4.1).

Çizelge 4.1. ReMi ölçülerinin değerlendirilmesi ile elde edilen farklı tabakalara ait veriler

Ölçü No	Y	X	1. Tabaka		2. Tabaka		3. Tabaka		4. Tabaka	
			Vs	h	Vs	h	Vs	h	Vs	h
			(m/s)	(m)	(m/s)	(m)	(m/s)	(m)	(m/s)	(m)
5	36°14'02"	36°09'17"	380	10	333	25	465	45	614	∞
8	36°13'34"	36°08'01"	417	13	320	33	475	62	464	∞
10	36°13'33,9"	36°09'22,7"	331	13	499	33	425	62	502	∞
13	36°12'53,4"	36°07'27,5"	476	10	448	25	468	45	525	∞
14	36°13'01,1"	36°08'09,6"	384	10	387	25	542	45	367	∞
16	36°13'05"	36°09'06,4"	429	10	370	25	585	45	617	∞
18	36°12'51,3"	36°10'12,9"	333	13	498	33	528	52	459	∞
20	36°12'20,8"	36°08'03,2"	504	13	409	33	408	62	628	∞
26	36°11'50,4"	36°08'03,6"	518	13	465	33	685	62	675	∞
28	36°11'54,7"	36°09'02,1"	373	13	369	33	737	62	534	∞
31	36°11'19,5"	36°08'04,7"	504	10	517	25	522	45	451	∞
36	36°10'47,5"	36°07'08,1"	304	16	507	49	854	∞	--	--
38	36°10'30,7"	36°07'52,7"	308	8	430	20	606	34	396	∞
41	36°10'33,7"	36°09'39,5"	398	10	303	25	515	45	616	∞
44	36°10'20,7"	36°07'23,5"	529	10	441	25	589	45	670	∞

Çalışma alanında ayırt edilen 4 tabaka homojen bir boyutlu yeraltı modeli şeklinde gösterilmiştir (Şekil 4.4.a-o).

$V_s=380$ m/sn $h=10$ m	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=333$ m/sn $h=25$ m	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=465$ m/sn $h=45$ m	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=614$ m/sn $h=\infty$	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.a. 5 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s=417$ m/sn $h=13$ m	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=320$ m/sn $h=33$ m	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=475$ m/sn $h=63$ m	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=464$ m/sn $h=\infty$	$\gamma=1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.b. 8 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s=331$ m/sn $h=13$ m	$Y=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=499$ m/sn $h=33$ m	$Y=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=425$ m/sn $h=62$ m	$Y=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=502$ m/sn $h=\infty$	$Y=1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.c. 10 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s=476$ m/sn $h=10$ m	$Y=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=448$ m/sn $h=25$ m	$Y=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=468$ m/sn $h=45$ m	$Y=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=525$ m/sn $h=\infty$	$Y=1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.d. 13 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s=384$ m/sn $h=10$ m	$\Upsilon=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=387$ m/sn $h=25$ m	$\Upsilon=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=542$ m/sn $h=45$ m	$\Upsilon=1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s=367$ m/sn $h=\infty$	$\Upsilon=1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.e. 14 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s = 429$ m/sn $h = 10$ m	$\Upsilon = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 370$ m/sn $h = 25$ m	$\Upsilon = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 585$ m/sn $h = 45$ m	$\Upsilon = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 617$ m/sn $h = \infty$	$\Upsilon = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.f. 16 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s = 333 \text{ m/sn}$ $h = 13 \text{ m}$	$Y = 1.85 \text{ gr/m}^3$
$V_s = 498 \text{ m/sn}$ $h = 33 \text{ m}$	$Y = 1.85 \text{ gr/m}^3$
$V_s = 528 \text{ m/sn}$ $h = 52 \text{ m}$	$Y = 1.85 \text{ gr/m}^3$
$V_s = 459 \text{ m/sn}$ $h = \infty$	$Y = 1.85 \text{ gr/m}^3$

Şekil 4.4.g. 18 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s = 504 \text{ m/sn}$ $h = 13 \text{ m}$	$Y = 1.85 \text{ gr/m}^3$
$V_s = 409 \text{ m/sn}$ $h = 33 \text{ m}$	$Y = 1.85 \text{ gr/m}^3$
$V_s = 408 \text{ m/sn}$ $h = 62 \text{ m}$	$Y = 1.85 \text{ gr/m}^3$
$V_s = 628 \text{ m/sn}$ $h = \infty$	$Y = 1.85 \text{ gr/m}^3$

Şekil 4.4.h. 20 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli



$V_s = 518$ m/sn $h = 13$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 465$ m/sn $h = 33$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 685$ m/sn $h = 62$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 675$ m/sn $h = \infty$	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.i. 26 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s = 373$ m/sn $h = 13$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 369$ m/sn $h = 33$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 737$ m/sn $h = 62$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 534$ m/sn $h = \infty$	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.j. 28 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s = 504$ m/sn $h = 10$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 517$ m/sn $h = 25$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 522$ m/sn $h = 45$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 451$ m/sn $h = \infty$	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.k. 31 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s = 304$ m/sn $h = 16$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 507$ m/sn $h = 49$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 854$ m/sn $h = \infty$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s =$ m/sn $h =$	$Y =$

Şekil 4.4.l. 36 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s = 308$ m/sn $h = 8$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 430$ m/sn $h = 20$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 606$ m/sn $h = 34$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 396$ m/sn $h = \infty$	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.m. 38 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s = 398$ m/sn $h = 10$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 303$ m/sn $h = 25$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 515$ m/sn $h = 45$ m	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 616$ m/sn $h = \infty$	$Y = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.n. 41 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

$V_s = 529$ m/sn $h = 10$ m	$\gamma = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 441$ m/sn $h = 25$ m	$\gamma = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 589$ m/sn $h = 45$ m	$\gamma = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>
$V_s = 670$ m/sn $h = \infty$	$\gamma = 1.85$ gr/m <sup>3</sup>

Şekil 4.4.o. 44 nolu ölçü noktasına ait homojen bir boyutlu yeraltı modeli

#### 4.1.2. Çalışma alanında zeminlerin sınıflandırılmasıyla ilgili çalışmalar

Sismik tehlikeleri hesaplamadaki lokasyon koşullarını oluşturmanın basit bir yolu zemini sınıflandırmak için sığ yeraltı kesme hızının kullanılmasıdır. Bu sınıflandırma için 30 m derinliğe kadar ortalama kesme dalga hızı ( $V_s$ ) kullanılır (Shafiee ve Azadi, 2005). Zeminin S dalga hız profili ve buna bağlı ( $V_s^{30}$ ) zemin sınıfını belirlenir. Zemin sınıflamasının S dalga hızına göre yapılmasındaki ana neden deprem sırasında hasar ve yıkıma neden olan dalgaların S dalgaları ve yüzey dalgaları olmalarıdır. S dalgalarının taşıdığı sismik enerji ise yüzeydeki zemin bloğunun S dalga hızı ( $V_s$ ) ile orantılıdır. ReMi ölçümleri sonucunda elde edilen kesme dalga hızı ( $V_s$ ) değerleri o bölgenin değerlendirmesi açısından çok önemlidir. Bir bölgenin  $V_s$  profili biliniyorsa o bölgenin sismik büyütme faktörü tahmin edilebilir. Genelde sismik dalga hızı, materyallerin doğasına ve fiziksel özelliklerine bağlıdır. Bina, temel ve toprak yapısı  $V_s$ 'yi olağanüstü bir şekilde etkiler. Böylece elde edilen  $V_s$  değerlerinden yararlanılarak zeminin sınıflandırılması yapılabilir.  $V_s$  hız değerleri, zeminin yoğunluğuna bağlı olarak değişen, yapıların deprem kuvvetleri altındaki davranışlarının belirlenmesi için önemli parametrelerden biridir. Bu değerler aynı jeolojik oluşum içerisinde farklı nokta ve derinliklerde bile değişiklik gösterebilmektedirler. Jeoloji haritasından elde edilen  $V_s$  değerleri, her oluşum için üst 30 metrelik kısımdaki değerlerin ortalaması olarak tanımlanmıştır (Ünen ve Coşkun, 2007).

Buna göre çok düşük  $V_s$  hızlı zeminler ( $< 200$  m/sn), yüksek  $V_s$  hızlı  $> 1000$  m/sn) zeminlere göre deprem hareketini 5–10 kat büyütebilmektedir. Jeofizik ve jeoteknik camiasında mühendislik ve yapısal dizayn açısından zemin sınıflamasının, zeminin yüzeyden en az 30 m derinliği kadar olan bölümünün ortalama S-dalga hızı,  $V_s^{30}$  göre yapılması yaygın kabul görmektedir. S dalga hız profilleri kullanılarak zemin sınıfı bilgilerinin oluşturulması için çeşitli sınıflama kriterleri mevcuttur. Bu çalışmada ulusal deprem tehlikesini azaltma programı (NEHRP) zemin sınıflama kriterleri kullanılmıştır. NEHRP, ABD'de geoteknik ve inşaat mühendisliği camiasında kabul görmüş ve yeni yapılan inşaatların sismik dizaynında yaygın olarak kullanılan zemin sınıflama kriterleridir. NEHRP' e göre zemin sınıfı, S-dalga hızının 30 m derinliğe kadar olan ortalama hızına ( $V_s^{30}$ ) dayanmaktadır ve bu sınıflar Tablo 4.2'de verilmiştir. NEHRP'in amacı depremlerin neden olduğu insan yaşamı ve yapılar üzerindeki riskin azaltılmasıdır. Zemin, uygulanan sınıflandırma uyarınca (Tablo 4.3)  $V_s$  değerlerine göre beş sınıfa ayrılmıştır (Över vd., 2008).

Çizelge 4.2. NEHRP Zemin Sınıflandırması

Zemin Sınıfı	$V_s^{30}$
A	SERT ANA KAYA $> 1500$ m/s
B	DAYANIKLI İLE SERT KAYA ARASI BİRİMLER $760$ m/s $< < 1500$ m/s
C	YUMUŞAK KAYA (kumtaşı, çakıltaşı) $360$ m/s $< < 760$ m/s
D	SERT ZEMİN $180$ m/s $< < 360$ m/s
<b>D1</b> <b>D2</b> <b>D3</b> <b>D4</b> <b>D5</b>	SERT ZEMİN (kum, çakıl, alüvyonlar) $300-360$ m/sn $250-300$ m/sn $220-250$ m/sn $200-220$ m/sn $180-200$ m/sn
E	Suya doymuş çamur ve yapay dolgular $< 180$ m/s

$V_s$  'yi belirlemek için, NEHRP tarafından sunulan aşağıda ki ilişki kullanılmıştır.

$$V_s^{30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N (h_i / V_i)} \quad (4.1)$$

Burada;  $h_i$  = Tabaka Kalınlığı

$V_{Si}$  = Kesme Hızı

Çalışma alanında elde edilen ReMi verileri sonuçlarına göre zemin sınıflaması yapılmıştır. Sınıflama NEHRP zemin sınıflaması kriterleri (Tablo 4.2) kullanılarak  $V_s$  değerlerine göre ilk 30 metrelik kısmın  $V_s$  değerleri eşitlik (4.1) yardımıyla hesaplanmıştır. Buna göre çalışma alanının genelinde C sınıfı zeminlerin ağırlıklı olduğu görülmektedir (Tablo 4.3). 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.

Çizelge 4.3. Çalışma alanına ait  $V_s^{30}$  kesme dalgası hesaplamalarına göre zemin sınıfı değerleri

Ölçü No	Y	X	$V_s^{30}$	Zemin Sınıfı
5	32555	39145	380	C
8	31395	38675	416	C
10	32675	38700	409	C
13	30910	38075	476	C
14	31585	38175	383	C
16	32435	38280	416	C
18	33400	38120	333	D1
20	31470	37540	504	C
26	31465	37130	518	C
28	32355	37195	378	C
31	31425	36645	503	C
36	30635	36165	374	C
38	31300	36000	308	D1
41	32875	36105	398	C
44	30800	35750	489	C

#### 4.1.2.1. NEHRP Yönetmeliği

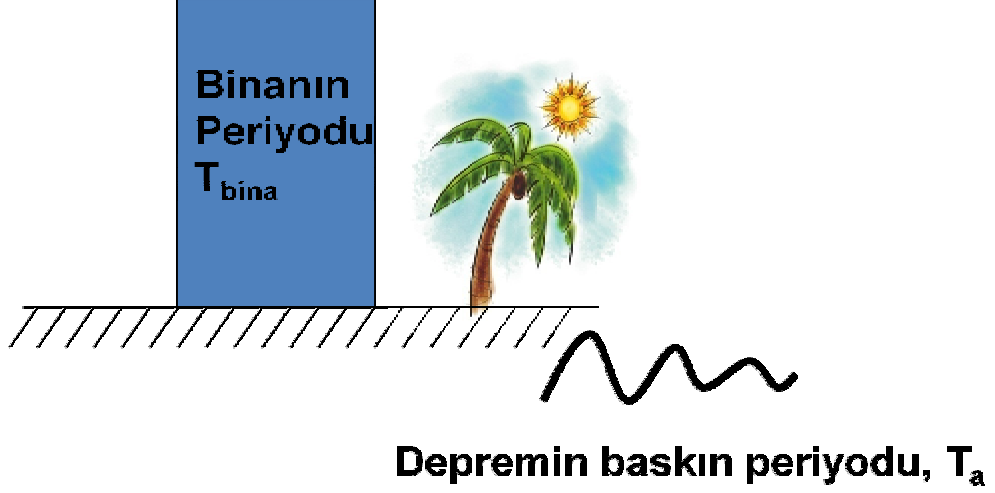
Başlangıç versiyonu 1970'lerin sonunda hazırlanmış olan NEHRP yönetmeliğinde, yerel zemin koşullarının etkisi, tartışılan çok sayıdaki ampirik ve analitik çalışma sonuçlarına dayalı olarak düzenlenmektedir. Dolayısıyla yönetmeliğin bugünkü koşulları, mikrobölgelemede ki gelişen yaklaşımları da yansıtmaktadır. 1994 NEHRP yönetmeliği, zemin faktörünü de içine alan tasarım kontrol faktörleri ile mikrobölgelemeye dayalı tasarımda ilk adım olarak yorumlanabilir (Todd ve Harris, 1995). Amerika'nın yapı yönetmeliğindeki deprem tasarım yönetmelikleri, geniş bölgeleri kapsayan makrobölgelemeden, farklı tasarım gerekleri olan sismik bölgeler içeren mikrobölgelemeye doğru gelişim göstermiştir. Bugünkü yönetmeliklerde bölgeleme, uygulanabilecek yapısal sistemin, izin verilebilir yapı tipinin ve tasarımda kullanılacak analitik prosedürün belirlenmesinde önemli bir faktör olarak görülmektedir (Hamburger, 2000). 1994 yönetmeliği, yüksek ve düşük periyotlardaki yer hareketi büyütmesi üzerinde, ana kaya rijitliği, yer hareketi şiddeti seviyesi, zemin

tipi, rijitliği ve derinliğinin etkisini gösteren çalışmalar ile 1985 Mexico City ve 1989 Loma Prieta depremlerine ait deneyimleri kapsamaktadır (Fema 369, 2000). 1989 Loma Prieta depremi kuvvetli yer hareketi kayıtları, depreme dayanıklı tasarım için yerel zeminlerin davranışının belirlenmesinde önemli bir veri seti sağlamıştır. Bu aşamada, araziye bağımlı davranış spektrumlarının tahmini için geliştirilen metodoloji, kesme dalgası hızına dayalı zemin sınıflandırma sistemini ve kesme dalgası hızı ile yer hareketi seviyesinin fonksiyonu olarak ampirik büyütme katsayılarını tanımlamaktadır (Borcherdt, 1994). Araştırma ve gözlem sonuçlarını yansıtan bu yöntem ile yerel zemin şartları ve beklenen yer hareketi seviyesi arasındaki karşılıklı etkileşim göz önüne alınmaktadır. Zeminler genel olarak ana kayadaki yüksek periyotlu spektral ivmeyi, düşük periyotlu spektral ivmeye göre daha fazla bytmektedir ve büyük yer hareketi seviyeleri için (düşük periyot değerleri için  $S_s > 1g$  ve 1 sn için  $S_1 > 0.4g$ ) düşük periyotlardaki büyüme veya azalma daha dşktir. Bu durum, mevcut zemin tipleri için maksimum spektral büyütme değerinin sabit ( $SA=2.5$ ) olduğu, yönetmeliğin bir önceki versiyonunun temelini oluşturmaktadır. Aynı zamanda, özellikle düşük seviyedeki yer hareketine maruz yumuşak zeminlerde, düşük periyotlardaki pik ivmelerin birkaç kat bytlebildiğine ait kanıtlar, normalize spektrum yaklaşımının yerine iki faktörlü yaklaşımın almasını gerektirmiştir. Bu yaklaşım doğrultusunda 2000 NEHRP Yönetmeliği, ulusal haritalardan elde edilen olası maksimum spektral ivmeleri ( $S_s$  ve  $S_1$ ), zemin katsayısı  $F_a$  ve  $F_v$  değerleri ile düzenlemektedir. Bu katsayılar zemin sınıfı ve maksimum spektral ivmenin ( $S_s$  ve  $S_1$ ) fonksiyonudur (Fema 369, 2000). Tanımlanan zemin sınıflandırma sistemi ve katsayıları, yönetmeliğin 2003 versiyonunda da değişmemiştir (Fema 450, 2003), ancak literatürde farklı görüşler ve yaklaşımlar doğrultusunda incelenmektedir. Borcherdt (1994) tarafından önerilen ve daha sonra birçok modern yönetmeliğe adapte edilmiş olan, zemin yüzeyinden itibaren st 30 m'deki eşdeğer kesme dalgası hızına dayalı olarak belirlenen zemin sınıflandırması literatürde tartışılan konulardan biridir. Bu sınıflandırmanın ana avantajı, nadiren 30–40 m. aşan geleneksel geoteknik incelemelere dayalı olarak zemin şartlarının değerlendirilmesindeki kolaylıktır (Yağcı, 2006 ).



#### 4.1.3. Çalışma Alanında Hakim Titreşim Periyodunun bulunması

Depremler sırasında yerin jeolojik yapısına bağlı olarak ortama ulaşan deprem dalgalarının bazı periyotları daha baskındır. Bu salınımlar **yer baskın periyodu** olarak adlandırılır. Baskın periyottaki sismik dalgalar yer üstündeki mühendislik yapısını en çok etkileyen ve hasar veren dalgalardır.



Şekil 4.5. Deprem baskın periyodu (jeofizik.comu.edu.tr)

Mühendislik yapısının periyodu ve üstüne inşa edildiği ortamdaki yer baskın periyodun birbirine yakın olması durumunda girişim (rezonans) oluşur. Girişim sonucunda mühendislik yapısının salınım genliği sonsuza doğru büyür ve hasar görür.

$$T_{bina} \approx T_a \quad (\text{girişim oluşur.})$$

Deprem anında oluşacak olan sismik dalgaların baskın periyodunun bilinmesi önlem alınması açısından önemlidir. Zemin tabakalarının kalınlığı ve zemin tabaka hızı hakim titreşim periyodunu etkileyen parametrelerdir.

Dayanımlı yerin üzerinde kalan dayanımsız birimlerin kalınlık ve kesme dalgası hızlarından yararlanılarak bulunur. Bunun için ana kayaya dek  $V_s$  sismik hız kesiti bilinmesi gerekir.

$$T = \sum (4 h_i / V_{si}) \quad (4.2)$$

formülü ile her tabakanın etkisinin toplamı şeklinde hesaplanır (Ercan, 2001).

Bu formülden de anlaşılacağı gibi zemin tabakası kalınlığı arttıkça ve/veya zemin tabaka hızı azaldıkça hakim periyodu büyür. Bu da, kalın alüvyon çökellerin bulunduğu ovalarda özellikle yüksek katlı yapıların risk altında olduğunu işaret eder. Mesela, zemin hakim periyodu 1 sn olan bir bölgede, en büyük risk altındaki yapılar %20'lik bir sapmayla 0.8-1.2 sn hakim periyoda veya kaba bir hesapla ( $T=N/10$ ) 8-12 kata sahip yapılardır. Bunun tam tersini de sığ zemin tabakaları üzerinde yer alan düşük katlı binalar için söylemek mümkündür. Çünkü, bu durumda da, hem zemin hem de üzerindeki yapı küçük titreşim periyotlarına sahip olacak ve bunun sonucunda deprem sırasında rezonans etkisi oluşabilecektir. Ancak bu sonuç, kalın alüvyonlar üzerine yüksek katlı, sığ zemin tabakaları üzerine ise düşük katlı yapılar yapılmamalıdır anlamı taşımaz. Yapılması gereken mümkün olduğunca rezonans olayından kaçmaktır. Bunun için zemin hakim periyodu bilinmeli ve ona göre yapı hakim periyodunun zemin hakim periyodundan uzak tutulması gerekir (Aytun, 2001). Bu nedenle, bu tür yapılar riskli bölgelerde yapılırken rezonans olayından kaçabilmek için özel önlemlerin alınması gerekir (Yalçınkaya, 2004).

Proje kapsamında ReMi yöntemine göre bulunan  $V_s$  hızları ve (4.2) formülü ile hesaplanan hakim titreşim periyotları Tablo 4.4'te verilmiştir.

#### 4.1.4. Çalışma Alanında Zemin Büyütme Katsayısının Bulunması

Kaynaktan yayılan sismik dalgalar zemin tabakalarına erişinceye kadar, kabuğu oluşturan ana kaya içinde kilometrelerce yol almalarına karşın, zemin tabakaları içinde aldıkları yol genellikle 100 m'den daha azdır. Fakat zemin tabakaları, yeryüzünde gözlenen hareketin özelliklerini belirlemede önemli role sahiptir. Zemin tabakaları sismik dalgalar için bir süzgeç gibidir. Bazı frekanslardaki sismik dalgalar sönmüldürülürken bazıları da büyütülür (Yalçınkaya, 2004).

Yumuşak zeminlerde deprem hareketinin genliğinin artmasının başlıca nedeni zemin ile onun altındaki ana kaya arasındaki sismik empedans farkıdır. Sismik empedans, tanecik hareketine karşı ortam direncinin bir ölçüsü olarak düşünülebilir (Aki ve Richards, 1980). Genellikle yeryüzüne yakın bölgelerde sismik dalga hızları ve yoğunlukları daha küçüktür. Eğer saçılmalar ve sönüm nedeni ile oluşan kayıplar ihmal edilirse, enerjinin korunması ilkesine göre elastik dalga enerjisinin yeryüzüne kadar sabit kalması gerekir.

Dalgalar yeryüzüne yaklaşırken ortam yoğunluğunun ( $\rho$ ) ve S-dalga hızının ( $V_s$ ) azalması, yani sismik empedansın küçülmesi nedeni ile enerjinin korunması için tanecik hızının artmasına neden olur (Kramer, 1996). Tanecik hızının artması ile zemin büyütmesi dediğimiz kavram ortaya çıkar.

Bu araştırmalarda zemin büyütme değerini (b-büyütme değeri) bulmak amacıyla yüzeyden itibaren derine doğru ilk 30 m. derinlik için ortalama kayma dalgası hızı ( $V_s^{30}$ ) parametreleri kullanılmıştır (Ercan, 2001).

b-büyütme değeri,  $\rho_1$  katman yoğunluğu,  $V_{s1}$  kesme dalga hızını,  $\rho_0$  granitin yoğunluk ve  $V_{s0}$  granitin kesme hızını oranlayarak ayrıca katman kalınlığı ( $h$ ) kullanılmaktadır.

$$b = 1.67 \log_{10} \left\{ \frac{(\rho_0 \cdot V_{s0})}{(\rho_1 \cdot V_{s1})} \right\} + \exp(-0,04 h^2) \quad (4.3)$$

Her tabaka için ayrı ayrı hesaplanan zemin büyütme ortalamaları alınarak ölçü noktalarının zemin büyütme katsayısı bulunmuştur.

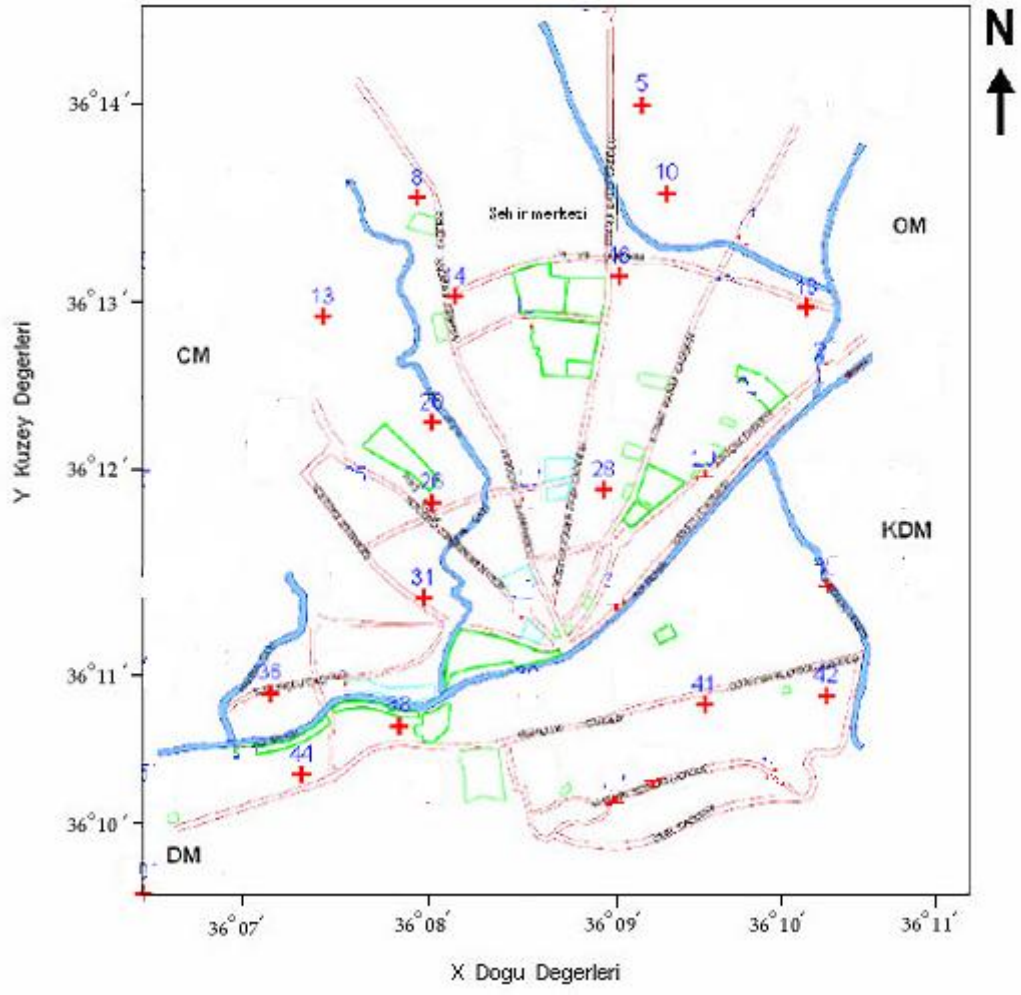
Çalışma alanının zemin büyütme değerleri ve zemin hakim titreşim periyotları hesaplanmış Tablo 4.4'te verilmiştir. Tablo 4.5'te Nakamura yöntemiyle Över ve diğ. (2008) tarafından gerçekleştirilen MKÜ BAP projesi 05 D 0205 nolu projesi kapsamında hesaplanan zemin büyütme ve zemin hakim titreşim periyotları verilmiştir.

Çizelge 4.4. Çalışma alanının baskın titreşim periyodu ve zemin büyütme değerleri

ÖLÇÜ NOKTASI	KOORDİNAT X	KOORDİNAT Y	YER BASKIN PERİYODU	ZEMİN BÜYÜTMESİ (b)		
				1. tabaka	2. tabaka	3. tabaka
5	39145	32555	0.79266	1. tabaka	0.0379	1.442
				2. tabaka	3.0110	
				3. tabaka	1.2781	
8	38675	31395	1.05931	1. tabaka	0.0023	1.949
				2. tabaka	2.6543	
				3. tabaka	3.1917	
10	38700	32675	1.02082	1. tabaka	0.0025	1.864
				2. tabaka	2.2655	
				3. tabaka	3.3265	
13	38075	30910	0.69186	1. tabaka	0.0349	1.340
				2. tabaka	2.7122	
				3. tabaka	1.2756	
14	38175	31585	0.69467	1. tabaka	0.0378	1.367
				2. tabaka	2.8596	
				3. tabaka	1.2049	
16	38280	32435	0.67120	1. tabaka	0.0363	1.369
				2. tabaka	2.9049	
				3. tabaka	1.1682	
18	38120	33400	0.81516	1. tabaka	0.0025	1.413
				2. tabaka	2.2668	
				3. tabaka	1.9501	
20	37540	31470	1.03376	1. tabaka	3.1199	2.978
				2. tabaka	2.4393	
				3. tabaka	3.3759	
26	37130	31465	0.74630	1. tabaka	0.0021	1.692
				2. tabaka	2.3268	
				3. tabaka	2.7481	
28	37195	32355	0.83363	1. tabaka	0.0024	1.730
				2. tabaka	2.5295	
				3. tabaka	2.6595	
31	36645	31425	0.61762	1. tabaka	0.0342	1.275
				2. tabaka	2.5679	
				3. tabaka	1.2230	
36	36165	30635	0.59711	1. tabaka	0.00007	1.818
				2. tabaka	3.6360	
				3. tabaka	-----	
38	36000	31300	0.51437	1. tabaka	0.1719	0.536
				2. tabaka	0.00000 0223	
				3. tabaka	1.4362	
41	36105	32875	0.78005	1. tabaka	0.0373	1.457
				2. tabaka	3.1060	
				3. tabaka	1.2295	
44	35750	30800	0.60797	1. tabaka	0.0335	1.308
				2. tabaka	2.7281	
				3. tabaka	1.1649	

Çizelge 4.5. Çalışma alanına ait Nakamura yöntemi ile hesaplanmış baskın titreşim periyodu ve zemin büyütme değerleri

<b>Ölçü No</b>	<b>Y</b>	<b>X</b>	<b>Zemin büyütmesi</b>	<b>Baskın periyod</b>
5	32555	39145	0.703	0.173
8	31395	38675	1.504	0.370
10	32675	38700	1.199	0.295
13	30910	38075	1.427	0.351
14	31585	38175	1.736	0.427
16	32435	38280	1.634	0.402
18	33400	38120	1.935	0.476
20	31470	37540	0.512	0.126
26	31465	37130	1.321	0.325
28	32355	37195	1.447	0.356
31	31425	36645	1.768	0.435
36	30635	36165	1.451	0.570
38	31300	36000	1.732	0.426
41	32875	36105	1.333	0.328
44	30800	35750	1.683	0.414



Şekil 4.6. Çalışma alanına ait ReMi ölçü noktalarının yerleri CM: Çekmece Belediyesi, KMD: Küçük Dalyan Belediyesi, DM: Dursunlu Belediyesi, OM: Odabaşı Belediyesi.

Çizelge 4.6. Çalışma alanında yapılan ölçülerin koordinatları ve açıklayıcı bilgiler

ÖLÇÜ NOKTASI	YÜKSEKLİK	KOORDİNAT		AÇIKLAMA
		Y	X	
5	121	36 <sup>0</sup> 14'02"	36 <sup>0</sup> 09'17"	41. Sokak ile 42. Sokak kesişimi
8	118	36 <sup>0</sup> 13'34"	36 <sup>0</sup> 08'01"	125. Sokak ile 120-1 Sokak kösesi
10	108	36 <sup>0</sup> 13'33,9"	36 <sup>0</sup> 09'22,7"	30. Sokak civarı
13	114	36 <sup>0</sup> 12'53,4"	36 <sup>0</sup> 07'27,5"	Esentepe Mah. 22. Sokak başlangıcı
14	115	36 <sup>0</sup> 13'01,1"	36 <sup>0</sup> 08'09,6"	---
16	108	36 <sup>0</sup> 13'05"	36 <sup>0</sup> 09'06,4"	---
18	82	36 <sup>0</sup> 12'51,3"	36 <sup>0</sup> 10'12,9"	---
20	89	36 <sup>0</sup> 12'20,8"	36 <sup>0</sup> 08'03,2"	Esenlik Mah. 14. Sokak
26	92	36 <sup>0</sup> 11'50,4"	36 <sup>0</sup> 08'03,6"	R. Ceylan Apt. önü
28	93	36 <sup>0</sup> 11'54,7"	36 <sup>0</sup> 09'02,1"	3. Akerler Sokak Altuğ Apt. önü
31	93	36 <sup>0</sup> 11'19,5"	36 <sup>0</sup> 08'04,7"	Aygündüz Sokak Park yanı
36	78	36 <sup>0</sup> 10'47,5"	36 <sup>0</sup> 07'08,1"	2. Çıkmaz Sokak:
38	80	36 <sup>0</sup> 10'30,7"	36 <sup>0</sup> 07'52,7"	10. Sokak Sümerler ÖO yanı
41	95	36 <sup>0</sup> 10'33,7"	36 <sup>0</sup> 09'39,5"	Savaş Otel arkası
44	73	36 <sup>0</sup> 10'20,7"	36 <sup>0</sup> 07'23,5"	28. Sokak Ziyaret arkası

## 5. SONUÇ VE ÖNERİLER

İnsanlar yaşamları boyunca en az bir doğal afetle karşılaşmaktadır. Doğal afetlerin büyük bir çoğunluğu meydana gelmesinin önlenemeyeceği, kaçınılmaz olaylardır. Bu durumda, bir afetin meydana gelmesi önlenemiyorsa, atılması gereken adımların en önemlilerinden biri, söz konusu afetin meydana gelmeden önce bilinmesi ve afete karşı önlem alınmasıdır. Bütün dünyada, ülkemizde ve yerel baz da yani illerde depreme karşı alınabilecek en önemli tedbirlerden biri de zemin araştırmalarıdır. Zemin araştırmaları bize deprem olmasını beklemeden gerekli sonuçların elde edilmesine olanak sağlar. Üst yapıların da bu sonuçlar dikkate alınarak inşa edilmesi gerekmektedir.

Çalışma alanı olan Antakya'nın "Türkiye Deprem Bölgeleri" haritasına göre I. derece Tehlikeli Deprem Bölgesi kuşağında yer alması ve tarihte yaşanmış depremler göz önünde bulundurularak yapılan zemin araştırmaları Antakya için önemli veriler oluşturmaktadır. Bu çalışmanın ana konusu olan ReMi bize zemin yapısı hakkında bilgi vermekte ve bu veriler kullanılarak, deprem afeti için önlem alınmasında yararlı olmaktadır.

Antakya belediye sınırları içerisinde yapılan ReMi (Kırılma Mikrotremor) çalışmaları ile bölgenin;

- 1- Ölçü noktalarında 100 m derinliğe kadar zeminin Vs hızı bulunmuştur. Bulunan Vs hızlarından yararlanarak zeminde 4 tabaka ayırt edilmiş. Bu veriler dikkate alınarak Antakya imar plan alanı içerisinde tek boyutlu yeraltı S modeli oluşturulmuştur.
- 2- 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.
- 3- Çalışma alanında bulunan Vs hızları hesaba katılarak Antakya'nın zemin hakim titreşim periyodu ve zemin büyütme bulmuştur. Zemin hakim



titreşim periyodu hesaplamalarına göre baskın periyodun 0.5-1 sn. aralığında olduğu gözlenmektedir. Çalışma alanının da hesaplanan zemin büyütme değerleri genellikle 0.5-3 arasında değişmektedir. Över ve diğ. (2008) tarafından gerçekleştirilen MKÜ Bilimsel Araştırma Projesi 05 D 0205 nolu proje kapsamında gerçekleştirilen mikrotremor çalışmaları sonucunda elde edilen zemin hakim titreşim periyodu ile zemin büyütme ReMi sonucunda elde edilen verilerle uyum içersindedir. 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. Bölgedeki zemin büyütme de yüksek oranda olup 2-3 kat olarak hesaplanmıştır (Över ve diğ. 2008).

Bu çalışmaların sonuçları incelendiğinde zeminin sarsıntı duyarlılığının genellikle kent merkezinde düşük olduğu yani; deprem esnasında bu bölgelerin kısa periyot ile titreşeceği; buna karşın Antakya çevresinin sarsıntı duyarlılığının oldukça yüksek olduğu yani; deprem esnasında yüksek periyot ile titreşeceği görülmüştür.

Bu araştırmalarda vurgulanması gereken diğer bir konu; ReMi yönteminin, diğer sismik yöntemlere göre daha kolay uygulanabilirliği ve araştırma derinliğinin daha fazla olmasıdır. ReMi basit ve esnek yüzey prosedürlerini kullanarak yeraltı incelemelerinde S-dalgasının bulunması için değişik bir yol sağlar. Sismik kırılma donanımı kullanılan malzemenin etkinliğini ve uygulanabilirliğini arttırarak veri toplamak için kullanılabilir. Sismik kırılmanın zor değerlendirilebildiği gürültülü çalışma alanlarında ReMi kullanarak alanın profili etkili ve yeterli bir şekilde elde edilebilir.

## KAYNAKLAR

- Aki, K. and Richards, P.G., 1980. **Quantitative Seismology**. W.H. Freeman and Co., Vol. 1, 0-7167-1058-7, 137, San Francisco, California.
- Anderson, JG., Lee, Y., Zeng, Y., Day, S., 1996. **Control of strong motion by the upper 30 meters**. Bull Seismol Soc Am, 86: 1749–1759.
- Asten, M.W., Stephenson, W.R., and Davenport, P., 2005. Shear-wave velocity profile for Holocene sediments measured from microtremor array studies, SCPT, and seismic refraction. **Journal of Engineering and Environmental Geophysics** v. 10, no 3, pages 235-242.
- Aytun, A., 2001. **Olası deprem hasarını en aza indirmek amacıyla yapıların “doğal” salınım periyodlarının yerin “baskın” periyodundan uzak kılınması**. Uşak İli ve dolayı (Frigya) depremleri jeofizik toplantısı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara.
- Başokur, A.T., 2005. **Yapı-yeri incelemelerinde makaslama dalgası hız kesitinin ReMi yöntemi ile saptanması**. Deprem Sempozyumu Kocaeli Mart 23-25, 1-9. **Kocaeli**.
- Borcherdt, R.D., 1994. **Estimates of Site Dependent Response Spectra for Design Methodology and Justification**. Earthquake Spectra, 11,173.
- Borcherdt, R.D., 1994. **Estimates of Site Dependent Response Spectra for Design, (Methodology and Justification)**, Earthquake Spectra, 4 (10); 617-653.
- Brown, L.T., 1998. **Comparison of Vs Profiles From SASW and Borehole Measurements at Strong Motion Sites in Southern California**. M.Sc.Eng. Thesis, University of Texas at Austin, 349. USA.
- Büyüksaraç vd. 2007. **Investigation of the deep structure of the Sivas Basin (innereast Anatolia, Turkey) with geophysical methods**. Cumhuriyet University, Department of Geophysical Engineering, 58140, Sivas, Turkey.
- Ercan, A. 2001. **Kıran (Afet) Bölgelerinde Yer araştırma Yöntemleri Bilgiler ve Kurallar**. Kardeşler Grup Matbaacılık, 339, Türkiye.
- Erdik, M., Aydınöğlü, N., Kalafat, D., Pınar, A., 1997. “January 22, 1997 (Mw=5.8) **Antakya, Turkey**” **Earthquake International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI)**, August 17 - 28. Thessaloniki, Greece.

- Ersoy, Ş., 2005. **Tsunamide sörf olmaz**. Çınar yayınları, 975-348-203-5, 312, İstanbul.
- Gucunski, N. and Woods, R.D. 1991. **Instrumentation for SASW testing. geotechnical special publication no., Recent advances in instrumentation, Data acquisition and testing in soil Dynamics**. American Society of Civil Engineers, 29; 1-16. New York.
- Heisey, J.S., Stokoe II, K. H., and Meyer, A. H., 1982. **Moduli of pavement systems from spectral analysis of surface waves**. Transportation research record No. 852, 22-31.
- Hamburger, R. O., 2000. **“Application and impacts of seismic zonation” earthquake engineering abstracts**. ([www.nisee.berkeley.edu](http://www.nisee.berkeley.edu)).
- Irmak, T.S.; Özer, M.F. 1999. “23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi kaynak mekanizması”, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, **Deprem Araştırma Bülteni**, 80, 109-134.
- Kanbur, Z., Görmüş, M., ve Kanbur, S., 2008. Isparta yerleşim alanı kuzey kesiminin sığ S-Dalgası kesitinin çıkarılmasında kırınım-mikrotitreşim tekniğinin (ReMi) kullanılması. **Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi**. 29 (2): 77–86. Isparta.
- Kramer, S.L., 1996, Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, , Saddle River, New Jersey. ISBN 0-13-374943-6. Upper USA.
- Kasapoğlu, K.E., 1987. **Doğu Akdeniz’in sismotektonik özellikleri: sonlu elemanlar çözümlemesi**. Hacettepe Üni., Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi, Yerbilimleri Dergisi, 14: 309-317.
- Lyberis, N., Yurur, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. and Gundoğdu, N. 1992. **The East Anatolian fault: an oblique collisional belt**, Tectonophysics, 204: 1–15.
- Louie, J. N., 2001. Faster, Better: **Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays**. Bulletin of the Seismological Society of America 91: 347-364. USA.
- Nazarian, S. and Yuan, D. 1993. **Automated surface wave method: Inversion Technique**. J. Geotech. Engrg., ASCE, Vol. 119, No. 7, pp. 1113-1126.
- NEHRP 2000. **Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings**, (Fema 369).

- NEHRP 2003. **Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings**, (Fema 450).
- Över, S., Büyüksaraç, A., Bektaş, Ö., Arısoy, M.Ö., 2008. Hatay ili merkezinin (Antakya) deprem duyarlılık ve mikrobölgelendirmesi. Tübitak projesi, P. No: 05 D 0205, Hatay.
- Över, S., Kavak, K.S., Bellier, O. and Özden, S. 2004. “**Is the Amik Basin (SE Turkey) atriple-junction area Analyses of SPOT XS imagery and seismicity**” International Journal of Remote Sensing 25 (19), 3857-3872.
- Özçelik, S., Pınar, A., 2005. **Derin ve büyük depremlerin kaynak mekanizmalarının incelenmesi**. Yerbilimleri Dergisi, 18 (1): 53-62.
- Özçep, F., Karabulut, S., Alpaslan, N., Ceylan, U, Gündoğdu, O., 2003. **Deprem Zararlarının Azaltılması İçin Kent / Bölge Planlama Sürecinde Mikrobölgeleme Çalışmaları İlkeleri**. İstanbul üniversitesi mühendislik fakültesi, Jeofizik mühendisliği bölümü, Avcılar, İstanbul.
- Perinçek, D. ve 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.
- Park, C., Miller, R., and Xia, J., 1999. **Multichannel analysis of surface waves geophysics**. 64 (3); 800-808.
- Rucker M.L., 2004. **Applying the refraction microtremor (ReMi) shear wave technique to geotechnical characterization**. AMEC Earth & Environmental, Inc. Phoenix, Arizona 85009.
- Sancılı, M., Öztörün, M. M., Kavaklı, T., Cantürk, H., Aytugar, N., Mutman, G., Cevher, M., Mengüç, G., Zor, E., Özalaybey, S. 2007. **Kocaeli ili için zemin sınıflama ve sismik tehlike değerlendirme çalışmaları ve zemin etütlerinde dikkat edilmesi gerekli parametreler**. Kocaeli deprem sempozyumu 22-26 Ekim, Kocaeli.
- Shafiee, A. ve Azadi, A., 2006. **Shear-wave velocity characteristics of geological units throughout Tehran City**. Journal of Asian Earth Sciences, 1367-9120: 11, Iran.

- Strobbia, C. 2005. **Surface Wave Methods Acquisition Processing and Inversion.** Phd Thesis, 260. Politecnico Di Torino.
- Stokoe, KH., Nazarian, S., Hudson, WR., 1983. **Use of spectral analysis of surface wavemethod for determination of moduliand thickness of pavement.** Transp Res Rec 930: 38–45.
- Tekeli, O. and Erendil M., 1985, **Kızıldağ ofiyolitinin (Hatay) jeoloji ve petrolojisi.** MTA Temel Araştırmalar Dairesince yürütülen Toros Ofiyolit Projeleri.
- Thorson, J.R. and Claerbout, J.F., 1985. **Velocitystack and slant-stack stochastic inversion. Geophysics.** , 50: 2727-2741.
- Todd, D., and Harris J.R., 1995. **De facto microzonation through the use of soils factors in design triggers.** 5.th International conference on seismic zonation, Nice, France.
- Ünen, H.C., Coşkun ,M.Z., 2007. **Coğrafi bilgi sistemlerinde enteraktif sismik modelleme.** 11. Türkiye harita bilimsel ve teknik kurultayı, 2-6 Nisan, Ankara.
- Yağcı, B., 2006. **Mikrobölgelendirmede ampirik bir yaklaşım; sismik yönetmelikler.** Tmh-Türkiye mühendislik haberleri sayı 441-2006/1.
- Yanık, K., 2006. **Yüzey dalgası dispersiyon verilerinden sönümlü en küçük kareler ters-çözüm yöntemi ile S-dalgalarının hesaplanması.** Ankara üniversitesi fen bilimleri enstitüsü jeofizik müh. Anabilim dalı, Yüksek lisans tezi, Ankara.
- Yalçınkaya, E., 2004. **Bir boyutlu modeller için zemin büyütmesine etki eden parametrelerin incelenmesi.** Yerbilimleri Dergisi, 17 (1): 47-56.
- Yıldız, H., Taptık M.A., 2003. **Hatay ilinin jeolojisi, Maden tetkik ve arama genel müdürlüğü doğu Akdeniz bölge müdürlüğü.** Adana.
- Yunatçı, A.A., ve Çetin, K.Ö., 2007. **Hatay ilinin konum haritası.** 1. Ulusal Baraj Güvenliği Sempozyumu ve Sergisi Mayıs 28-30, Ankara.

**ANONİM**

**<http://www.adatepekoyu.com/pages/deprem/guncel>**

**<http://www.yerbilimleri.com/download/neotektonik/YE/07.pdf>**

**[http://www.jeofizik.comu.edu.tr/egitim/ders notlari](http://www.jeofizik.comu.edu.tr/egitim/ders_notlari)**

**<http://www.arioglu.net/turkiyenindepremselligiDAGITIM.pdf>**

## TEŞEKKÜR

Çalışmalarımın her aşamasında bana yol gösteren ve destek olan danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Nurdane İLBEYLİ'ye gösterdiği sabır ve özverisi için teşekkür ederim.

Özellikle tezin oluşumu sırasında fikir, katkı ve yönlendirmeleriyle bana destek olan sayın hocam Prof. Dr. Semir ÖVER'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmalarım sırasında yönlendirme ve yardımlarını esirgemeyen değerli sayın hocam Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ'a teşekkürlerimi sunarım.

Hayatımın her aşamasında yanımda olan, maddi ve manevi desteğini esirgemeyen aileme sonsuz teşekkürler.

## **ÖZGEÇMİŞ**

1981 Yılında Hatay'da doğdum. İlk, orta ve lise öğrenimimi aynı ilde tamamladım. Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi'nden Jeoloji Mühendisliğinden mezun oldum. Mustafa Kemal Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Bölümünün İnşaat Mühendisliği Anabilim dalının Geoteknik bölümünde yüksek lisans öğrenimi gördüm.