İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YEŞİLYURT VE AVCILAR' DA DEPREM YER TEPKİSİNİN ÇOK KANALLI MİKROTREMOR KAYITLARININ ANALİZİ İLE BELİRLENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. H. Ebru BOZDAĞ

Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Programı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

TEMMUZ 2002

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YEŞİLYURT VE AVCILAR' DA DEPREM YER TEPKİSİNİN ÇOK KANALLI MİKROTREMOR KAYITLARININ ANALİZİ İLE BELİRLENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Müh. H. Ebru BOZDAĞ
505001501

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 17 Temmuz 2002
Tezin Savunulduğu Tarih : 22 Temmuz 2002

Tez Danışmanı : Doç.Dr. Argun KOCAOĞLU

Diğer Jüri Üyeleri Prof.Dr. Haluk EYİDOĞAN (İ.T.Ü.)

Doç.Dr.Serdar ÖZALAYBEY (TÜBİTAK)

TEMMUZ 2002

ÖNSÖZ

Tez çalışmam boyunca bilgi ve deneyimleri ile bana yol gösteren, desteği ile yanlız bu tezi tamamlamama değil aynı zamanda mesleki gelişimime de katkıda bulunan değerli hocam Doç. Dr. Argun Kocaoğlu' na teşekkür ederim.

Üniversite hayatım boyunca yardımlarını esirgemeyen tüm öğretim görevlilerine ve araştırma görevlilerine, Yeşilyurt ve Avcılar verilerinin toplanmasında aletsel donanımı sağlayan TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Merkezi' ne, Yeşilyurt verilerinin toplanmasında yer ve kaynak göstererek yardımlarda bulunan Yeşilyurt Hava Harp Okulu Komutanlığı' na, Dr. Bnb. Levent Yenilmez' e ve Bnb. Erden Erpek' e teşekkürlerimi sunarım.

Tüm hayatım boyunca beni her konuda destekleyen, maddi ve manevi olarak herzaman yanımda hissettiğim aileme ve son olarak arkadaşlarıma sevgilerle...

Temmuz 2002 H. Ebru BOZDAĞ

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR **v**
ŞEKİL LİSTESİ **vi**
SEMBOL LİSTESİ **ix**
ÖZET **xi**
SUMMARY **xii**

1. GİRİŞ **1**
1.1. Giriş ve Çalışmanın Amacı 1
2. DİZİLİM İŞLEME YÖNTEMİ İLE DİSPERSİYON ANALİZİ **5**
2.1. Giriş 5
2.2. 1-Boyutlu Güç Spektrumu Kestirimi 6
2.2.1. Zaman ortamı 6
2.2.1.1. Zaman gecikmesi ortamı 6
2.2.1.2. Nyquist örnekleme frekansı ve frekans katlanması 7
2.2.1.3. Ağırlıklandırma fonksiyonu 7
2.2.1.4. Özilişki fonksiyonu 7
2.2.2. Spektral Ortam 7
2.2.2.1. İdeal spektral süzgeç 8
2.2.2.2. Güç spektrumu kestirimi 10
2.2.2.3. Periodogram 10
2.2.2.4. Bartlett yöntemi 11
2.3. Çok Boyutlu Güç Spektrumu Kestirimi 12
2.3.1. Dalgasayısından faz hızının hesaplanması 12
2.3.2. Uzaysal gecikme ortamı 14
2.3.3. Dizilim yuvarlatma fonksiyonu 15
2.3.4. Dalgasayısı katlanması ve çözünürlük 16
2.3.5. Zaman ortamı ışın biçimlendirici 17
2.3.6. Uzaysal ilişki matrisi 18
2.3.7. Frekans ortamı ışın biçimlendirici (FOIB) 20
2.4. Diğer Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri 22
2.4.1. Yüzey dalgalarının spektral analizi yöntemi 22
2.4.2. Capon yöntemi 23
2.4.3. SPAC yöntemi 23
2.4.4. Spektral hız analizi 24
3. VERİ ANALİZİ **25**
3.1. Giriş 25
3.2. Mikrotremorler ve Özellikleri 25
3.3. Yeşilyurt ve Avcılar' da Gözlenen Jeolojik Formasyonlar 26
3.3.1. Kırklareli formasyonu 26

3.3.2. Gürpınar formasyonu 28
3.3.3. Çukurçeşme formasyonu 29
3.3.4. Güngören formasyonu 29
3.3.5. Bakırköy formasyonu 29
3.3.6. Alüvyon 30
3.4. Yeşilyurt Verilerinin Analizi 30
3.4.1. Yeşilyurt Hava Harp Okulu Kampüsü ve çevresinin jeolojik yapısı 30
3.4.2. Kullanılan dizilim ve özellikleri 31
3.4.3. Verilerin toplanması ve özellikleri 32
3.4.4. Faz hızı dispersiyon eğrisinin elde edilmesi 33
3.5. Avcılar Verilerinin Analizi 36
3.5.1. İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü ve çevresinin jeolojik yapısı 36
3.5.2. Kullanılan dizilimler ve özellikleri 37
3.5.3. Verilerin toplanması ve özellikleri 38
3.5.4. Dairesel dizilim kullanılarak dispersiyon eğrisinin elde edilmesi 39
3.5.5. Doğrusal dizilim kullanılarak dispersiyon eğrisinin elde edilmesi 43
3.6. Özet 46

4. S-DALGASI HIZ YAPISI İÇİN TERS ÇÖZÜM 47

4.1. Giriş 47
4.2. Doğrusal Ters Çözüm Teorisi 48
4.2.1. En küçük kareler yöntemi 49
4.2.2. Genelleştirilmiş özdeğer ve özvektör analizi 52
4.2.3. Diferansiyel yuvarlatma 53
4.3. Yeşilyurt ve Avcılar Verilerinin Ters Çözümü 55
4.3.1. Yeşilyurt' taki çalışma alanı için elde edilen ters çözüm sonuçları 56
4.3.2. Avcılar' daki çalışma alanı için elde edilen ters çözüm sonuçları 59
4.4. Özet 62

5. DEPREM YER TEPKİSİ ANALİZİ 63

5.1. Giriş 63
5.2. Deprem Yer Tepkisinin Analizinde Kullanılan Yöntemler 64
5.2.1. Fourier güç spektrumu yöntemi 64
5.2.2. Referans istasyon (iki istasyon) yöntemi 64
5.2.3. Nakamura (tek istasyon) yöntemi 65
5.2.4. S-dalgası hız yapısından deprem yer tepkisinin modellenmesi 66
5.2.4.1. 1-boyutlu doğrusal yer tepki analizi 67
5.3. Yeşilyurt ve Avcılar' daki Çalışma Alanları İçin Deprem Yer Tepkisi Analizi 71
5.3.1. Yeşilyurt' taki çalışma alanı için deprem yer tepkisi analizi 72
5.3.2. Avcılar' daki çalışma alanı için deprem yer tepkisi analizi 74
5.4. Özet 78

6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA 79

KAYNAKLAR 83

EKLER 87

ÖZGEÇMİŞ 98

KISALTMALAR

ATS : Ambarlı istasyonu
EERA : Equivalent-linear Erthquake site Response Analysis
FOIB : Frekans Ortamı Işın Biçimlendirici
KOERI : Kandilli Observatory and Earthquake Research Instıtute
MTA : Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü
RMS : Root Mean Square
YDSA : Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi Yöntemi

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.1 : Sonsuz uzunluklu 10 Hz' lik bir sinyal ve spektrumu 8
Şekil 2.2 : Bartlett ve dikdörtgen pencereleri ve genlik spektrumları 9
Şekil 2.3 : İki sinusoidin toplanması ile elde edilen sinyalin periodogramları ve periodogram ortalamaları 11
Şekil 2.4 : İdeal dalga alanı 14
Şekil 2.5 : 11 alıcıdan oluşan 30 m uzunluğundaki doğrusal dizilim ve yuvarlatma fonksiyonu 16
Şekil 2.6 : Zaman ortamı ışın biçimlendirici yönteminin şematik gösterimi (Johnson ve Dudgeon, 1993) 17
Şekil 2.7 : FOIB yönteminden elde edilen güç spektrumu 21
Şekil 3.1 : Yeşilyurt ve Avcılar' da kaydedilen örnek mikrotremor verisi 27
Şekil 3.2 : Avcılar ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Yüzer ve Eyüboğlu, 1998' den tekrar çizilmiştir) 28
Şekil 3.3 : Yeşilyurt Hava Harp Okulu Kampüsü ve çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Herece ve Şentürk, 2000' den tekrar çizilmiştir) 31
Şekil 3.4 : Yeşilyurt' ta kullanılan alıcı dizilimi ve yuvarlatma fonksiyonu 32
Şekil 3.5 : Yeşilyurt' ta kaydedilen verilerin genlik spektrumları 33
Şekil 3.6 : Yeşilyurt verisinin analizi ile 2 ve 5 Hz için elde edilen güç spektrumları 34
Şekil 3.7 : Yeşilyurt için elde edilen frekans-dalgasayısı analiz sonuçları 35
Şekil 3.8 : Yeşilyurt için elde edilen dispersiyon eğrisi 35
Şekil 3.9 : İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü ve çevresinin jeoloji haritası (Zarif ve diğ., 1998' den tekrar çizilmiştir) 36
Şekil 3.10 : Avcılar' da kullanılan alıcı dizilimleri 38
Şekil 3.11 : Avcılar' da kullanılan dizilimlerin yuvarlatma fonksiyonları 39
Şekil 3.12 : Avcılar' da kaydedilen verilerin genlik spektrumları 40
Şekil 3.13 : Avcılar' daki dairesel dizilim ile toplanan verilerin analizi ile 1 ve 3.5 Hz için elde edilen güç spektrumları 41
Şekil 3.14 : Avcılar' daki dairesel dizilimden elde edilen frekans-dalgasayısı analiz sonuçları 42
Şekil 3.15 : Avcılar' daki dairesel dizilimden elde edilen dispersiyon eğrisi 43

Şekil 3.16 : Avcılar' daki doğrusal dizilim ile toplanan verinin frekans-dalgasayısı sonuçları 44
Şekil 3.17 : Avcılar' daki doğrusal dizilimden elde edilen güç spektrumu 45
Şekil 3.18 : Avcılar' daki doğrusal dizilimden elde edilen dispersiyon eğrisi 46
Şekil 4.1 : Yeşilyurt için ters çözümde kullanılan başlangıç modelleri ve dispersiyon eğrileri 57
Şekil 4.2 : Yeşilyurt' taki çalışma alanı için elde edilen ters çözüm sonuçları 58
Şekil 4.3 : Yeşilyurt' taki çalışma alanı için elde edilen S-dalgası hız yapısının sondaj verisi ile karşılaştırılması (Sondaj verisi Kadınkız ve diğ., 2000' den tekrar çizilmiştir) 59
Şekil 4.4 : Avcılar' daki çalışma alanı için ters çözümde kullanılan başlangıç modelleri ve dispersiyon eğrileri 60
Şekil 4.5 : Avcılar' daki çalışma alanı için elde edilen ters çözüm sonuçları 61
Şekil 4.6 : Avcılar' daki çalışma alanı için elde edilen S-dalgası hız yapısı ve Kudo ve diğ., 2000' den alınan hız yapısı ile karşılaştırması 62
Şekil 5.1 : Alüvyon ve temel kaya yüzeyindeki dalgaların yatay ve düşey hareketleri 65
Şekil 5.2 : Elastik temel kaya üzerinde yer alan homojen tabaka modeli 67
Şekil 5.3 : 1-boyutlu yatay tabakalardan oluşan sistem (Kramer, 1996' dan tekrar çizilmiştir) 70
Şekil 5.4 : Kum için kesme modülü, sönümlenme modülü ve kesme yamulması arasındaki ilişki (Seed ve Idriss, 1970, Idriss, 1990) 72
Şekil 5.5 : Yeşilyurt' taki çalışma alanı için deprem yer tepkisi modellemesi 73
Şekil 5.6 : Avcılar' daki çalışma alanı için deprem yer tepkisi modellemesi 75
Şekil 5.7....: Avcılar' daki çalışma alanı için 0.03 g' lik yer ivmesine göre deprem yer tepkisi modellemesi 76
Şekil 5.8 : Avcılar' daki çalışma alanı için modellemesi yapılan yer tepki eğrisinin Nakamura yöntemi ile elde edilen (İmamoğlu ve Boztepe-Güney, 2002) yer tepki eğrisi ile karşılaştırması 77
Şekil A.1 : Yapay veri üretiminde kullanılan dispersiyon eğrisi 89
Şekil A.2 : Yapay yer tepki fonksiyonu ve mikrotremor verisi 90
Şekil A.3 : 1 Hz' lik jeofonların tepki fonksiyonu 91
Şekil A.4 : Yapay büyük dizilim ile yapay veri üretim aşamalarından elde edilen analiz sonuçları 92
Şekil A.5 : Farklı gürültü oranlarına göre FOIB yönteminin analizi 93
Şekil A.6 : Avcılar' daki dairesel dizilim kullanılarak üretilen yapay verilerin analiz sonuçları 95

Şekil A.7 : Avcılar' daki dairesel dizilim kullanılarak, farklı doğrultulardan gelen iki sinyalin varlığı durumunda elde edilen analiz sonuçları 97
Şekil A.8 : Yapay büyük dizilim kullanılarak, farklı doğrultulardan gelen iki sinyalin varlığı durumunda elde edilen analiz sonuçları 98

SEMBOL LİSTESİ

$\mathbf{A}$	: Jacobian matrisi
A_s	: Mikrotremorlerin kaynak etkisi
c	: Faz hızı
C	: Uzaysal gecikme ortamı
d	: Uzaklık
∂	: Sınırlama matrisi
e	: Yönlendirme vektörü
$\boldsymbol{\varepsilon}$	: Fark vektörü
$F(\omega)$	: Transfer fonksiyonu
Φ	: Faz değişimi
G_s^*	: Kompleks kesme yamulması
γ	: Kesme yamulması
$\mathbf{H}$	: Yalancı ters (pseudo inverse) matris
H_s, H_b	: Yüzeyde ve tabandaki yatay hareketin genlik spektrumları
J_0	: 0. dereceden 1. tip Bessel fonksiyonu
$k_0, \vec{k}$	: Dalgasayısı ve dalgasayısı vektörü
k_x, k_y	: Dalgasayısı bileşenleri
$\mathbf{\Lambda}$	: Özdeğerlerden oluşan diagonal matris
ξ	: Kritik sönümlenme oranı
λ	: Dalgaboyu
λ_i	: Özdeğer
μ	: Lagrange çarpanı
ω	: Açısal frekans
p	: Işın parametresi
P	: Güç spektrumu
r	: Özilişki fonksiyonu
$\mathbf{R}$	: Model ayrımlılık matrisi
$R(\omega)$	: Uzaysal ilişki matrisi
R_1, R_2	: Kabalık (roughness) değeri
s	: Zaman ortamında ölçülen sinyal
S	: Sinyalin Fourier dönüşümü
$\mathbf{S}$	: Veri ayrımlılık matrisi
S_e	: Yerel etki
σ	: Gözlemsel değerlerin standart sapması
t	: Zaman
τ	: Kesme zamanıi
τ_i	: Model parametrelerin standart sapması
$\tau(z,t)$	: Kesme gerilmesi

u_s, u_r	: S-dalgasının düşey hareketinden kaynaklanan yatay yer değiştirmeler
v_i	: Özvektör
$\mathbf{V}$	: Sütunları özvektörlerden oluşan ortogonal matris
V_s, V_b	: Yüzeyde ve tabandaki düşey hareketin genlik spektrumları
w, W	: Ağırlıklandırma fonksiyonu ve Fourier dönüşümü
x	: Model parametreleri
X^2	: Gözlemsel ve teorik veriler arasındaki uyum kriteri (goodness of fit)
y	: Gözlemsel veri
$z(x,t)$	: Düzlem dalga alanı

YEŞİLYURT VE AVCILAR' DA DEPREM YER TEPKİSİNİN ÇOK KANALLI MİKROTREMOR KAYITLARININ ANALİZİ İLE BELİRLENMESİ

ÖZET

S-dalgası hız yapısı bilgisi, kentsel alanlarda, sismik etkinliğe bağlı olarak oluşabilecek deprem yer tepkisinin, daha güvenilir hesaplanabilmesi için gereklidir. Geleneksel sismik kırılma/yansıma yöntemlerinin, kent koşullarında kullanımı problem yaratmaktadır. Bu zorluklar, şu şekilde sıralanabilir: 1) sinyal/gürültü oranı, yüksek derecedeki sismik gürültü ve kent koşullarında kullanılabilecek küçük enerji kaynakları nedeni ile önemli ölçüde düşüktür, 2) herhangi bir yerleşim alanında, alıcıların yerleştirilmesi mümkün olsa bile oldukça zordur ve 3) sismik enerjinin derin katmanlara etkin iletimi, yumuşak sedimanlardaki yüksek soğurulmadan dolayı sınırlıdır.

S-dalgası hız yapısı elde edilmesinde mikrotremorlerin kullanımı, sismik kırılma/yansıma yöntemlerine iyi bir alternatif oluşturmaktadır. Faz hızı dispersiyon eğrisi, bir grup alıcıdan oluşan 1 veya 2-boyutlu dizilimler ile kaydedilen mikrotremorlerin, frekans-dalgasayısı spektral analizine dayanan, frekans ortamı ışın biçimlendirici tekniği kullanılarak elde edilir. S-dalgası hız yapısı, faz hızı dispersiyon verisine ters çözüm uygulanarak elde edilir. Son olarak, deprem yer tepkisi, EERA benzeri, standart bir kod kullanılarak hesaplanabilir.

Bu çalışmada, Yeşilyurt Hava Harp Okulu Kampüsü ve İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü' nde, mikrotremor kayıtlarının analizi ile deprem yer tepkileri belirlenmiştir. S-dalgası hız yapıları, sondaj verileri, önceden yapılmış sismik kırılma çalışmaları ve pasif kaynakalı yüzey dalgası yöntemleri kullanılarak elde edilen hız yapıları ile karşılaştırılmıştır. Tabakalı modeller için hesaplanan yer tepkisi eğrileri, mikrotremor ölçümlerinden bulunan spektral oranların yorumlanmasıyla elde edilen yer büyütmeleri ile karşılaştırılmıştır. Avcılar' daki çalışma alanı için elde edilen sonuçlar diğer çalışmalarla uyumlu olmakla beraber, deprem yer tepkisi diğer çalışmaların sonuçlarına göre daha düşük hesaplanmıştır. Yeşilyurt için elde edilen deprem yer tepkisi bölgede alınan ivme kayıtları ile uyum içerisindedir.

Bu çalışmanın sonuçları göstermiştir ki Yeşilyurt' taki çalışma alanının S-dalgası hız yapısı, 40 m' lik yumuşak sediman ve yaklaşık 10 m' de yer alan düşük hız zonundan oluşmaktadır. Baskın frekans 1 Hz civarındadır ve 2.2-6 kat arasında değişen büyütme değerleri bulunmuştur. Avcılar' daki çalışma alanındaki S-dalgası hız yapısı, en az 200 m derinliğe kadar düşük hıza sahip, kalın bir sediman katmanına işaret etmektedir. Bu bölgedeki yer tepkisinin modellemesi, büyütmenin en çok 1 Hz civarında olduğunu göstermiş, bunun yanında 0.4 ve 1.7 Hz' lerde de doruklar gözlemlenmiştir ve yaklaşık 2.5-4 kat arasında değişen büyütme değerleri hesaplanmıştır.

ESTIMATION OF EARTHQUAKE SITE EFFECTS BY ARRAY PROCESSING OF MICROTREMORS IN YEŞİLYURT AND AVCILAR

SUMMARY

The knowledge of subsurface shear-wave velocity structure is essential for the accurate assessment of earthquake site response in urban areas subject to seismic hazard. The use of conventional seismic refraction/reflection methods is generally problematic in urban conditions. Some of the difficulties can be stated as follows: 1) signal-to-noise ratio is significantly low because of high levels background seismic noise and smaller energy sources that can be used under urban conditions, 2) in an urban setting, the placement of geophones are often difficult if not impossible, and 3) the effective transmission of seismic energy to greater depths is limited due to high levels of attenuation in soft sediments.

The use of microtremors for the estimation of shear-wave velocity structure is a viable alternative to seismic reflection/refraction methods. The phase velocity dispersion curve can be obtained by a frequency domain beamforming approach, which is based on the frequency-wavenumber spectral analysis of microtremors measured across a circular or linear array of sensors placed on the ground. Phase velocity dispersion data are then inverted for the unknown shear wave velocity structure. Finally, earthquake site response can be computed using the standard code, EERA.

In this study, earthquake site response at the Yeşilyurt Campus of Air Force Academy and the Avcılar Campus of İstanbul University are analyzed using array recordings of microtremors. Shear-wave velocity structures are compared with borehole data and velocity structures obtained from previously conducted seismic refraction and surface wave surveys. Site response curves computed for layered models are compared with observed site amplifications inferred from spectral ratios obtained using microtremor measurements. The shear wave velocity structure obtained from the Avcılar experiment is in agreement with the results of previous studies but a lower site amplification value is obtained. The site amplification results from Yeşilyurt experiment agrees with the observed amplification values.

The results of this study show that, the S-wave velocity structure at the Yeşilyurt site consists of 40-m-thick soft soils with a low velocity zone at about 10 m. The dominant frequency is found to be around 1 Hz and ground motion is found to be amplified about 2.2-6 times. The S-wave velocity structure at the Avcilar site indicates a rather thick sediment deposition with significantly low velocities at least to the depths of 200 m. The modeling of site amplification at this site suggests that most of the amplification will occur at about 1 Hz with other peaks located at 0.4 and 1.7 Hz and ground motion is found to be amplified about 2.5-4 times.

1. GİRİŞ

1.1. Giriş ve Çalışmanın Amacı

Depremler sırasında oluşabilecek hasarlar, depremin büyüklüğüne ve yapıların kalitesine olduğu kadar, yerel zemin şartlarına da bağlıdır. Zemin özelliklerinin deprem hasarındaki etkilerinin araştırılması, 1964 yılındaki yıkıcı Niigata, Japonya ve Alaska depremlerinin ardından ve 1960' lı ve 1970' li yıllarda nükleer endüstrinin hızlı gelişimi sonucu önem kazanmış yeni bir daldır (Kramer, 1996).

17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi' nde, depremin odağına yaklaşık 120 km uzaklıkta bulunmasına karşın İstanbul' un özellikle Avcılar ilçesinde ağır hasar oluşmuş, can ve mal kayıpları meydana gelmiştir. Yeşilyurt' ta ise yapılarda ağır hasarlar tespit edilmiştir. Depremin odağına yaklaşık olarak 120 km uzaklıkta meydana gelen hasarlar, zemin koşullarının etkisini bir kez daha gündeme getirmiştir.

Kocaeli Depremi' nden bu yana zeminin deprem hasarındaki etkilerinin araştırılması amacıyla Avcılar bölgesinde bazı çalışmalar yapılmıştır (Cranswick, 2000, Ergin ve diğ., 2000, Kudo ve diğ., 2000, Tezcan ve diğ., 2002). Yeşilyurt bölgesinde de Kocaeli Depremi sırasında binalarda hasar gözlenmiş ve deprem sonrası çalışmalar yapılmıştır.

Deprem yer tepkisini (earthquake site response) belirlemede günümüzde birçok yöntem kullanılmaktadır. Kullanılan yöntemlerin hemen hemen tümü Fourier analizine dayanmaktadır. Deprem yer tepkisi analizlerinde kullanılan yöntemlerin başlıcaları, Nakamura yöntemi olarak da bilinen tek istasyon yöntemi (Nakamura, 1989) ve referans istasyon yöntemidir (Hartzell ve diğ., 1996, Beresnev ve diğ.,1998). Kullanılan yöntemlerin birbirlerine göre üstün ve zayıf oldukları yönler vardır. Ayrıca kullanılan veri grubuna (kuvvetli yer hareketi, S-dalgası, koda dalgaları, mikrotremorler vb.) bağlı olarak da elde edilen sonuçlar farklı olabilmektedirler. Ayrıca Nakamura yöntemi ile yapılan çalışmalarda, zemine ait

baskın frekans belirlenebilirken, büyütmenin genliği ile ilgili tartışmalı sonuçlar elde edilmektedir (Malagnini ve diğ., 1996, Seekins ve diğ., 1996, Bonilla ve diğ., 1997).

Zeminin deprem sırasındaki davranışlarını belirlemede, S-dalgası hız yapısının bilinmesi, güvenilir sonuçlar elde edilmesine olanak verir. S-dalgası hız yapısı bilgisi ile mühendislik parametrelerinin hesabı (kesme modülü, kritik sönümlenme oranı vb.), temel kaya derinliği ve üzerinde yer alan tabakaların kalınlıkları belirlenebilir. S-dalgası hız yapısı biliniyorsa, yer tepkisi modellenerek, temel kaya üzerinde yer alan yatay tabakaların deprem sırasında nasıl davranacağı hakkında bilgi elde edilebilir. Son yıllarda gerek aktif gerekse pasif (mikrotremorler) kaynak kullanılarak, yüzey dalgası dispersiyon analizi ile S-dalgası hız yapısının araştırılması yönünde çalışmalar yapılmaktadır (Zywicki ve Rix, 1999, Kudo ve diğ., 2000, Liu ve diğ., 2000, Louie, 2001).

S-dalgası hız yapısı, sismik kırılma/yansıma ve sondaj verileri ile de elde edilebilmektedir. Sondajlarla elde edilen örneklerin laboratuvar ortamında S-dalgası hızlarının ölçülmesi maliyeti yüksek olan bir çalışmadır. Ayrıca sondaj verilerinden statik değerler hesaplanacağından, S-dalgası hızlarının gerçek değerlerinden farklı sonuçlar elde edilecektir. Kentsel alanlarda sismik kırılma ve yansıma yöntemlerinin kullanılmasının bazı zorlukları vardır. Kentsel alanlarda sinyal/gürültü oranının düşük olması ve kullanılabilecek enerji kaynağının büyüklüğünün sınırlı olması, sismik enerjinin derin katmanlara iletimini engelleyen faktörlerdir. Aynı zamanda, yumuşak sediman tabakalar da enerji iletimini engellemektedir. Sismik kırılma yönteminde uzun alıcı dizilimlerine gereksinim vardır ve ayrıca düşük hız zonları sismik kırılma yöntemiyle belirlenememektedir.

Yukarıda sayılan yöntemlere karşılık, yüzey dalgası yöntemlerinin kentsel alanlarda kullanılması bir çok avantaj sağlamaktadır. Yüzey dalgalarının dispersif özelliği sayesinde tek bir kayıtla yerin derinlikle hız değişimi profili çıkarılabilmektedir. Yüzey dalgası yöntemleri, kullanılan kaynak türüne göre aktif ve pasif kaynaklı olmak üzere iki farklı şekilde uygulanabilir. Aktif kaynaklı yüzey dalgası çalışmalarına örnek olarak, sismolojideki iki istasyon yönteminin, mühendislik amaçlı kullanıma uyarlanmış hali olan yüzey dalgalarının spektral analizi (YDSA) yöntemi verilebilir (Bergstrom, 1999, Svensson ve diğ., 1999). YDSA yöntemi ile aynı doğrultuda bulunan kaynak ve iki jeofondan oluşan kaynak-alıcı dizilimi ile iki jeofon arasında kalan alanın hız-derinlik profili çıkarılabilmektedir. Bir profil

boyunca yerleştirilen alıcılar, yüzey dalgalarının çok kanallı analizi yöntemi (multichannel analysis of surface waves) ile daha ayrıntılı ve yüzey dalgalarının yüksek modları ile de analiz yapılabilmektedir (Park ve diğ., 1999a, Park ve diğ., 1999b).

İki alıcı yerine, bir grup alıcı kullanılarak, dizilim arasında yayınan sismik dalgaların özellikleri daha iyi belirlenebilir. Dizilim işleme (array processing) yöntemleri elektronikte uzun yıllardır kullanılmakla birlikte, yer bilimlerindeki uygulamaları henüz yenidir. Dizilim işleme yöntemlerinde, bir grup alıcı ile kayıt toplanarak verilerden optimum bilgi edinilmeye çalışılır. Bu şekilde, verideki gürültü oranı bastırılırken sinyal güçlendirilebilir, kaynağın yönü ve yeri bulunabilir. Jeofizikte, bir alıcı dizilimi ile kaydedilen sinyallerin analizi yapılarak dalganın yayındığı ortama ait hız bilgisi elde edilebilmektedir.

Dizilim işleme tekniği, radar uygulamalarında, elektromanyetik sinyallerin hangi yönlerden geldiğinin saptanması için kullanılmaktadır. Fransızlar' ın, II. Dünya Savaşı sırasında, savaş uçaklarını tespit etmek için akustik dalgalar kullanarak yaptıkları uygulama, ilk örneklerden biridir. Her biri 6 küçük alıcıdan meydana gelen, hegzagonal şekilli iki alıcıya sahip akustik bir dizilim kullanılarak, savaş uçaklarının geliş yönleri tespit edilmeye çalışılmıştır. Bu yöntem daha sonraları, atom fiziği üzerine yaptığı çalışmalar nedeniyle Nobel ödülü alan, Sergeant Jean Perrin tarafından geliştirilmiştir (Johnson ve Dudgeon, 1996).

Dizilim işlemenin jeofizikte kullanım amacı ise sinyalin geliş yönünün belirlemesinin yanında, esas olarak sismik dalgaların yayındıkları ortam içerisindeki hızlarının saptanmasıdır. Sismik dalgalar yer içinde, sabit bir hızla değil, farklı hızlarla yayınarak, doğrudan ortamın özelliklerini yansıtırlar.

Bir grup alıcı yardımıyla yapılan dizilim işleme yöntemlerinin temeli, zaman ortamı ışın biçimlendirici (time domain beamformer) yöntemine dayanır (Johnson ve Dudgeon, 1996). Zaman ortamında bir grup alıcıda kaydedilen sinyallerin, herbir alıcıdaki zaman gecikmeleri doğru olarak hesaplanıp kayıtlarda gerekli düzeltmeler yapılırsa, bütün kayıtlar toplandığında, en büyük genlikli sinyal elde edilmiş olur. Buradaki asıl sorun, her bir alıcıdaki doğru zaman gecikmelerinin hesaplanabilmesidir. Eğer zaman gecikmeleri doğru hesaplanır ve düzeltmeler yapılırsa sinyalin yayınım doğrultusu ve hızı bulunabilir. Buna göre, herhangi bir

dizilimden elde edilen kaydın zaman ve uzaklık üzerinden iki kere Fourier dönüşümü alınarak, frekans-dalgasayısı ortamına geçilir. Amaç zaman ortamındakine benzer olarak, uzaysal ortamda sinyalin yayınım doğrultusunu ve hızını belirten dalgasayısı vektörünü belirlemektir. Frekans-dalgasayısı analizi ile en büyük güç spektrumu değerine karşılık gelen dalgasayısı tespit edilerek, bu bilgi doğrultusunda her bir frekansa ait faz hızları hesaplanabilir (Zywicki, 1999).

Frekans-dalgasayısı analizi, yanlızca hız ve/veya sinyalin yayınım doğrultusunu belirlemede kullanılan bir yöntem değildir. Frekans-dalgasayısı analizi, esas olarak sismik çalışmalarda kullanılan bir yöntemdir. Çok kanallı sismik yansıma çalışmalarında, zaman ve uzaklık üzerinden 2-boyutlu Fourier dönüşümü alınarak frekans-dalgasayısı ortamına geçilir ve bu şekilde gürültü ve sinyal ayrımı daha iyi gözlemlenir (Yılmaz, 1987). Özellikle sismik çalışmalar için gürültü kaynağı olan yüzey dalgaları ve diğer gürültüler, frekans-dalgasayısı dönüşümünden sonra veriden süzülebilir.

Bu tez kapsamında, Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanlarında, çok kanallı mikrotremor kayıtlarının analizleri yapılarak, deprem yer tepkileri hesaplanmıştır. Bölüm 2' de, frekans-dalgasayısı yöntemlerinin teorisi ile ilgili bilgi verilmiş, daha sonra Bölüm 3' te, mikrotremor verilerinin, frekans ortamı ışın biçimlendirici yöntemi (conventional frequency domain beamformer) ile frekans-dalgasayısı analizleri yapılarak, Rayleigh dalgasının temel moduna ait, faz hızı dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Bölüm 4' te faz hızı dispersiyon verisine ters çözüm işlemi uygulanarak, her iki çalışma alanı için S-dalgası hız yapıları elde edilmiştir. Bölüm 5' te, elde edilen S-dalgası hız yapıları kullanılarak, deprem yer tepkileri hesaplanmıştır ve Bölüm 6' da yapılan çalışmaların sonuçları yer almaktadır. Ek A' da ise Avcılar verilerinde karşılaşılaşılan farklı yönlerden gelen sinyallerin yarattığı sorunların, yapay veriler kullanılarak yapılan analiz sonuçlarına yer verilmiştir.

2. DİZİLİM SİNYAL İŞLEME YÖNTEMİ İLE DİSPERSİYON ANALİZİ

2.1. Giriş

Belli bir geometri ile yerleştirilmiş alıcı grubu, dizilim (array) olarak adlandırılır. Dizilim sinyal işleme (array signal processing) yöntemi ile bir dizilim arasında kalan alanda dalga yayınımı, ayrıntılı bir şekilde incelenebilir. Uzay-zaman ortamında kaydedilen sinyallerin, farklı dalgaboylu düzlem dalgaların toplamından oluştukları varsayılabilir. Bir dizilim ile kaydedilen sinyallere, frekans-dalgasayısı analizleri yapılır. Frekans-dalgasayısı analizlerinin temeli, zaman ortamı ışın biçimlendirici yöntemine dayanmaktadır. Buna göre bir dizilim ile kaydedilen ve aralarında zaman gecikmesi olan sinyaller, doğru zaman gecikmeleri bulunarak toplandığında, en büyük genlikli sinyal elde edilir ve böylece sinyalin hızı ve/veya yayınım doğrultusu bulunabilir.

Dizilim işleme yönteminde kullanılan alıcı dizilimi, 1-boyutlu (doğrusal dizilim) veya 2-boyutlu (dairesel, kare, L şeklinde vb.) olabilir. 1-boyutlu dizilimlerde, dalganın geliş açısı önemlidir çünkü dalganın alıcılarda belli bir faz gecikmesi ile kaydedilmesi gerekmektedir. Eğer dalga cephesi dizilime paralel (90°) ise alıcılardaki kayıtlarda faz gecikmesi oluşmaz. Dalga cephesinin dizilim ile 0° açı yaptığı durumda ise en büyük faz gecikmesi oluşur. 2-boyutlu dizilimlerde, sinyalin geliş açısının analizlerde önemi yoktur çünkü her durumda, alıcılardaki kayıtlarda faz gecikmesi oluşur. 1-boyutlu dizilimlerde sinyalin geliş açısı veya hızı bulunabilirken, 2-boyutlu dizilimlerde her iki bilgiyi de elde etmek mümkündür.

Yüzey dalgası çalışmalarında amaç, dalgasayısı vektörünün tespit edilmesidir. Dalgasayısı vektörü, uzaysal ortamda sinyalin yayınım doğrultusunu gösteren bir büyüklüktür. Frekans-dalgasayısı ortamında, güç spektrumunun en yoğun olduğu noktaya karşılık gelen dalgasayısının saptanması, yüzey dalgalarının faz hızlarının elde edilmesine olanak verir. Bu bölümde, frekans-dalgasayısı analizinden

yararlanılarak elde edilen güç spektrumlarından, faz hızlarının nasıl bulunduğu anlatılmıştır. Bu işlemi daha iyi açıklayabilmek için de öncelikle 1-boyutlu ve çok boyutlu güç spektrumu kestirimlerinden bahsedilmiştir.

2.2. 1-Boyutlu Spektral Güç Yoğunluğu Kestirimi

1-boyutlu spektral güç yoğunluğu kestirimi, çok boyutlu spektral güç yoğunluğu kestiriminde, frekans çözünürlüğünü kontrol eder (Zywicki, 1997). Bu nedenle çok boyutlu spektral güç yoğunluğu kestiriminden önce, 1-boyutlu spektral güç yoğunluğu kestirimi analizi ele alınacaktır.

Eğer sonsuz uzunluklu bir veri toplama şansı olsaydı, ideal spektrum süzgeci, inceleme frekansındaki bir Dirac delta fonksiyonu olurdu. Spektral güç yoğunluğu hesabındaki amaç, pratikte mümkün olmayan bu durumu optimize etmeye çalışmaktır. Bu da örnekleme özellikleri ve ağırlıklandırma fonksiyonu ile kontrol edilir. Spektral süzgecin pratikteki karşılığı, genellikle band-geçişli bir süzgeç olarak düşünülebilecek olan *sinc* fonksiyonudur.

2.2.1. Zaman ortamı

1-boyutlu sinyal analizi problemi, genellikle zaman ortamı verileriyle ilişkilidir. Sinyalin örnekleme özellikleri, zaman gecikmesi ortamını (temporal lag domain) kontrol eder. Bu da güç spektrumu kestiriminde kullanılacak olan frekans aralığını belirler. Güç spektrumu kestiriminde, ağırlıklandırma fonksiyonunun (weighting function) rolü çok önemlidir. Zaman ortamında ilgilenilen temel fonksiyon ise verinin, zamandaki tüm kaymalar ile olan ilişkisini ortaya koyan, özilişki fonksiyonudur.

2.2.1.1. Zaman gecikmesi ortamı (temporal lag domain)

Güç spektrumu kestirimi için kullanılabilecek en büyük frekans, örnekleme frekansı ile belirlenir. Veri uzunluğu ise farklı frekansların çözünürlüğünü kontrol eder. Gecikme ortamı, gerçek veri toplama işlemi yapılmaksızın, örnekleme özelliklerinin ortaya konmasına olanak verir. Yani gecikme ortamı incelenerek, hangi zaman aralıklarının, buna karşılık hangi frekansların daha iyi incelenebileceğine karar

verilebilir. Örnekleme sıklığı, farklı gecikmelerin tekrarını, veri boyu ise olabilecek en uzun zaman gecikmesini kontrol eder.

2.2.1.2. Nyquist örnekleme frekansı ve frekans katlanması (aliasing)

Zaman ortamındaki bant-sınırlı bir sinyalin, frekans ortamında tam olarak karakterize edilebilmesi için yeterli sıklıkta örneklenmiş olması gerekir. Bu örnekleme sıklığına Nyquist örnekleme hızı (Nyquist sampling rate) denir ve Nyquist frekansının iki katına eşittir. Nyquist frekansı, sinyaldeki en büyük frekanstır. Eğer sinyal, Nyquist örnekleme hızından küçük bir frekansla örneklenmiş ise yüksek frekanstaki bileşenler düşük frekanslara katlanır.

2.2.1.3. Ağırlıklandırma fonksiyonu (weighting function)

Spektral süzgeçlerin özelliklerini kontrol etmek için zaman ortamında bazı ağırlıklandırma fonksiyonu veya başka bir deyişle pencere fonksiyonları kullanılır. Bunlara örnek olarak, Bartlett, Hanning, Hamming pencereleri verilebilir. Her bir ağırlıklandırma fonksiyonunun, birbirine göre üstün ve zayıf olduğu durumlar vardır. İlgilenilen problemin tipine göre, uygun ağırlıklandırma fonksiyonu seçilir.

2.2.1.4. Özilişki fonksiyonu (auto-correlation function)

Özilişki fonksiyonu, rastgele süreçleri karakterize eden temel fonksiyondur. Verinin kendisiyle farklı zaman gecikmelerindeki ilişkisini gösterir. Özilişki fonksiyonu,

$$r_s(l) = \frac{1}{N}\sum_{n=0}^{N-1} s(n+l)s(n) \qquad l = 0,\ldots,N-1 \tag{2.1}$$

şeklinde ifade edilir. Burada, $r_s(l)$ zamanda l kadar kayma gösteren sinyalin özilişki fonksiyonunu, $s(n)$ ise n zamanında ölçülen sinyali göstermektedir. Buna göre özilişki fonksiyonu, N uzunluklu ve belli bir örnekleme aralığı ile örneklenmiş verinin, toplam uzunluğuna kadar olan tüm zaman gecikmelerini kapsar. Bu şekilde, farklı frekansların çözünürlüğü araştırılmış ve güç spektrumundan kestirilecek en büyük frekans tespit edilmiş olur.

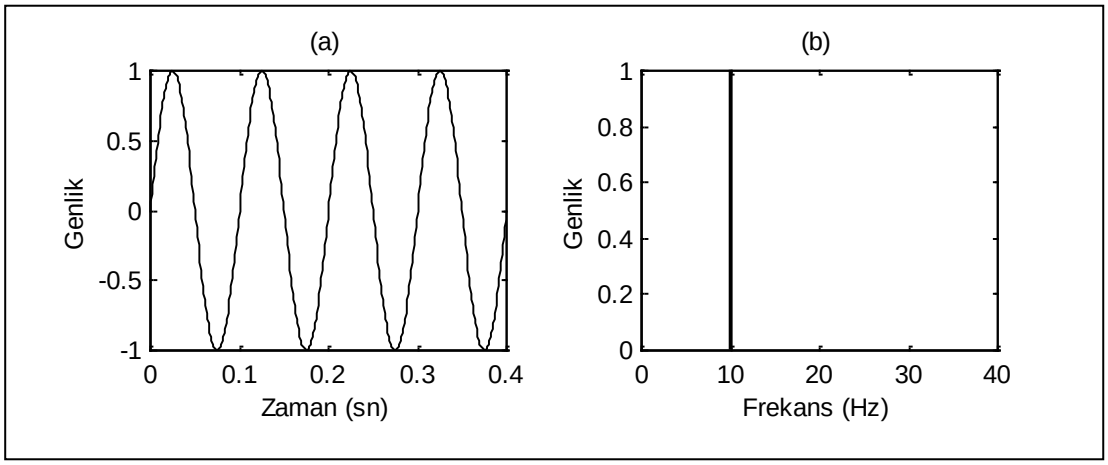
2.2.2. Spektral ortam

İdeal spektrum kestirim süzgeci, ilgilenilen frekanstaki bir Dirac delta fonksiyonudur. Ancak pratikte, Dirac delta fonksiyonunu elde etmek mümkün değildir ve yerine *sinc* fonksiyonu elde edilir. Bu durumda *sinc* fonksiyonu, merkez frekansı ilgilenilen frekansa karşılık gelen, band-geçişli bir süzgeç olarak da düşünülebilir. Yani zaman ortamındaki bir sürecin spektrumunun kestrimi, her bir süzgecin merkez frekansının ilgilenilen frekansa denk düştüğü, band-geçişli bir süzgeç grubu ile gerçekleşir. Burada ana lobun genişliği, birbirine yakın frekansların çözünürlüğünü, yan lobların yüksekliği de enerji sızmasını kontrol eder. Spektral süzgecin özellikleri, zaman ortamındaki örnekleme sıklığı ve ağırlıklandırma fonksiyonu ile belirlenir.

Bir spektral süzgeç tasarlama, yapılan işe uygun bilgiyi ortaya koyacak optimum süzgeci elde etmeye dayanır. İstenen optimum süzgeç, band genişliği, frekans bileşenlerinin ayrımı, gürültü içeriği ve amaca göre değişir. Ancak esas olarak, bir süzgeç tasarlanırken, ana lobun dar ve yan lobların yüksekliğinin kontrol edilebilir olması istenmektedir.

2.2.2.1. İdeal spektral süzgeç

Eğer tek bir frekansta, birim genlikli ve gürültüsüz sonsuz uzunluklu bir sinyal düşünülecek olursa, bu sinyalin Fourier dönüşümü, ilgilenilen frekanstaki bir Dirac delta olur (Şekil 2.1). Böylece sadece istenilen frekansa ait bilgi sinyalin içinden



ayırılabilir.

Şekil 2.1 Sonsuz uzunluklu 10 Hz' lik bir sinyal (a) ve spektrumu (b).

Sürekli bir sinyalin Fourier dönüşümü,

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{-j\omega t} dt \tag{2.2}$$

bağıntısı ile verilir. Ancak pratikte ayrık verilerle çalışıldığı için verilere ayrık Fourier dönüşümü uygulanmalıdır. Ayrık Fourier dönüşümü,

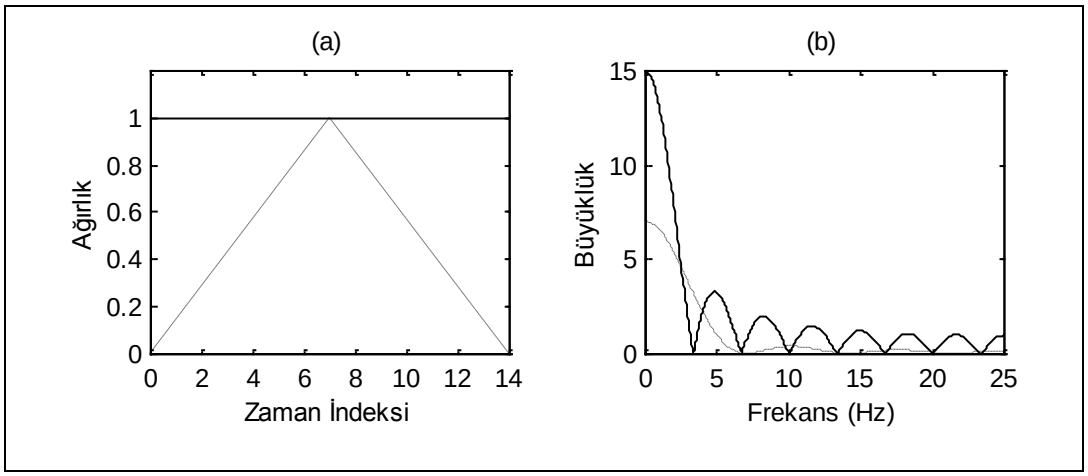
$$\hat{F}(\omega) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} f[n] w[n] e^{-j\omega n} \tag{2.3}$$

şeklindedir. Burada $f[n]$, kullanılan rastgele süreçtir. Ağırlıklandırma vektörü $w[n]$ ve örnekleme aralığı, spektral süzgecin karakterini belirler.

Ağırlıklandırma vektörünün ayrık Fourier dönüşümü, yuvarlatma çekirdek fonksiyonu (smoothing kernel) yada spektral süzgeç olarak adlandırılır ve

$$W(\omega) = \sum_{-\infty}^{+\infty} w[n] e^{-j\omega n} \tag{2.4}$$

olarak tanımlanır. Yani, kestirimi yapılan spektrum, gerçek spektrumla yuvarlatma çekirdek fonksiyonu $W(\omega)$' nun evrişiminden elde edilir. Ağırlıklandırma vektörü, süzgecin ana ve yan loblarının özeliklerini kontrol eder. Örnek olarak, Bartlett ve dikdörtgen pencerelerin ayrık Fourier dönüşümleri alınıp incelendiğinde, dikdörtgen pencerenin, Bartlett penceresine göre, daha dar bir ana loba sahip olduğu, buna karşılık Bartlett penceresinin, yan lobların kontrolünü daha iyi yaptığı görülür (Şekil 2.2). Başka bir deyişle dikdörtgen pencere, Bartlett penceresine göre daha iyi çözünürlük sağlayıp, daha iyi genlik kestirimine olanak verirken, Bartlett penceresi ile geniş bandlı gürültüler ve enerji sızıntısı kontrolü yapılır.



Şekil 2.2 a) Bartlett (kesikli çizgi) ve dikdörtgen (düz çizgi) pencereler. b) Bartlett ve dikdörtgen pencerelerin genlik spektrumları.

2.2.2.2. Güç spektrumu kestirimi

Durağan rastgele bir süreç, spektral güç yoğunluğu fonksiyonu ile karakterize edilebilir (Capon, 1969). Güç spektrumu, sinyalin herhangi bir frekansta, birim zamandaki enerjisini ifade etmektedir. 1-boyutlu sinyal analizinde, en genel olarak güç spektrumu kestirimi, özilişki fonksiyonunun Fourier dönüşümüne eşittir. Güç spektrumu kestiriminde karşılaşılan bazı güçlükler vardır. Bunlar, verinin sonlu uzunluklu olması ve veriye gürültü ile birden fazla sinyalin karışmış olması gibi durumlarıdır. Bu durumda güç spektrumu kestirimi, gürültülü ve zaman ortamında sınırlı sayıda örneklenmiş verinin güç spektrumu kestirimi problemine dönüşmektedir.

Güç spektrumu kestirimi, rastgele bir sürecin, herhangi bir frekanstaki bilgisini açığa çıkarabilecek, en iyi spektral süzgeci tasarlayabilmeyi gerektirir. 1-boyutlu güç spektrumu kestirimi, çok boyutlu güç spektrumu kestiriminde frekans çözünürlüğünü kontrol eder. Veri özellikleri ve ağırlıklandırma fonksiyonunun doğru seçilmesi, doğrudan güç spektrumunu etkileyen faktörlerdir.

2.2.2.3. Periodogram

Periodogram yöntemi, güç spektrumu kestirimi için kullanılan ilk yöntemlerden biridir. İlk kez 1898 yılında Schuster tarafından güneş lekelerinin sayısının periodikliği üzerine yapmış olduğu çalışmada kullanılmıştır.

Periodogram yöntemi, özilişki fonksiyonunun Fourier dönüşümüdür. Bu işlem sonucu elde edilen güç spektrumu,

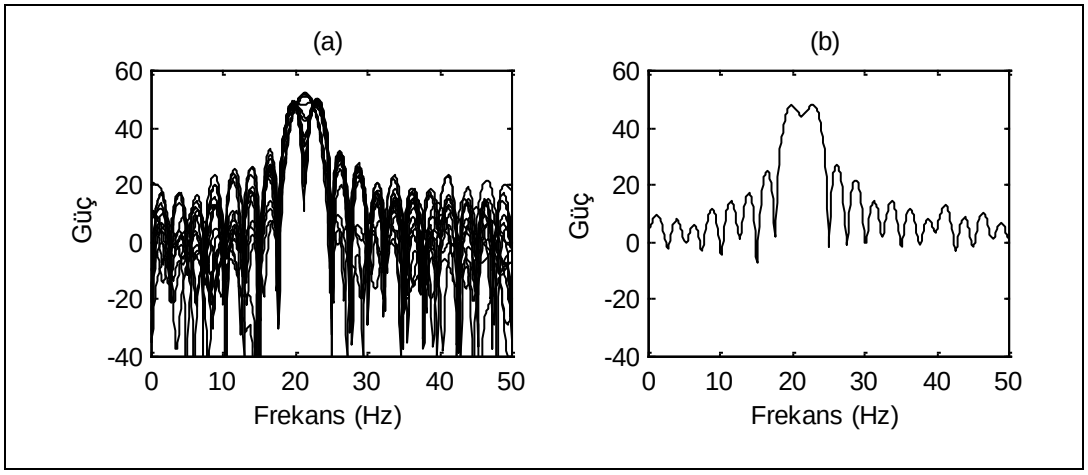
$$P_{periodogram}(\omega) = \sum_{l=-(N-1)}^{N-1} r_s(l)\exp(-jl\omega) \tag{2.5}$$

şeklinde gösterilir. Burada $r_s(l)$ özilişki fonksiyonunu, $P_{periodogram}(\omega)$ ise ω frekansındaki güç kestrimini göstermektedir. Periodogram yöntemi aynı zamanda, evrişim (convolution) teoremi kullanılarak, aşağıdaki şekilde de ifade edilebilir:

$$P_{periodogram}(\omega) = \frac{1}{N} S(\omega)S^*(\omega) = \frac{1}{N}\left|S(\omega)\right|^2 . \tag{2.6}$$

Burada $S(\omega)$, $s(n)$ ile gösterilen verinin Fourier dönüşümünü, $*$ işareti de kompleks eşleneği temsil etmektedir.

Şekil 2.3a' da rastgele gürültü eklenmiş, 20 Hz ve 22.5 Hz' lik iki sinusoidin toplanmasıyla oluşturulan bir sinyale ait, 15 periodogramın üstüste çizdirilmiş hali görülmektedir. Periodogram yöntemi, baskın frekansa ait bilgiyi sinyalden çıkarabilmek için kullanılan, band-geçişli bir süzgeç gibi davranmaktadır. Şekil 2.3a' daki çizimde, sinyalin içerdiği iki frekansa ait bilginin, güç spektrumunda iki tepe noktası vererek, birbirinden ayrıldığı gözlenmektedir. İki sinyalin birbirinden ayrılma derecesi, yöntemin çözünürlüğü ile ilişkilidir. Periodogram, kolay hesaplanabilir bir yöntemdir ancak kısa veri boyu kullanıldığında çözümün kalitesi düşmektedir.



Şekil 2.3 Rastgele gürültü katılmış, 20 Hz ve 22.5 Hz' lik iki sinusoidin toplamından elde edilen sinyalin periodogramlar. a) 15 periodogramın

üstüste çizdirilmesi. b) 15 periodogramın ortalaması alındığında elde edilen güç spektrumu.

2.2.2.4. Bartlett yöntemi

Bartlett yönteminde, birçok periodogramın ortalaması alınarak güç spektrumundan daha iyi sonuç elde edilmesi amaçlanmaktadır. Buna göre güç spektrumu,

$$\hat{P}_{Bartlett}(\omega) = \frac{1}{B}\sum_{i=1}^{B} \hat{P}^{i}_{periodogram}(\omega) = \frac{1}{B}\sum_{i=1}^{B} \frac{1}{L} S_i(\omega) S_i^*(\omega) \tag{2.7}$$

olarak verilir. Burada B, ortalaması alınmak üzere, verinin bölündüğü blok sayısını, $\hat{P}^{i}_{periodogram}(\omega)$, i' nci bloğun periodogram kestirimini, $S_i(\omega)$ i' nci bloğun frekans spektrumunu ve L de her bir bloğun uzunluğunu $(L = N/B)$ göstermektedir. Şekil 2.3b' de, 15 periodogramın ortalaması alınarak hesaplanan güç spektrumu görülmektedir. Periodogramların ortalamaları alındığında, varyansların azaldığı gözlenmektedir.

2.3. Çok Boyutlu Güç Spektrumu Yoğunluğu Kestirimi (Uzay-Zaman Ortamı)

Zaman ortamındaki bir sinyal, farklı frekanslardaki sinusoidlerin toplamı şeklinde ifade edilebilir. Benzer olarak, uzay-zaman ortamında kaydedilen bir sinyal de farklı dalgaboylu düzlem dalgaların toplamıdır. Bu durumda güç spektrumu, frekans ve dalgasayısının fonksiyonu olarak elde edilir.

Yüzey dalgası çalışmalarında amaç, dalgasayısı vektörünü tespit etmektir. Dalgasayısı vektörü, uzaysal ortamda sismik dalganın yayınım doğrultusunu ve hızını temsil eden bir büyüklüktür. Bu anlamda, frekansın uzaysal ortamdaki karşılığıdır. Çok boyutlu güç spektrumları, frekans ve dalgasayısının fonksiyonu olarak elde edilir ve güç spektrumunun en büyük olduğu noktadan baskın dalgasayısı tespit edilir. Dalgasayısı vektörünün kestirilmesi, doğrudan faz hızının elde edilmesini sağlar.

Çok boyutlu güç spektrumu kestirimi problemi, 1-boyutlu güç spektrumu kestirimine dayanır. Hesaplanan spektrum, gerçek spektral güç yoğunluğunun yuvarlatılmış halidir. Alıcılar arasındaki çapraz ilişki, dalgasayısı vektörünün elde edilmesi için gerekli olan faz kayması bilgisini taşır. Çok boyutlu spektral süzgecin ideal hali, yine

1-boyutlu probleme benzer şekilde, 3-boyutlu (zaman ve 2 uzaysal boyut) Dirac delta fonksiyonudur. Güç spektrumu kestirimi, amaca bağlı olarak en uygun spektral süzgecin tasarlanmasına dayanır. Buna göre ağırlıklandırma fonksiyonları kulanılarak, yan loblar nedeniyle süzgeçte oluşan bozulmalar giderilmeye çalışılır.

2.3.1. Dalgasayısından faz hızının hesaplanması

Uzay-zaman ortamında, dalga alanının, uzay ortamındaki değişimini incelemek için dalgasayısı vektörü ($\vec{k}$) kullanılır. Frekans ve dalgasayısı vektörü, sismik yüzey dalgalarının yayınımını ve dispersiyon ilişkisini ortaya koyar. Gerçekte bütün yüzey dalgası çalışmalarının amacı, frekansın fonksiyonu olarak dalgasayılarını bulmaktır. Dalgasayılarının bulunması, faz hızlarının hesaplanabilmesine olanak verir. Dalgasayısı vektörü, dalganın uzaysal ortamda geliş açısı ve hızını gösterir. İdeal bir monokromatik düzlem dalga alanı,

$$z(\vec{x},t) = \exp\left[j(\omega_0 t - \vec{k}_0 \vec{x})\right] \tag{2.8}$$

olarak ifade edilir. Burada $\vec{k}_0$ dalgasayısı vektörünü göstermektedir ve büyüklüğü dalgasayısını $\left(k_0 = \left|\vec{k}_0\right|\right)$ verir. Burada $z(\vec{x},t)$, belli bir frekans (ω_0, rad/s) ve dalgasayısındaki (k_0, rad/m) sabit faz hızına sahip bir düzlem dalganın, t zamanında, x noktasında ölçülen dalga alanını gösterir ($j = \sqrt{-1}$). Bu eşitliğe göre, sabit faz hızına sahip düzlem dalga, ortamda yayınırken, alıcıların uzaysal ortamdaki dağılımından dolayı, her bir alıcıya belli bir zaman gecikmesi ile ulaşacaktır. Zaman ortamında oluşan bu gecikmeler, frekans ortamında faz kaymalarına denk düşmektedir. Bu durumda dalgasayısı k_0,

$$k_0 = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{\Delta\Phi}{\Delta d} \tag{2.9}$$

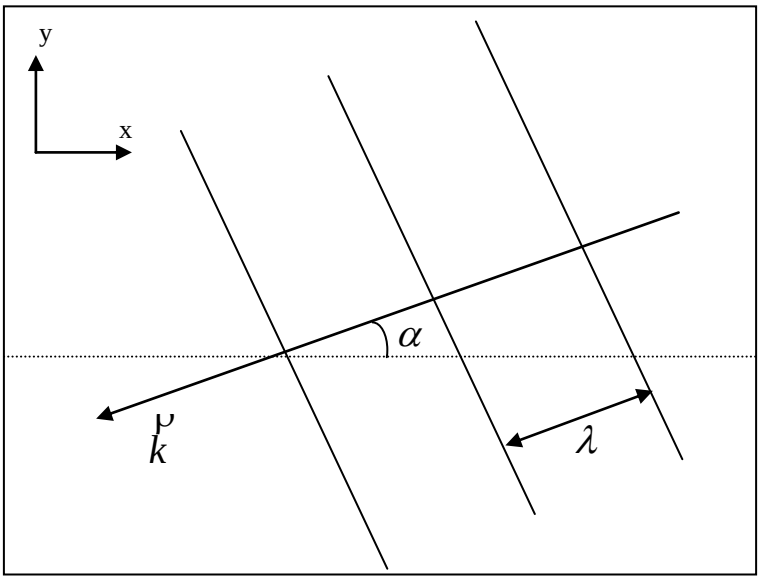
şeklinde ifade edilebilir. Burada λ dalgaboyunu (m), $\Delta\Phi$ ise Δd mesafesinde oluşan faz değişimini gösterir.

Eğer zamansal ve uzaysal anlamda sonsuz uzunluklu bir sinyal kaydedilebilseydi, bu sinyal frekans-dalgasayısı ortamında, 3-boyutlu tepki fonksiyonu olarak ifade

edilebilirdi. Bu durumda dalgasayısı $\vec{i}$ ve $\vec{j}$ birim vektörler olmak üzere $k_0 = k_{0,x}.\vec{i} + k_{0,y}.\vec{j}$ şeklinde gösterilir. Bu şekliyle dalgasayısı, belli bir büyüklükte ve belli bir yönü işaret eden, vektörel bir büyüklüktür (Şekil 2.4). Belli bir frekanstaki dalgasayısının büyüklüğü ise doğrudan faz hızını verir. Bu durumda ω_0 ve k_0' daki Rayleigh dalgasının faz hızı,

$$c_R(\omega_0, k_0) = \frac{\omega_0}{k_0} \tag{2.10}$$

şeklinde hesaplanır. Bu işlem, her bir frekansa karşılık gelen dalgasayıları kullanılarak tekrarlandığında, faz hızları bulunur ve bu şekilde faz hızı dispersiyon eğrileri elde edilir.



Şekil 2.4 İdeal dalga alanı. $\vec{k}$ dalgasayısı vektörünü, α dalganın geliş açısını, λ ise dalgaboyunu göstermektedir.

2.3.2. Uzaysal gecikme ortamı (the coarray)

Uzaysal ortamda alıcıların dizilimi, spektral süzgecin özelliklerini belirler. 1-boyutlu güç spektrumu kestiriminde, zaman ortamındaki örnekleme sıklığı ve veri boyunun çözünürlük problemine olan etkisine benzer şekilde, uzaysal ortamda alıcıların diziliminin de çözünürlük problemine etkisi vardır. Uzaysal ortamda, alıcıların örnekleme sıklığı ve dizilimin boyutları, doğrudan spektral süzgeci etkilemektedir.

Genel olarak alıcılar arasındaki uzaklıklar, dalgaboyu ile ilişkilidir. Alıcılar arasındaki uzaklık ne kadar büyük olursa o kadar uzun dalgaboyları incelenmiş olur. Aynı şekilde, kısa dalgaboylu sinyaller de ara uzaklığı kısa olan alıcılardan elde edilecektir. Buna göre, bir alıcı dizilimi kullanarak, farklı dalgaboyları kontrol edilmiş olur. Bu durumda, bir dizilimi oluşturan alıcılar arasındaki uzaklıklar göz önünde bulundurularak, incelenecek dalgaboyları hakkında bilgi edinilebilir. Buna göre, uzaysal dizilimdeki tüm uzaysal gecikmeler,

$$C(\chi) = \sum_{m=1}^{S} \sum_{n=1}^{S} \delta(x_m - x_n) \tag{2.11}$$

şeklinde ifade edilir. Burada x_i, i' nci alıcının yerini, χ, m' inci ve n' inci alıcılar arasındaki vektörel uzaklığı ve S, dizilimdeki toplam alıcı sayısını göstermektedir.

2.3.3. Dizilim yuvarlatma fonksiyonu (array smoothing function)

Çok boyutlu güç spektrumu kestiriminde yuvarlatma fonksiyonunun, frekans-dalgasayısı ortamındaki bir Dirac delta fonksiyonu olmasını istenir. Buradaki problem ise uzaysal ortamda veri toplama işleminin sınırlı sayıda alıcı ile yapılıyor olmasıdır. Herhangi bir uzaysal dizilimden elde edilen veri,

$$z(\underset{\rho}{x}, t) = w(\underset{\rho}{x})\, f(\underset{\rho}{x}, t) \tag{2.12}$$

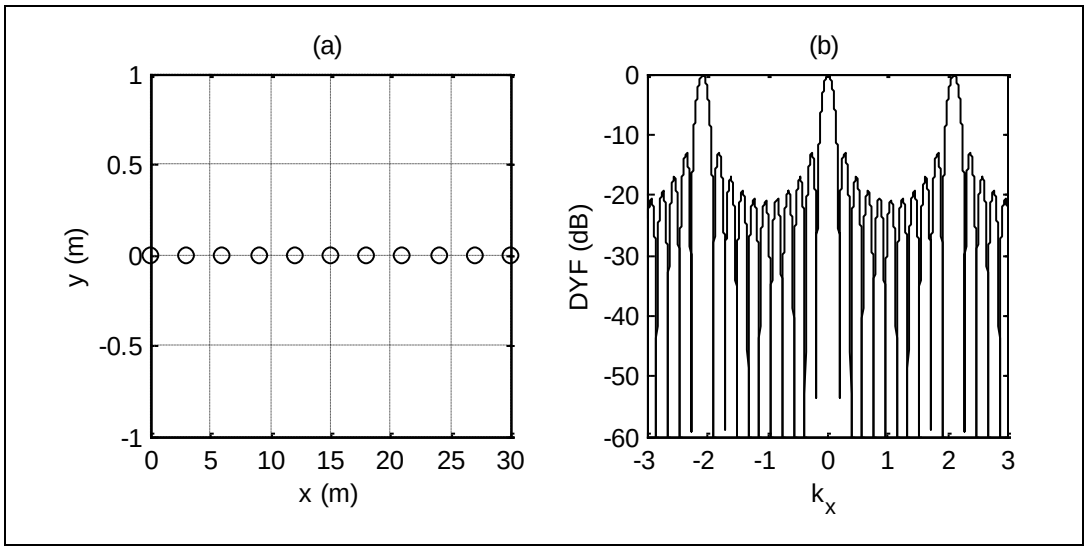
şeklindedir. Yani gözlemsel olarak, ancak belli bir uzay aralığında pencerelenmiş veri toplanabilir. Bu nedenle ideal spektrum süzgecini pratikte elde etmek mümkün değildir. Aslında yapılan iş, uzaysal ortamda yayınan düzlem dalganın, sınırlı boyutlarda ve sınırlı alıcı sayısına sahip bir dizilim ile kaydedilmeye çalışılmasıdır. Bu durumda yuvarlatma fonksiyonu, örnekleme özellikleri ve alıcıların ağırlıkları ile optimize edilmeye çalışılır. Dizilim yuvarlatma fonksiyonu, ağırlıklandırılmış alıcı diziliminin Fourier dönüşümüne eşittir ve

$$W(k) = \sum_{i=1}^{S} w_i \exp(j\underset{\rho}{k}\underset{\rho}{x_i}) \tag{2.13}$$

şeklinde gösterilebilir. Burada $\vec{x}_i$ her bir alıcının yerini, $\vec{k}$ dalgasayısını ve w_i de her bir alıcının ağırlığını verir.

Şekil 2.5' te, 11 alıcıdan oluşan, 30 m uzunluğundaki bir doğrusal dizilim ve dizilim yuvarlatma fonksiyonu görülmektedir. Alıcıların aralarındaki uzaklık 3 m, dizilimin boyu ise 30 m' dir. Alıcı sayısı ve dizilim boyu artırıldığında ana lobun genişliği daralacaktır.

Dizilim yuvarlatma fonksiyonu, bir grup çok boyutlu band-geçişli süzgeç olarak da tanımlanabilir. Her bir süzgeç, bir frekans-dalgasayısı çiftine denk gelir. Ana lobun genişliği ve yan lobların yüksekliği ile dalgasayısının çözünürlüğü analiz edilir. Sismik dalganın yayınım doğrultusuna bağlı olarak, alıcıların dizilimi, dizilim yuvarlatma fonksiyonunun özelliklerini belirler. Dizilimin boyu (en büyük uzaysal gecikme) çözünürlüğü kontrol eder. Çözünürlük olayı, yüzey dalgası dispersiyon analizinde önemli bir yer tutar. Çünkü yüksek modlar ve farklı sismik enerji kaynakları var olabilir. Böyle durumlarda, yüksek modlar ve farklı enerji kaynakları dikkate alınmazsa, dalgasayısı yanlış hesaplanacağından, faz hızları da yanlış olarak elde edilecektir.



Şekil 2.5 11 alıcıdan oluşan ve 30 m uzunluğundaki doğrusal dizilim (a) ve yuvarlatma fonksiyonu (b).

2.3.4. Dalgasayısı katlanması (spatial aliasing) ve çözünürlük

Uzaysal ortamda alıcı dizilimi seçilirken dikkat edilmesi gereken durumlar vardır. Eğer dizilimin boyutları, probleme uygun olarak seçilmezse aynı 1-boyutlu güç

spektrumu kestiriminde olduğu gibi yüksek frekansların düşük frekanslara katlanması söz konusudur. Buna, uzaysal ortamda dalgasayısı katlanması denir.

Uzaysal dizilimde, sinyalin çözünürlüğünü etkileyen iki önemli kavram vardır. Bunlardan birincisi, dizilimin boyutları, diğeri ise alıcıların örnekleme aralığıdır. Buna göre alıcı dizilimin boyutları ne kadar büyük olursa ve beraberinde ne kadar çok alıcı ile örnekleme yapılırsa, gürültü, yüksek modlar ve farklı doğrultulardan gelen sinyallerin, veri üzerinde yaratacağı bozulmaların giderilmesi o kadar başarılı olur.

Uzaysal ortamda dalgasayısı katlanmasını önlemek için uzaysal gecikme ortamı içindeki, en küçük uzaysal aralık $(d_{\min})$ ile en küçük dalgaboyu $(\lambda_{\min})$ arasında,

$$d_{\min} = \frac{\lambda_{\min}}{2} \tag{2.14}$$

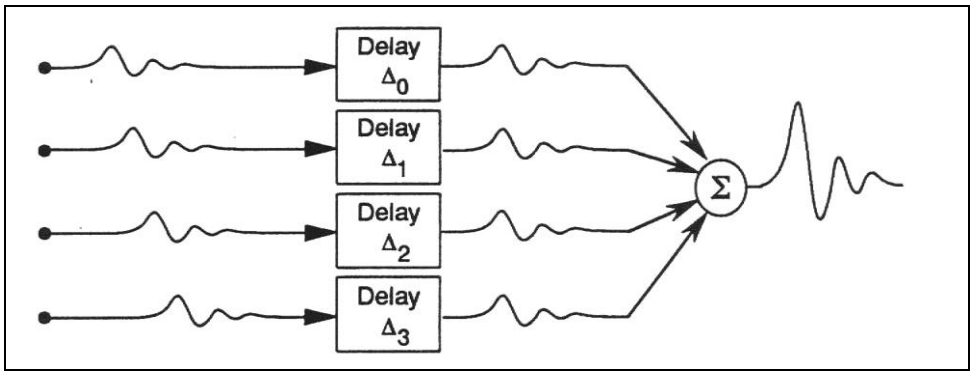
ilişkisi vardır. Bu ilişki, kullanılan dizilime bağlı olarak, dalgasayısı katlanması oluşmadan elde edilebilecek, en büyük dalgasayısının ne olacağı hakkında bilgi verir. Bu sonuçtan hareketle elde edilebilecek en büyük dalga sayısı $(k_{\max})$,

$$k_{\max} = \frac{2\pi}{\lambda_{\min}} = \frac{\pi}{d_{\min}} \tag{2.15}$$

olarak bulunur. Burada $d_{\min}$, uzaysal gecikme ortamındaki en küçük uzaysal gecikmeyi ve $\lambda_{\min}$ ise dizilimden elde edilebilecek en küçük dalga boyunu göstermektedir.

2.3.5. Zaman ortamı ışın biçimlendirici (time domain beamformer)

Zaman ortamı ışın biçimlendirici, dizilim işleme yöntemlerinin temelini oluşturmaktadır. Uzaysal ortamda yayınan bir düzlem dalga, bir dizilimde kaydedildiğinde, alıcılardaki kayıtlarda zaman gecikmesi oluşur. Doğru zaman gecikmeleri tespit edilebilirse, her bir kayıt toplandığında en büyük genlikli sinyal elde edilecektir (Şekil 2.6).



Şekil 2.6 Zaman ortamı ışın biçimlendirici yönteminin şematik gösterimi. Her bir kayıda, doğru zaman gecikmeleri ile düzeltme uygulanıp, bütün sinyaller toplandığında, en büyük genlikli sinyal elde edilmiş olur (Johnson ve Dudgeon, 1993).

Zaman ortamı ışın biçimlendirici,

$$z(t) = \sum_{i=1}^{S} w_i s_i (t - \Delta_i) \tag{2.16}$$

şeklinde ifade edilir. Bu eşitlikte, $z(t)$ zaman ortamı ışın biçimlendiricinin sonucunu, w_i alıcıların ağırlıklarını, t zamanı ve Δ_i de alıcılardaki zaman gecikmelerini göstermektedir. Buradaki temel sorun, zaman gecikmelerinin doğru olarak saptanabilmesidir. Eğer bütün zaman gecikmeleri doğru olarak saptanabilirse sinyallere doğru gecikme düzeltmeleri yapılabilir ve her bir kayıt toplandığında da en büyük genlikli sinyal elde edilmiş olur. Eğer zaman gecikmeleri yanlış hesaplanırsa her bir kayıttaki sinyaller toplandığında, sinyaller birbirlerini sönümleyeceklerdir. Kısaca amaç, toplama işlemi sonucu, en büyük genlikli sinyali veren zaman gecikmelerinin bulunmasıdır. Doğru zaman gecikmelerinin bulunması için sinyalin geliş yönünün ve hızının bilinmesi gereklidir. Farklı hız ve geliş açıları denenerek, en büyük genliği veren zaman gecikmesi bulunabilir.

2.3.6. Uzaysal ilişki matrisi (spatial correlation matrix)

Genel olarak, frekans–dalgasayısı ortamına geçmek için zaman ve uzaklık üzerinden 2-boyutlu Fourier dönüşümü alınır. Teorik olarak bir sorun olmamasına karşılık, dizilim işleme yöntemlerinde arazide kullanılan alıcıların aralarındaki uzaklıkların genellikle eşit olmaması nedeniyle uzaklık üzerinden doğrudan Fourier dönüşümü almak mümkün değildir. Frekans-dalgasayısı analizlerinde, çapraz güç spektrumu,

yönlendirme vektörü ve alıcıların ağırlıklarının çarpılmasıyla güç spektrumu kestirimi yapılır.

Arazide toplanmış ve Fourier dönüşümü alınmış bir veri grubu $S(\omega)$ şeklinde gösterilsin. Bu veri grubu, diagonali, alıcı ağırlıklarından (W) oluşan bir matris ile çarpılırsa,

$$WS = \begin{bmatrix} w_0(\omega)S_0(\omega) \\ w_1(\omega)S_1(\omega) \\ . \\ . \\ w_{M-1}(\omega)S_{M-1}(\omega) \end{bmatrix} \tag{2.17}$$

ifadesi elde edilir. Güç spektrumuna alıcı yerlerinin bilgisini eklemek için bir "yönlendirme vektörü (steering vector)" tanımlanır ve

$$e = \begin{bmatrix} \exp(-j\vec{k}\vec{x}_0) \\ . \\ . \\ . \\ \exp(-j\vec{k}\vec{x}_{M-1}) \end{bmatrix} \tag{2.18}$$

şeklinde gösterilir. Burada $\vec{k}$, dalgasayısı vektörünü göstermektedir. e vektörü, alıcı dizilimindeki faz kayması bilgisini içerir ve sinyalin yayınım yönünü belirler.

Işın biçimleyicinin Fourier dönüşümü sonucu, WS ve e' nin matris çarpımına eşit olacaktır. Bu durumda ışın biçimleyicinin sonucu,

$$Z(\omega,\vec{k}) = \sum_{m=0}^{M-1} w_m S_m(\omega) e^{-j\vec{k}\vec{x}_m} = e^H WS(\omega) \tag{2.19}$$

şeklinde ifade edilir. Formülde e' nin Hermitian transpozu faz kayması bilgilerini içerir ve alıcılarda kaydedilen sinyallerin, doğru olarak toplanmasına olanak verir.

Genel olarak güç spektrumu, genlik spektrumunun karesidir. Bu durumda ışın biçimleyicinin güç spektrumu,

$$P(e) = \int_{-\infty}^{\infty} e^H WSS'W'ed\omega \tag{2.20}$$

şeklinde ifade edilir. Yukardaki integralin temelini, verinin Fourier dönüşümü ile kompleks eşleneğinin çarpımı olan SS' ifadesi oluşturmaktadır ve *uzaysal ilişki matrisi* olarak adlandırılır.

$$R = SS'. \tag{2.21}$$

R matrisi, $M \times M$ boyutlarında bir matristir ve frekans bağımlıdır. Yani, her bir frekans için farklı bir uzaysal ilişki matrisi hesaplanır.

Çok boyutlu güç spektrumu hesabında, uzaysal ilişki matrisi oluşturulurken, N uzunluğundaki her bir veri grubu, L uzunluğundaki B tane bloğa bölünerek $(L = N/B)$ Fourier dönüşümleri alınır ve kompleks eşlenekleri ile çarpılır. Bu şekilde, Bartlett yöntemi kullanılarak, çapraz güç spektrumlarının ortalaması alınmış olur. Yani uzaysal ilişki matrisi,

$$R_{i,j}(\omega) = \frac{1}{B}\sum_{n=1}^{B} S_{i,n}(\omega)S_{j,n}^{*}(\omega) \tag{2.22}$$

şeklinde hesaplanır. Burada $R_{i,j}(\omega)$ alıcılar arasındaki çapraz güç spektrumunu, $S_{i,n}(\omega)$ her bir alıcıda kaydedilen verinin Fourier dönüşümünü, $*$ işareti de kompleks eşleneğini göstermektedir. Denklem (2.22) açık şekilde yazılırsa her hangi bir frekans için uzaysal ilişki matrisi,

$$R(\omega) = \begin{bmatrix} R_{1,1}(\omega) & R_{1,2}(\omega) & . & . & R_{1,S}(\omega) \\ R_{2,1}(\omega) & R_{2,2}(\omega) & . & . & . \\ . & & . & & . \\ . & & & . & . \\ R_{S,1}(\omega) & . & . & . & R_{S,S}(\omega) \end{bmatrix} \tag{2.23}$$

şeklinde elde edilir. R matrisi Hermitian simetriktir, yani matris diagonalinin alt ve üst yarıları birbirlerinin kompleks eşlenekleridir. R matrisi, çapraz güç spektrumunu vermekle birlikte, matrisin diagonali, öz güç spektrumudur.

2.3.7. Frekans ortamı ışın biçimlendirici (FOIB)

Güç spektrumu yoğunluk kestiriminin amacı, ilgilenilen frekansı diğer frekanslardan ayırabilecek bir spektral süzgeç tasarlayabilmektir. Çok boyutlu güç spektrumu kestiriminde, 3-boyutlu spektral süzgeçler tasarlanarak, ilgilenilen frekans-dalgasayısı çiftleri belirlenir.

Frekans ortamı ışın biçimlendirici, güç spektrumu kestirim yöntemlerinden biridir. FOIB yönteminde alıcıların ağırlıkları $w_i = 1 \ \ (m = 1,...,S)$ olarak alınır. Bu nedenle FOIB yönteminin, sabit bir dizilim yuvarlatma fonksiyonu vardır. Bu da 1-boyutlu güç spektrumu hesabındaki dikdörtgen pencereye benzer.

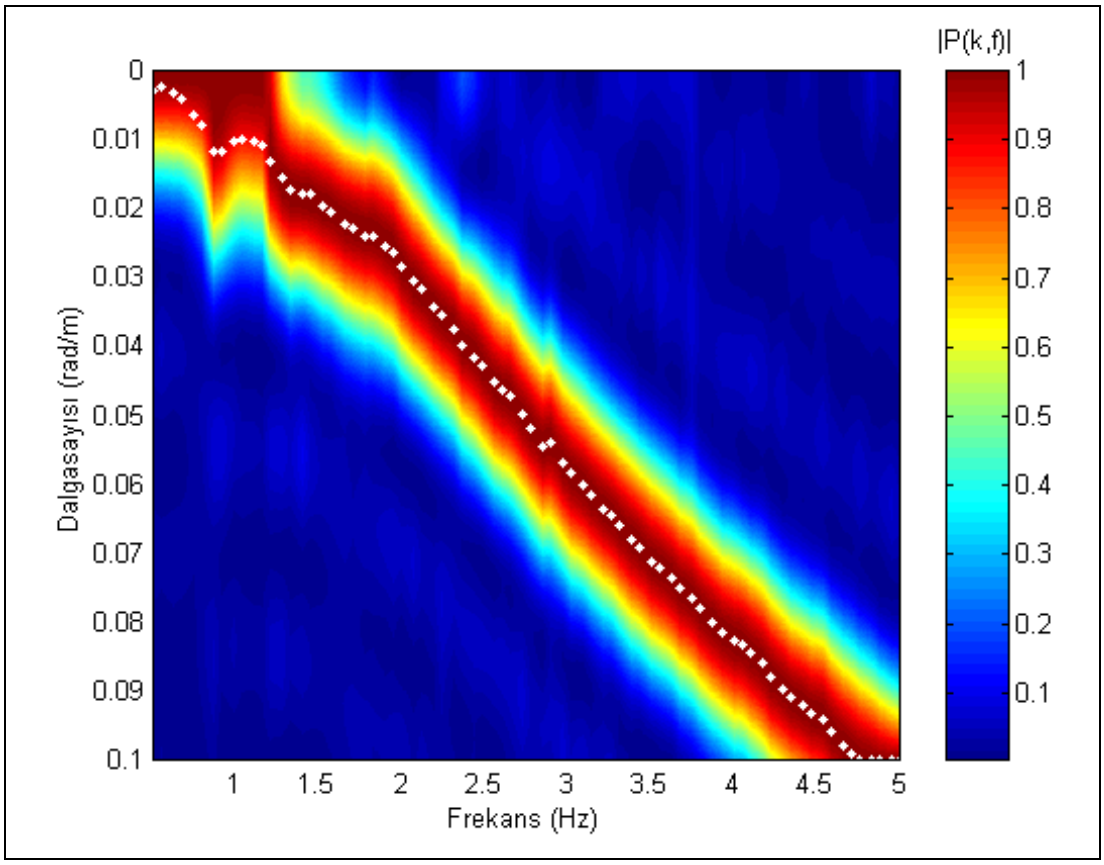
FOIB yönteminde güç spektrumu kestirimi,

$$P_{FDBF}(k,\omega) = e^{H}(k)R(\omega)e(k) \tag{2.24}$$

şeklinde yapılır. Burada $e(k)$ yönlendirme vektörünü, $e^{H}(k)$ yönlendirme vektörünün Hermitian transpozunu ve $R(\omega)$ de uzaysal ilişki matrisini göstermektedir.

FOIB yöntemi, zaman ortamı ışın biçimlendirici yönteminin, frekans–dalgasayısı ortamına uyarlanmış hali gibi düşünülebilir. Frekans-dalgasayısı ortamında güç spektrumları, frekans ve dalgasayısının fonksiyonu olarak gösterilebilirler. Amaç, her bir frekansa ait doğru dalgasayılarının bulunmasıdır. Bu da her bir frekans için farklı dalgasayıları denenerek oluşturulan güç spektrumunun, en büyük değerine karşılık gelen dalgasayının tespiti ile yapılır.

Şekil 2.7' de, FOIB yöntemi ile kestirimi yapılan örnek bir güç spektrumu gösterilmektedir. Güç spektrumu, her bir frekans için farklı dalgasayıları denenerek oluşturulmuştur. Her bir frekans için güç spektrumunun en büyük değerleri, beyaz noktalarla gösterilmiştir. Bu noktalara karşılık gelen dalgasayısı değerleri, gerçek dalgasayılarıdır. Doğru dalgasayıları bu şekilde tespit edildikten sonra, her bir frekans için faz hızları denklem (2.11) kullanılarak hesaplanabilir.



Şekil 2.7 FOIB yönteminden elde edilen güç spektrumu. Güç spektrumunun en büyük değerleri beyaz noktalarla işaretlenmiştir.

2.4. Diğer Yüzey Dalgası Analizi Yöntemleri

Bu tez kapsamında, frekans-dalgasayısı yöntemlerinden biri olan, FOIB yöntemi dışında başka frekans-dalgasayısı yöntemleri olduğu gibi, daha farklı yüzey dalgası yöntemleri de vardır. Bu bölümde diğer yüzey dalgası yöntemleri hakkında kısa bilgi verilmiştir.

2.4.1. Yüzey dalgalarının spektral analizi yöntemi (YDSA)

Yüzey dalgalarının spektral analizi yöntemi, sismolojideki "iki istasyon" yönteminin mühendislik çalışmalarına uyarlanmış şeklidir. Yöntemin temeli, diğer çalışmalarda olduğu gibi Rayleigh dalgasının dispersiyonuna dayanır. YDSA yönteminde, genellikle yapay kaynak kullanılır. Kaynak olarak, probleme uygun şekilde, balyoz veya ağırlık düşürme tekniği kullanılır. Eğer belli bir frekans spektrumunu tarayan sürekli bir kaynak kullanılırsa yöntem, "sürekli yüzey dalgası (continuous surface waves)" adını alır. Yüzey dalgalarının yayınımları, aynı doğrultu üzerinde, biri

kaynağa daha yakın, diğeri daha uzak olmak üzere yerleştirilmiş iki jeofon ile görüntülenir. Üst tabakanın, sinyalin düşük frekanslı kısmı üzerindeki etkisi ve yüksek fekanslardaki soğurulma olayının giderilmesi için jeofon aralıklarının seçimine dikkat edilmelidir. Buna göre jeofon aralıkları, $\lambda/2 < d < 2\lambda$ aralığında bir değer olmalıdır. Burada d jeofonlar arasındaki uzaklığı, λ ise dalgaboyunu göstermektedir. Bu nedenle en iyi frekans içeriğini elde etmek için farklı jeofon aralıkları denemekte yarar vardır (Bergstrom, 1999).

Eğer kaynaktaki başlangıç fazı, sinyalin oluş zamanı, sinyalin katettiği yol biliniyorsa faz hızı, $2\pi N$ ' lik bir belirsizlikle bulunabilir. YDSA yönteminin avantajı, başlangıç fazı bilgisinin hesaplardan çıkarılabilmesidir. Bu da her bir jeofonda kaydedilen sinyallerin faz spekturumlarının farkı alınarak yapılır.

Hesaplanan faz hızları ile Rayleigh dalgasına ait faz hızı dispersiyon eğrileri elde edilir. Faz hızı dispersiyon eğrileri kullanılarak, ters çözüm ile S-dalgası hız yapıları modellenebilir. Mühendislik çalışmalarında, YDSA yöntemi aynı zamanda zemin deformasyonlarının analizinde de kullanılır. S-dalgası hızının bilinmesi, mühendislik parametrelerinin (kesme modülü, kritik sönümlenme oranı vb.) ve deprem yer tepkilerinin hesaplanmasına olanak verir. Ayrıca elde edilen faz hızları, dalga boylarına karşılık çizdirilerek, hız derinlik profili hakkında bilgi edinilebilir.

YDSA yönteminde yüzey dalgalarının temel modunu kullanılır. Yöntem genel olarak yüzey dalgalarının yüksek modlarına karşı duyarlı değildir. Ayrıca sinyaldeki gürültü oranı arttıkça, yüksek frekansların çözünürlüğü düşmektedir. YDSA yönteminin bu ve benzeri eksikleri, "yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (multichannel analysis of surface waves)" yöntemi kullanılarak giderilebilir. Yüzey dalgalarının yüksek modları her zaman oluşabilir ve bazen sismik enerjinin büyük çoğunluğu, yüksek modlar halinde yayınır. Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi yöntemi ile yüksek modların belirlenmesi ve ters çözüm sonuçlarının elde edilmesi mümkündür (Park ve diğ., 1999a, Park ve diğ., 1999b).

2.4.2. Capon yöntemi (minimum variance distortionless look)

Capon yöntemi, frekans-dalgasayısı analiz tekniklerinden biridir (Capon, 1969). FOIB yönteminden farkı ise alıcı ağırlıklarının hesaplara katılmasıdır. Bu da frekans-

dalgasayısı yuvarlatma çekirdeğini optimize eder (Zywicki, 1999). Yani FOIB yöntemine göre daha dar bir güç spektrumu elde edilir.

Capon yönteminde, uzay spektral ağırlıklandırma vektörü,

$$w_{MVDL}(k,\omega) = \frac{R(\omega)^{-1}e(k)}{e^{H}(k)R(\omega)^{-1}e(k)} \tag{2.25}$$

şeklindedir. Burada $R(\omega)$ FOIB yönteminde olduğu gibi uzaysal ilişki matrisini, $e(k)$ da yönlendirme vektörünü göstermektedir. Bu durumda, Capon yönteminde güç spektrumu,

$$P_{MVDL}(k,\omega) = \frac{1}{e^{H}(k)R(\omega)^{-1}e(k)} \tag{2.26}$$

şeklinde hesaplanır. Denklemden görüldüğü gibi Capon yönteminin, FOIB yönteminden farkı, uzaysal ilişki matrisinin tersinin alınmasıdır.

2.4.3. SPAC yöntemi (spatial auto-correlation coefficient method)

Pasif kaynak kullanılarak yapılan yüzey dalgası analizlerinden biri de SPAC yöntemidir. SPAC yönteminde, yüzey dalgası analizi yapılırken, temel modun baskın olduğu kabul edilir. Alıcı dizilimi olarak, üçü çember üzerine ve biri dairenin merkezine yerleştirilmek üzere, en az dört alıcıdan oluşan, dairesel bir dizilim kullanılır.

SPAC yönteminde, mikrotremor kayıtları kutupsal koordinatlar kullanılarak işlenir. Belli bir frekans için uzaysal özilişki katsayılarının (spatial auto-correlation coefficients) faz hızları ile olan ilişkisi, 0. dereceden 1. tip Bessel fonksiyonu kullanılarak belirlenmeye çalışılır ve

$$J_0(rk) = J_0\left(\frac{2\pi fr}{c(f)}\right) \tag{2.27}$$

şeklinde gösterilir. Burada J_0 Bessel fonksiyonunu, f frekansı, k dalgasayısını, r dizilimin yarıçapını ve c faz hızını göstermektedir. r yarıçaplı dairesel bir dizilimden elde edilen mikrotremor kayıtlarının uzaysal özilişki katsayıları

bulunarak, en küçük kareler yöntemi ile uygun bir Bessel fonksiyonuna çakıştırılır ve böylece herhangi bir frekanstaki faz hızı hesaplanabilir (Kudo ve diğ., 2000). SPAC yönteminde, FOIB yöntemine göre daha az sayıda alıcı ve birden fazla farklı yarıçaplı dizilimler kullanılmaktadır. Bununla beraber SPAC yönteminde mikrotremorlerin, yüzey dalgalarının temel modundan oluştukları varsayımı yapılır.

2.4.4. Spektral hız analizi (slantstacking)

Spektral hız analizinde, $x-t$ (uzaklık-zaman) ortamındaki kayıtlara $p-\tau$ (ışın parametresi-kesme zamanı) dönüşümü uygulanır. Yöntem, özellikleri açısından frekans-dalgasayısı analizlerine benzemektedir (Louie, 2001).

$p-\tau$ dönüşümü x uzaklığında ve t zamanındaki sismik kayıt $A(x,t)$ boyunca alınan basit bir integral işlemidir ve

$$A(p,\tau)=\int_{x} A(x,t=\tau+px)dx \tag{2.28}$$

şeklinde ifade edilir. Yavaşlık-frekans (slowness-frequency) analizleri sonucu, bütün kayıtların güç spektrumları elde edilir ve yavaşlık-frekans eksenlerine göre çizdirilir. Yine frekans-dalgasayısı analizlerinde olduğu gibi, güç spektrumunun en büyük değerine karşılık gelen yavaşlık değerleri belirlenerek, faz hızları elde edilir. Spektral hız analizinde genellikle 1-boyutlu dizilim ve pasif kaynak kullanılır.

3. VERİ ANALİZİ

3.1. Giriş

Bu bölümde, Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanlarında kaydedilen çok kanallı mikrotremor verilerinin dizilim işleme yöntemi ile analizleri yer almaktadır. Mikrotremor verilerinin analizi, Bölüm 2' de anlatılan, frekans ortamı ışın biçimlendirici (FOIB) yöntemi kullanılarak yapılmıştır. İlk olarak, mikrotremorlerin ve her iki çalışma alanında gözlenen jeolojik formasyonların özellikleri, daha sonra ise mikrotremor kayıtlarının analizi ile her iki çalışma alanı için faz hızı dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi anlatılmıştır.

3.2. Mikrotremorler ve Özellikleri

Yüzey dalgası analizlerinde, pasif kaynak (mikrotremorler) kullanımının aktif kaynak kullanımına göre avantajları vardır. Yerleşim alanlarında gürültü seviyesinin yüksek olması ve büyük enerji kaynaklarının kullanımının mümkün olmaması, uzun dalgaboylu sinyal üretimini engeller ve bu da inceleme derinliğini azaltır. İnceleme derinliğini azaltan bir diğer etmen de sismik enerjinin, yumuşak sediman tabakalar içinde soğurulmasıdır. Pasif kaynaklar ise genellikle düşük frekanslarda seyahat eden sinyaller ürettikleri için derin katmanları başarılı bir şekilde inceleme imkanı sunarlar.

Pasif kaynaklar, genellikle mikrotremorler ve mikroseismlardan oluşur. Genellikle 2 sn' den daha uzun periyodlu yer gürültüleri "mikroseism", daha kısa periodlu yer gürültüleri ise "mikrotremor" olarak adlandırılırlar. Mikroseismların kaynağı, atmosferik olaylar, deniz ve okyanuslardaki akımlar, mikrotremorlerin kaynağı ise trafik ve endüstriyel gürültülerdir. Mikrotremor çalışmalarında genel olarak, çalışma alanı yakınlarındaki trafik gürültüsü kullanılmaktadır (Lermo ve Chávez-García, 1994). Mikrotremorler ve mikroseismların içeriğinin tam olarak ne olduğu

günümüzde de tartışılmakla beraber, ağırlıklı olarak Rayleigh dalgasından oluştukları bilinmektedir (Aki, 1957, Toksöz, 1964, Lermo ve Chávez-García, 1994).

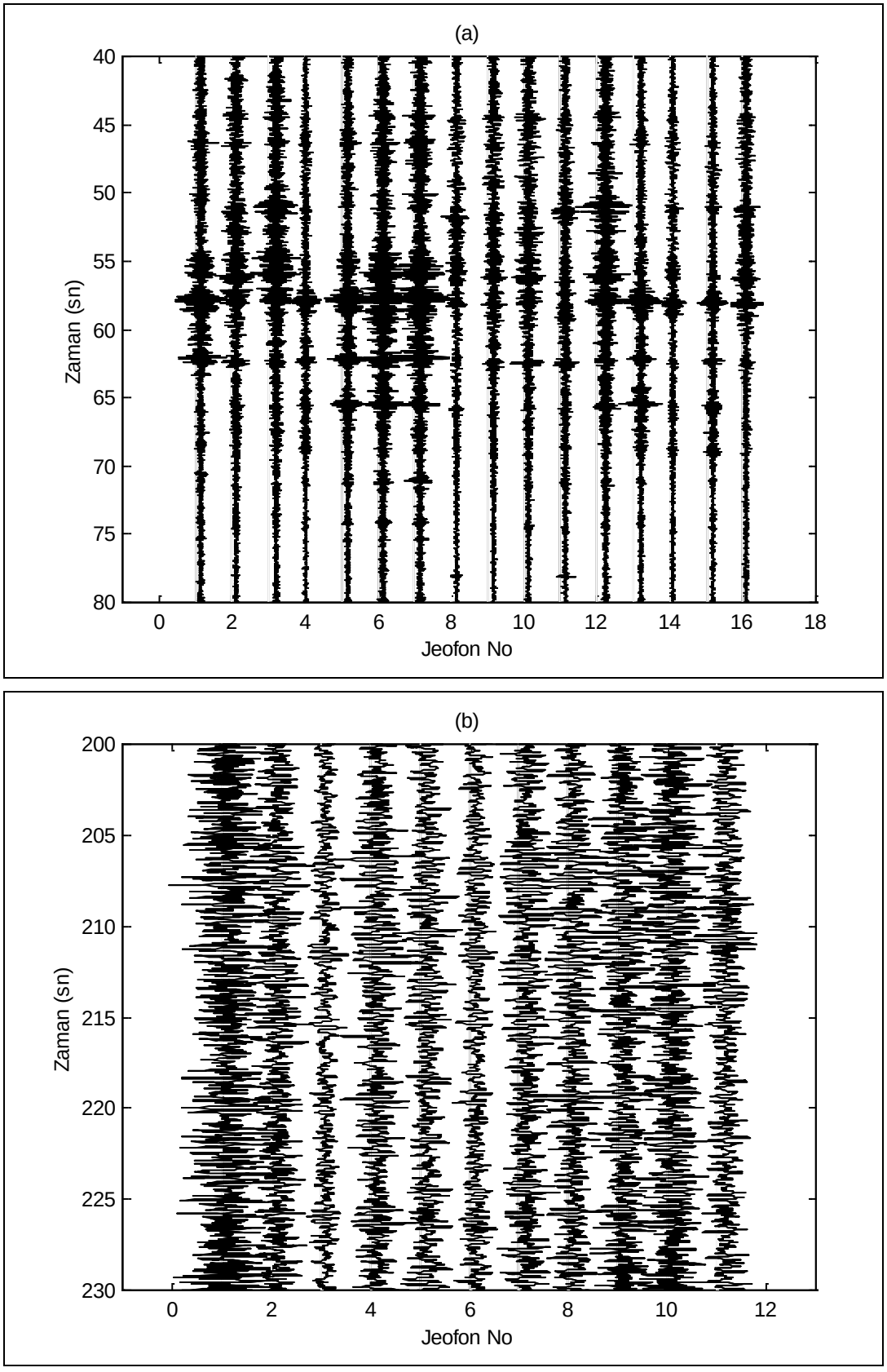
Mikrotremorler, kullanılan jeofon, yer ve kaynak özelliklerine bağlı olarak kaydedilirler (Hattori ve Nakajima, 1978). Yani alıcılarda kaydettiğimiz mikrotremorler, zaman ortamında jeofon tepki fonksiyonu, yer tepki fonksiyonu ve kaynak fonksiyonunun evrişimine eşittir. Bu durumda, yer özellikleri zaman içinde değişmediğine göre, farklı zamanlarda mikrotremorlerdeki değişim, sadece kaynak fonksiyonuna bağlıdır. Mikrotremor kayıtları işlenirken, durağan bir sinyal yakalayabilmek için en az 40-180 sn uzunluğunda veri kullanılmalıdır (Udwadia ve Trifunac, 1973). Şekil 3.1' de mikrotremorlere örnek olarak, bu tez kapsamında Yeşilyurt' taki dairesel dizilimde ve Avcılar' daki doğrusal dizilimde kaydedilen sinyaller verilmiştir.

3.3. Yeşilyurt ve Avcılar' da Gözlenen Jeolojik Formasyonlar

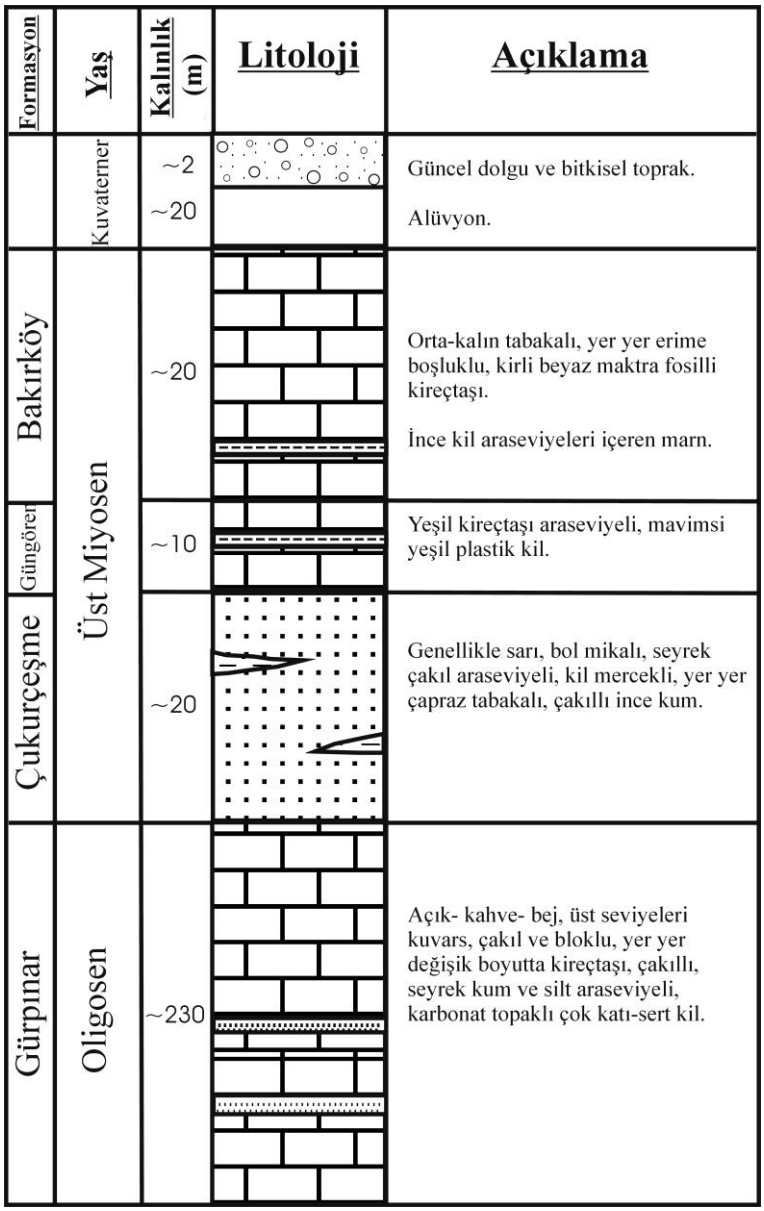
Hem Yeşilyurt hem de Avcılar' daki çalışma alanlarına ait stratigrafik istiflerde, ortak jeolojik birimler yer almaktadır. Bu nedenle çalışma alanlarının jeolojisinden bahsedilmeden önce, ilk olarak istiflerde yer alan formasyonların genel özellikleri anlatılacaktır.

3.3.1. Kırklareli formasyonu

Kırklareli formasyonu, Gelibolu' dan, İstanbul' da Bakırköy' e kadar uzanan geniş bir alanı kaplar. Birim çalışma alanlarında, Küçükçekmece kuzey ve kuzeydoğusu, Ayamama Deresi ve Tavukçu Deresi kuzeyinde yüzeylenmiştir. Kırklareli formasyonu, killi ve resifal kireçtaşları ve bunların birbirleriyle yanal ve düşey yönde yapmış oldukları girişimlerden oluşmaktadırlar. Killi kireçtaşlarının bozuşma yüzeyi sarımsı beyaz, taze yüzeyi beyazımsı gri ve krem renklidir. Kireçtaşlarının dayanımlılığı, içerdikleri kil oranına göre değişmektedir. Kil içeriği arttıkça, kireçtaşlarının dayanımı azalmaktadır. Resifal kireçtaşları ise kırıklı ve karstik boşluklu yapıya sahiptirler ve orta-sıkı ve sıkı dokuludurlar. (Herece ve Şentürk, 2000).



Şekil 3.1 Mikrotremor sinyaline örnek. a) Yeşilyurt' ta kaydedilen kayıt. b) Avcılar' daki doğrusal dizilimden elde edilen kayıt.



Şekil 3.2 Avcılar ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Yüzer ve Eyüboğlu, 1998' den tekrar çizilmiştir).

3.3.2. Gürpınar formasyonu

Gürpınar formasyonu (Şekil 3.2), Büyükçekmece Gölü' nün doğusu, güneydoğusu, Gürpınar ve çevresinde yaygın biçimde yüzeylenmiştir. Birim, ince kum ve silt araseviyeli, yer yer kayma yüzeyli, aşırı konsolide olmuş, çok katı-sert killerden oluşmaktadır (Yüzer ve Eyüboğlu, 1998).

Gürpınar formasyonunu oluşturan ana birimler, kiltaşları ve kumtaşlarıdır. Kiltaşları ince-orta, kumtaşları ise orta-kalın katmanlıdır. Kiltaşları, genellikle dayanımsız birimlerdir ve içerdikleri su oranının artmasıyla heyelan riski taşımaktadırlar.

Birimin kuzeyden güneye Marmara Denizi boyunca kalınlığı artmaktadır. Formasyonun yaşı, Oligosen olmakla birlikte bölgedeki en yaşlı stratigrafik birimdir (Herece ve Şentürk, 2000).

3.3.3. Çukurçeşme formasyonu

Çukurçeşme formasyonu, Avcılar-Esenyurt arasında, Haramidere ile Ambarlı' da dere yamaçlarında, Rami' nin kuzeyi ve Çukurçeşme' de yaygın olarak gözlenmektedir. Akarsu çökellerinden oluşan formasyon, sarımsı-kahve renkli kum ve silt aratabakaları içerir. Birimin alt bölümünü, yaygın olarak çakıllar oluşturur. Çakıllar 1-10 cm çapında, seyrek olarak çok iri çakıl boyutundadırlar. Formasyon aynı zamanda, istifte altında yer alan Gürpınar formasyonuna ait, silisleşmiş iri ağaç gövdeleri ve tüf blokları da içermektedir (Herece ve Şentürk, 2000). Çukurçeşme formasyonu, Kavaklı' nın batısında, istifte altında bulunan Gürpınar formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelirken, üst dokanağında Bakırköy formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Formasyonun yaşı, Üst Miyosen olarak saptanmıştır.

3.3.4. Güngören formasyonu

Güngören formasyonu, Büyükçekmece ile Haliç arasındaki bölümde gözlenir. İstif, en altta plaj kumu ile başlayıp, yeşil kil, beyaz marn ve killi kum ardalanmaları ile devam eder (Herece ve Şentürk, 2000). Yer yer karbonatlı kireçtaşları, marn ve kireçtaşı araseviyeleri vardır. Çukurçeşme formasyonu, üzerinde uyumsuz olarak yer alan Güngören formasyonu, üst seviyelerinde de Bakırköy formasyonu ile geçiş göstermektedir. Güngören formasyonunun yaşı, Üst Miyosen olarak belirlenmiştir (Yüzer ve Eyüboğlu, 1998).

3.3.5. Bakırköy formasyonu

Bakırköy formasyonu, Büyükçekmece ile Küçükçekmece arasındaki sırtlarda, Beylikdüzü, Avcılar, Gürpınar, Atatürk Hava Limanı, Yeşilyurt, Bakırköy ve Zeytinburnu' nda yaygın olarak gözlenmektedir. İnceleme alanlarında, sırt ve tepeleri oluşturmaktadır.Genel olarak kirli beyaz kireçtaşı, killi kireçtaşı, yeşilmisi kiltaşı ve seyrek kumtaşı ile silttaşı ardalanmalarından oluşur. Aynı zamanda silt boyutunda açık yeşilimsi, kahve renkli gevşek kumtaşı merceklerini de kapsayan birimin en

belirgin özelliği, kalın ve bol erime boşluklu, Mactra fosilli kireçtaşı düzeyleridir (Herece ve Şentürk, 2000).

Formasyon, Avcılar dolayında denizel, Atatürk Hava Limanı, Bakırköy ve Merter dolayında acı su veya lagün ortamında çökelmiştir. Güngören formasyonuyla geçişli olan ve genç çökellerle uyumsuz bir şekilde örtülen Bakırköy formasyonunun yaşı, Üst Miyosen olarak tespit edilmiştir (Yüzer ve Eyüboğlu, 1998).

3.3.6. Alüvyon

Her iki çalışma bölgesinde de jeolojik istifin en üst bölümünü, Kuvaterner yaşlı alüvyal birimler oluşturur. Birim, çakıl, kum, silt ve kil gibi ayrık malzemelerden meydana gelmiştir (Yüzer ve Eyüboğlu, 1998).

3.4. Yeşilyurt Verilerinin Analizi

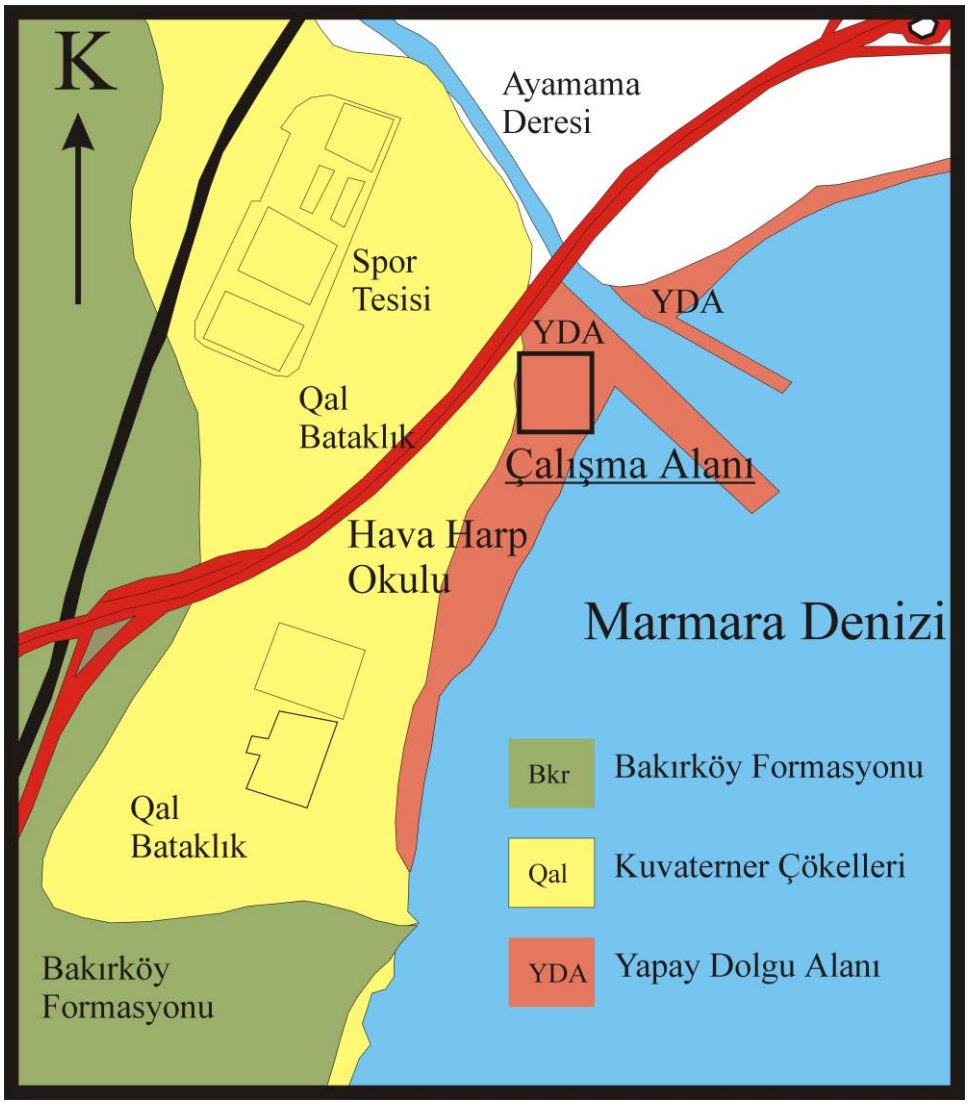
Bu bölümde, öncelikle Yeşilyurt Hava Harp Okulu Kampüsü ve çevresinde yüzeylenen birimlerden bahsedilecektir. Daha sonra alıcı dizilimi ve arazide toplanan verilerin özellikleri, devamında da Yeşilyurt verilerinin, frekans-dalgasayısı analizlerinden elde edilen sonuçlar anlatılacaktır.

3.4.1. Yeşilyurt Hava Harp Okulu Kampüsü ve çevresinin jeolojik yapısı

Hava Harp Okulu Kampüsü ve yakın çevresinde yüzeylenen birimler, Bakırköy formasyonu, Kuvaterner çökeller ve yapay dolgu alanları olmak üzere üç grupta incelenebilir. Çalışmanın yapıldığı bölgede, Bakırköy formasyonu üzerinde Kuvaterner çökelleri ve yapay dolgu alanları yer alır (Şekil 3.3).

Çalışma alanı yataya yakın konumdadır ve bu nedenle heyelan riski söz konusu değildir. Ancak Bakırköy formasyonunu oluşturan mactralı kireçtaşlarının, yeraltı suyunun etkisiyle yer yer eriyerek, karstik boşluklar oluşturması ve Bakırköy formasyonunun, 6-7 m kalınlığında kum ve siltli kum düzeylerini kapsaması nedeniyle Hava Harp Okulu' nun yerleşim alanında, sıvılaşma problemi vardır. Yeşilyurt' a ait stratigrafik kesitin en üst bölümü, Kuvaterner çökelleri, alüvyonlar ve Haliç çökellerinden oluşmaktadır. Bu birimler, Ayamama Deresi boyunca ve denize döküldüğü alanda gelişmişlerdir. Alüvyonlar, taşıma gücü düşük, gevşek birimlerdir. Haliç çökelleri ise alüvyonların hemen altında, kiltaşı ve siltli tabakalardan meydana

gelmiştir. Hava Harp Okulu' nda ayrıca, denizden yer kazanmak ve zemin iyileştirilmesi-hafriyat nedeniyle yapılan, iki tip dolgu alan mevcuttur. Yeşilyurt' taki ölçü noktaları denizin doldurulmasıyla oluşmuş, sıkıştırılmış inşaat malzemelerinden meydana gelmiş, yaklaşık 1-3 m kalınlığındaki dolgu alan üzerinde yer almaktadırlar. Bölgenin stratigrafik kesitinin en altında ise Trakya Havzası yer almaktadır (Herece ve Şentürk, 2000).

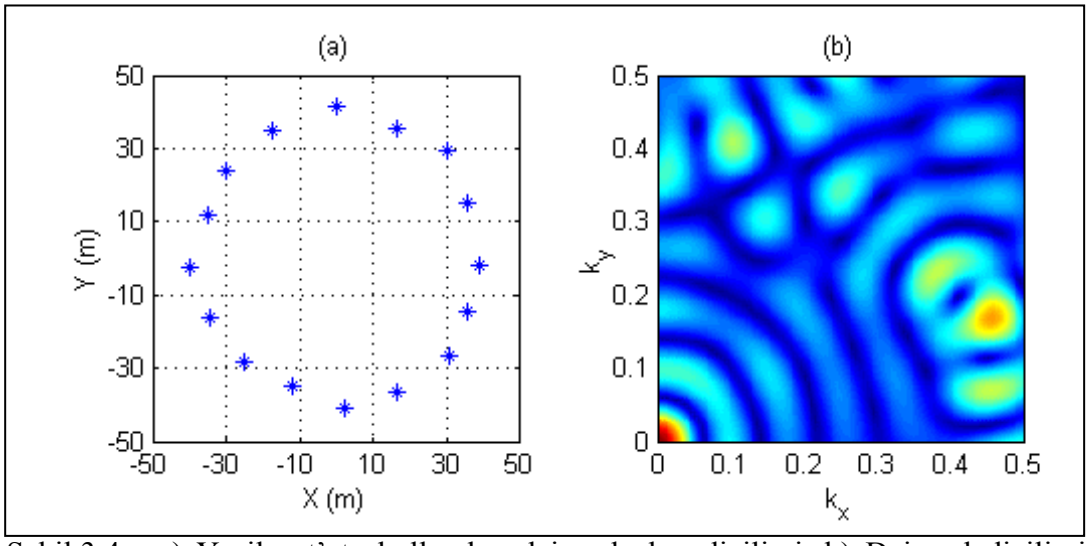


Şekil 3.3 Yeşilyurt Hava Harp Okulu Kampüsü ve çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Herece ve Şentürk, 2000' den tekrar çizilmiştir).

3.4.2. Kullanılan dizilim ve özellikleri

Çalışma yeri, İstanbul' un Avrupa yakasında yer alan, Yeşilyurt ilçesidir. Ölçü noktaları, Yeşilyurt Hava Harp Okulu Kampüsü içerisinde, Ayamama Deresi' nin hemen güneyinde ve deniz kenarında yer almaktadırlar (Şekil 3.3). Şekil 3.4' te kullanılan dizilim ve dizilim yuvarlatma fonksiyonu görülmektedir. Dizilim, yaklaşık

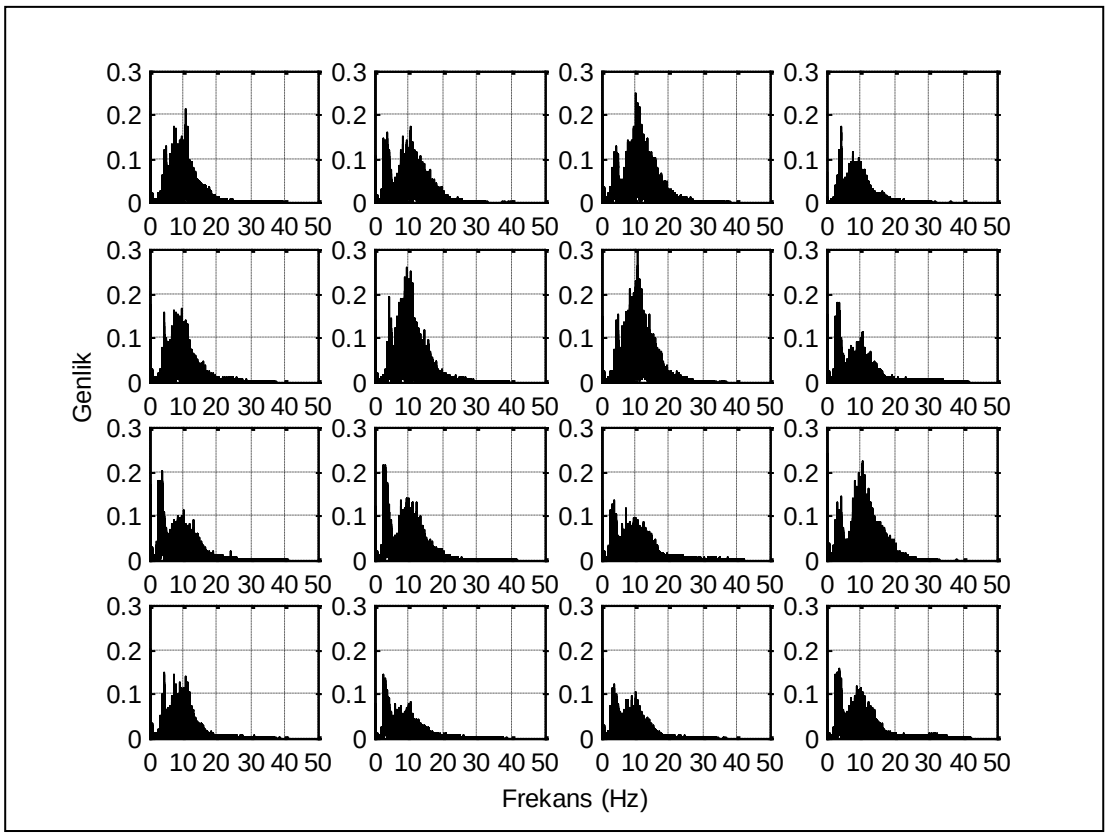
40 m yarı çapında ve 16 jeofondan oluşan dairesel bir dizilimdir. Dizilimdeki en büyük uzaysal gecikme, yani jeofonlar arası en büyük mesafe, yaklaşık olarak 80 m' dir. Dizilimin çözünürlük özellikleri, dalgasayısı katlanması gerçekleşmeden incelenebilecek en büyük dalgasayısının ($k_{max} = \pi / d_{min}$, $d_{min} = 13$ m), yaklaşık olarak 0.24 rad/m olduğunu göstermektedir.



Şekil 3.4 a) Yeşilyurt' ta kullanılan dairesel alıcı dizilimi. b) Dairesel dizilimin yuvarlatma fonksiyonu.

3.4.3. Verilerin toplanması ve özellikleri

Veriler, 17 Ağustos 2002 tarihinde, yerel saate göre 20:00' da kaydedilmeye başlamıştır. Veriler, Reftek-Texan kayıtçılarıyla toplanmıştır. Kayıtlarda örnekleme aralığı, 0.01 sn' dir. Alıcı olarak, 4.5 Hz' lik jeofonlar kullanılmıştır. Toplam kayıt uzunluğu 40 saattir. Kaydedilen sinyal, mikrotremor ve Ağustos 2001 tarihinde, Marmara Denizi' nde, SEISMARMARA projesi kapsamında yapılan patlatmalardır. Bu çalışmada, veri olarak mikrotremorler kullanılmıştır. Çalışma alanındaki ana mikrotremor kaynağı, ölçü noktalarının yaklaşık batısından geçen karayoludur. 5 dk' lık bir veri grubunun genlik spektrumu incelendiğinde, yaklaşık 5-10 Hz frekanslarında enerji yoğunluğu gözlenmektedir (Şekil 3.5). 10 Hz civarındaki enerji yoğunluğu, patlatmalara karşılık gelmektedir. Patlatmalar, yüksek frekanslı olmaları nedeniyle bu çalışmada kullanılmamıştır. Dizilim özellikleri ve kullanılan jeofonların tepki fonksiyonları göz önünde bulundurularak, 2-6 Hz frekans aralığı incelenmiştir. Kullanılan veri uzunluğu 1 saattir ve veri grubu, 5' er dakikalık 12 parçadan oluşmaktadır.

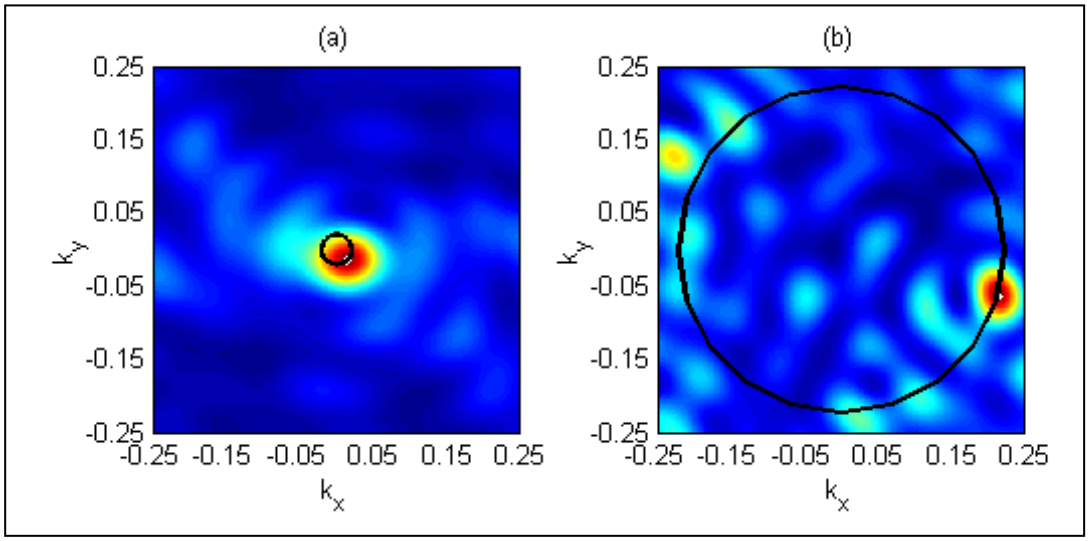


Şekil 3.5 Yeşilyurt' ta kaydedilen 5 dk' lık veri grubunun genlik spektrumu.

3.4.4. Faz hızı dispersiyon eğrisinin elde edilmesi

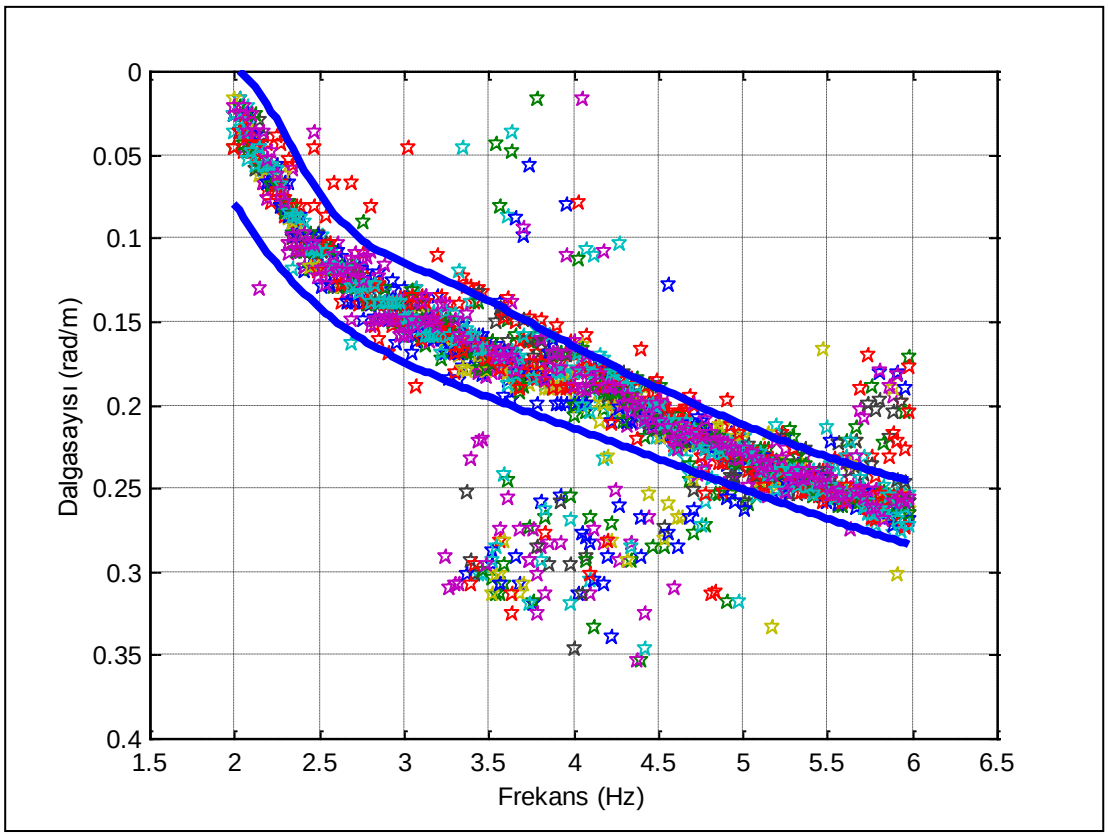
Bu bölümde, Rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon eğrisinin elde edilmesi için dairesel dizilim ile toplanan mikrotremor kayıtlarının analizi yer almaktadır. Faz hızları, 2-6 Hz frekans aralığında, FOIB yöntemi ile kestirimi yapılan güç spektrumlarından elde edilmiştir. Şekil 3.6' da sırasıyla 2 Hz ve 5 Hz için elde edilen güç spektrumları görülmektedir. 2 Hz için güç spektrumunun en büyük değere sahip olduğu noktaya karşılık gelen dalgasayısı vektörü bileşenleri, k_x = 0.015 rad/m, k_y = -0.017 rad/m' dir. Buna karşılık gelen dalgasayısı ve faz hızının değerleri ise sırasıyla k = 0.023 rad/m ve c = 537 m/s' dir. 5 Hz için güç spektrumunun en büyük değere sahip olduğu noktaya karşılık gelen dalgasayısı vektörü bileşenleri ise k_x = 0.21 rad/m, k_y = -0.06 rad/m' dir. Buna karşılık gelen dalgasayısı ve faz hızı değerleri de k = 0.22 rad/m ve c = 141 m/s' dir. Her iki güç spektrumunda siyah çizgi ile gösterilen çemberin yarıçapı, dalgasayısı vektörünün genliğini göstermektedir. Bunun anlamı, güç spektrumunun en büyük değerinin bu çember üzerinde, herhangi bir yerde olabileceği ve çember üzerinde her noktada, dalgasayısı vektörünün genliğinin aynı değere sahip olacağıdır. Bu sonuç aynı zamanda, 2-boyutlu

dizilimlerde, dalgasayısı vektöründen, sinyalin geliş yönünün de kestirilebileceğini göstermektedir.

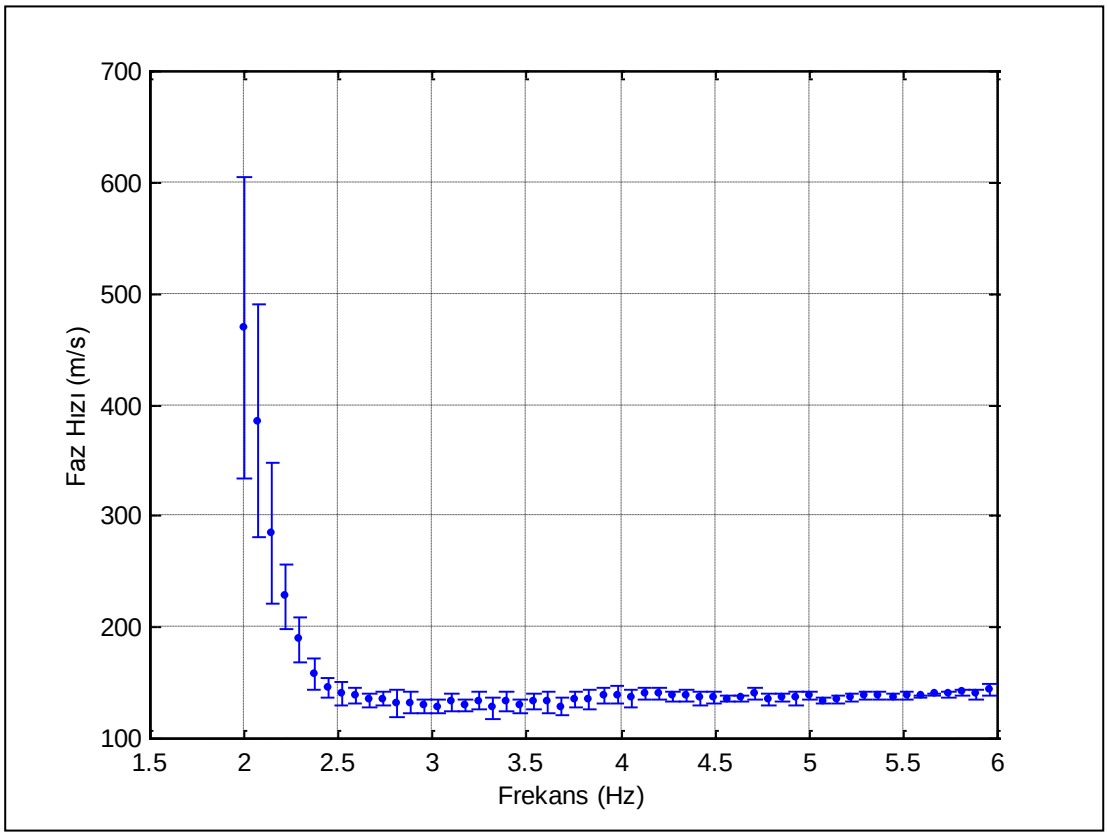


Şekil 3.6 2 Hz (a) ve 5 Hz (b) için elde edilen güç spektrumları.

Yukarıdaki güç spektrumu kestirimleri, 5 dk' lık bir veri grubunun analizi ile 2 Hz ve 5 Hz frekansları için elde edilen sonuçlardır. Bu işlemler, 2-6 Hz frekans aralığında, 0.06 Hz örnekleme frekansı ile bütün frekanslar için tekrarlanırsa, 5 dk' lık veri grubu için faz hızı dispersiyon eğrisi bulunmuş olur. Şekil 3.7' de 2-6 Hz frekans aralığında, 5' er dakikalık 12 veri grubundan elde edilen, frekansa karşılık dalgasayıları görülmektedir. Şekilde, dalgasayısı değerlerinin genel trendine aykırı, ikincil olarak dizilim gösteren noktalar dalgasayısı katlanması nedeniyle oluşmuşlardır. Grafikteki mavi bantlar ise dalgasayısı katlanması ve saçılmalar ihmal edilerek ortalaması alınacak veri grubunu temsil etmektedir. Mavi bantlar arasında kalan değerlerin ortalaması alınarak faz hızı dispersiyon eğrisi ve standart sapmaları hesaplanmıştır (Şekil 3.8). Faz hızı dispersiyon eğrisinin en büyük değeri 468 m/s iken en küçük değeri 142 m/s' ye karşılık gelmektedir. Yaklaşık 2.5 Hz civarında, faz hızı dispersiyon eğrisinde keskin bir düşüş gözlenmektedir. Kullanılan 4.5 Hz' lik jeofonlar ile yaklaşık olarak en düşük 2 Hz' e kadar inceleme yapılabilmektedir. Ancak yüzey dalgası yöntemlerinin düşük frekanslardaki çözünürlük problemleri, dizilim geometrisi ve kullanılan jeofon özelliklerinin etkisiyle frekans azaldıkça, hata oranı da artmaktadır. Bu durum, düşük frekanslardaki yüksek standart sapma değerleri olarak karşımıza çıkmaktadır.



Şekil 3.7 5' er dakikalık 12 veri grubundan elde edilen analiz sonuçları. Mavi çizgiler, ortalaması alınacak olan veri grubunu göstermektedir.



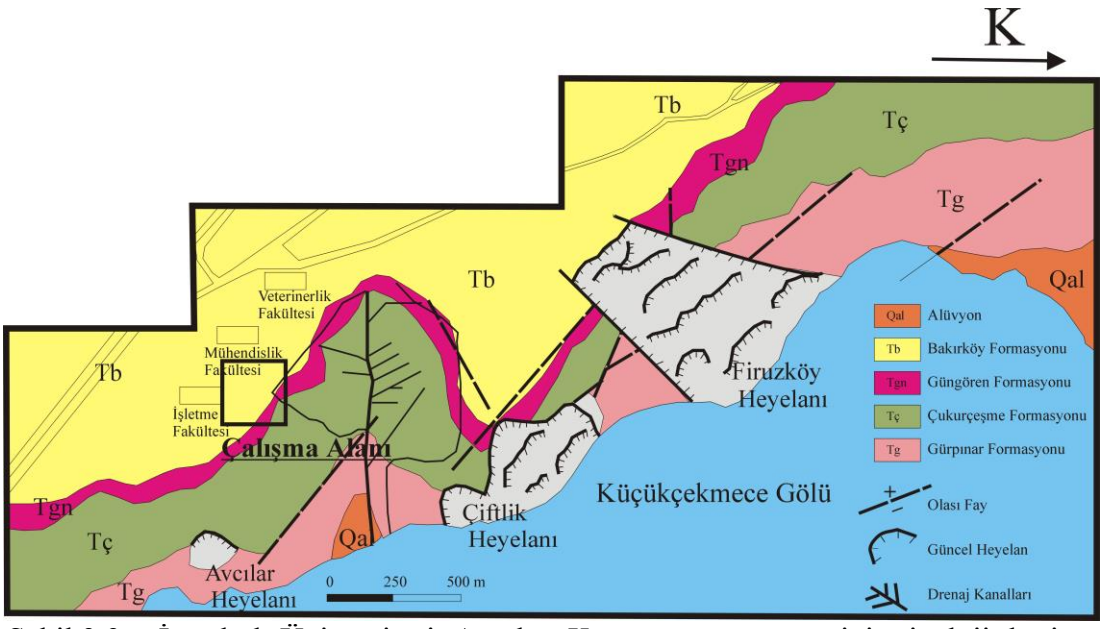
Şekil 3.8 Yeşilyurt için 12 veri grubunun ortalaması alınarak elde edilen faz hızı dispersiyon eğrisi ve standart sapmalar.

3.5. Avcılar Verilerinin Analizi

Bu bölümde, İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü' nde toplanan mikrotremor verilerinin, dizilim işleme yöntemi ile analizleri anlatılmıştır. İlk olarak, çalışma alanının jeolojisi özetlenmiştir. Avcılar' da yapılan çalışmada, biri dairesel diğeri doğrusal olmak üzere iki farklı dizilim kullanılmıştır. Buna göre, önce dairesel, sonra da doğrusal dizilim ile kaydedilen veriler ele alınmıştır.

3.5.1. İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü ve çevresinin jeolojik yapısı

İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü, güneybatısında Firuzköy yolu ile sınırlı ve Küçükçekmece Gölü' nün batısında, eğimli bir yamaç üzerinde yer alan bir alandır. Ölçü noktalarının bulunduğu alan ise düzlüktür. Çalışma alanının jeolojisi, şekil 3.9' da görüldüğü gibidir.



Şekil 3.9 İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü ve çevresinin jeoloji haritası (Zarif ve diğ., 1998' den tekrar çizilmiştir).

İnceleme alanına ait jeolojik istifin en alt seviyesinde, Gürpınar formasyonu yer almaktadır. Küçükçekmece Gölü' ne yakın yerlerde ve Kodova Deresi' nin göle yakın kesimlerinde yüzeylenir. Gürpınar formasyonunun en altında çakıllı seviyeler, çakıllı seviyelerin üzerinde de marn, kil ve şeylli geçişler gözlenir. En üst seviyede ise kil tabakası bulunan Gürpınar formasyonunun kalınlığı yaklaşık 200 m' dir. Gürpınar formasyonunun üzerinde Çukurçeşme formasyonu yer alır. Çukurçeşme formasyonu, siltli ince kum ve çakıllardan oluşur. İnceleme alanındaki yaklaşık kalınlığı, 15-40 m arasında değişmektedir. Çukurçeşme formasyonunun üzerinde, yer

yer orta-sert, dayanımlı marn mercekleri olan, yeşilimsi mavi killerden oluşan Güngören formasyonu yer alır (Zarif ve diğ., 1998). Yaklaşık 1-5 m kalınlığındadır. Güngören formasyonunun üzerinde yer alan Bakırköy formasyonu genel olarak, ince-kalın katmanlı, açık renkli kireçtaşlarından oluşur ve yaklaşık kalınlığı 5-10 m' dir. Stratigrafik istifin en üzerinde ise birimleri uyumsuz olarak örten alüvyon bir katman yer alır.

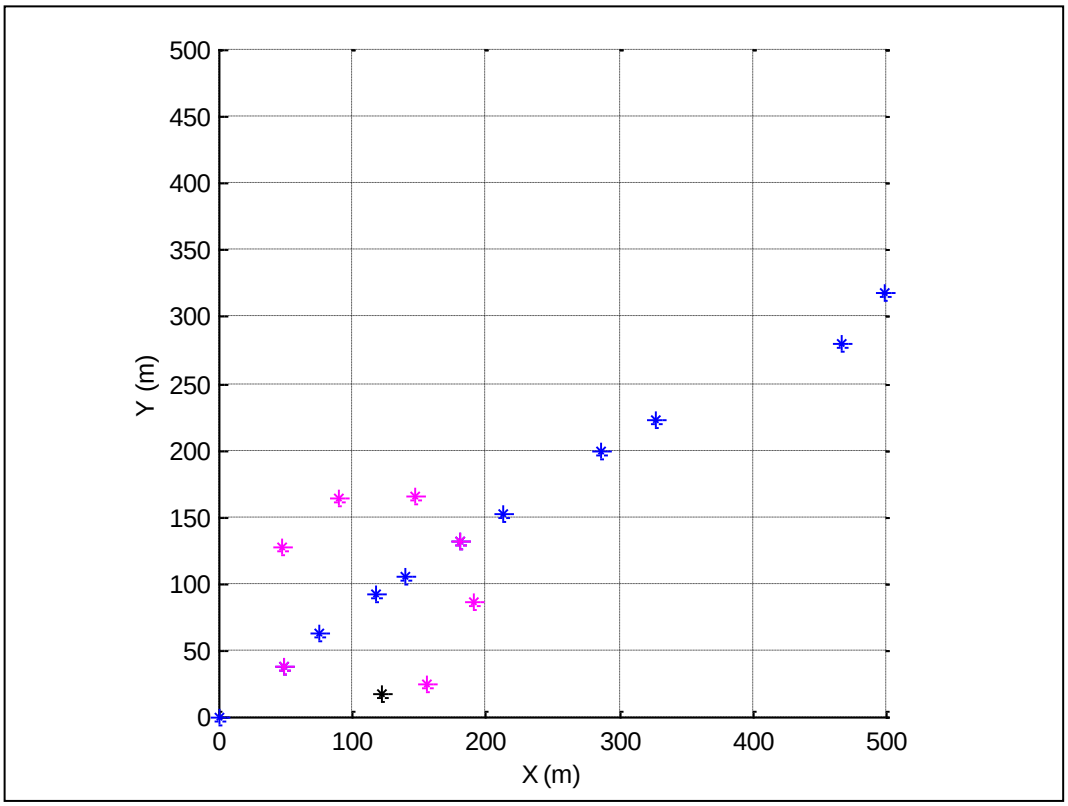
3.5.2. Kullanılan dizilimler ve özellikleri

Çalışma yeri, İstanbul' un Avrupa yakasında yer alan, Avcılar ilçesidir. Ölçü noktaları, İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü içerisinde, Kuzeydoğu' da Küçükçekmece Gölü' ne doğru uzanmaktadır (Şekil 3.9). Avcılar' da, aynı anda kayıt yapan, yaklaşık dairesel ve doğrusal olmak üzere, iki farklı dizilim kullanılmıştır. Dairesel dizilim arazide oluşturulurken, 8 jeofon kullanılmıştır ancak kayıtlardan birinde sorun olması nedeniyle 7 jeofon kullanılarak analizler yapılmıştır. Dairesel dizilimde, jeofonlar arasındaki en büyük uzaklık $(d_{\max})$, yaklaşık 160 m' dir. Doğrusal dizilim ise 11 jeofondan oluşmaktadır ve yaklaşık uzunluğu 590 m' dir (Şekil 3.10).

Dairesel ve doğrusal dizilimlerin yuvarlatma fonksiyonları şekil 3.11' de görüldüğü gibidir. Avcılar' daki dairesel dizilimin yuvarlatma fonksiyonu, Yeşilyurt' taki dairesel diziliminkiyle karşılaştırıldığında, yan lobların daha düşük dalgasayılarında başladığı görülmektedir. En büyük uzaysal gecikme göz önüne alındığında, dairesel dizilimin yaklaşık 320 m' ye kadar $(\lambda_{\max} \leq 2d_{\max})$ bir inceleme derinliği sunması beklenmektedir. Dairesel dizilimin çözünürlük özellikleri, dalgasayısı katlanması gerçekleşmeden incelenebilecek en büyük dalgasayısının ($k_{\max} = \pi / d_{\min}$, $d_{\min} = 46$ m), yaklaşık 0.07 rad/m olduğunu göstermektedir.

Doğrusal dizilimin en büyük uzaysal gecikmesi, yaklaşık 592 m' dir. Bu da yaklaşık 1200 m' lik bir inceleme derinliği sunmaktadır. Doğrusal dizilimin, dizilim yuvarlatma fonksiyonu incelendiğinde, ana lobun istendiği gibi dar olduğu görülmektedir. Doğrusal dizilim kullanılarak, dalgasayısı katlanması gerçekleşmeden incelenebilecek en büyük dalgasayısı 0.12 rad/m' dir. Doğrusal dizilimin boyutlarının daha büyük olması nedeniyle daha derin bir yapıyı inceleme imkanı vermektedir. Ayrıca dizilim yuvarlatma fonksiyonları incelendiğinde, doğrusal

dizilimde, dairesel dizilime göre yan lobların kontrolünün daha iyi olduğu görülmektedir.

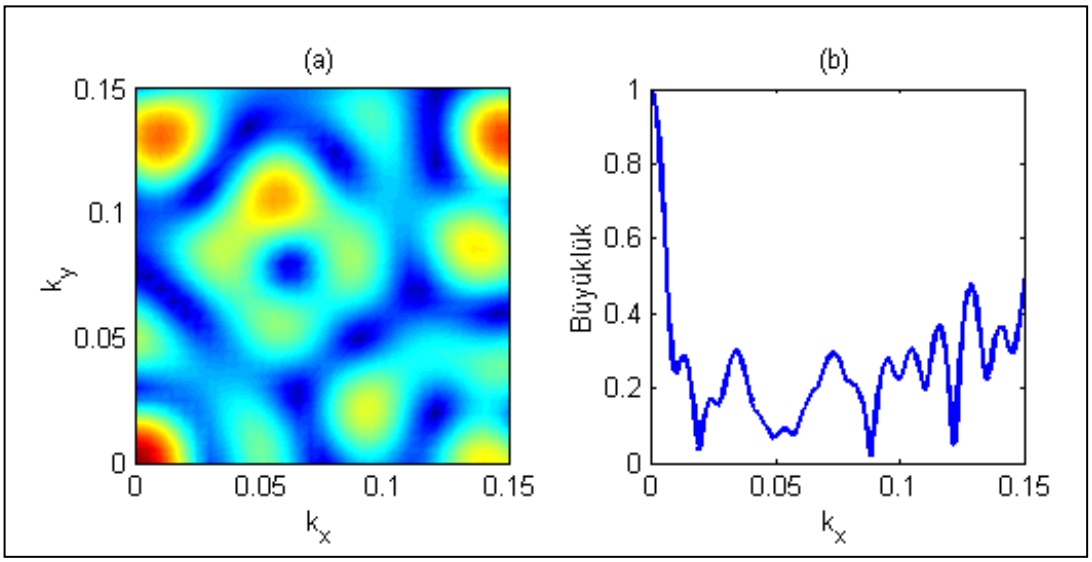


Şekil 3.10 Avcılar' da kullanılan dairesel (pembe noktalar) ve doğrusal (mavi noktalar) dizilimler. Siyah noktayla gösterilen alıcıda kaydedilen veriler analizlerde kullanılmamıştır.

3.5.3. Verilerin toplanması ve özellikleri

Veriler 20 Ağustos 2002 tarihinde, yerel saate göre 11:00' da kaydedilmeye başlamıştır. Her iki dizilimde de veriler Reftek-Texan kayıtçılarla toplanmıştır. Kayıtların örnekleme aralığı 0.01 sn' dir. Alıcı olarak, 1 Hz' lik jeofonlar kullanılmıştır. Toplam kayıt uzunluğu 1 saattir. Kaydedilen sinyal, yine Yeşilyurt' ta yapılan çalışmada olduğu gibi, mikrotremorler ve Ağustos 2001' de, Marmara Denizi' nde, SEISMARMARA projesi kapsamında yapılan patlatmalardır. Avcılar çalışmasında da veri olarak mikrotremorler kullanılmıştır. Çalışma alanındaki ana mikrotremor kaynağı, yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu istikametinde giden karayoludur. 5 dk' lık bir veri grubunun, her bir jeofondaki kayıtlarının genlik spektrumları şekil 3.12' de görüldüğü gibidir. Genlik spektrumlarından enerji yoğunluğunun 0-15 Hz frekans aralığında olduğu görülmektedir. Çalışmada, dizilim özellikleri ve kullanılan jeofonların tepki fonksiyonları göz önünde bulundurularak,

0.2-6 Hz frekans aralığı incelenmiştir. Kullanılan veri uzunluğu 1 saattir ve veri grubu 5' er dakikalık 12 parçadan oluşmaktadır.

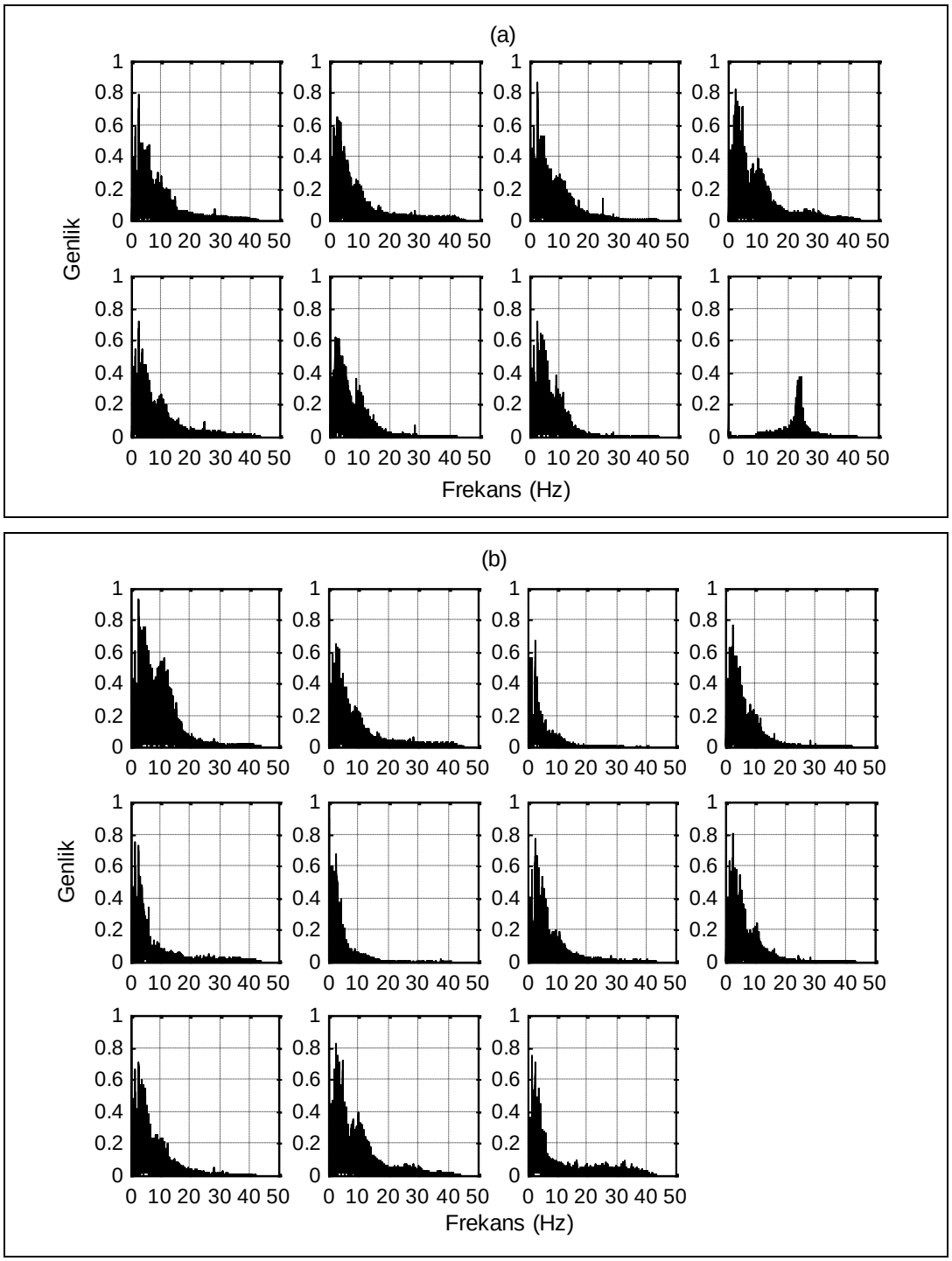


Şekil 3.11 Avcılar' da kullanılan dizilimlerin yuvarlatma fonksiyonları. a) Dairesel dizilim. b) Doğrusal dizilim.

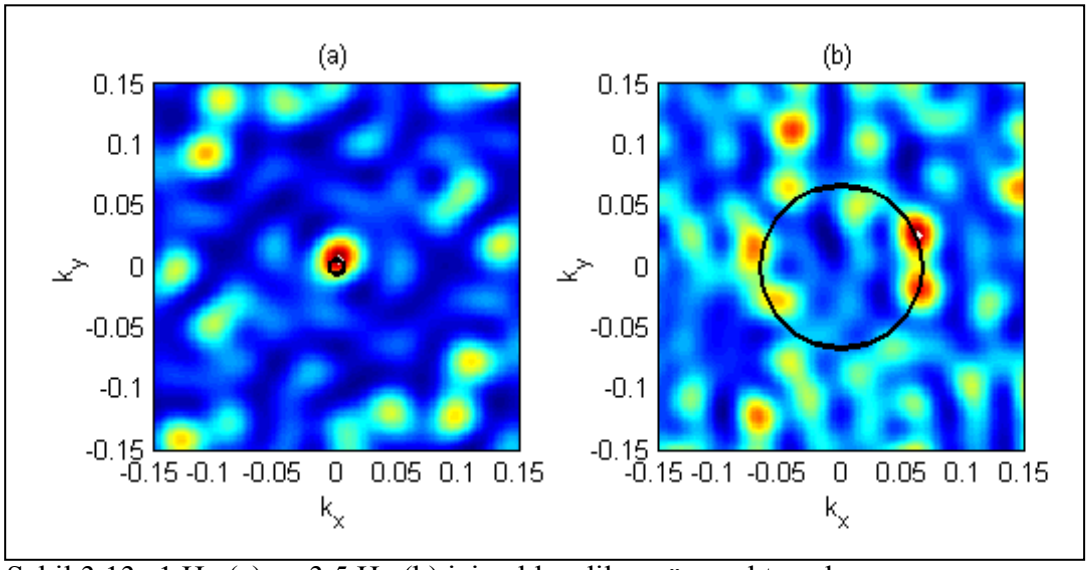
3.5.4. Dairesel dizilim kullanılarak dispersiyon eğrisinin elde edilmesi

Bu bölümde, Rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon eğrisinin elde edilmesi için 8 jeofondan oluşan, yaklaşık olarak daire şeklindeki dizilimden elde edilen mikrotremor kayıtlarının analizinden bahsedilecektir. Şekil 3.10' da siyah yıldız ile gösterilen jeofon ile toplanan sinyalin genlik spektrumu incelendiğinde, ilgilenilen frekans aralığında verinin iyi olmadığına karar verilmiş ve analizlerde kullanılmamıştır.

FOIB yöntemi kulanılarak elde edilen güç spektrumlarına şekil 3.13' de örnekler (1 Hz ve 3.5 Hz için) verilmiştir. 1 Hz için güç spektrumunun en büyük değere sahip olduğu noktaya karşılık gelen dalgasayısı vektörü bileşenleri, k_x = 0.002 rad/m, k_y = 0.006 rad/m iken 3.5 Hz için k_x = 0.062 rad/m, k_y = 0.026 rad/m' dir. Buna karşılık gelen dalgasayısı ve faz hızı değerleri, 1 Hz için k = 0.0063 rad/m ve c = 993 m/s iken 3.5 Hz için k = 0.067 rad/m ve c = 330 m/s' dir. Her iki güç spektrumunda siyah çizgi ile gösterilen çemberin yarıçapı, dalgasayısı vektörünün büyüklüğünü göstermektedir.



Şekil 3.12 Avcılar' da her bir alıcıda kaydedilen verilerin genlik spektrumları. a) Dairesel dizilim. b) Doğrusal dizilim.

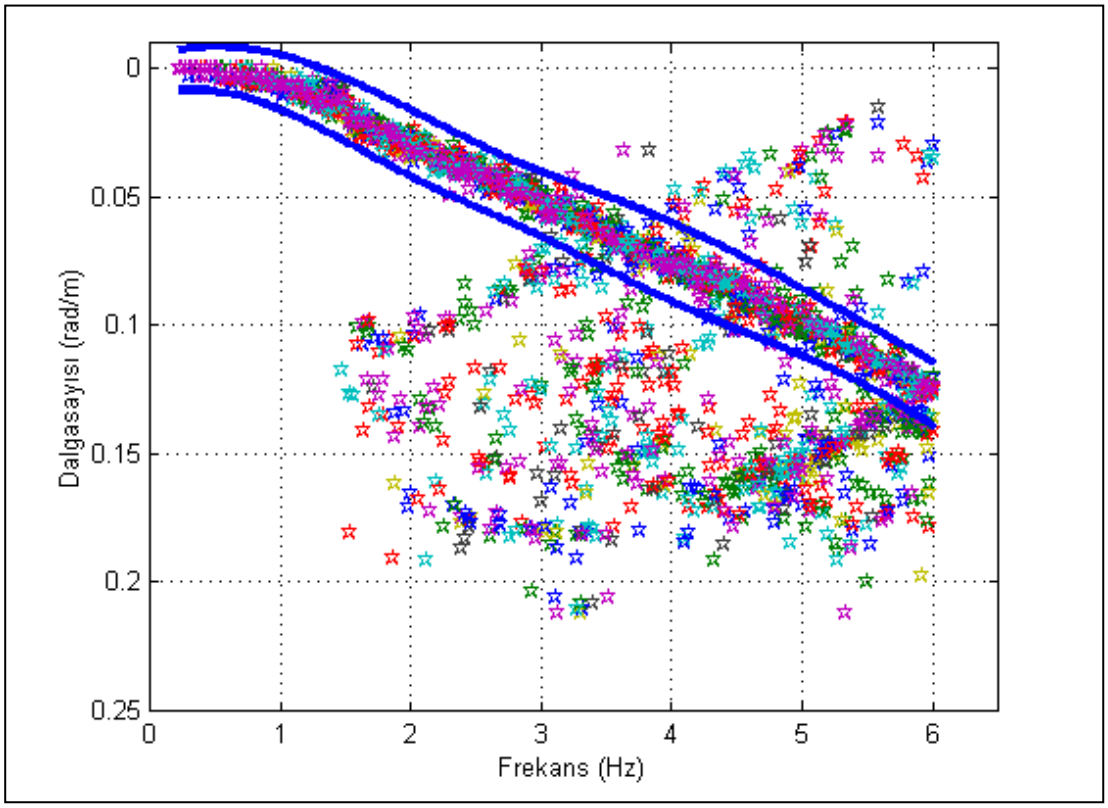


Şekil 3.13 1 Hz (a) ve 3.5 Hz (b) için elde edilen güç spektrumları.

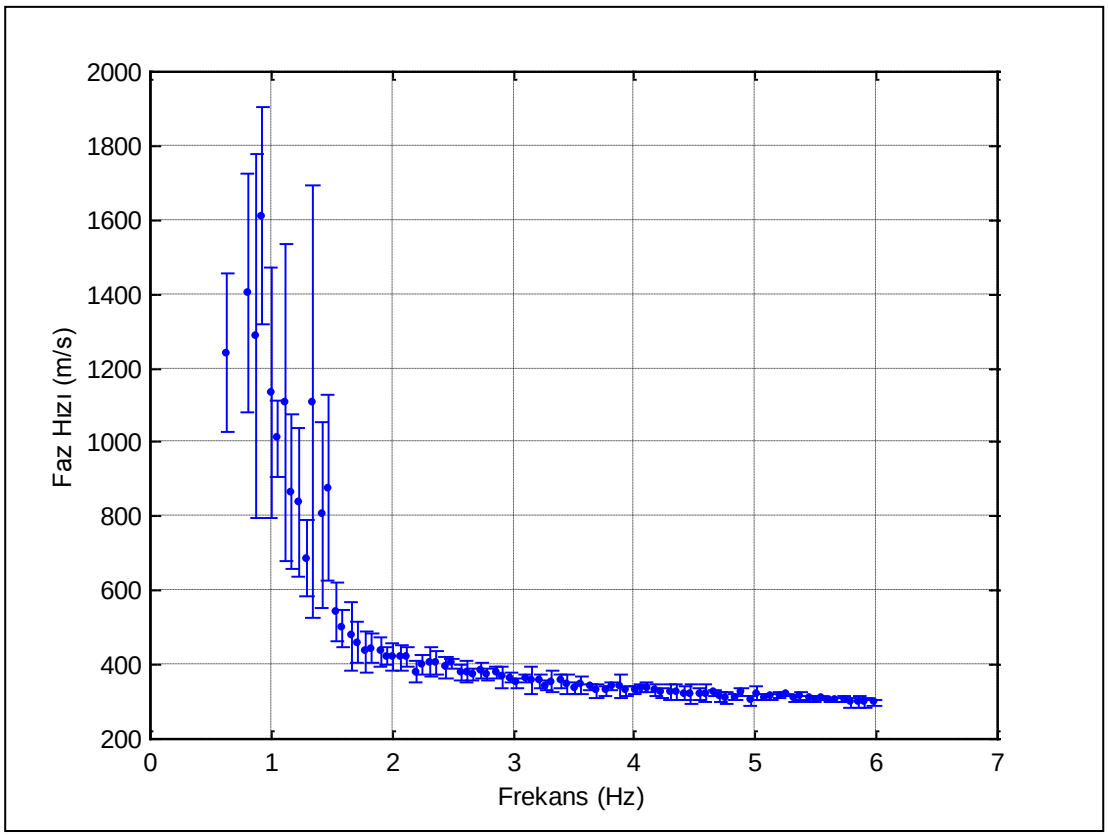
Yukarıdaki güç spektrumu kestirimleri, 5 dk' lık bir veri grubunun analizi ile 1 Hz ve 3.5 Hz frekansları için elde edilen sonuçlardır. Bu işlemler 0.2-6 Hz frekans aralığında, 0.06 Hz örnekleme frekansı ile tekrarlanırsa, 5 dk' lık veri grubu için faz hızı dispersiyon eğrisi bulunmuş olur. Şekil 3.14' de 0.2-6 Hz frekans aralığında elde edilen, frekansa karşılık dalgasayısı değerleri görülmektedir. Şekilde, dalgasayısı eğrisinin genel trendine aykırı, ikincil olarak dizilim gösteren noktalar dalgasayısı katlanması nedeniyle oluşmuşlardır. Dalgasayısı katlanması ve saçılmalar ihmal edilerek ortalaması alınacak veri grubu, iki mavi çizginin arasında yer almaktadır. Mavi bantlar arasında kalan değerlerin ortalaması alınarak hesaplanan faz hızı dispersiyon eğrisi ve standart sapmaları şekil 3.15' de gösterilmiştir. Faz hızı dispersiyon eğrisinin en büyük değeri 1400 m/s iken en küçük değeri de 300 m/s' ye karşılık gelmektedir. Kullanılan 1 Hz' lik jeofonlar ile 0.2 Hz' e kadar inceleme yapılabilmektedir. Ancak gerek dizilim geometrisi, gerekse kullanılan jeofonların tepki fonksiyonunun etkisiyle frekans azaldıkça hata oranı da artmaktadır. Bu durum, düşük frekanslardaki yüksek standart sapma değerleri olarak karşımıza çıkmaktadır.

Elde edilen faz hızı dispersiyon eğrisinde, yaklaşık 1.5 Hz civarında dönüm noktası vardır ve bu dönüm noktasından itibaren düşük frekanslara doğru, hızlarda büyük artış gözlenmektedir. Bu sonuçlar bölgede daha önce Kudo ve diğ. (2000) tarafından yapılmış olan çalışmanın sonuçlarıyla karşılaştırıldığında, özellikle 1.5 Hz' den daha düşük frekanslarda hızların birbilerinden farklı oldukları gözlenmiştir. Dispersiyon eğrisinde 1.5 Hz' den daha küçük frekanslarda hızıların bu kadar yüksek elde edilmesi, ters çözüm işlemi sonucu sediman kalınlığının düşük çıkmasına neden

olacaktır. Bu sonuç ise bölgenin jeolojisi ve daha önce yapılmış olan çalışmalarla uyuşmamaktadır (Kudo ve diğ., 2000). Bu noktada arazide toplanan verinin güvenilirliği araştırılmıştır. Yüzey dalgası çalışmalarında yüksek modların ve farklı yönlerden gelen sinyallerin veri üzerinde bozucu etki yaratabildikleri bilinmektedir. Yapılan analizlerde, yüzey dalgalarının yüksek modlarına ait bir bulguya rastlanmamıştır. Farklı yönlerden gelen sinyallerin veriyi ve analizleri nasıl etkilediği konusunun araştırılması amacıyla yapay veriler üzerinde yapılan testler sonucu (bkz. Ek A) farklı doğrultulardan gelen iki sinyalin var olması durumunda özellikle düşük frekanslarda hızların normalden daha yüksek çıktığı görülmüştür. Avcılar' daki dairesel dizilimden elde edilen dispersiyon eğrisinde, yaklaşık 1.5 Hz' den düşük frekanslarda faz hızlarında ani bir artış gözlenmektedir. Frekans-dalgasayısı analizlerinde güç spektrumlarında farklı doğrultulardan gelen sinyaller gözlenmektedir (Şekil 3.13b). Bu durum yüksek frekanslarda sorun yaratmamakla birlikte, düşük frekanslarda çözünürlük düşük olduğundan, iki sinyal ayrımı iyi yapılamamaktadır ve bu nedenle dalgasayısı analizinde yanlış sonuçlar elde edilmektedir. Buna göre Avcılar verisinde farklı yönlerden gelen iki farklı sinyalin var olduğu sonucuna ulaşılmıştır.



Şekil 3.14 Dairesel dizilimden elde edilen, 12 veri grubunun analiz sonuçları. Mavi çizgiler, ortalaması alınacak olan veri grubunu göstermektedir.

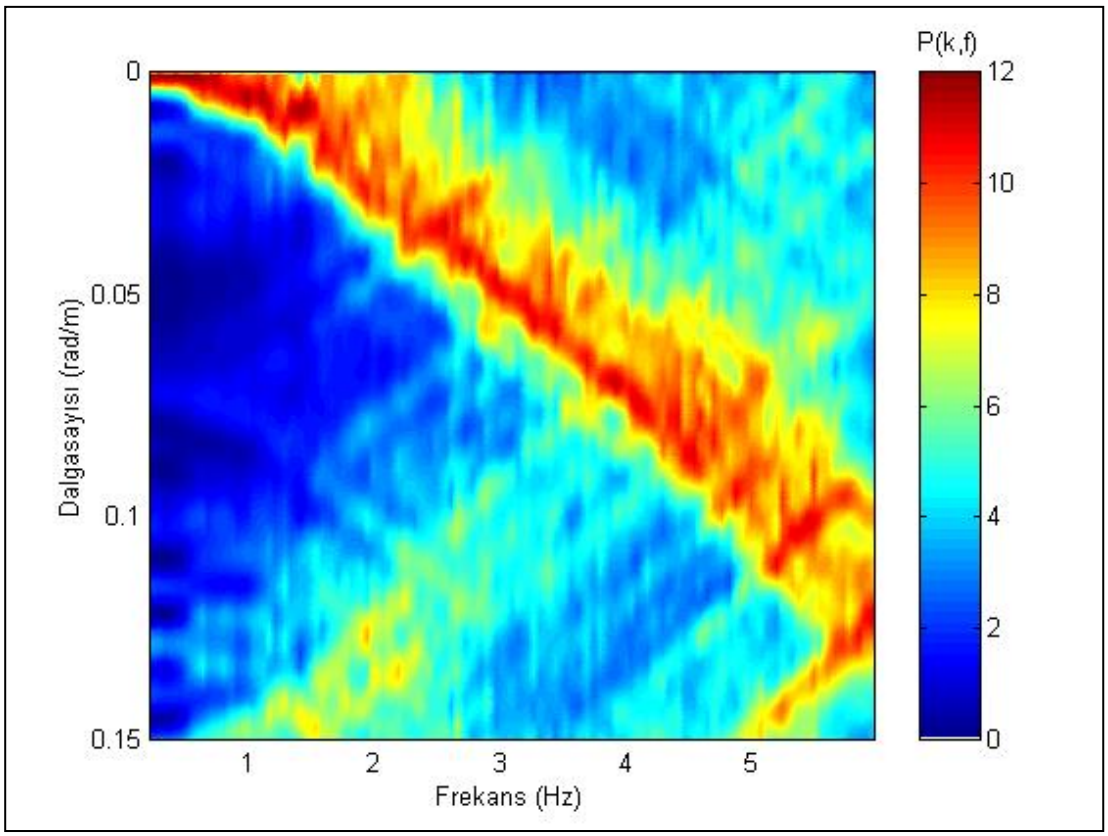


Şekil 3.15 Avcılar' da dairesel dizilim ile toplanan 12 veri grubunun ortalaması alınarak elde edilen faz hızı dispersiyon eğrisi ve standart sapmalar.

3.5.5. Doğrusal dizilim kullanılarak dispersiyon eğrisinin elde edilmesi

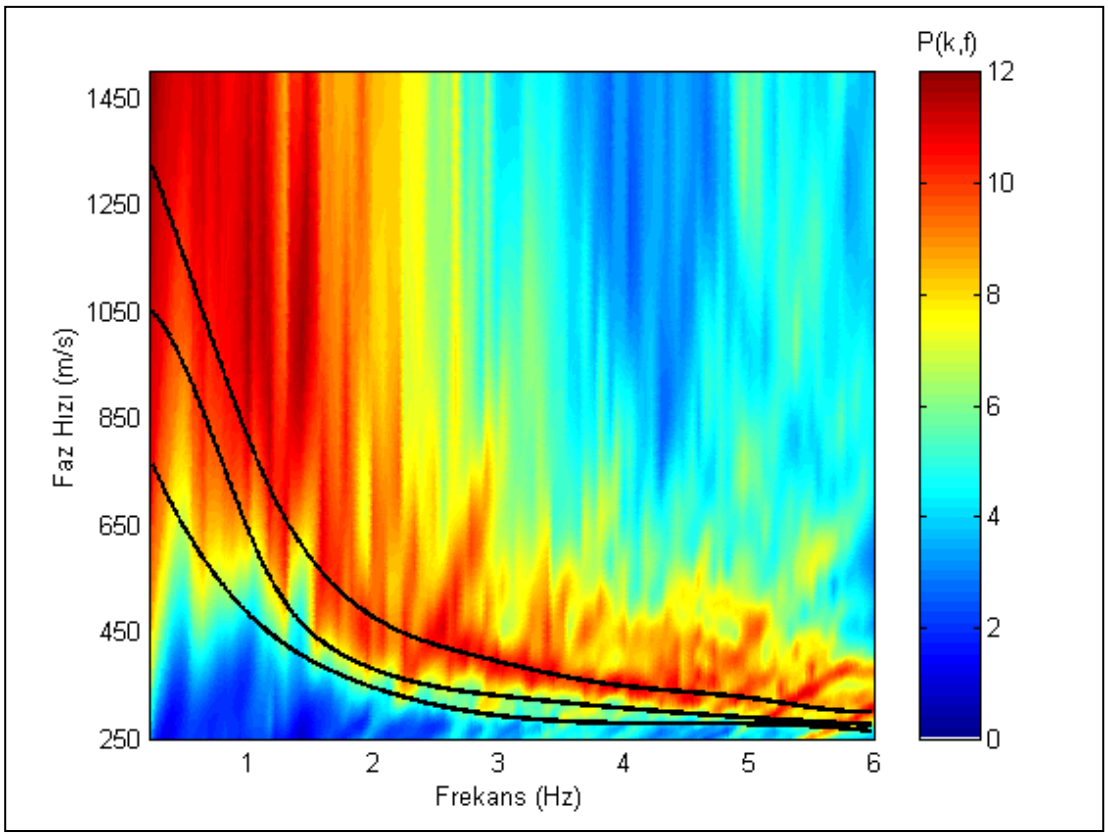
Bu bölümde, 11 jeofondan oluşan ve yaklaşık doğrusal şekle sahip alıcı diziliminden elde edilen sonuçlar yer almaktadır. 1-boyutlu doğrusal bir dizilim kullanıldığında, sinyalin geliş yönünün bilinmesi gerekir. Bu çalışmada, doğrusal dizilim yakınlarından geçen karayoluna dik olarak yer almaktadır ve bu nedenle sinyal alıcı dizilimine yaklaşık 0°' den gelmektedir. Faz hızları, yine dairesel dizilimde olduğu gibi, 0.2-6 Hz frekans aralığında elde edilmiştir. Şekil 3.16' da 0.2-6 Hz aralığında bütün frekanslar için elde edilen güç spektrumu görülmektedir. Her bir frekansta, güç spektrumunun aldığı en büyük değerler kırmızı renkle gösterilmiştir ve amaç bu noktalara karşılık gelen dalgasayılarını tespit etmektir.

Şekil 3.17' de güç spektrumu, dalgasayılarından faz hızları elde edilerek çizdirilmiştir. Burada da yine kırmızı renk, güç spektrumunun en büyük değerine karşılık gelmektedir ve bu değerler aranan faz hızlarını vermektedir.



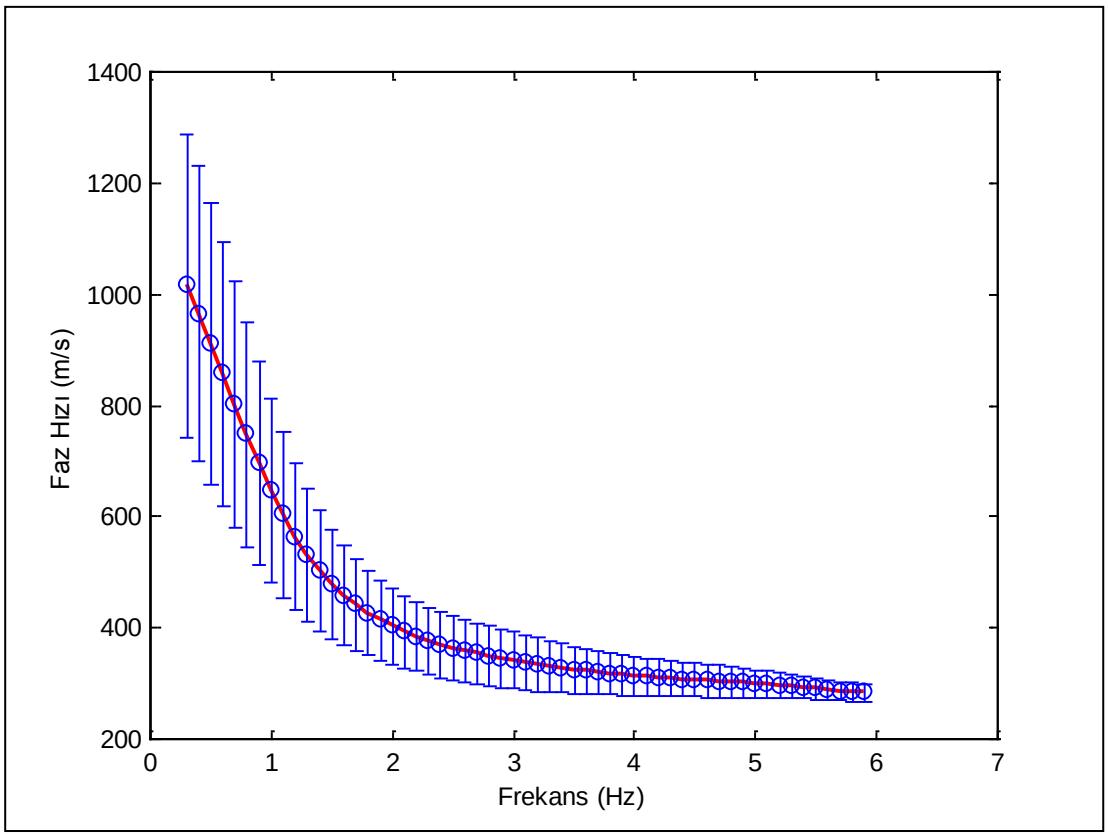
Şekil 3.16 Avcılar' da kullanılan doğrusal dizilim ile toplanan 5 dk' lık 12 veri grubunun analiz sonuçları.

Burada faz hızı dispersiyon eğrisini oluşturmak için güç spektrumunun aldığı en büyük değerlere karşılık gelen hızları seçmek yerine, güç spektrumunun en büyük değerlerini gösteren kırmızı renkli bandın alt sınırı seçilerek faz hızları elde edilmiştir. Louie (2001), $\tau - pi$ (kesme zamanı-ışın parametresi) yöntemini kullanarak yaptığı çalışmada, güç spektrumunun en büyük değerlerini aldığı bandın alt sınırını seçmekle, yüksek modlar, farklı yönlerden gelen sinyaller ve doğrusal dizilimde sinyalin geliş açısının belirsizliği gibi faktörlerin, veri üzerinde yarattığı bozucu etkilerin en az seviyeye indirilebildiğini belirtmiştir. Çünkü yüksek modlar ve farklı yönlerden gelen sinyallerin varlığı durumunda, özellikle düşük frekanslarda, hızlar normalden daha yüksek çıkmakta ve saçılma yukarı doğru olmaktadır. Bu durumda, kırmızı bandın alt sınırı seçilerek, Avcılar verisindeki farklı yönlerden gelen sinyallerin yarattığı ve sinyalin geliş açısının belirsizliğinden kaynaklanan bozucu etkiler, bu şekilde en az düzeye indirgenmeye çalışılmıştır.



Şekil 3.17 Doğrusal dizilimden elde edilen, güç spektrumu. Ortadaki siyah çizgi, güç spektrumunun en büyük değerlerini gösteren kırmızı bandın alt sınırı seçilerek elde edilen dispersiyon eğrisini, diğer siyah çizgilerde, elde edilecek olan dispersiyon eğrisi için standart sapma belirlemede kullanılan eğrileri göstermektedir.

Yukarıda belirtildiği gibi Avcılar' daki çalışma alanına ait faz hızı dispersiyon eğrisi, güç spektrumunun, kırmızı renkle gösterilen en büyük değerlerinin oluşturduğu bandın, alt sınırı seçilerek elde edilmiştir. Aynı zamanda, seçilen alt sınırın hemen altından ve üstünden de okumalar yapılarak, elde edilen dispersiyon eğrisi için standart sapmalar oluşturulmuştur. Sonuç olarak elde edilen faz hızı dispersiyon eğrisi ve standart sapmaları şekil 3.18' de gösterildiği gibidir. Güç spektrumundan da görülebileceği gibi yüzey dalgası analizlerindeki çözünürlük problemi nedeniyle düşük frekanslardaki hata oranları, yüksek frekanslardaki hata oranlarından daha yüksektir. Faz hızı dispersiyon eğrisinin en büyük değeri, yaklaşık 1000 m/s iken en küçük değeri de yaklaşık 280 m/s' dir. Buna göre, Kudo ve diğ. (2000) tarafından yapılan çalışmayı destekler nitelikte sonuçlar elde edilmiştir.



Şekil 3.18 Avcılar' da doğrusal dizilimden elde edilen dispersiyon eğrisi ve standart sapmalar.

3.6. Özet

Bu bölümde Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanları için dizilim işleme yöntemi ile faz hızı dispersiyon eğrilerinin hesaplanması anlatılmıştır. Yeşilyurt için bulunan dispersiyon eğrisinde, yaklaşık 2.5 Hz civarında hızlarda keskin bir düşüş ve 5 Hz' ten sonra faz hızlarında bir miktar artış gözlenmektedir. Avcılar' daki çalışmada kullanılan iki farklı dizilimden de faz hızı dispersiyon eğrisi elde edilmiştir. Gerek veride farklı doğrultulardan gelen sinyallerin yarattığı bozucu etki, gerekse dairesel dizilimin boyutları nedeniyle dairesel dizilimde kaydedilen verilerin analizinden, özellikle düşük frekanslarda güvenilir bilgi elde edilememiştir. Doğrusal dizilim ise daha derin yapıları araştırma imkanı vermektedir. Doğrusal dizilim ile yapılan frekans-dalgasayısı analizinde, güç spektrumunda en büyük değerlerin oluşturduğu bandın alt sınırı seçilerek, farklı doğrultulardan gelen sinyallerin veri üzerinde yarattığı etkiler ve geliş açısının belirsizliğinden kaynaklanan hatalar, en alt düzeye indirilmiştir.

4. S-DALGASI HIZ YAPISI İÇİN TERS ÇÖZÜM

4.1. Giriş

Bu bölümde, Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanları için, frekans-dalgasayısı analizleri yapılarak elde edilen Rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon eğrilerine ters çözüm uygulanarak, S-dalgası hız yapılarının elde edilmesi anlatılmıştır.

Dispersiyon verilerinin ters çözümünde, genellikle yüzey dalgalarının temel modu kullanılır. Ancak tabakalı yapılarda, yüzey dalgalarının yüksek modları da gözlemlenir. Yüksek modların ters çözüme katılması mümkündür ve bu şekilde çok çözümlülük problemi en az düzeye indirgenebilir. Normal dispersiyon gözlenen bir ortamda, yani hızın derinlikle arttığı bir yer yapısında, yüzey dalgalarının temel modu baskın durumdadır ve temel modun kullanıldığı ters çözüm işlemlerinde başarılı sonuçlar elde edilmektedir (Zywicki, 1999). Bu çalışmada, analizler sırasında yüksek modlar gözlenmemiştir ve ters çözümde Rayleigh dalgasının temel modu kullanılmıştır.

Ters çözüm, model parametrelerinin matematiksel bir model ile ilişkili oldukları bir grup veriden elde edilmesidir. Ters çözüm işleminin başarılı olması, matematiksel modelin uygunluğuna ve veri grubunun kalitesine bağlıdır. Verilerin gürültü içermesi, model parametrelerini belirlemekte yetersiz oluşları gibi problemler, çözümü etkileyen faktörlerdir. Bu anlamda ters çözüm işlemi, yetersiz ve gürültülü verilerden, model parametrelerini hesaplama işlemidir (Jackson, 1972). Ters çözümde başlangıç modeli ne kadar iyi olursa çözüm de o kadar başarılı olmaktadır. Bununla beraber ters çözümün, başlangıç modeli seçiminde bir miktar esnek davranması istenir. Bu nedenle farklı başlangıç modelleri kullanılarak, ters çözüm işleminin ne kadar duraylı olduğu sınanmalıdır. Ters çözümde, bir başka dikkat edilmesi gereken durum da çok çözümlülük problemidir. Gerçek çözümü elde edebilmek için diğer çalışmaların sonuçları ile korelasyon yapmak gerekmektedir.

4.2. Doğrusal Ters Çözüm Teorisi

Bir gözlemsel veri grubu ve bilinmeyen model parametreleri olduğu düşünülsün ve veri grubu ile model parametreler arasında,

$$y_i = A_{ij} x_j \tag{4.1}$$

şeklinde doğrusal bir ilişki olsun. Burada, y_i $(i = 1,...,n)$ gözlemsel verileri, x_j $(j = 1,...,m)$ model parametreleri, A_{ij} ise doğrusal sistemdeki katsayıları göstermektedir. Daha basitleştirilmiş olarak,

$$\mathbf{y} = \mathbf{A}\mathbf{x} \tag{4.2}$$

şeklinde yazılabilir. Ters çözümde kullanılan matematiksel ifade mutlaka doğrusal olmalıdır. Ancak bütün problemler, basit doğrusal matematiksel modellerle ifade edilemezler. Doğrusal olmayan bir matematiksel model, belirlenen bir başlangıç değeri civarında, 1. dereceden Taylor serisine açılarak doğrusallaştırılabilir. Bir fonksiyonun, herhangi bir başlangıç değeri olan x_j^0 civarında Taylor serisi açılımı,

$$f(x) \cong f(x^0) + \frac{\partial f(x^0)}{\partial x}(x - x^0) + R(x - x^0) \tag{4.3}$$

şeklindedir ve burada $R(x - x^0)$ yüksek dereceli türevleri göstermektedir. Eğer $R(x - x^0)$ ihmal edilirse,

$$\left[f(x) - f(x^0)\right] = \left[\frac{\partial f(x^0)}{\partial x}\right]\left[x - x^0\right] \tag{4.4}$$

ifadesi elde edilir ki bu ifade denklem (4.1) ile gösterilen ifadeye benzemektedir. Bu şekilde, doğrusal olmayan bir model doğrusallaştırılmış olmaktadır. Denklem (4.4) genelleştirilerek yazılırsa,

$$y_i^{göz.} - y_i^{teo..} = \sum_{j=1}^{m} \frac{\partial f_i(x_j^0)}{\partial x_j}(x_j - x_j^0) \qquad i = 1,...,n \tag{4.5}$$

elde edilir. Bu da,

$$\Delta y_i = A_{ij} \Delta x_i \qquad i = 1,...,n, \;\; j = 1,...,m \tag{4.6}$$

denklem sistemine veya en genel haliyle, (4.2) ile verilen doğrusal sisteme karşılık gelmektedir. Bu denklem sisteminde, $\mathbf{A}$ Jacobian matris olarak adlandırılır ve model parametrelerine göre kısmi türevlerden oluşur. $\mathbf{\Delta y}$ gözlemsel ve teorik veriler arasındaki farkı, $\mathbf{\Delta x}$ ise model parametrelerine uygulanan düzeltmeyi göstermektedir.

(4.2) ile verilen denklem sistemi ile ifade edilebilen bir matematiksel modelde, model parametrelerine ait düzeltme terimleri,

$$\mathbf{\Delta x} = \mathbf{A^{-1}} \mathbf{\Delta y} \tag{4.7}$$

şeklinde bulunabilirler. Doğrusal denklem sistemlerinde iterasyon yapılmadan model parametreleri hesaplanabilir. Doğrusal olmayan denklem sistemlerinde ise model parametreleri belli sayıda iterasyon yapılarak elde edilir ve her iterasyonda, düzeltme terimleri bir önceki iterasyondaki model parametrelerine uygulanır. Denklem (4.7)' de $\mathbf{A^{-1}}$, Jacobian matrisin tersini göstermektedir. Burada $\mathbf{\Delta y}$ $(n \times 1)$; $\mathbf{\Delta x}$ $(n \times 1)$ ve $\mathbf{A}$ matrisi de $n \times m$ boyutlarındadır. $\mathbf{A}$ matrisinin tersinin alınabilmesi için $n = m$ olmalıdır yani $\mathbf{A}$ kare matris olmalıdır. Bu şekilde, parametre sayısının gözlem sayısına eşit $(n = m)$ olduğu denklem sistemleri *tam tanımlı (exact determined) denklem sistemleri* olarak adlandırılırlar. Ancak jeofizikte, genellikle gözlem sayısı ile parametre sayısı birbirinden farklıdır. $n > m$ durumuna *fazla tanımlı (overdetermined) denklem sistemleri*, $n < m$ durumuna ise *eksik tanımlı (undetermined) denklem sistemleri* denir (Menke, 1984). Eğer problem fazla yada eksik tanımlı ise Jacobian matrisin doğrudan tersi alınamaz. $\mathbf{A}$ matrisinin tersinin alınabilmesi için yalancı ters matris (pseudo inverse) denilen bir matris tanımlanır.

4.2.1. En küçük kareler yöntemi

Eğer parametre sayısı gözlem sayısına eşit ise yani tam tanımlı bir denklem sistemi varsa ve $\mathbf{A}$ matrisinin deteriminantı sıfırdan farklı ise $\mathbf{A}$ matrisinin tersi vardır ve model parametreleri,

$$\mathbf{\Delta x = A^{-1} \Delta y} \tag{4.8}$$

şeklinde bulunabilirler. Ancak parametre sayısı gözlem sayısına eşit olmadığında, $\mathbf{A}$ ' nın doğrudan tersi alınamaz. Bu durumda, yapılan hesaplamalarda her zaman,

$$\mathbf{\Delta y_i - A_{ij} x_j = \varepsilon}_i \tag{4.9}$$

şeklinde bir fark vektörü oluşacaktır. Tam tanımlı denklem sistemlerinde, bu fark sıfırdır. Burada amaç, fark vektörünü en küçük yapan çözümün bulunmasıdır. Buna göre,

$$\mathbf{\varepsilon^T \varepsilon = (y - Ax)^T (y - Ax)} \tag{4.10}$$

eşitliği yazılabilir. $\partial(\varepsilon^T \varepsilon)/\partial x_j = 0$ işlemi yapılıp gerekli kısaltmalar yapıldığında,

$$\mathbf{\Delta x = (A^T A)^{-1} A^T \Delta y} \tag{4.11}$$

ifadesi elde edilir. Burada, fazla tanımlı denklem sistemleri için $(n > m)$ yalancı ters matris,

$$\mathbf{H = (A^T A)^{-1} A^T} \tag{4.12}$$

şeklinde hesaplanmış olur. Bu durumda $\mathbf{H}$, daima kare matristir. Eksik tanımlı sistemlerde $(n < m)$ ise yalancı ters matris,

$$\mathbf{H = A^T (A A^T)^{-1}} \tag{4.13}$$

şeklindedir.

Yalancı ters matris kullanılarak, veri ve model parametrelerinin, birbirlerine olan bağımlılıkları incelenebilir. Buna göre, model parametrelerin birbirlerine olan bağımlılıkları,

$$\mathbf{R = HA} \tag{4.14}$$

şeklinde hesaplanır ve $\mathbf{R}$ matrisi model ayrımlılık matrisi (model resolution matrix) olarak adlandırılır. $\mathbf{R}$ matrisinin, birim matris olması durumunda, elde edilen çözüm tektir ve denklem sisteminin başka çözümü yoktur.

Gözlemsel verilerin birbirlerine olan bağımlılıkları ise veri ayrımlılık matrisi (data resolution matrix) ile incelenir ve

$$\mathbf{S} = \mathbf{AH} \tag{4.15}$$

olarak ifade edilir. Bütün gözlemlerin birbirinden bağımsız olması durumunda, $\mathbf{S}$ matrisi birim matristir ve bu da her bir verinin, istatistiksel olarak bağımsız olduğunu ve çözüme önemli derecede katkısı olduğunu göstermektedir (Menke, 1984).

Gözlemsel değerler, her zaman, belli bir hata içermektedir. Bu durumda amaç, belli bir hata oranına sahip verilerden, en iyi sonucu çıkarabilmektir. Bu nedenle gözlemsel verilerdeki hata oranları, denklem sistemine yansıtılarak, hata oranı yüksek olan verinin daha az, hata oranı az olan verinin daha çok çözüme katkıda bulunması sağlanabilir. Model parametrelerinin de hangi aralıkta değerler alabilecekleri, problemin çözümünden önce yaklaşık olarak bilinir. Bu yoldan hareketle gözlemsel değerlerin ve model parametrelerin hata oranları, standart sapma olarak denklem sistemine eklenirse,

$$\begin{bmatrix} \dfrac{y_1^{göz.} - y_1^{teo.}}{\sigma_1} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \dfrac{y_n^{göz.} - y_n^{teo.}}{\sigma_n} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \left(\dfrac{\tau_1}{\sigma_1}\right)A_{11} & \cdot & \cdot & \cdot & \left(\dfrac{\tau_m}{\sigma_1}\right)A_{1m} \\ \cdot & \cdot & & & \\ \cdot & & \cdot & & \\ \cdot & & & \cdot & \\ \left(\dfrac{\tau_1}{\sigma_n}\right)A_{n1} & \cdot & \cdot & \cdot & \left(\dfrac{\tau_m}{\sigma_n}\right)A_{nm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \dfrac{x_1 - x_1^0}{\tau_1} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \dfrac{x_m - x_m^0}{\tau_m} \end{bmatrix} \tag{4.16}$$

şeklinde veya kısaltılmış şekilde,

$$\left(\frac{\tau_j}{\sigma_i}\right)\Delta y_i = \left(\frac{\tau_j}{\sigma_i}\right)A_{ij}\left(\frac{\Delta x_i}{\tau_j}\right) \qquad i = 1,...,n,\ \ j = 1,...,m \tag{4.17}$$

elde edilir. Burada σ, gözlemsel değerlerin, τ ise model parametrelerin standart sapmasını göstermektedir.

4.2.2. Genelleştirilmiş özdeğer ve özvektör analizi (singular value decomposition)

En küçük kareler yönteminde, $\mathbf{A}$ matrisinin tersinin alınabilmesi için determinantının sıfırdan farklı olması gerekmektedir. Ancak pratikte karşılaşılan problemler, her zaman bu koşulu sağlamayabilirler. Bu nedenle denklem sisteminin, özvektörleri ve özdeğerleri incelenerek çözüm elde edilir.

Eğer $\mathbf{A}$, $(n \times n)$ boyutlarında kare bir matris ise özdeğerler $(\boldsymbol{\lambda}_i)$ ve özvektörler $(\mathbf{v}_i)$,

$$\mathbf{A}\mathbf{v}_i = \boldsymbol{\lambda}_i \mathbf{v}_i \tag{4.18}$$

denkleminden bulunur. Bu durumda A matrisi, özdeğerler ve özvektörler cinsinden,

$$\mathbf{A} = \mathbf{V}\boldsymbol{\Lambda}\boldsymbol{\Lambda}^{\mathbf{T}} \tag{4.19}$$

şeklinde gösterilebilir. Burada $\mathbf{V}$, sütunları özvektörlerden $(\mathbf{v}_i)$ oluşan, $n \times n$ boyutlarında ortogonal bir matristir ($\mathbf{V}^{\mathbf{T}}\mathbf{V} = \mathbf{I}$, $\mathbf{I} =$ birim matris). $\boldsymbol{\Lambda}$ ise özdeğerlerden $(\boldsymbol{\lambda}_i)$ oluşan diagonal bir matrisi göstermektedir.

$\mathbf{A}$ matrisinin boyutlarının $(n \times m)$ olması durumunda ise $\mathbf{v}_j$ ve $\mathbf{u}_j$ iki grup özvektör olmak üzere,

$$\mathbf{A}\mathbf{v}_j = \boldsymbol{\lambda}_j \mathbf{u}_j \tag{4.20}$$

ifadesi elde edilir. Buna göre A matrisi,

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\boldsymbol{\Lambda}\boldsymbol{\Lambda}^{\mathbf{T}} \tag{4.21}$$

olarak gösterilir. Sadece sıfırdan farklı özdeğerleri için denklem yeniden yazılırsa,

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}_{\mathbf{p}}\boldsymbol{\Lambda}_{\mathbf{p}}\mathbf{V}_{\mathbf{p}}^{\mathbf{T}} \tag{4.22}$$

elde edilir. Burada $\mathbf{U}$ ve $\mathbf{V}$, sütunları özvektörlerden ($\mathbf{u_i}$) oluşan, sırasıyla $(n \times p)$ ve $(m \times p)$ boyutlarında matrisleri temsil etmektedirler. Bu durumda $\mathbf{A}$ matrisinin tersi,

$$\mathbf{B} = \mathbf{V_p} \mathbf{\Lambda_p^{-1}} \mathbf{U_p^T} \tag{4.23}$$

olarak hesaplanır (Jackson, 1972).

Birçok problemde, gözlemsel veriler bütün model parametrelerini aynı kararlılıkla çözmek için yeterli bilgiyi içermeyebilirler. Bu durum, matematiksel ifadeyi kararsız hale getirmekte ve ters çözüm işleminden sonuç alınmasını engellemektedir. Lanczos ters çözüm tekniğinde, sıfıra yakın veya göreceli olarak çok küçük olan özdeğerleri atılarak, denklem sistemi durağan hale getirilebilir. Kararlı bir sonuç elde edebilmek için kullanılan bir başka teknik de Marquardt-Levenberg yöntemidir (Levenberg, 1944, Marquardt, 1963). Bu yöntemde de özdeğerlere belli bir sönümlenme faktörü eklenerek, denklem sistemi kararlı hale getirilir. Her iki yöntemde de gerek özdeğerler atılarak, gerekse özdeğerlere sönümlenme faktörü eklenerek sistem kararlı hale getirilirken, aslında çözülebilir parametre sayısı azaltılmış olmaktadır. Denklem sisteminde, bütün özdeğerlerin tutulması veya sönümlenme faktörünün sıfır olarak seçilmesi, en küçük kareler yöntemine karşılık gelmektedir.

4.2.3. Diferansiyel yuvarlatma (differential smoothing)

Faz hızı dispersiyon verilerinden, S-dalgası hız yapısının elde edilmesinde, çözülebilir parametre sayısı sınırlıdır. Yüzey dalgalarının dispersiyon analizinde kullanılan yöntemlerde, düşük frekanslarda hata oranının yüksek olması ve ters çözümde derinlik arttıkça çözünürlüğün düşmesi nedeniyle derin tabakalara ait parametrelerin çözülebilirliği azalmaktadır. Ayrıca ters çözüm işlemi boyunca, tabakalar arasındaki ani hız değişimleri de ters çözümün duraylılığını bozmaktadır.

Diferansiyel yuvarlatma tekniği uygulanarak, derinlikle S-dalgası hız yapısının elde edilmesi probleminde, tabakalar arasındaki ani hız değişimlerinden doğan kararsızlık giderilebilmektedir. İnce katmanlar halinde, çok sayıda tabaka verilerek oluşturulan bir başlangıç modelinde, denklem sistemine, komşu tabakalar arasındaki hız farkının en az seviyede tutulması gibi bir sınırlama getirilerek, tabakalar arasındaki ani hız

değişimlerine izin verilmez ve bu şekilde, ters çözüm sonucu yuvarlatılmış bir yer yapısı bulunur.

Diferansiyel yuvarlatma işleminde, modelin mümkün olduğunca esnek fakat beraberinde kontrol altında tutulabilmesi için bütün profil boyunca, bir kabalık (roughness) değeri tanımlanır ki bu da yuvarlatmanın (smoothing) tersidir. Kabalık değeri, parametrelerin derinliğe göre birinci veya ikinci türevlerinin karelerinin integralidir. Kabalık değeri ayrık olarak birinci türevinin integrali,

$$R_1 = \sum_{i=2}^{N} (x_i - x_{i-1})^2 \tag{4.24}$$

ve ikinci türevinin integrali,

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (x_{i+1} - 2x_i + x_{i-1})^2 \tag{4.25}$$

şeklinde yazılabilir (Constable ve diğ., 1987). Ağırlıklandırılmış en küçük kareler anlamında, gözlemsel ve teorik değerler arasındaki uyum derecesi (goodness of fit),

$$X^2 = \sum_{j=1}^{M} \frac{(d_j - F_j(x))^2}{\sigma_j^2} \tag{4.26}$$

şeklinde hesaplanır. Burada d_j gözlemsel verileri, $F_j(x)$ model parametreleri kullanılarak, matematiksel bir fonksiyon yardımı ile hesaplanan verileri ve σ_j ise verilerin standart sapmalarını göstermektedir.

Denklem (4.24) ve (4.25) ile verilen kabalık değerleri matris şeklinde,

$$R_1 = \|\partial x\|^2 \tag{4.27}$$

$$R_2 = \|\partial\partial x\|^2 = \|\partial^2 x\|^2 \tag{4.28}$$

olarak ifade edilebilir. Burada m model parametrelerini, ∂ ise $N \times N$ boyutlarında,

$$\partial = \begin{bmatrix} 0 & & & & \\ -1 & 1 & & & 0 \\ & -1 & 1 & & \\ & & . & . & \\ 0 & & & -1 & 1 \end{bmatrix} \tag{4.29}$$

şeklinde bir matrisi göstermektedir (Menke, 1984, Constable ve diğ., 1987). Parametrelerin, ∂ gibi bir matris ile çarpılması ile ani değişimlere izin verilmemiş olur ve yuvarlatılmış bir sonuç elde edilir. Burada amaç kabalık değerinin, uyum derecesinin alacağı uygun değerlere bağlı olarak, mümkün olduğunca en küçük seviyede tutulmasıdır. Kabalık ve uyum derecesi, birer sınırlama olarak ters çözüm işlemine eklenebilir. Bunun için kabalık ve uyum derecesi, Lagrange çarpanları olarak yazılır ve gerekli düzeltmeler yapılırsa,

$$\mathbf{x} = \left[\mu\partial^T\partial + (\mathbf{WA})^{\mathrm{T}}\mathbf{WA}\right]^{-1}(\mathbf{WA})^{\mathrm{T}}\mathbf{Wd} \tag{4.30}$$

ifadesi elde edilir. Burada $\mathbf{W}$ verilerin standart sapması, $\mathbf{A}$ matematiksel modelden hesaplanan $M \times N$ boyutlarında matrisi ve μ ise Lagrange çarpanını göstermektedir. Burada kabalık değerinin en küçük değeri alabilmesi için μ' nün, alabileceği en büyük değerde olması gerekmektedir.

Doğrusal olmayan bir problemde ise k iterasyon sayısını göstermek üzere,

$$\mathbf{x_{k+1}}(\mu) = \left[\mu\partial^T\partial + (\mathbf{WA_k})^{\mathbf{T}}\mathbf{WA_k}\right]^{-1}(\mathbf{WA_k})^{\mathbf{T}}\mathbf{Wd_k} \tag{4.31}$$

şeklinde model parametreleri hesaplanır. Burada $\mathbf{A}$, parametrelerin kısmi türevlerinden oluşan Jacobian matrisidir.

4.3. Yeşilyurt ve Avcılar Verilerinin Ters Çözümü

Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanları için elde edilen faz hızı dispersiyon eğrilerine ters çözüm uygulanarak, her iki çalışma alanı için S-dalgası hız yapısı elde edilmiştir. Ters çözüm işlemi, SURF96 (Herrmann ve Ammon, 2002) programı kullanılarak yapılmıştır. SURF96 programı, 1985' te Russell tarafından yazılan SURF programı temel alınarak oluşturulmuş bir programdır. SURF96 programına

giriş dosyası olarak, frekansa karşılık faz hızları ve verilerin standart sapmaları girilmektedir. Başlangıç modeli olarak, tabaka kalınlıkları, tabakaların S-ve P-dalgası hızları ayrı bir dosya olarak belirtilmektedir. Programda, tabakaların Poisson oranlarını ve/veya yoğunlukları sabit tutularak hesap yapılmaktadır. Ters çözüm sonuçlarının, yoğunluk değişimlerine daha duyarlı olması nedeniyle bu çalışmada, Poisson oranları sabit olarak alınmış ve tabaka yoğunlukları her bir iterasyonda, P-ve S-dalgası hızları kullanılarak hesaplanmıştır. SURF96 programı, seçime göre, ters çözüm tekniği olarak Marquardt-Levenberg veya diferansiyel yuvarlatma yöntemi kullanmaktadır. Her iki tekniğin farklı durumlarda, biribirlerine göre avantajları vardır. Hızın derinlikle arttığı bir hız yapısı başlangıç modeli olarak seçildiğinde, diferansiyel yuvarlatma yöntemi iyi sonuç verirken, başlangıç modeli olarak, tek veya iki tabakalı bir hız yapısı olarak seçildiğinde Marquardt-Levenberg yöntemi iyi sonuç vermektedir. Yeşilyurt ve Avcılar verilerinin ters çözüm işlemleri yapılırken, seçilen başlangıç modeline göre, her iki ters çözüm yöntemi, kontrollü olarak kullanılmıştır.

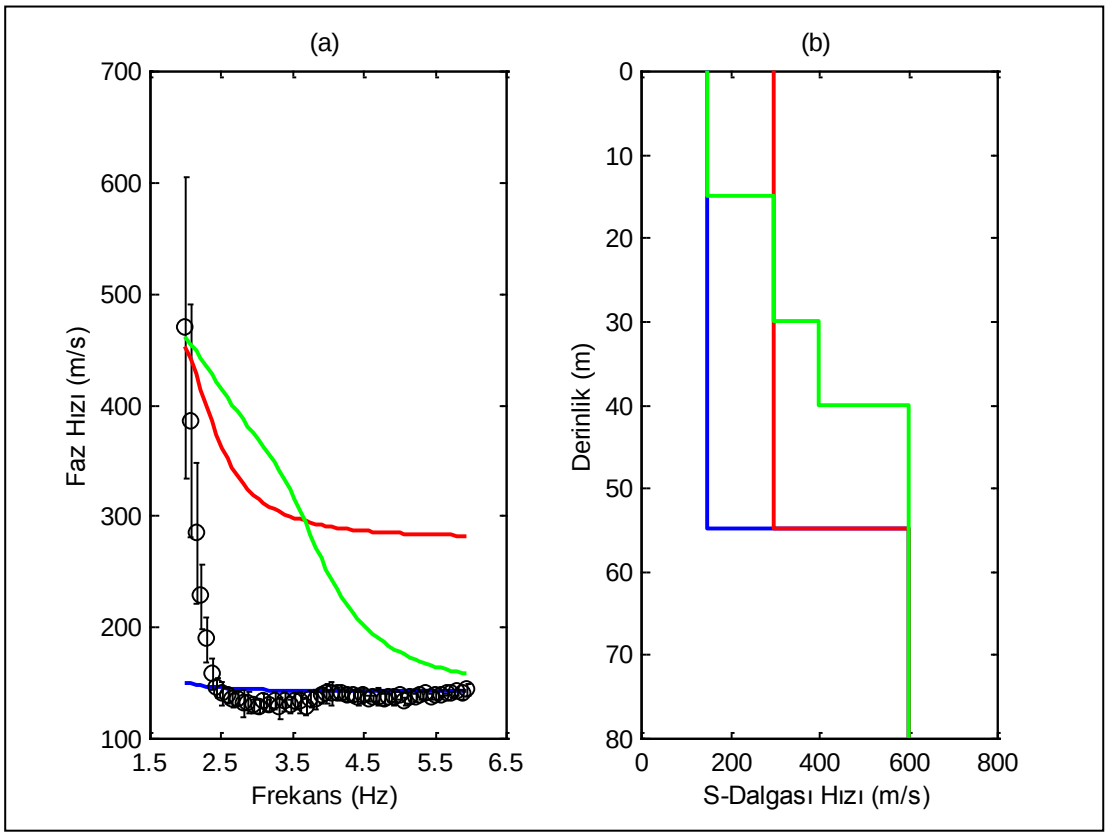
Yüzey dalgaları dispersiyon verilerinin ters çözümünde, çok çözümlülük problemini mümkün olduğunca önleyebilmek için genellikle tabaka kalınlıkları ve hızlar, ters çözümde aynı anda kullanılmazlar. Bunun yerine, ya tabaka kalınlıkları sabit tutularak hızlara ters çözüm uygulanır ya da hızlar sabit tutularak tabaka kalınlıklarına ters çözüm işlemi uygulanır (Herrmann ve Ammon, 2002). Bu çalışmada da tabaka hızları ve kalınlıkları ayrı ayrı ters çözümde kullanılmışlardır.

4.3.1. Yeşilyurt' taki çalışma alanı için elde edilen ters çözüm sonuçları

Yeşilyurt' taki çalışma alanı için elde edilen faz hızı dispersiyon eğrisi kullanılarak, SURF96 ters çözüm programı ile S-dalgası hız yapısı modellenmiştir. Elde edilen S-dalgası hız yapısının güvenilirliğinin test edilmesi için üç farklı başlangıç modeli kullanılarak ters çözüm yapılmış ve üç modelden elde edilen ters çözüm sonuçlarının ortalaması alınarak, Yeşilyurt' taki çalışma bölgesi için hız yapısı elde edilmiştir.

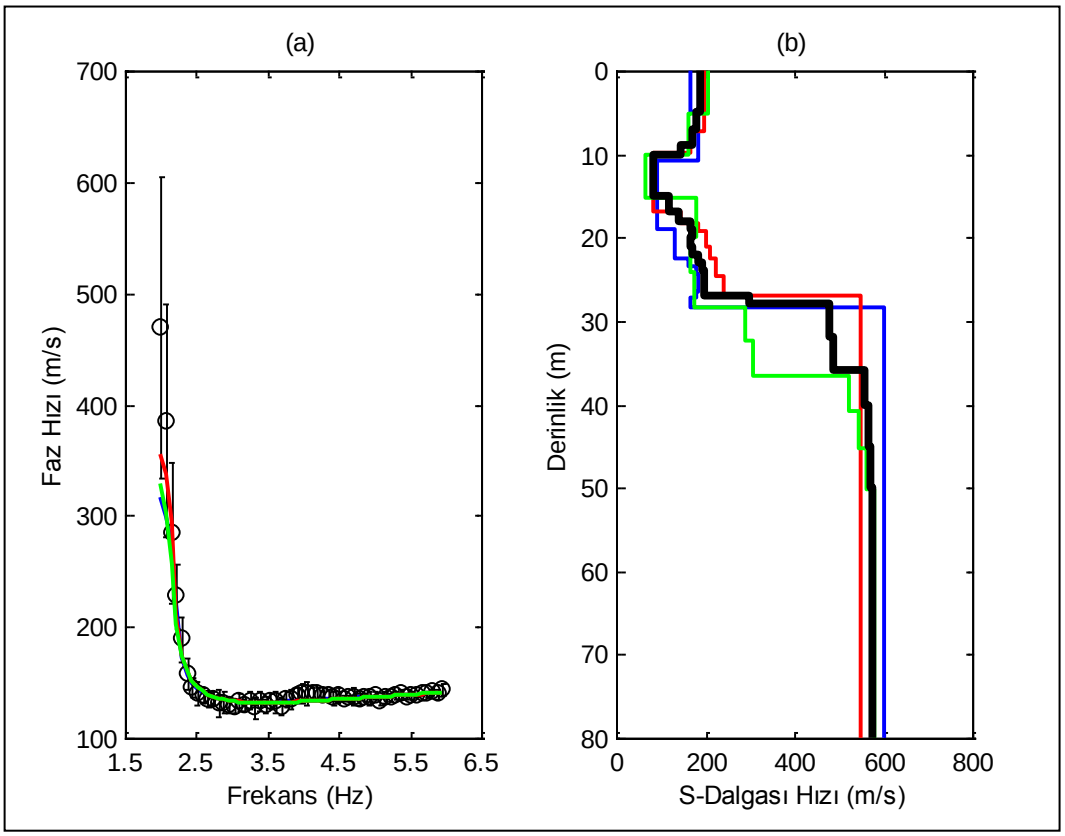
Şekil 4.1' de ters çözüm işlemi için kullanılan, üç farklı başlangıç modeli ve bu modellerden elde edilen faz hızı dispersiyon eğrileri görülmektedir. Yeşil renkli başlangıç modeli, derinlikle artan bir hız yapısını, diğer başlangıç modelleri ise yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan, tek tabakalı hız yapılarını göstermektedir. Başlangıç modellerinin tümü, yarı sonsuz tabaka üzerinde yer alan, herbiri 5 m kalınlığında 11

tabakadan oluşmaktadır. Farklı başlangıç modelleri kullanılarak çok çözümlülük probleminin en az seviyeye indirgenmesi ve ters çözüm işleminin duraylılığı sınanmıştır.



Şekil 4.1 Ters çözümde kullanılan başlangıç modellerine karşılık gelen teorik faz hızı dispersiyon eğrileri (a) ve başlangıç modeli olarak seçilen S-dalgası hız yapıları (b).

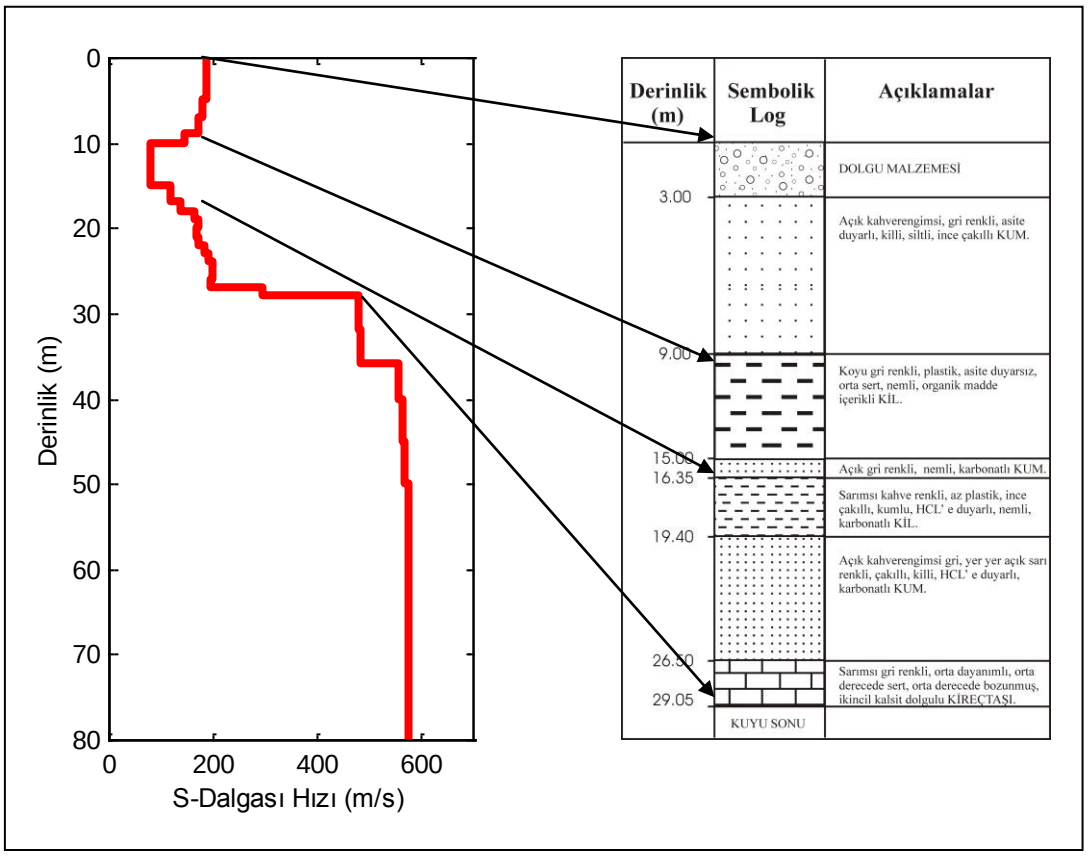
Ters çözüm sonucu elde edilen üç modele ait S-dalgası hız yapıları, ortalama hız yapısı ve bu modellere ait teorik faz hızı dispersiyon eğrileri şekil 4.2' de gösterilmiştir. Teorik faz hızı dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel faz hızı dispersiyon eğrisine yakınsadıkları ve hata sınırlarının içinde kaldıkları görülmektedir. Elde edilen hız yapıları arasında çok çözümlülük probleminden kaynaklanan farklılıklar olmakla birlikte, her üç model de genel hız yapısını ortaya koymaktadır. Siyah renkle gösterilen hız yapısı, üç modelin ortalaması alınarak elde edilmiştir. Ters çözüm sonuçlarının yaklaşık RMS değerleri yaklaşık 0.65 civarındadır.



Şekil 4.2 Yeşilyurt' taki çalışma alanı için ters çözüm işleminden elde edilen sonuçlar. a) Elde edilen S-dalgası hız yapılarına karşılık gelen faz hızı dispersiyon eğrileri. Siyah daireler gözlemsel veriyi, siyah çizgiler de verilerin standart sapmalarını göstermektedirler. b) Farklı başlangıç modellerinden elde edilen S-dalgası hız yapıları.Siyah çizgi, üç modelin ortalamasını göstermektedir.

S-dalgası hız yapısında dikkat çeken en önemli unsur, yaklaşık 10 m derinlikteki düşük hız zonudur. Dispersiyon eğrisi dikkatli incelendiğinde, yüksek frekanslarda faz hızlarının arttığı gözlenmektedir. Elde edilen üç hız yapısının benzerliği, düşük hız zonunun çok çözümlülük probleminden kaynaklanmadığını ve ters çözüm işleminin duraylı olduğunu göstermektedir. Aynı zamanda, S-dalgası hız yapısı sonuçları, çalışma alanına en yakın olan sondaj verileri ile karşılaştırıldığında, aralarında çok iyi bir uyum olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.3). Buna göre, düşük hız zonu yaklaşık 7 m kalınlığındaki kil tabakasıyla ilişkilidir. Düşük hız zonunun üzerinde yer alan yaklaşık 200 m/s hıza sahip olan tabaka ise dolgu malzemesi ve killi, siltli, ince çakıllı kuma karşılık gelmektedir. Yapay dolgu alanı sıkıştırılmış ve sert inşaat malzemelerinden oluşan bir tabakadır ve bu nedenle düşük hız zonuna göre yüksek hıza sahiptir. Türker ve Bozcu (2001)' de yer alan sismik kırılma çalışmalarının sonuçları yaklaşık 15 m' lik bir hız yapısı ortaya koymaktadır ve düşük hız yapısı ile ilgili bilgi içermemektedir çünkü sismik kırılma yöntemi ile

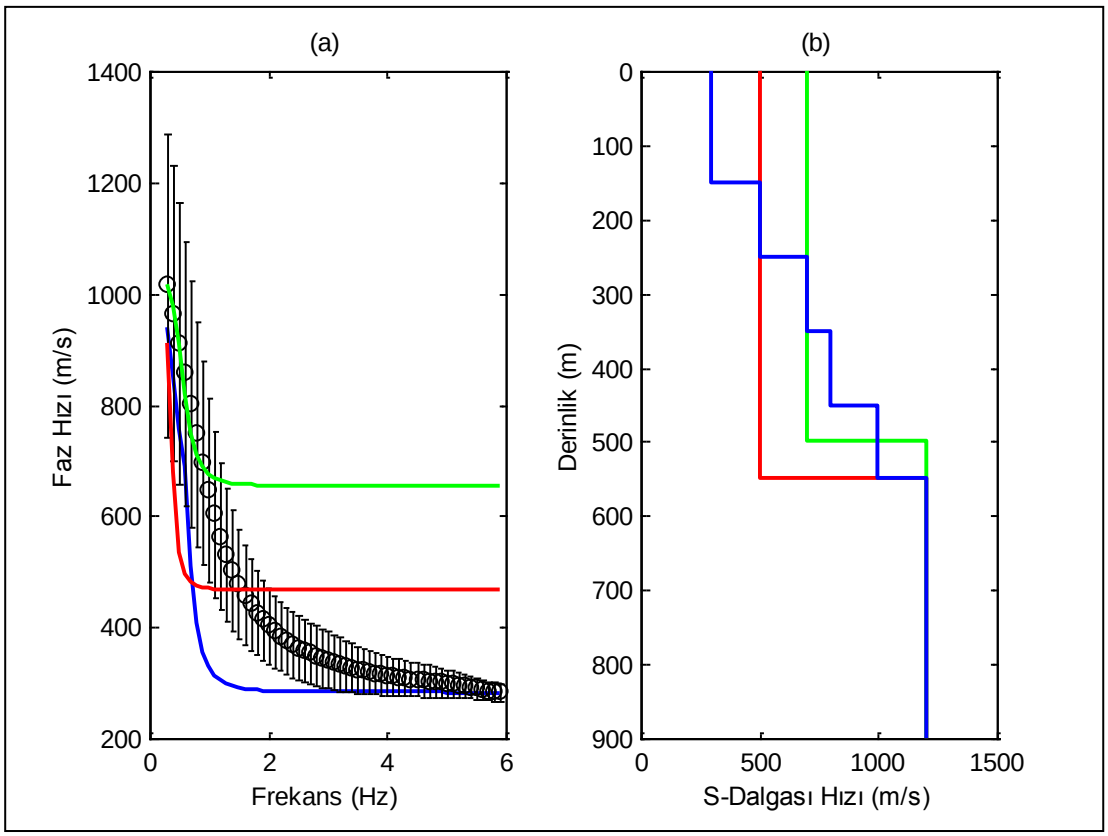
düşük hız zonları tespit edilememektedir. Düşük hız zonundan sonra killi ve kumlu birimler yer almakta, yaklaşık 30 m' den sonra ise kireçtaşları başlamaktadır. Elde edilen hız yapısına göre yaklaşık 35 m' den sonra temel kayaya girilmektedir. Hava Harp Okulu sınırları içerisinde yapılan elektrik özdirenç çalışmaları (Şahin ve Lezgi, 2000), düşük hız tabakasının olduğu derinliklerde, düşük özdirenç değerleri göstermektedir ki bu da düşük hız zonunun varlığına işaret eden diğer bir bulgudur.



Şekil 4.3 Yeşilyurt için elde edilen S-dalgası hız yapısının sondaj verisiyle karşılaştırması. Sondaj verisi, Kadınkız ve diğ., 2000' den tekrar çizilmiştir.

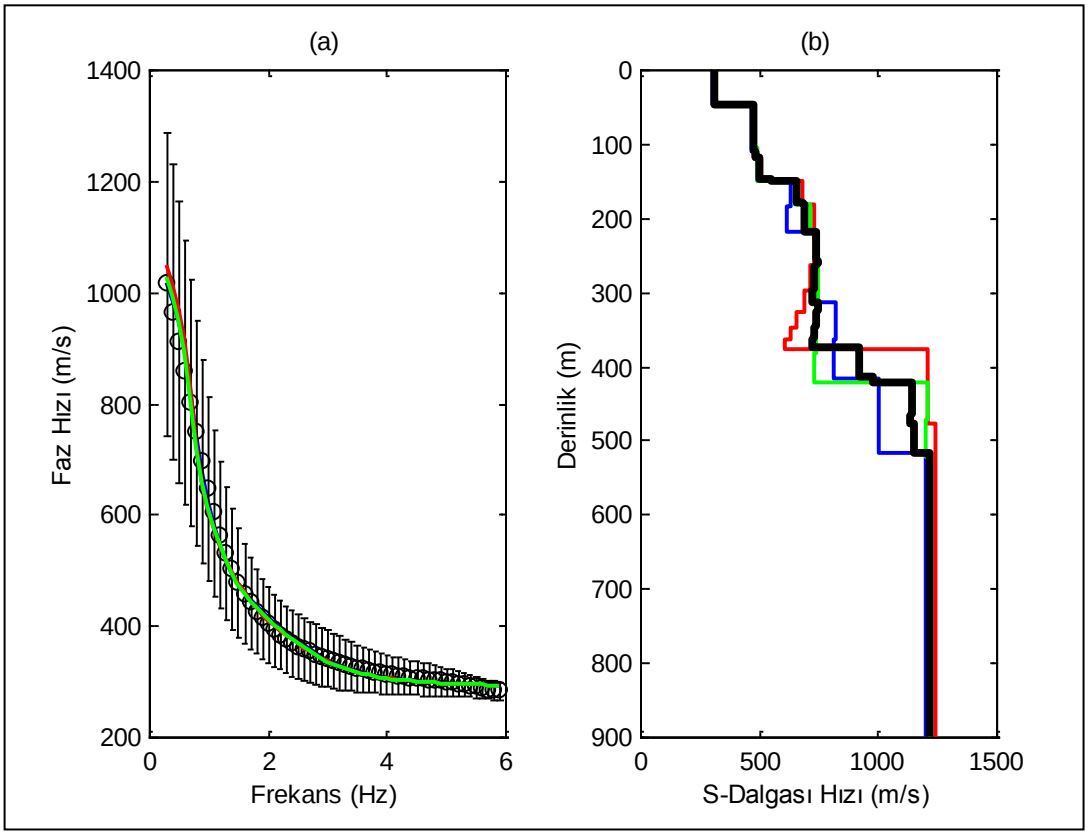
4.3.2. Avcılar' daki çalışma alanı için elde edilen ters çözüm sonuçları

Ters çözüm işleminde, veri grubunda farklı yönlerden gelen sinyallerin yarattığı bozulma nedeniyle dairesel dizilimden elde edilen analiz sonuçları kullanılmamıştır. Bunun yerine, aynı bölgedeki doğrusal dizilimden elde edilen sonuçlar kullanılarak ters çözüm yapılmıştır. Ters çözüm işlemine, üç farklı başlangıç modeli kullanılarak başlanmış ve sonuçların ortalamaları alınarak, S-dalgası hız yapısı elde edilmiştir.



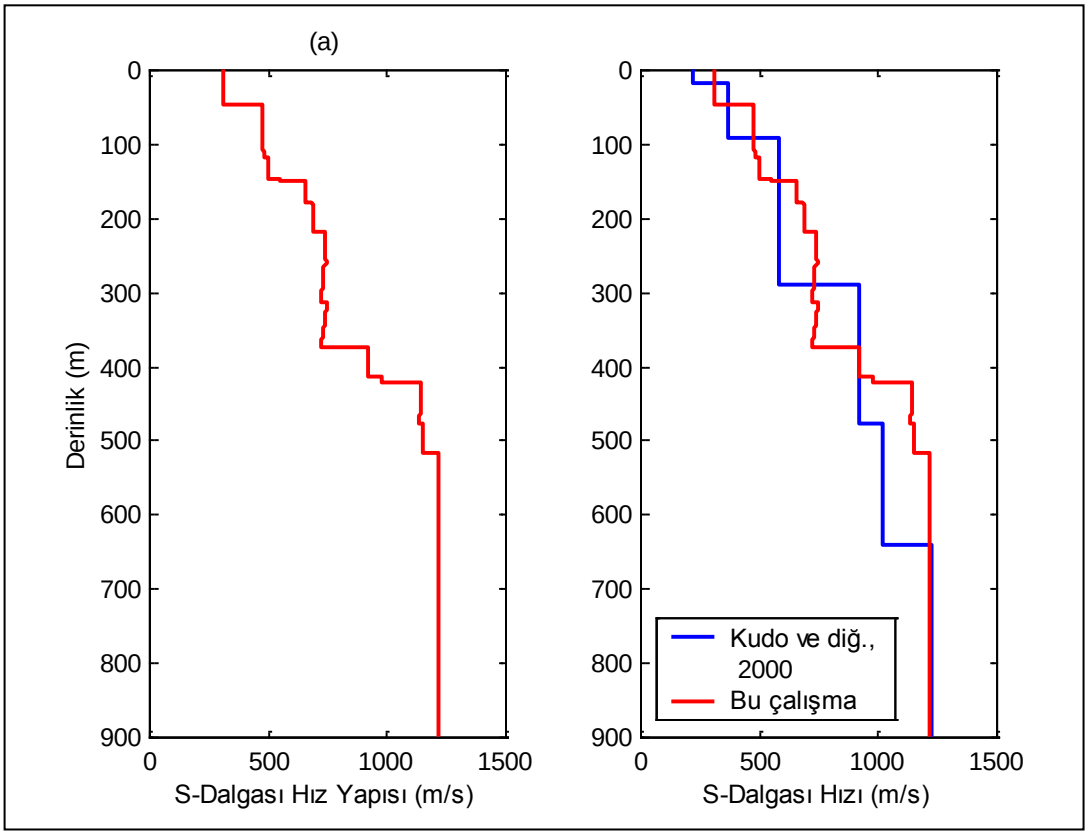
Şekil 4.4 Ters çözüm işleminde kullanılan başlangıç modellerine karşılık gelen dispersiyon eğrileri (a) ve başlangıç modeli olarak seçilen S-dalgası hız yapıları (b).

Kullanılan başlangıç modelleri ve bu modellerin teorik faz hızı dispersiyon eğrileri şekil 4.4' te gösterilmiştir. Başlangıç modellerinin tümü, yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan, herbiri 5 m kalınlığında 13 tabakadan oluşmaktadır. Başlangıç modeli olarak derinlikle artan bir hız yapısı ve yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan, tek tabaka modelleri seçilmiştir. Ters çözüm sonucu elde edilen modeller ve bu modellere karşılık gelen faz hızı dispersiyon eğrileri şekil 4.5' te gösterildiği gibidir. Elde edilen hız yapılarına karşılık gelen dispersiyon eğrilerinin tamamının, gözlemsel verilere yakınsadığı ve sonuçların hata sınırlarının içerisinde kaldığı görülmektedir. Her üç modelden de birbirleri ile uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Genel olarak, derinlik arttıkça hız yapıları arasındaki farkın da arttığı gözlenmektedir. Bu farklılıklar, çok çözümlülük probleminden kaynaklanabileceği gibi ters çözümde derinlik arttıkça çözünürlüğün azalması ile de ilişkili olabilir. Buna bağlı olarak gözlemsel dispersiyon eğrilerinde, düşük frekanslardaki büyük hata çubukları gözlenmektedir. Üç modelin ortalaması alınarak, Avcılar' daki çalışma alanına ait S-dalgası hız yapısı elde edilmiştir.



Şekil 4.5 Avcılar' daki çalışma alanı için ters çözüm işleminden elde edilen sonuçlar. a) Elde edilen S-dalgası hız yapılarına karşılık gelen dispersiyon eğrileri. Siyah daireler gözlemsel veriyi, siyah çizgiler de verilerin standart sapmalarını göstermektedirler. b) Farklı başlangıç modellerinden elde edilen S-dalgası hız yapıları. Siyah çizgi, üç modelin ortalamasını göstermektedir.

Elde edilen S-dalgası hız yapısına göre, çalışma alanında en az 200 m kalınlığında düşük hıza sahip, yumuşak sediman katman vardır. Yaklaşık temel kaya derinliği 450 m' dir. Şekil 4.6' da, bu çalışmada elde edilen S dalga hız yapısı ile daha önce, Kudo ve diğ. (2000) tarafından İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü' nde yapılan çalışmadan elde edilen hız yapısı karşılaştırılmıştır. S-dalgası hız yapıları arasında farklılıklar olmasına rağmen, her iki model de birbirlerine yakın bir yapıyı temsil etmektedir. Elde edilen hız yapısı, bölgenin stratigrafik istifi (Şekil 3.2) ile karşılaştırıldığında, yüzeydeki yaklaşık 70 m' lik katman alüvyon, yer yer ince kil araseviyeli marn ve karstik kireçtaşları, plastik kil ve çakıllı ince kum birimlerinden oluşmaktadır ve hız yapısına göre hızları yaklaşık 300 m/s' dir. Bu birimlerin hemen altında, yaklaşık 200 m kalınlığında kireçtaşı, kil ve silt araseviyeli çok katı-sert kil tabakası yer almaktadır ve hızı yaklaşık 500 m/s civarındadır.



Şekil 4.6 a) Avcılar' daki çalışma alanı için elde edilen S-dalgası hız yapısı b) Kudo ve diğ. (2000) tarafından elde edilen S-dalga hız yapısı ile karşılaştırması.

4.4. Özet

Kullanılan alıcı dizilimi ve jeofon özelliklerine bağlı olarak Avcılar bölgesi için Yeşilyurt' a göre daha derin bir hız yapısı bulunmuştur. Elde edilen hız yapılarında, sığ tabakalar derin tabakalara göre daha güvenilir olarak çözülmüşlerdir. Bu durum, yüzey dalgası dispersiyon analizi yöntemlerinde, düşük frekanslarda hata oranının yüksek olmasının ve ters çözümde derinlik arttıkça çözünürlüğün düşmesinin bir sonucudur. Yeşilyurt için yaklaşık 40 m kalınlığında düşük hızlı sediman kalınlığı bulunmuştur ve hız yapısının en belirgin unsuru yaklaşık 10 m derinlikteki, kil tabakasıyla ilişkili olan düşük hız zonudur. Avcılar bölgesi için ise en az 200 m kalınlığında ve belirgin bir şekilde düşük hızlı sediman katman tespit edilmiştir.

5. DEPREM YER TEPKİSİ ANALİZİ

5.1. Giriş

Sismik dalgalar depremin büyüklüğüne, odaktan uzaklığına, yayındıkları ortamın özelliklerine bağlı olarak değişime uğrarlar. Bu nedenle deprem yer tepkisi bölgesel olarak değişim göstermektedir. Genel olarak deprem yer tepkisi, ivme ölçer kayıtçılarından oluşan geniş bir ağ ile kaydedilen ivme kayıtlarının analizi ile belirlenebilir. Bu şekilde deprem sonrası, ağ dahilinde kalan alanda her bölge için oluşabilecek en büyük ivme değeri tespit edilebilmektedir. Ancak ivme kayıtçılarının sayıca yetersizliği, her bölge için oluşabilecek en büyük ivme değerini belirlemeyi sınırlamaktadır.

Bugüne kadar deprem yer tepkisinin belirlenebilmesi için birçok yöntem geliştirilmiştir. Bunlar, Nakamura yöntemi, referans istasyon yöntemi gibi yöntemlerdir. Veri olarak S-dalgası, kodalar veya mikrotremorler kullanılabilir. Deprem yer tepkisinin kestirilmesinde kullanılan yöntemlerin birbirlerine göre üstün ve zayıf oldukları yönler vardır. Ayrıca, kullanılan veri grubuna göre de sonuçlar farklı olabilmektedir (Lermo ve Chávez-García, 1994, Malagnini ve diğ., 1996, Seekins ve diğ., 1996).

Deprem yer tepkisi aynı zamanda S-dalgası hız yapısı bilgisi kullanılarak, modelleme ile de elde edilebilir. Temel kaya üzerinde yer alan sediman tabakalar ve kalınlıkları, deprem yer tepkisi üzerinde önemli rol oynarlar. Bu nedenle, yer tepkisi modellemelerinde, yerel zemin şartlarının etkisinin araştırılması açısından, çalışılan bölgenin S-dalgası hız yapısının bilinmesi yararlı olmaktadır. Bu bölümde öncelikle deprem yer tepkisi analizinde kullanılan yöntemler hakkında genel bir bilgi verilmiş, daha sonra da Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanları için S-dalgası hız yapıları kullanılarak elde edilen deprem yer tepkisi analiz sonuçları anlatılmıştır.

5.2. Deprem Yer Tepkisinin Analizinde Kullanılan Yöntemler

Sismik dalgalar, yayındıkları ortamların özelliklerini taşırlar. Bu nedenle deprem dalgalarının her ortamdaki davranışı birbirinden farklıdır. Mikrotremorler, S dalgaları ve koda dalgaları kullanılarak farklı ortamların deprem sırasındaki davranışları tespit edilebilir. Deprem yer tepkisi hesabında amaç, yer büyütmesinin ilişkili olduğu frekansın bulunmasıdır. Deprem yer tepkisinin hesabında kullanılan yöntemlerin birbirlerine göre üstün ve zayıf oldukları yönler vardır. Bununla birlikte, kullanılan veri grubuna göre de sonuçlar farklı olabilmektedir. Bu bölümde, deprem yer tepkisinin hesabında kullanılan yöntemlerden ana hatları ile bahsedilecektir.

5.2.1. Fourier güç spektrumu yöntemi

Genelde deprem yer tepkisini kestirmeye yönelik yöntemlerde Fourier dönüşümünden yararlanılır. Kaya zemin ve yumuşak zemin üzerinde alınan verilerin genlik spektrumları karşılaştırıldığında, birbirlerinden farklı oldukları görülür. Bu farklılıklardan yararlanılarak, zeminlerin deprem sırasındaki davranışlarının kestirilmesi mümkündür. Temel kaya üzerinde mikrotremorlerin spektrumu, ilgilenilen frekans aralığında düzdür (Lermo ve Chávez-García, 1994).

5.2.2. Referans istasyon (iki istasyon) yöntemi

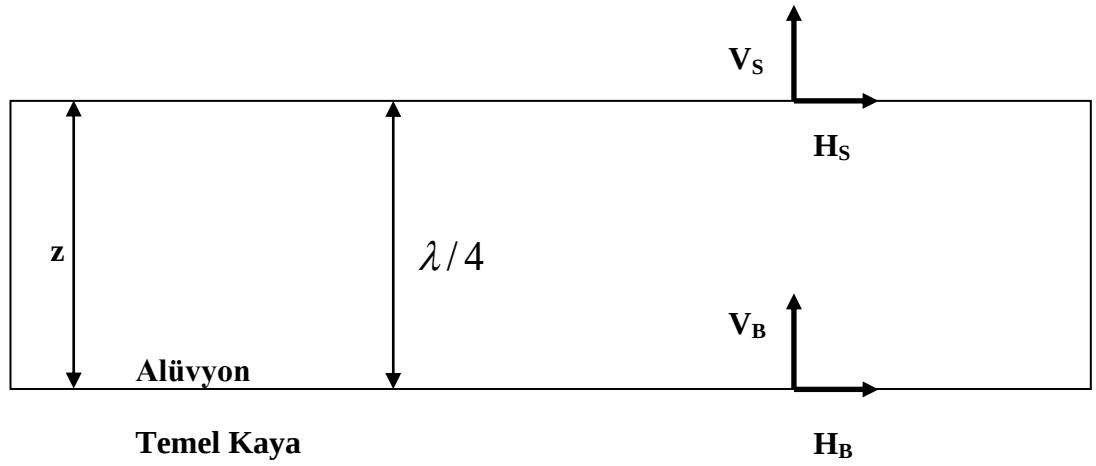
Referans istasyon yönteminde, biri temel kaya üzerine, diğeri de alüvyon tabaka üzerine yerleştirilmiş iki istasyonda kaydedilen sinyallerin spektral oranlarına bakılarak, zemin hakim periyodu veya baskın frekansı ve zemin büyütmesi değeri hesaplanır. Bilindiği gibi deprem dalgalarının, alüvyon ve temel tabakalar üzerindeki etkisi farklıdır. Referans istasyon yöntemi ile referans olarak belirlenen temel kayaya göre alüvyon tabakanın büyütmesi ve en büyük büyütmeye karşılık gelen frekans değeri bulunur.

Referans istasyon yöntemi, zayıf ve kuvvetli yer hareketi kayıtları veya mikrotremor kayıtları kullanılarak uygulanabilir (Beresnev ve diğ.,1998, Hartzell ve diğ., 1996). Referans istasyon yöntemi baskın frekansın ve büyütmenin bulunmasında başarılı sonuçlar vermektedir. İki istasyonun birbirine yakın olması dikkat edilmesi gereken bir noktadır. Spektral oranlama yapabilmek için referans olarak büyütmesi ihmal

edilebilecek bir temel kayanın her çalışmada belirlenememesi problem yaratabilmektedir (Bonilla ve diğ., 1997).

5.2.3. Nakamura (tek istasyon) yöntemi

Nakamura yöntemi, yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan tabaka içinde yayınan mikrotremorlerden, Rayleigh dalgalarına ait katkının giderildiği varsayımına dayanır (Nakamura, 1989). Bu yöntemde yer tepkisi, alüvyon üzerinde yer alan bir istasyonda kaydedilen verinin, yatay bileşeninin düşey bileşene spektral oranlaması ile hesaplanır (Şekil 5.1). Ayrıca, yer hareketinin düşey bileşeninin, sediman tarafından büyütülmediği varsayılır (Nakamura, 1989).



Şekil 5.1 Alüvyon ve temel kaya yüzeyindeki dalgaların yatay ve düşey hareketleri.

Mikrotremorlerin kaynak etkisi,

$$A_S(\omega) = \frac{V_S(\omega)}{V_B(\omega)} \tag{5.1}$$

şeklindedir. Burada V_s ve V_B sırasıyla, yüzeyde ve tabandaki düşey hareketin genlik spektrumlarıdır. Yerel etki ise,

$$S_E(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)} \tag{5.2}$$

ile gösterilir. Burada da H_S ve H_B sırasıyla, yüzeyde ve tabandaki yatay hareketin genlik spektrumlarıdır. Yerel etki kaynak etkisine oranlandığında,

$$S_M(\omega) = \frac{S_E(\omega)}{A_S(\omega)} = \frac{\frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)}}{\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)}} \tag{5.3}$$

ifadesi elde edilir. İlgilenilen frekans aralığına ait,

$$\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)} = 1 \tag{5.4}$$

varsayımı yapılırsa deprem yer tepkisi,

$$S_M(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)} \tag{5.5}$$

olarak hesaplanabilir. Bu yaklaşımla, zemin büyütmesine karşılık gelen baskın frekans tespit edilebilir. Büyütme değerleri, diğer yöntemlerle karşılaştırıldığında farklı sonuçlar vermektedir.

Nakamura yöntemi kullanılarak aynı zamanda, yumuşak sediman tabakanın kalınlığının bulunduğu çalışmalar da vardır (Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999). Temel rezonans frekansı f tespit edildiğinde, sediman tabakanın S-dalgası hızı V kullanılarak,

$$f = \frac{V}{4H} \tag{5.6}$$

formülünden tabaka kalınlığı H bulunabilir.

5.2.4. S-dalgası hız yapısından deprem yer tepkisinin modellenmesi

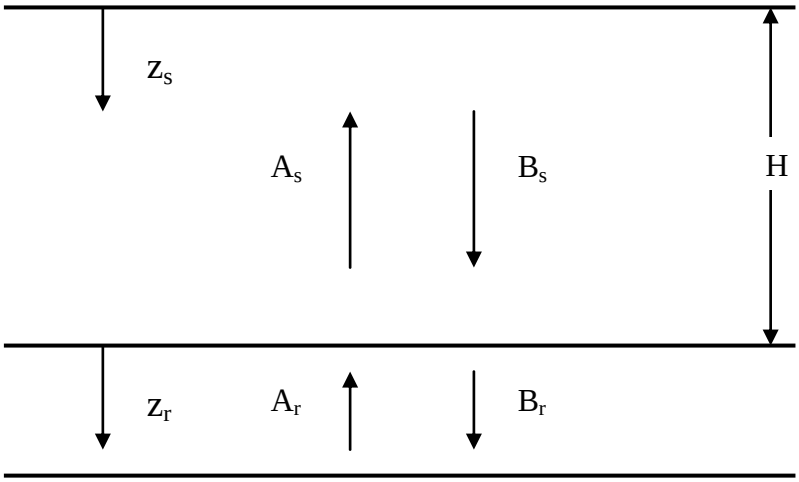
Deprem yer tepkisi, çalışma alanının S-dalgası hız yapısı bilgisi ile de bulunabilir. İvme ölçer kayıtçılarının sayıca yetersiz oluşu, doğrudan yer ivmesinin ölçülmesine yönelik çalışmaları sınırlamaktadır. Nakamura yönteminde, büyütmenin baskın frekansı tespit edilebilmesine karşın, genliği hakkında kesin bilgi elde edilememektedir. Referans istasyon yönteminde ise hem baskın frekans hem de büyütmenin genliği başarılı bir şekilde tespit edilebilmektedir. Bu yöntemde veri olarak kullanılan kuvvetli veya zayıf yer hareketleri genellikle büyük bir deprem

sonrası oluşan artçı şoklar sırasında kaydedilmektedir. Ayrıca referans olarak uygun bir temel kaya belirlenememesi problem yaratabilir. Bu tip problemler gözönünde bulundurulduğunda, çalışma alanının S-dalgası hız yapısının bilinmesi, deprem yer tepkisinin hesaplanmasında kullanılabilecek iyi bir alternatif oluşturmaktadır.

Bu çalışmada deprem yer tepkileri, S-dalgası hız yapıları kullanılarak tespit edilmiştir. Deprem yer tepkileri, EERA (Equivalent-linear Earthquake site Response Analysis) isimli program kullanılarak yapılmıştır. Aşağıdaki bölümde, yöntemin çalışma prensipleri anlatılmıştır.

5.2.4.1. 1-boyutlu doğrusal yer tepki analizi

S-dalgası hız yapısı kullanılarak deprem yer tepkisi, SHAKE (Idriss ve Seed, 1992), EERA (Bardet ve diğ., 2000) vb. programlarla hesaplanabilir. Bu programlarda, çok katmanlı bir ortam için zemin büyütmeleri hesaplanır. Tekniğin anlaşılabilmesi için öncelikle tek katmanlı yer yapısı için yer tepki fonksiyonu hesabı yapılacaktır. Bunun için elastik kaya üzerinde yer alan homojen bir tabaka modeli düşünülsün. Şekil 5.2' de s ve r indisleri sırasıyla zemin ve temel kayayı göstermektedir.



Şekil 5.2 Elastik temel kaya üzerinde yer alan homojen tabaka modeli.

Sediman tabaka ve kayadaki S-dalgasının düşey hareketinden kaynaklanan yatay yer değiştirmeler sırasıyla,

$$u_s(z_s,t) = A_s \exp\left[i(\omega t + k_s^* z_s)\right] + B_s \exp\left[i(\omega t - k_s^* z_s)\right] \tag{5.7}$$

$$u_r(z_r,t) = A_r \exp\left[i(\omega t + k_r^* z_r)\right] + B_r \exp\left[i(\omega t - k_r^* z_r)\right] \tag{5.8}$$

şeklindedir. Burada A ve B sırasıyla aşağı ve yukarı doğru hareket eden dalgaların genliklerini, k^* ise kompleks dalgasayısını göstermektedir. Yüzeyde (z_s=0), kesme gerilimi (shear stress) sıfıra eşittir ve,

$$\tau(0,t) = G_s^* \gamma(0,t) = G_s^* \frac{\partial u_s(0,t)}{\partial z_s} = 0 \tag{5.9}$$

şeklinde ifade edilir. Burada γ kesme yamulmasını (shear strain), G^* kompleks kesme modülünü temsil etmektedir ve kompleks kesme modülü, ξ kritik sönümlenme oranı olmak üzere,

$$G_s^* = G(1 + 2i\xi) \tag{5.10}$$

şeklindedir. (5.7) denklemi, (5.10) denkleminde yerine konulur ve türevi alınırsa,

$$G_s^* ik_s \left[A_s \exp(ik_s(0) - B_s \exp(-ik_s(0)\right] \exp(i\omega t) = G_s^* ik_s (A_s - B_s) \exp(i\omega t) = 0 \tag{5.11}$$

eşitliğini elde edilir. Eşitliğin sağlanması için $A_s = B_s$ olmalıdır. Zemin-kaya sınırında,

$$u_s(z_s = H) = u_r(z_r = 0) \tag{5.12}$$

$$\tau_s(z_s = H) = \tau_r(z_r = 0) \tag{5.13}$$

şartları sağlanmalıdır. (5.7) ve (5.8). eşitlikleri (5.12)' de yerine konulursa,

$$A_s \left[\exp(ik_s^* H + \exp(-ik_s^* H)\right] = A_r + B_r \tag{5.14}$$

elde edilir. (5.12). eşitliği ve kesme gerilmesi tanımından $(\tau = G_s^* \partial u / \partial z)$,

$$\frac{G_s^* k_s^*}{G_r^* k_r^*} A_s \left[\exp(ik_s^* H) - \exp(-ik_s^* H)\right] = A_r - B_r \tag{5.15}$$

eşitliği elde edilir ve

$$\frac{G_s^* k_s^*}{G_r^* k_r^*} = \alpha_z^* \tag{5.16}$$

oranını eşitlikte yerine konulup (5.14) ve (5.15) eşitlikleri birlikte çözülürse,

$$A_r = \frac{1}{2} A_s \left[(1+\alpha_z^*) \exp(ik_s^* H) + (1-\alpha_z^*) \exp(-ik_s^* H) \right] \tag{5.17}$$

$$B_r = \frac{1}{2} A_s \left[(1-\alpha_z^*) \exp(ik_s^* H) + (1+\alpha_z^*) \exp(-ik_s^* H) \right] \tag{5.18}$$

denklemleri elde edilmiş olur. Düşey yönde hareket eden ve genliği A olan bir dalga, tamamen temel kayadan oluşan bir ortama geldiğinde, yüzey etkisi $2A$ genliğinde bir büyütme oluşturacaktır. Eğer temel kaya üzerinde zemin yer alıyorsa, yüzey hareketinin genliği,

$$2A_s = \frac{4A}{(1+\alpha_z^*) \exp(ik_s^* H) + (1-\alpha_z^*) \exp(-ik_s^* H)} \tag{5.19}$$

şeklinde elde edilir. Bu durumda zeminin yüzeyindeki genliğin yüzeylenen kayadaki genliğine oranı, transfer fonksiyonu verir ve

$$F(\omega) = \frac{2}{(1+\alpha_z^*) \exp(ik_s^* H) + (1-\alpha_z^*) \exp(-ik_s^* H)} \tag{5.20}$$

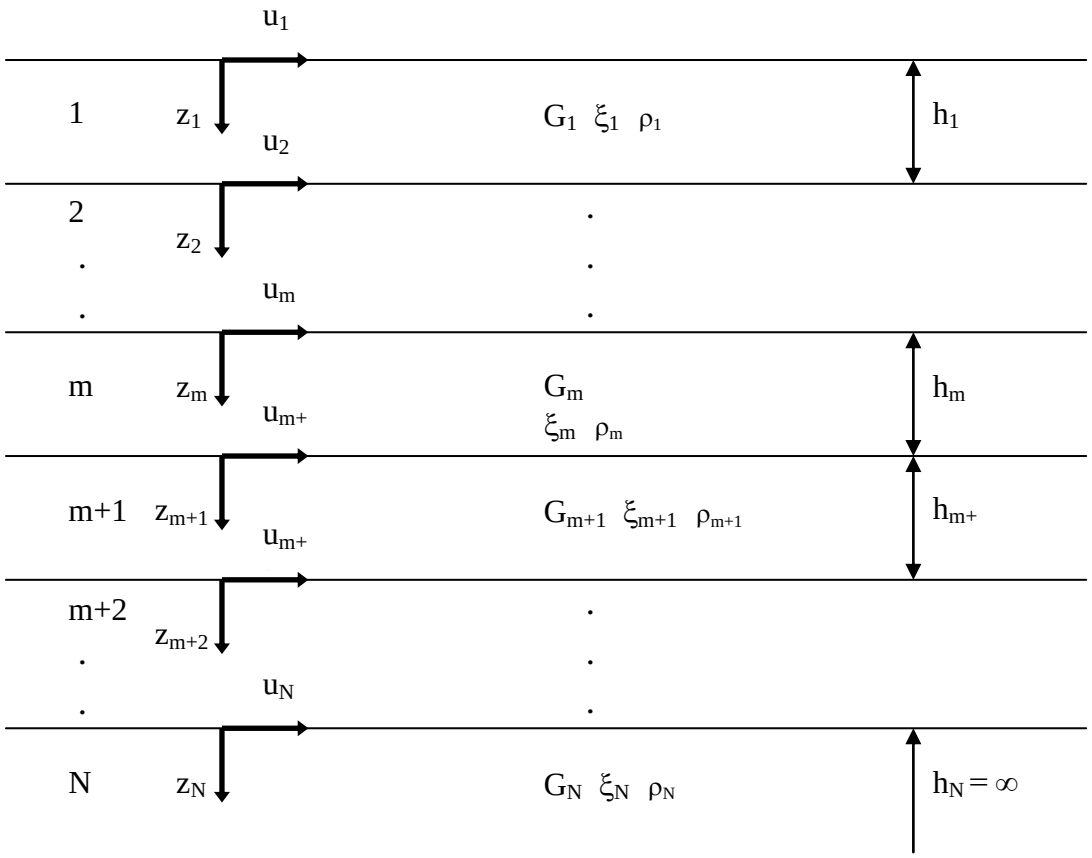
olarak ifade edilir. Euler Yasası' nı uygulayarak transfer fonksiyonu yeniden yazılırsa,

$$F(\omega) = \frac{1}{\cos(k_s^* H) + i\alpha_z^* \sin(k_s^* H)} \tag{5.21}$$

denklemi elde edilir. Tek tabaka probleminde, zemin yüzeyindeki dalganın genliği, transfer fonksiyonu ve yüzeylenmiş kayanın yüzeyindeki dalganın genliği kullanılarak elde edilebilir. Yüzeylenmiş temel kayadaki hareketi frekans ortamında ifade edilerek ve (5.21) eşitliğindeki transfer fonksiyonu belirlenerek, frekans ortamında yumuşak zeminin yer hareketi elde edilmiş olur. Yer hareketinin ters

Fourier dönüşümü alınarak, yer hareketi zaman ortamında ifade edilmiş olur (Kramer, 1996).

Çok tabaka probleminde ise transfer fonksiyon hesaplanırken herbir tabakanın ara yüzeylerindeki iletilen ve yansıyan dalgalar hesaba katılmalıdır. Şekil 5.3' te 1- boyutlu yatay tabakalardan oluşan bir sistemin şematik gösterimi yer almaktadır.



Şekil 5.3 1-boyutlu yatay tabakalardan oluşan sistem (Kramer, 1996' dan tekrar çizilmiştir).

Şekil 5.3' te gösterildiği gibi bir yer yapısında, j. tabakadaki yatay yerdeğiştirmeler,

$$u_j(z_j,t) = \left[A_j \exp(ik_j^* z_j) + B_j \exp(-ik_j^* z_j)\right]\exp(i\omega t) \tag{5.22}$$

şeklinde olur. j ve $j+1$ tabakaları arasında yerdeğiştirmeler,

$$A_{j+1} + B_{j+1} = A_j \exp(ik_j^* h_j) + B_j \exp(-ik_j^* h_j) \tag{5.23}$$

eşitliğini sağlamalıdır. Bu tabakalar arasında kesme gerilmesinin sürekliliği de yine tek tabaka problemine benzer olarak,

$$A_{j+1} - B_{j+1} = \frac{G_j^* k_j^*}{G_{j+1}^* k_{j+1}^*}\left[A_j \exp(ik_s^* h_j) - B_j \exp(-ik_s^* h_j)\right] \tag{5.24}$$

olarak ifade edilir. Buna göre (5.23) ve (5.24) eşitlikleri çözülerek, $j+1$ tabakasına ait genlikler, j tabakasındaki genlikler kullanılarak,

$$A_{j+1} = \frac{1}{2} A_j (1+\alpha_j^*) \exp(ik_j^* h_j) + \frac{1}{2} B_j (1-\alpha_j^*) \exp(-ik_j^* h_j) \tag{5.25}$$

$$B_{j+1} = \frac{1}{2} A_j (1-\alpha_j^*) \exp(ik_j^* h_j) + \frac{1}{2} B_j (1+\alpha_j^*) \exp(-ik_j^* h_j) \tag{5.26}$$

olarak hesaplanır. Zemin yüzeyinde $(z_1 = 0)$ kesme gerilmesi sıfır olacağından, $A_1 = B_1$ olmalıdır. Buradan hareketle, (5.25) ve (5.26) eşitlikleri,

$$A_{j+1} = a_{j+1}(\omega) A_1 \tag{5.27}$$

$$B_{j+1} = b_{j+1}(\omega) B_1 \tag{5.28}$$

olarak ifade edilebilirler. Burada $a_{j+1}(\omega)$ ve $b_{j+1}(\omega)$ olarak $j+1$ tabakası üzerinde yer alan tüm tabakaların sınırlarındaki girişimler temsil edilmektedir. Bu durumda herhangi iki tabaka yüzeyindeki hareketlere bağlı olarak transfer fonksiyonu,

$$F_{ij}(\omega) = \frac{a_i(\omega) + b_i(\omega)}{a_j(\omega) + b_j(\omega)} \tag{5.29}$$

olarak elde edilir.

5.3. Yeşilyurt ve Avcılar' daki Çalışma Alanları İçin Deprem Yer Tepkisi Analizi

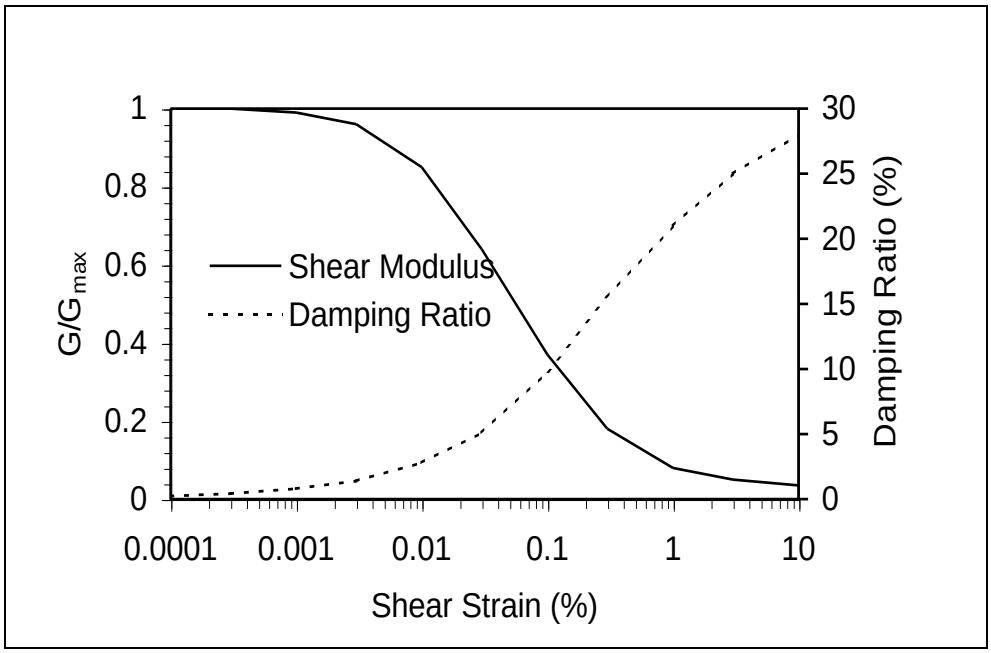
Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanları için deprem yer tepkileri, EERA (**E**quivalent-linear **E**arthquake site **R**esponse **A**nalyses) programı (Bardet. ve diğ., 2000) kullanılarak hesaplanmıştır. EERA programı, birçok kere yenilenmiş olan,

SHAKE programının temel prensiplerini kullanmaktadır. Fortran 90 programlama dili kullanılarak oluşturulmuş olan EERA programının temel prensipleri, 1-boyutlu yer tepki analizinde anlatıldığı gibidir.

EERA programında, veri dosyası olarak tabakaların kalınlıkları, S-dalgası hızları, yoğunlukları, zemin türleri ve kritik sönümlenme oranları belirtilmektedir. Temel kaya üzerinde yer alan tabakaların yatay olarak sıralandığı ve sonsuz uzunluklu olduğu kabul edilmektedir. Doğrusal veya doğrusal olmayan zemin davranışları için hesaplama yapmak mümkündür. Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanları için her iki durum için de analizler yapılmıştır.

5.3.1. Yeşilyurt' taki çalışma alanı için deprem yer tepkisi analizi

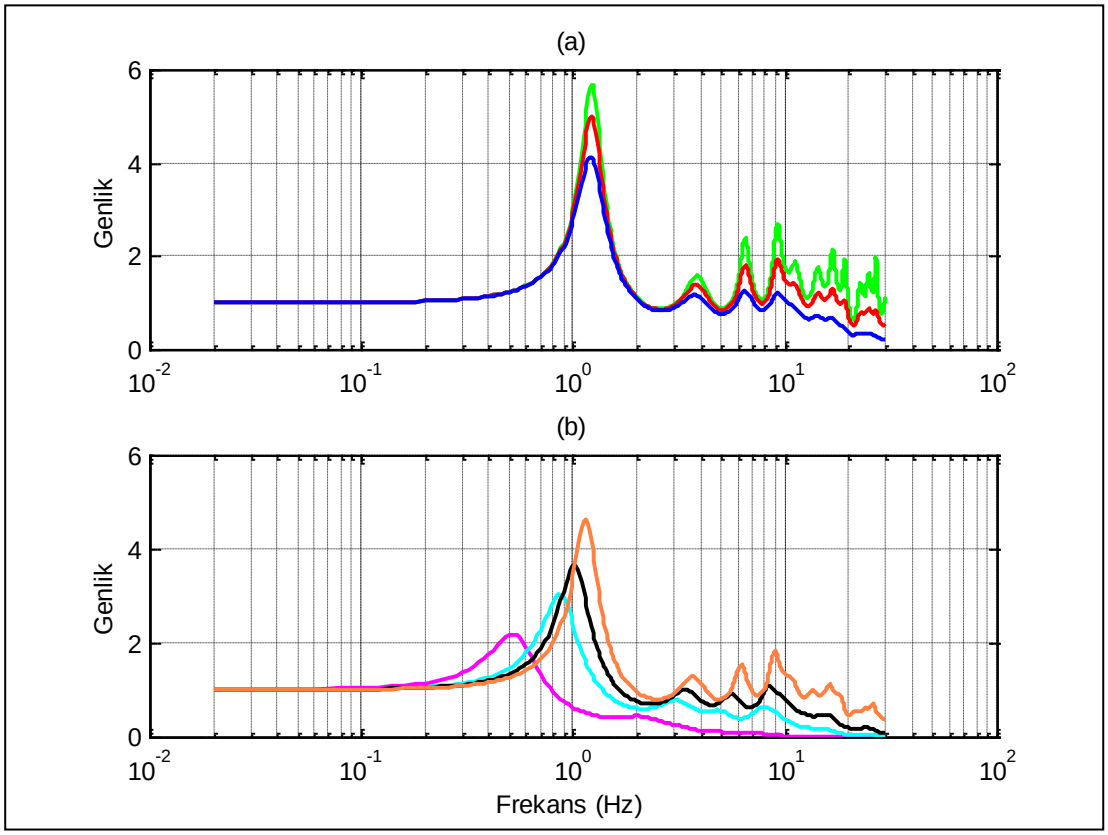
Yeşilyurt' taki çalışma alanı için deprem yer tepkisi, bu bölge için elde edilmiş olan S-dalgası hız yapısı kullanılarak elde edilmiştir. Deprem yer tepkileri hesaplanırken, farklı durumlar için analizler yapılmıştır. Farklı durumlardaki yer tepkilerini hesaplamak için yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan yatay tabakaların doğrusal ve doğrusal olmayan davranışları incelenmiştir. Temel kaya üzerinde yer alan tabakalar, yer hareketinin ivme değerine göre farklı davranışlar gösterirler. Şekil 5.4' te kum için kesme modülü, sönümlenme oranı ve kesme yamulması arasındaki ilişki gösterilmektedir. Kesme yamulması değeri de arttıkça, sönümlenme oranı da artmaktadır. Bu da yer ivmesine göre zemin etkilerinin değiştiğini göstermektedir.



Şekil 5.4 Kum için kesme modülü, sönümlenme oranı ve kesme yamulması arasındaki ilişki (Seed ve Idriss, 1970, Idriss, 1990).

Şekil 5.5a' da yatay tabakaların doğrusal davranışı sırasında elde edilecek sonuçlar gösterilmiştir. Bunun için ortamın farklı kritik sönümlenme oranları söz konusu olduğu durumlar incelenmiştir. Kritik sönümlenme oranı, deprem dalgalarının soğurulmasına bağlı bir parametredir ve kritik sönümlenme oranı arttıkça soğurulma artmaktadır ($\xi = 1/2Q$, $\xi =$ kritik sönümlenme oranı, $Q =$ kalite faktörü). Buna göre %1, %2.5 ve %5 sönümlenme oranlarına sahip deprem yer tepkileri hesaplanmıştır. Kritik sönümlenme oranının artması kalite faktörünün azalması, yani soğurulmanın artması anlamına gelmektedir. Buna göre şekilden de görülebileceği gibi sönümlenme oranı arttıkça soğurulmanın da artmasına bağlı olarak yüksek frekansların sönümlendiği ve baskın frekansın genliğinin azaldığı gözlenmektedir.

Deprem sırasında yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan tabakalar, doğrusal olmayan davranış gösterirler. Şekil 5.5b' de farklı ivme değerleri için doğrusal olmayan durum incelenmiştir. Buna göre ivme değeri arttıkça yine yüksek frekansların sönümlendiği ve baskın frekansın düşük frekanslara doğru kaydığı gözlenmektedir.



Şekil 5.5 Yeşilyurt' taki çalışma alanı için hesaplanan deprem yer tepkileri. a) Lineer durum için %1 (yeşil), %2.5 (kırmızı) ve %5' lik (mavi) kritik sönümlenme oranlarındaki deprem yer tepkileri. b) Lineer olmayan durum için 0.03 g (turuncu), 0.1 g (siyah), 0.2 g (açık mavi) ve 1 g' lik (mor) ivme değerleri için deprem yer tepkileri.

1999 Kocaeli depreminde Beşiktaş' ta kaya zemin üzerinde yer ivmesi 0.04 g olarak ölçülmüştür (Tezcan ve diğ., 2002). Çalışma alanı yakınlarındaki Yeşilyurt Hava Limanı' nda ise yer ivmesi 0.09 g' dir (KOERI) ve bu sonuç Hava Limanı çevresinde en az 2.5 katlık bir büyütmeye işaret etmektedir. Kocaeli Depremi' nde Hava Limanı çevresinde hasar oluşmazken, çalışma alanı olan Hava Harp Okulu Kampüsü' ndeki binalarda hasar gözlenmiştir. Genel olarak çalışma alanı için elde edilen sonuçlara göre büyütm değeri 2.2 ile 6 kat arasında değişmektedir ve bu büyütme değerleri yer ivmesindeki büyütmeyi karşılamaktadır.

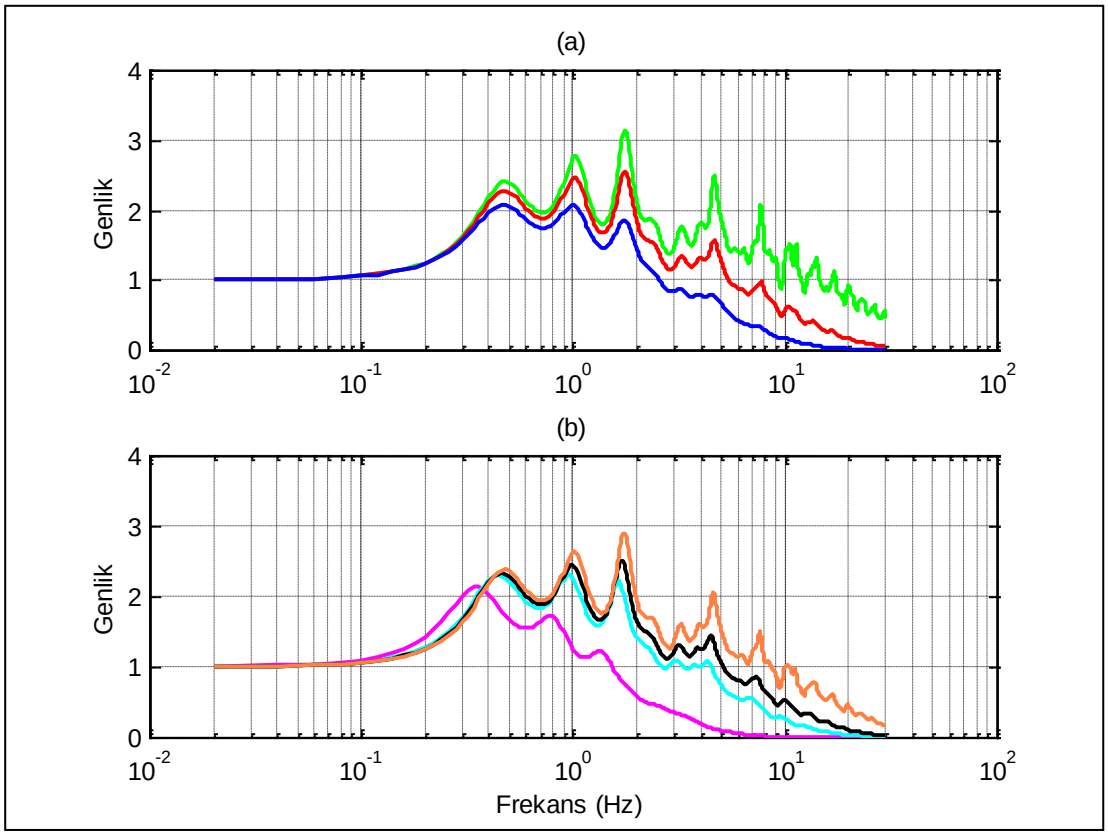
6.3.2. Avcılar' daki çalışma alanı için deprem yer tepkisi analizi

Bu bölümde, Avcılar' daki çalışma alanı için deprem yer tepkisi modellenmiştir. Yine bir önceki bölümde olduğu gibi doğrusal ve doğrusal olmayan durumlar için analizler yapılmıştır. Şekil 5.6a' da yatay tabakaların doğrusal davranışı sırasında elde edilen sonuçlar görülmektedir. Burada da %1, %2.5 ve %5 kritik sönümlenme oranlarına sahip deprem yer tepkileri yer almaktadır. Baskın frekans 1 Hz civarında olmakla beraber diğer doruklar, 0.4, 1.7 ve 3.5 Hz civarında yer almaktadır. Kritik sönümlenme oranı arttıkça soğurulmanın da artması ile yüksek frekanslardaki dorukların sönümlendikleri ve baskın frekansın genliğinin azaldığı görülmektedir.

Şekil 5.6b' de ise yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan tabakaların doğrusal olmayan davranışları incelenmiştir. 0.1 g, 0.24 g ve 1 g' lik ivmelere karşılık deprem yer tepkileri hesaplanmıştır. İvme değeri arttıkça, yüksek frekansların sönümlendikleri ve bu nedenle baskın frekansın düşük frekanslara doğru kaydığı görülmektedir. Buna göre tabakaların doğrusal olmayan davranışları sırasında 0.1 ve 0.2 g' lik ivme değerlerinde oluşan baskın frekans yaklaşık 1 Hz civarındayken, diğer doruklar 0.4 ve 1.6 Hz frekanslarında yer almaktadırlar. 1 g' lik ivme değerinde ise baskın frekans yaklaşık 0.4 Hz civarındadır ve diğer doruklar çok iyi gözlenememektedir.

1999 Kocaeli Depremi' nde Beşiktaş' ta kaya zeminde yer ivmesi 0.04 g olarak ölçülürken, Avcılar yakınlarındaki Ambarlı istasyonunda (ATS) yer ivmesi 0.25 g olarak ölçülmüştür (Tezcan ve diğ., 2002). Yer ivmesinin uzalıkla azalımı gözönüne alındığında Avcılar bölgesinde beklenen yer ivmesi değeri 0.03 g' dir. Buna göre şekil 5.7' de 0.03 g' lik yer ivmesi için modelleme yapılmıştır ve yaklaşık 3 kat büyütme elde edilmiştir (mavi eğri). Avcılar bölgesinde ölçülen yer ivmesine göre sismik dalgalarda yaklaşık 5-6 kat oranında büyütme meydana geldiği sonucuna

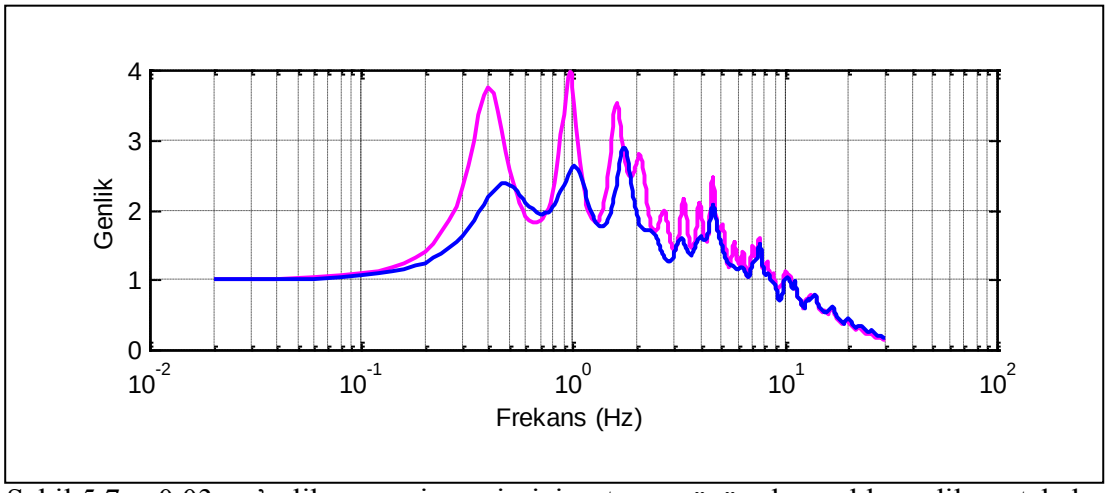
ulaşılmaktadır. Buna göre hesaplanan büyütme değerinin beklenen büyütme değerinden az olmasının tabaka yoğunlukları ile bir ilişkisinin olup olmadığı kontrol edilmiştir.



Şekil 5.6. Avcılar' daki çalışma alanı için hesaplanan deprem yer tepkileri. a) Lineer durum için %1 (yeşil), %2.5 (kırmızı) ve %5' lik (mavi) kritik sönümlenme oranlarındaki deprem yer tepkileri. b) Lineer olmayan durum için 0.03 g (turuncu), 0.1 g (siyah), 0.24 g (açık mavi) ve 1 g' lik (mor) ivme değerlerindeki deprem yer tepkileri.

Tabakaların yoğunlukları, ters çözüm ile S-dalgası hız yapısının elde edilmesinde hesaplanan yoğunluk değerlerinden daha az seçilerek yer tepkisi modellenmiştir (Şekil 5.7). Genel olarak yoğunluk değerleri azaldıkça baskın frekansın genliği artmaktadır. Bu nedenle yoğunluk değerleri seçilebilecek en küçük değerler olarak belirlenmiştir. Buna göre yarı sonsuz ortamın yoğunluğu 3 g/cm^3 ve üzerindeki tabakaların yoğunlukları 1.5 g/cm^3 olarak seçilmiştir. Bu yoğunluk değerleri kullanılarak yapılan analizlerde baskın frekanslarda değişim gözlenmemekle birlikte, farklı büyütme değerleri elde edilmiştir (mor eğri). Buna göre tabaka yoğunluklarının alınabilecek en az değerleri için, ivme değerinin azalmasına da bağlı olarak, çalışma alanı için büyütme değeri 4 kat olarak bulunmuştur. S-dalga hız yapısı elde edilirken ters çözümde tabakaların Poisson oranları yaklaşık olarak seçilmesinden

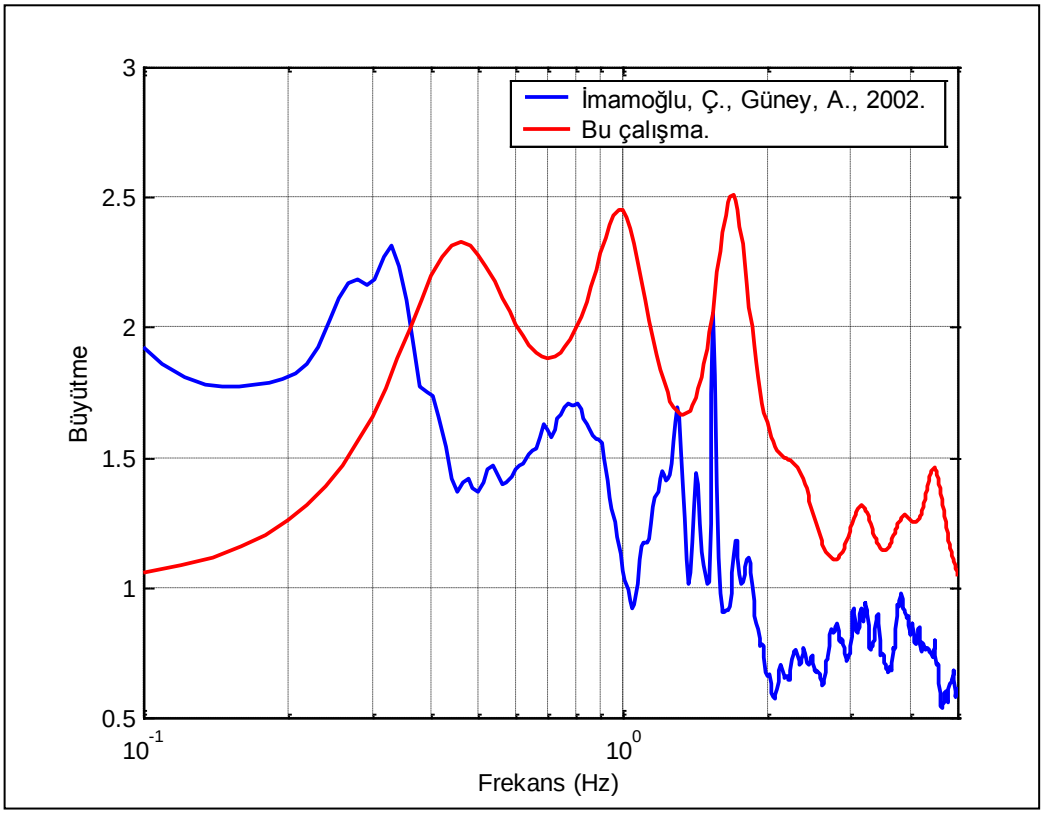
kaynaklanan hata oranı P-dalgası hızlarına yansımaktadır. Tabaka yoğunlukları, tabaka yoğunlukları ve P-dalgası hızları arasındaki ilişki kullanılarak hesaplanır ve buna bağlı olarak yoğunluk değerleri de belli bir hata içerir. Bu sonuç, deprem yer tepkisi modellemesinde, tabaka yoğunluklarının önemli rol oynadığını göstermektedir ve daha kesin büyütme değerleri için tabaka yoğunluklarının da iyi bilinmesi gerekmektedir.



Şekil 5.7 0.03 g' lik yer ivmesi için ters çözümden elde edilen tabaka yoğunluklarına göre (mavi) ve tabaka yoğunluklarının sınır değerlerine göre (mor) elde edilen deprem yer tepkileri.

Şekil 5.8' de 0.1 g' lik ivme değeri için doğrusal olmayan yer tepki analizi sonucu, Nakamura yöntemi kullanılarak elde edilen yer tepki eğrisi (İmamoğlu ve Boztepe-Güney, 2002) ile karşılaştırılmıştır. Buna göre her iki çalışmanın sonuçlarının, büyütmelerin genliklerinde farklılıklar olmasına rağmen, birbirleriyle uyumlu oldukları görülmektedir.

Modellemesi yapılan yer tepkisi eğrilerinde çalışma alanı için büyütme değeri yaklaşık 2.5-4 kat arasında bulunmuştur. 1999 Kocaeli Depremi' nde Beşiktaş' ta ve Avcılar yakınlarında ölçülen yer ivmesi değerlerine göre, Avcılar bölgesinde sismik dalgalarda yaklaşık 5-6 kat oranında büyütme meydana geldiği sonucuna ulaşılmaktadır. Avcılar' da meydana gelen yer büyütmesi Cranswick ve diğ. (1999) tarafından artçı depremlerin analizi ile yaklaşık 4-13 kat olarak, Ergin ve diğ. (2000) tarafından referans istasyon yöntemi ile yaklaşık 8-10 kat ve Tezcan ve diğ. (2002) tarafından SPT deneyinden elde edilen S-dalga hız yapısı kullanılarak yaklaşık 2.5-5 kat arasında değişen büyütme değerleri tespit edilmiştir.



Şekil 5.8 Avcılar' daki çalışma alanı için modellemesi yapılan yer tepki eğrisinin, Nakamura yöntemi ile elde edilen yer tepki eğrisi (İmamoğlu ve Boztepe-Güney, 2002) ile karşılaştırılması.

Bu çalışmada, bölgede yapılan diğer çalışmaların sonuçlarına göre büyütme değerlerinin daha düşük olduğu görülmektedir. Bu çalışmaya benzer olarak Tezcan ve diğ. (2002) tarafından S-dalgası hız yapısı kullanılarak deprem yer tepkisi modellemesi yapılmıştır. Tezcan ve diğ. (2002) tarafından elde edilen hız yapısında bu çalışmadan farklı olarak yaklaşık 17.5 m' de yer alan ve 319 m' deki temel kaya derinliğine kadar devam eden bir düşük hız zonu mevcuttur. Tezcan ve diğ. (2002) Avcılar' daki yer büyütmesinin zeminin doğrusal olmayan davranışı ile açıklanabileceğini belirtmiştir. 0.2 g' lik yer ivmesinde büyütme değerleri 2 kat olarak elde edilirken, 0.03 g' lik yer ivmesinde yani şiddetin azaldığı durumda 2.5-5 kat arasında değişen büyütme değerleri tespit etmiştir. Her iki çalışmanın sonuçları en büyük büyütme değerindeki farklılık dışında genel olarak benzerdir. Büyütme değerindeki farklılık hız yapılarındaki farktan kaynaklanıyor olabilir. Bu tez kapsamında Avcılar' daki çalışma bölgesi için elde edilen hız yapısına benzer bir hız yapısı, pasif kaynakalı yüzey dalgası analizleri yapılarak Kudo ve diğ. (2000) tarafından da elde edilmiştir. Ayrıca Avcılar bölgesindeki büyütmenin nedeni hakkındaki tartışmalar sürmektedir. Buna göre Avcılar' da sismik dalgalardaki büyütme sadece yerel zemin şartları ile değil bölgenin jeolojik yapısı, SmS fazlarının

genliklerindeki büyütmeler (Boztepe-Güney ve Horasan, 2002) gibi çalışmalarla da açıklanmaya çalışılmaktadır.

5.4. Özet

S-dalgası hız yapısının bilinmesi, diğer yöntemlerinin eksiklikleri göz önüne alındığında, deprem yer tepkisi analizi için iyi bir alternatif oluşturmaktadır. S-dalgası hız yapıları kullanılarak Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanları için deprem yer tepkileri, yerin deprem sırasındaki doğrusal ve doğrusal olmayan davranışları için incelenmiştir. Tabakaların doğrusal davranışı durumunda, kritik sönümlenme oranı arttıkça yüksek frekansların sönümlendikleri ve genliklerin azaldığı gözlemlenmektedir. Doğrusal olmayan durumda ise ivme değerinin artması ile genlikler azalmakta ve yüksek frekanslar sönümlenmektedir. Yeşilyurt' taki çalışma alanı için baskın frekans yaklaşık 1 Hz civarında bulunmakla beraber ivme değeri arttıkça baskın frekansın 0.4 Hz' e kaydığı gözlemlenmiştir. Yeşilyurt' taki çalışma alanı için en büyük büyütme değeri 2.2-6 kat arasında değişmektedir. Avcılar' daki çalışma alanı için ise baskın frekans 1 Hz olarak bulunmuştur ve diğer doruklar 0.4 ve 1.6 Hz frekanslarında yer almaktadırlar. Avcılar' da da ivme değeri arttıkça yüksek frekansların sönümlenmesinden dolayı baskın frekans, 0.4 Hz' e kaymaktadır. Avcılar' daki çalışma alanı için yaklaşık 2.2-4 kat büyütme elde edilmiştir.

6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu tez kapsamında, Yeşilyurt Hava Harp Okulu Kampüsü ve İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü' nde, mikrotremor kayıtlarının dizilim işleme tekniği ile analizinden, deprem yer tepkileri modellenmiştir. Bunun için öncelikle Yeşilyurt ve Avcılar'daki dizilimler ile toplanan mikrotremor kayıtlarının, frekans-dalgasayısı analizleri yapılarak, faz hızı dispersiyon eğrileri hesağlanmıştır ve faz hızı dispersiyon eğrilerinden, ters çözüm ile her iki çalışma alanı için S-dalgası hız yapıları elde edilmiştir.

Kentsel alanlarda, sismik kırılma-yansıma yöntemlerinin kullanımının zorlukları, sondaj çalışmalarının problemleri gözönüne alındığında, mikrotremor kayıtlarının dizilim işleme yöntemi ile analizinden deprem yer tepkilerinin elde edilmesi, iyi bir alternatif oluşturmaktadır.

Kentsel alanlarda aynı zamanda, pasif kaynak kullanımının aktif akynak kullanımına göre avantajları vardır. Pasif kaynaklı yüzey dalgası analizlerinde, sismik enerji genellikle düşük frekans ve uzun dalgaboyları ile yayındığı için aktif kaynaklı yöntemlere göre, daha derin yer yapılarının incelenmesine olanak verir. Dizilim işleme tekniğinde, 1-boyutlu dizilimler kullanıldığında sinyalin geliş yönü önem kazanmaktadır. Bu nedenle 1-boyutlu dizilimlerde, ya aktif kaynak kullanılmalı ya da pasif kaynağın geliş yönünün yaklaşık olarak bilinmesi gerekmektedir. 2-boyutlu dizilim kullanıldığında, sinyalin geliş açısının analizlerde önemi yoktur. Dizilim işleme tekniğinde, inceleme derinliği, kullanılan alıcıların özelliklerinin yanı sıra, dizilimin boyutları ile ilişkilidir. Uzun periodlu alıcılar kullanmak ve dizilimin boyutlarını artırmak, inceleme derinliğini artırır. Bununla birlikte inceleme derinliği artırılırken, dikkat edilmesi gereken diğer bir konu da dalgasayısı katlanması (spatial aliasing) olayıdır. Dalgasayısı katlanması, uzaysal örnekleme, yani alıcı sayısı artırılarak giderilebilir.

Frekans-dalgasayısı analizinde, faz hızlarının tespit edilmesi için güç spektrumunun en büyük değerine karşılık gelen dalgasayısı seçilir. Yüzey dalgalarının yüksek

modları ve farklı yönlerden gelen sinyallerin varlığı durumunda yapılan analizler sonucu, özellikle düşük frekanslarda, faz hızları gerçek değerlerinden yüksek çıkmakta, yukarı doğru saçılmalar oluşmaktadır. Bu tip problemler, 1-boyutlu dizilim kullanıldığında, faz hızlarındaki saçılmalar yukarı doğru gerçekleştiği için güç spektrumunun en büyük değeri yerine, güç spektrumunun en büyük değerlerini kapsayan enerji bandının alt seviyesi seçilerek, en az düzeye indirilebilir. Enerji bandının alt seviyesinin seçilmesi ile aynı zamanda, 1-boyutlu dizilimlerde pasif kaynak kullanıldığında sinyalin geliş yönünün belirsizliğinden kaynaklanan sorunlar da giderilmiş olur.

Yeşilyurt ve Avcılar' daki çalışma alanlarında kullanılan doğrusal ve dairesel dizilimler ile toplanan mikrotremor kayıtlarının, frekans-dalgasayısı yöntemiyle analizi yapılmış ve her iki bölge için faz hızı dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Yeşilyurt' ta kullanılan jeofon (4.5 Hz' lik) ve dizilim (16 jeofondan oluşan yaklaşık 40 m yarıçaplı dairesel dizilim) özellikleri göz önünde bulundurularak, 2-6 Hz frekans aralığında analiz yapılmıştır. Buna göre elde edilen faz hızı dispersiyon eğrisinde yaklaşık 2.5 Hz civarında keskin bir düşüş ve yaklaşık 5 Hz' den itibaren de faz hızlarında artış gözlenmiştir. Avcılar' daki jeofon (1 Hz' lik) ve dizilim (8 jeofondan oluşan ~80 m yarıçaplı dairesel ve 11 jeofondan oluşan ~590 m uzunluğunda doğrusal dizilim) özellikleri dikkate alınarak 0.2-6 Hz frekans aralığında analiz yapılmıştır. Dairesel dizilimden elde edilen faz hızı dispersiyon eğrisinde, gerek farklı yönlerden gelen sinyallerin, veri üzerinde yarattığı bozucu etkiler nedeniyle, gerekse dairesel dizilimin boyutlarının, Avcılar' daki incelenmek istenen derinlik için yeterli olmaması nedeniyle özellikle düşük frekanslarda, gerçekte olduğundan daha yüksek hızlar bulunmuştur. Doğrusal dizilim ile yapılan analizlerde ise güç spektrumunun en büyük değer aralığını gösteren bandın alt sınırı seçilerek, Avcılar' daki çalışma alanı için faz hızı dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur. 1-boyutlu dizilim kullanıldığında, enerji bandının alt sınırının seçilmesi ile yüksek modlar, farklı yönlerden gelen sinyaller ve sinyalin geliş açısının belirsizliğinden kaynaklanan problemler en az seviyeye indirilmiş olmaktadır. Bu tür bozucu etkiler dikkate alınmadığı takdirde, dispersiyon eğrisinden elde edilecek S-dalgası hız yapısında, özellikle temel kaya derinliğinde önemli farklar yaratmaktadır.

Frekans-dalgasayısı analizleri sonucu hesaplanan faz hızı dispersiyon eğrileri kullanılarak, her iki çalışma alanı için S-dalgası hız yapıları elde edilmiştir.

Yeşilyurt' taki çalışma alanı için elde edilen S-dalgası hız yapısı, yaklaşık 40 m' lik bir sediman kalınlığına işaret etmektedir. S-dalgası hız yapısındaki en önemli özellik, yaklaşık 10 m derinlikteki düşük hız zonudur. Bu düşük hız zonu dispersiyon eğrisinde yüksek frekanslarda faz hızlarındaki artış ile gözlenmektedir. Ayrıca, hız yapısı, ölçü noktalarına en yakın noktada bulunan sondaj verileriyle karşılaştırıldığında, düşük hız zonunun kil tabakası ile ilişkili olduğu görülmektedir. Bölgede daha önce MTA tarafından yapılan özdirenç çalışmaları (Şahin ve Lezgi, 2000), yaklaşık düşük hız zonunun bulunduğu derinliklerde, düşük özdirenç değerleri göstermektedir. Yine aynı proje kapsamında yapılan, sismik kırılma çalışmaları, yaklaşık 10-15 m' lik inceleme derinliği ortaya koyarken, çalışma sonuçları, düşük hız zonuyla ilgili bilgi içermemektedir. Bunun nedeni de düşük hız zonlarının, sismik kırılma yöntemiyle belirlenememesidir.

Avcılar' daki çalışma alanı için S-dalgası hız yapısı, doğrusal dizilimden elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak elde edilmiştir. Dairesel dizilimden elde edilen dispersiyon eğrisi ise farklı yönlerden gelen sinyallerin yarattığı problemlerden dolayı kullanılmamıştır. Kullanılan jeofonların özellikleri ve dizilimin boyutları nedeniyle Yeşilyurt' taki çalışma alanına göre daha derin bir hız yapısı çıkartılmıştır. S-dalgası hız yapısına göre, çalışma alanında en az 200 m kalınlığında düşük hızlı sediman kalınlığı vardır. Elde edilen hzı yapısı sonuçları, daha önce Kudo ve diğ. (2000) tarafından yapılan çalışmanın sonuçlarıyla da uyumludur.

Son olarak elde edilen S-dalgası hız yapıları kullanılarak, her iki çalışma alanı için deprem yer tepkileri hesaplanmıştır. Deprem yer tepkileri hesaplanırken, doğrusal ve doğrusal olmayan durumlar incelenmiştir. Deprem sırasında, temel kaya üzerinde yer alan tabakalar, doğrusal olmayan davranış sergilerler. Genel olarak doğrusal durumun analizinde, kritik sönümlenme faktörünün artması ile soğurulmanın da artmasına bağlı olarak, yüksek frekanslardaki dorukların sönümlendiği ve baskın frekansın genliğinin azaldığı gözlenmektedir. Doğrusal olmayan durumda ise ivme değerinin artmasıyla soğurulmanın artmasına bağlı olarak, yüksek frekanslardaki dorukların sönümlenmesi ile birlikte ayrıca baskın frekansın genliği azalırken düşük frekanslara kaydığı gözlenmektedir.

Buna göre Yeşilyurt' taki çalışma alanı için genel olarak, baskın frekans 1 Hz olarak hesaplanmıştır. İvme değerinin artmasıyla baskın frekansın 0.4 Hz' e kadar düşebileceği görülmüştür. Baskın frekansın genliği yaklaşık 2 ile 6 kat arasında

değişmektedir. Yeşilyurt' taki çalışma alanında, baskın frekans, yaklaşık 10 m derinlikte yer alan düşük hız zonuyla doğrudan ilişkilidir.

Avcılar' daki çalışma alanı için deprem yer tepkisi hesabı sonuçlarından, baskın frekansın 1 Hz civarında olduğunu, bununla beraber diğer dorukların 0.4, 1.7 ve 3.5 Hz civarında yer aldıkları gözlenmiştir. Yine kritik sönümlenme oranının ve ivme değerinin artmasıyla yüksek frekanslardaki doruklar ve baskın frekansın genliği sönümlenmekte ve ivme değerinin artmasıyla baskın frekans, düşük frekanslara kaymaktadır. Büyütmenin genliği 2.5-4 kat arasında değişmektedir. Elde edilen sonuçlar bölgede yapılmış diğer çalışmaların (Cranswick ve diğ., 2000, Ergin ve diğ., 2000, Tezcan ve diğ., 2002) sonuçları ile uyumlu olmakla birlikte büyütme değerleri diğer çalışmalara göre daha düşük elde edilmiştir. Bunun nedeni, elde edilen S-dalgası hız yapısı olabilir. Bununla beraber bu tez kapsamında Avcılar' daki çalışma alanına ait elde edilen S-dalgası hız yapısı yine aynı bölgede Kudo ve diğ. (2000) tarafından elde edilen hız yapısı ile uyumludur. S-dalgası hız yapısı kullanılarak yapılan deprem yer tepkisi modellemelerinde sadece hız yapısından kaynaklanan yer tepkisi hesaplanır. Buna göre Avcılar' daki büyütmenin nedeni yerel zemin şartlarının yanı sıra bölgenin jeolojisi, SmS fazlarındaki büyütmeler (Boztepe-Güney ve Horasan, 2002) gibi çalışmalarla da açıklanmaya çalışılmaktadır.

KAYNAKLAR

Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.,* **35,** 415-457.

Bardet, J.P., Ichii, K., and Lin, C.H., 2000. *EERA A Computer Program for Equivalent-linear Earthquake Site Response Analyses of Latered Soil Deposits,* University of Southern California Department of Civil Engineering.

Beresnev, I.A., Field, E.H., Van Den Abeele, K., and Johnson, P.A., 1998. Magnitude of nonlinear sediment response in Los Angeles basin during the 1994 Northridge, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **88,** 1079-1084.

Bergstrom, J., 1999. Non-destructive testing of ground strength using the SASW-method, *The Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), Conference Proceedings,* March 14-18, Oakland, CA, 57-65.

Bonilla, L.F., Steidl, J.H., Lindley, G.T., Tumarkin, A.G., and Archuleta, R.J., 1997. Site amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **87,** 710-730.

Boztepe-Güney, A. and Horasan, G., 2002. Enhanced ground motions due to large-amplitude critical Moho reflections (SmS) in the Sea of Marmara, Turkey, *Geophysical Research Letters,* **29,** No:1.

Capon, J., 1969. High resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE,* **57,** 1408-1418.

Constable, S.C., Parker, R.L., and Constable, C.G., 1987. Occam' s inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics.,* **52,** 289-300.

Cranswick, E., Özel, O., Meremonte, M., Erdik, M., Şafak, E., Mueller, C., Overturf, D., and Frankel, A., 2000. Earthquake damage, site response, and building response in Avcılar, West of İstanbul, Turkey, *Housing Science,* **24,** 85-96.

Ergin, M., Aktar, M.T., Yalçın, N., Özalaybey, S., 2000. Avcılar yöresinde yer büyütme etkisinin sismolojik yöntemle araştırılması, TÜBİTAK Raporu, Proje No: 5007101, Gebze.

Hartzell, S., Leeds, A., Frankel, A., and Michael, J., 1996. Site response for urban Los Angeles using aftershocks of the Northridge Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **86,** 168-192.

Hattori, S., and Nakajima, N., 1978. Stability of spectra of micro-tremors, *Bull. Seism. Soc. Am.*,**16,** 89-103.

Herece, E. ve Şentürk, K., 2001. Hava Harp Okulu Yerleşim Alanı Zemininin Deprem Davranışı Açısından İncelenmesi Projesi (Proje Başkanı: Erdal Herece), M.T.A. Genel Müdürlüğü-S.D. Üniversitesi, Ankara, Isparta.

Herrmann, R.B, and Ammon, C.J., 2002. *Computer Programs in Seismology, Surface Waves, Receiver Functions, and Crustal Structure, Version 3.15.*

Ibs-von Seht, M., and Wohlenberg, J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **89,** 250-259.

Idriss, I.M., and Seed, J.I., 1992. User's Manual for SHAKE91, Center for Geotechnical Modeling, Department of Civil Engineering, University of California, Davis.

İmamoğlu, Ç., and Boztepe-Güney, A., 2002. Investigation of sedimentary resonance in Avcılar region, İstanbul, *1st International Symposium of İstanbul Technical University the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering*, May 16-18, İstanbul, 216.

Jackson, D.D., 1972. Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society,* **28,** 97-109.

Johnson, D.H., and Dudgeon, D.E., 1993. Array Signal Processing, PTR Prentice Hall, Inc., New Jersey.

Kadınkız, G., Ölmez, T. ve Basa, F., 2000. Hava Harp Okulu Yerleşim Alanı Zemininin Deprem Davranışı Açısından İncelenmesi Projesi (Proje Başkanı: Erdal Herece), Hava Harp Okulu' nda Gerçekleştirilen Jeoteknik Amaçlı Sondajlar ve Bunlara Ait Deney Sonuçları, M.T.A. Genel Müdürlüğü-S.D. Üniversitesi, Ankara, Isparta.

Kramer, S.L., 1996. Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice-Hall, Inc., New Jersey.

Kudo, K., Kanno, T., Okada, H., Özel, O., Erdik, M., Takahashi, M., Sasatani, T., Higashi, S., and Yoshida, K., 2000. Site specific issues on strong ground motion during the Kocaeli, Turkey Earthquake of August 17, 1999, as inferred from array observations of microtremors and aftershocks, *Bull. Seism. Soc. Am.,* Submitted to BSSA Special Issue (August 10, 2000).

Lermo, J., and Chávez-García, F.J., 1994. Are microtrmors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **84,** 1350-1364.

Levenberg, K., 1944. A method for the solution of certain non-linear problems in least squares, *Quant. Appl. Math.,* **2,** 164-168.

Liu, H.P., Moore, D.M., Joyner, W.B., Oppenheimer, D.H., Warrick, R.E., Zhang, W., Hamilton, J.C., and Brown, L.T., 2000. Comparison of phase velocities from array measurements of Rayleigh waves associated with microtremors and results calculated from borehole shear-wave velocity profiles, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **90,** 666-678.

Louie, J.N., 2001. Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **91,** No:2.

Malagnini, L., Tricario, P., Rovelli, A., Herrmann, R.B., Opice, S., Biella, G., and de Franco, R., 1996. Explosion, earthquake, and ambient noise recordings in a Pliocene sediment-filled valley: Inferences on seismic response properties by reference-and non-reference-site techniques, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **86,** 670-682.

Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters, *J. Soc. Ind. Appl. Math.,* **11,** 431-441.

Menke, W., 1984. Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, Academic Press, Inc., Orlando, Florida.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI,* **30,** 25-33.

Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 1999a**.** Multimodal analysis of high frequency surface waves, *The Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), Conference Proceedings,* March 14-18, Oakland, CA, 115-121.

Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 1999b. Multichannel analysis of surface waves, *Geophysics,* **64,** 800-808.

Seekins, L.C., Wennerberg, L., Margheriti, L., and Liu, H.P., 1996. Site amplification at five locations in San Francisco, California: A comparison of S waves, codas, and microtremors, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **86,** 627-635.

Svensson, M., Bernstone, C., and Dahlin, T., 1999**.** The combination of the SASW method and DC-resistivity in characterization of old landfills, *The Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), Conference Proceedings,* March 14-18, Oakland, CA, 123-131.

Şahin, H. ve Lezgi, A., 2000. Hava Harp Okulu Yerleşim Alanı Zemininin Deprem Davranışı Açısından İncelenmesi Projesi (Proje Başkanı: Erdal Herece), Jeofizik Çalışmaları ve Rezistivite Uygulamaları, M.T.A. Genel Müdürlüğü-S.D. Üniversitesi, Ankara, Isparta.

Tezcan, S.S., Kaya, E., Bal, İ.E. and Özdemir, Z., 2002. Seismic amplification at Avcılar, İstanbul, *Engineering Structures,* **24,** 661-667.

Toksöz, M.N., 1964. Microseisms and an attempted application to exploration, *Geophysics.*, **29,** 154-177.

Türker E. ve Bozcu, M., 2001. Hava Harp Okulu Yerleşim Alanı Zemininin Deprem Davranışı Açısından İncelenmesi Projesi (Proje Başkanı: Erdal Herece), Jeofizik Çalışmaları, Sismik ve Jeoteknik Çalışmalar, M.T.A. Genel Müdürlüğü-S.D. Üniversitesi, Ankara, Isparta.

Udwadia, F.E., and Trifunac, M.D., 1973. Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California, *Bull. Seism. Soc. Am.,* **63,** 1227-1253.

Yılmaz, Ö., 1987. Seismic Data Processing, Society of Exploration Geophysicist, Tulsa.

Yüzer, E. ve Eyüboğlu, R., 1998. Kentsel yerleşim planlamasında genelleştirilmiş bir mühendislik jeolojisi yaklaşımı (Avcılar-İstanbul), *Kentleşme ve Jeoloji Sempozyumu,* Uluslararası Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul ŞubesiAvcılar Belediye Başkanlığı, İstanbul, 233-248.

Zarif, İ.H., Tuğrul, A. ve Gürpınar, O., 1998. Avcılar kampüs alanının yerleşime uygunluğunun değerlendirilmesi, *Kentleşme ve Jeoloji Sempozyumu,* Uluslararası Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul ŞubesiAvcılar Belediye Başkanlığı, İstanbul, 219-232.

Zywicki, D.J., 1999. Advanced Signal Processing Methods Applied to Engineering Analysis of Seismic Surface Waves, *PhD Thesis*, Georgia Institute of Technology, Atlanta.

Zywicki, D.J., and Rix, G.J., 1999. Frequency-wavenumber analysis of passive surface waves, *The Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Conference Proceedings,* March 14-18, Oakland, CA, 75-84.

EK LİSTESİ

EK A :.....88

EK A. YAPAY VERİLERLE YÖNTEMİN ANALİZİ

A.1. GİRİŞ

Herhangi bir yöntemin ne kadar güvenilir veya hangi noktalarda zayıf olduğunun anlaşılması bakımından, yapay verilerle çalışmak önemlidir. Yapay verilerle çalışırken, sonucu bilmek gibi bir ayrıcalığımız vardır, yani herşey bizim kontrolümüzdedir. Ancak pratikte böyle bir şansımız yoktur ve gerçek verileri etkileyen bir çok etmen vardır. Bütün bunlar göz önüne alındığında problemin karmaşıklığının ortaya konması, sınırlarının belirlenebilmesi ve daha güvenilir analizler yapılabilmesi için yapay verilerle analizler yapılması yararlı olacaktır.

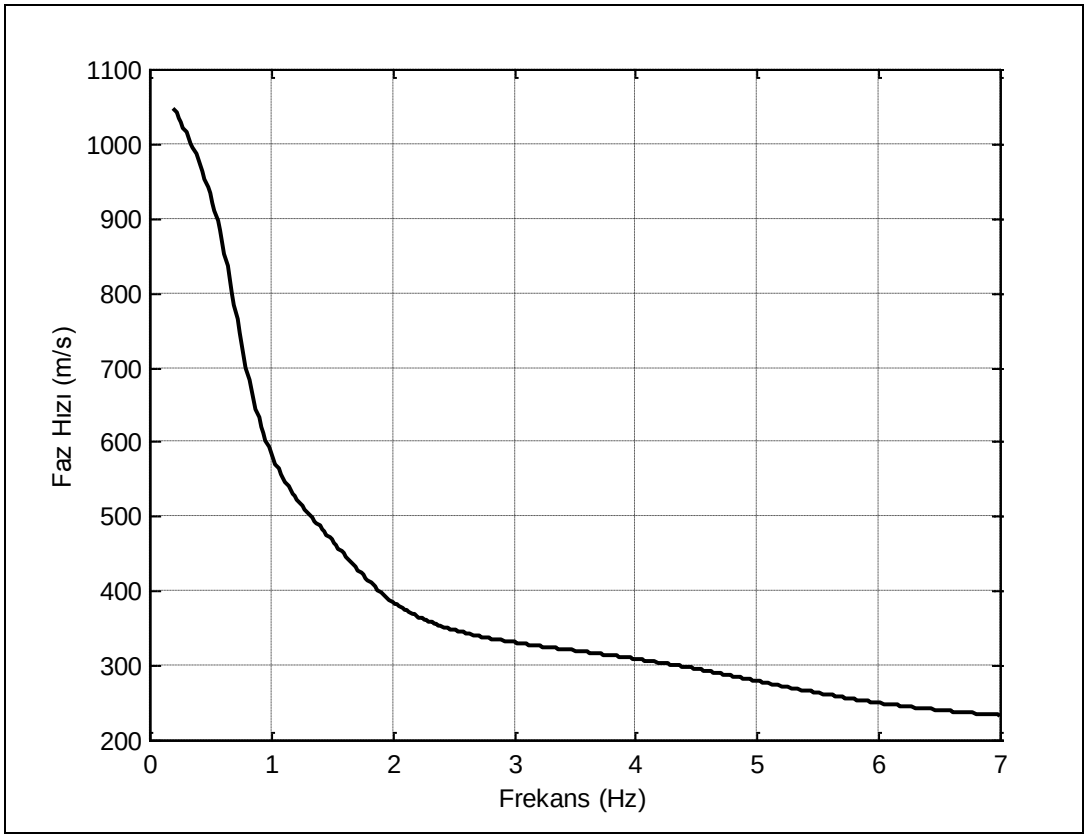
Bu bölümde frekans ortamı ışın biçimlendirici (FOIB) yöntemi, yapay sismogramlar üretilerek sınanmıştır. Bunun için öncelike bir yer yapısı varsayılmış ve bu yer yapısına ait teorik dispersiyon eğrisi hesaplanmıştır. Faz hızı dispersiyon eğrisinden yapay sismogramlar üretilmiş ve FOIB yöntemi ile elde edilen faz hızı dispersiyon eğrileri, seçilen yer yapısına ait teorik faz hızı dispersiyon eğrisi ile karşılaştırılmıştır.

Yapay verilerle yöntemin analizi iki bölümde incelenmiştir. İlk bölümde tek bir yönden gelen sinyal durumu için yapay sismogramlar üretilmiştir. Bu bölümde alıcı dizilimi olarak, Avcılar' da kullanılan dairesel dizilim ile yarıçapı 500 m olan ve 30 jeofondan oluşan daha büyük bir dairesel dizilim kullanılmıştır. İkinci bölümde ise farklı açılardan gelen iki sinyal kullanılarak yapay sismogramlar üretilmiştir ve yöntem, farklı yönlerden gelen iki sinyal durumu için sınanmıştır. Bu bölümde de bir önceki bölümde kullanılan alıcı dizilimleri kullanılmıştır.

A.2. YAPAY MİKROTREMOR SİNYALLERİNİN ÜRETİLMESİ

Yapay veriler üretilirken, mümkün olduğunca gerçek kayıtlardakine yakın sinyaller oluşturulmaya çalışılmıştır. Bu tez kapsamında kullanılan sinyaller, daha önce de belirtildiği gibi mikrotremorlerdir. Alıcılarda kaydedilen sinyaller, yer tepki

fonksiyonu, kaynak fonksiyonu ve jeofon tepki fonksiyonunun evrişiminden oluşurlar.



Şekil A.1 Yapay veri üretiminde kullanılan faz hızı dispersiyon eğrisi. Kudo ve diğ. (2000)' nin, İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü bölgesi için elde ettikleri yer modelinden üretilmiştir.

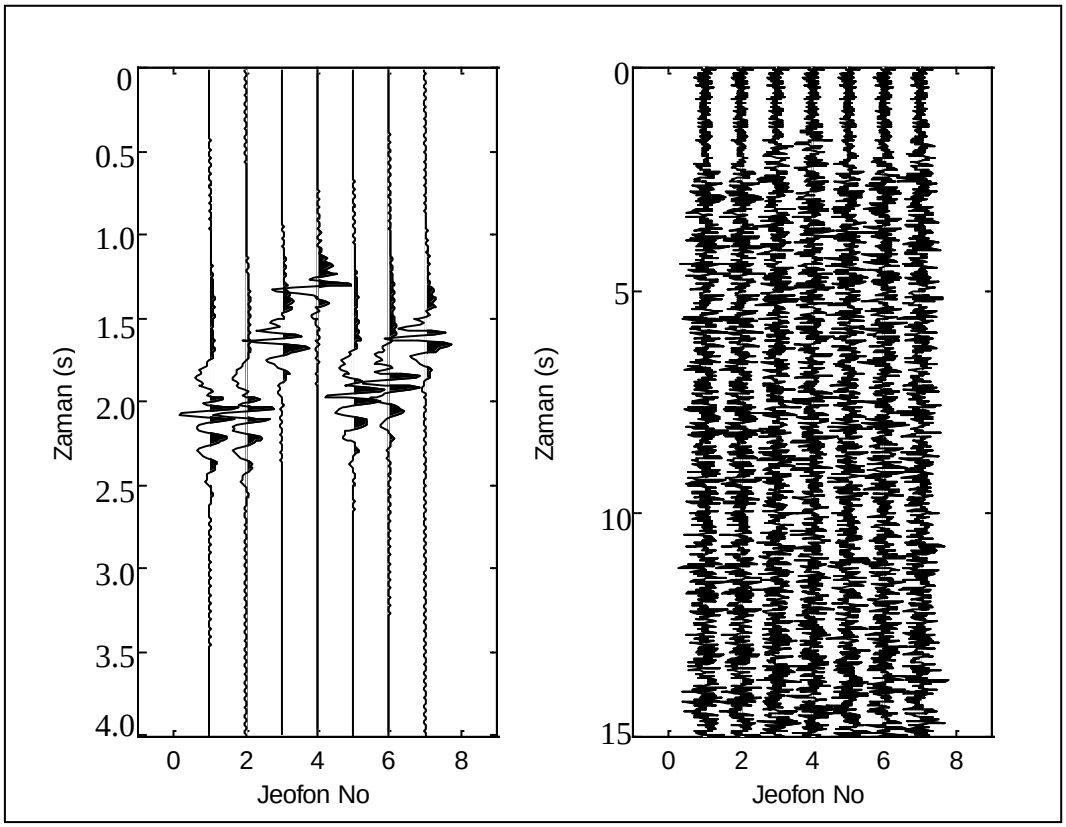
Birim genlikli, tek bir frekans ve dalgasayısındaki ideal monokromatik bir düzlem dalga alanı,

$$z(\vec{x},\vec{y},t) = \exp\left\{j\left[\omega_0 t - (\vec{x}\vec{k}_x + \vec{y}\vec{k}_y)\right]\right\} \qquad \text{(A.1)}$$

şeklinde ifade edilir. Burada $z(\vec{x},t)$, t anında, $x-y$ noktasında ölçülen dalga alanını göstermektedir. $\vec{k}_x$ ve $\vec{k}_y$ dalgasayısı vektörünün bileşenlerini, ω_0 ise f_0 frekansındaki açısal frekansı temsil etmektedir. Dispersif düzlem dalgalar ise farklı frekanslardaki monokromatik düzlem dalgaların toplamı şeklindedirler ve

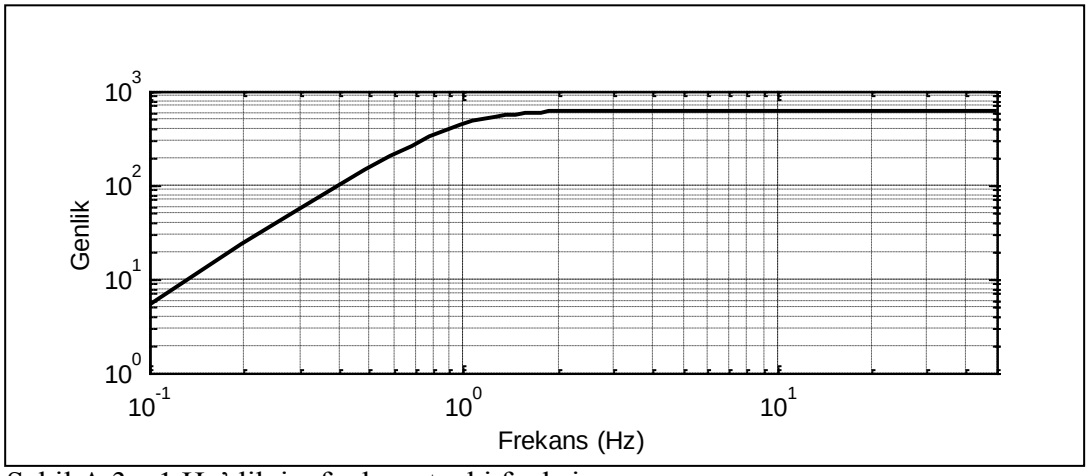
$$Z(\vec{x},\vec{y},t) = \sum_{i=1}^{n} \exp\left\{j\left[2\pi f_i t - (\vec{x}\vec{k}_{x_i} + \vec{y}\vec{k}_{y_i})\right]\right\} \qquad i = 1,\ldots,n \qquad \text{(A.2)}$$

olarak ifade edilebilirler. Yapay sismogramlar için yer tepki fonksiyonları, bu şekilde oluşturulmuştur. Bunun için öncelikle bir yer yapısına ait faz hızı dispersiyon eğrisi üretilmiştir (Şekil A.1). Bu çalışmada, faz hızı dispersiyon eğrisi, Kudo ve diğ. (2000)' nin, İstanbul Üniversitesi Avcılar Kampüsü alanında yapmış oldukları çalışmadan, elde ettikleri yer yapısı kullanılarak oluşturulmuştur. Teorik faz hızı dispersiyon eğrisi kullanılarak, yer tepki fonksiyonları ve gerçeğe uygun mikrotremör kayıtları oluşturulmuştur (Şekil A.2).



Şekil A.2 Avcılar' daki dairesel dizilimi kullanılarak üretilen örnek yer tepki fonksiyonu ve mikrotremor sinyali. Düzlem dalga 45° ' den gelmektedir.

Mikrotremorlerin kaynak fonksiyonunu, durağan rastgele bir süreç olarak düşünebilir. Jeofonların tepki fonksiyonu olarak da Avcılar' da kullanılan, 1 Hz' lik jeofonların tepki fonksiyonları kullanılmıştır (Şekil A.3). Yer tepki fonksiyonları ile kaynak fonksiyonu ve jeofonların tepki fonksiyonunun evrişiminden elde edilen yapay mikrotremor verisine, farklı oranlarda, rastgele gürültü eklenmiştir. Yapay sismogramların boyu, yine gerçek verilerde olduğu gibi 5 dk' dır ve örnekleme aralığı da 0.01 sn' dir. Analiz sırasında, pencere boyu, 40 sn olarak alınmıştır.



Şekil A.3 1 Hz' lik jeofonların tepki fonksiyonu.

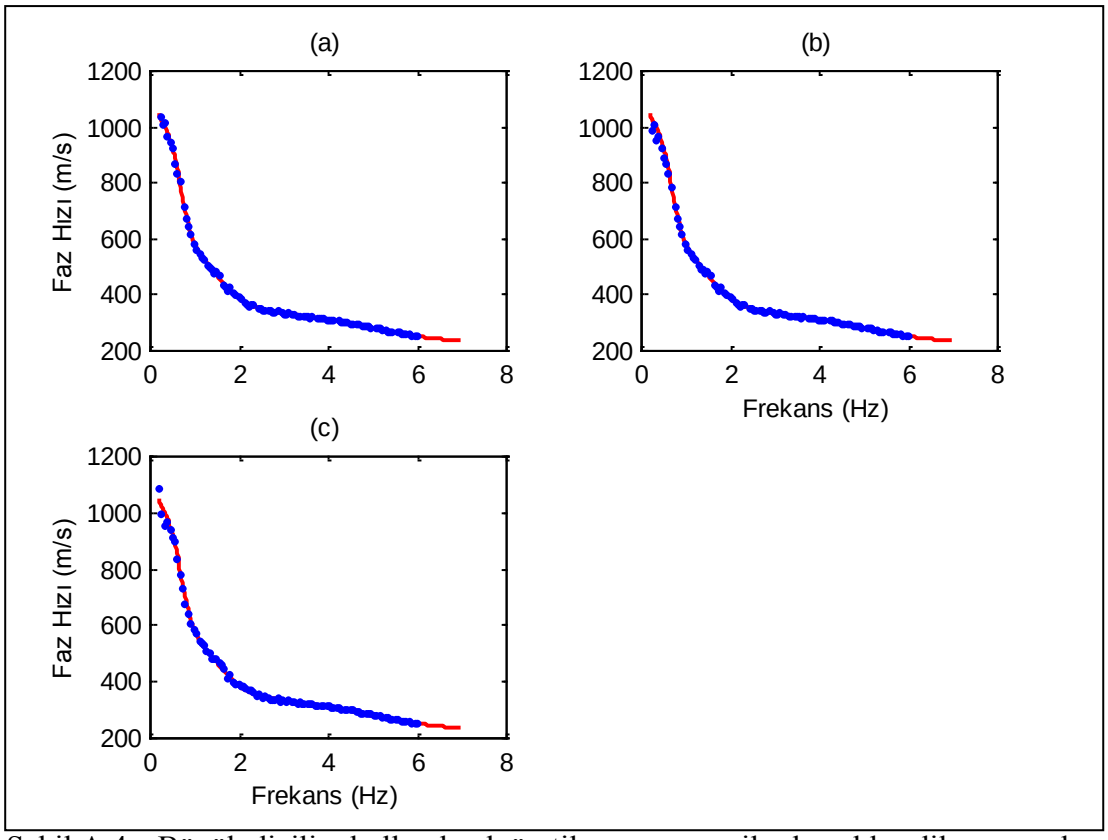
A.3. TEK SİNYAL DURUMU

Bu bölümde, Avcılar' daki 7 jeofondan oluşan ve yaklaşık 80 m yarıçaplı dairesel dizilim ve 500 m yarıçaplı, 30 jeofondan oluşan daha büyük bir dairesel dizilim kullanılarak, yapay sismogramlar üretilmiştir. Yapay sismogramlar üretilirken, 45 dereceden gelen, tek bir dispersif düzlem dalga kullanılmıştır. İlk olarak, büyük dizilim kullanılarak yapay mikrotremor verisi üretim aşamaları gösterilmiş ve FOIB yöntemi ile analiz yapılarak faz hızı dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. İkinci olarak Avcılar' daki dairesel dizilim kullanılarak analizler yapılmıştır.

A.3.1. Büyük dizilim kullanılarak üretilen yapay sismogramlar ve analiz sonuçları

Bu bölümde, yapay sismogram üretimi için, yarıçapı 500 m olan ve 30 jeofondan oluşan dairesel dizilim kullanılmıştır. İlk olarak, ideal bir durum olan, yer tepki fonksiyonu üretilmiş ve yer tepki fonksiyonu ile analiz yapılarak, dizilimin güvenilirliği araştırılmıştır. İkinci olarak, yer tepki fonksiyonu, 1 Hz' lik jeofonun tepki fonksiyonu ile evriştirilmiş ve analiz yapılmıştır. Burada amaç, jeofon tepki fonksiyonunun, sonuçlar üzerindeki etkisini gözlemlemektir. Üçüncü olarak, ikinci aşamada üretilen veriler, mikrotremörlere uygun olarak, rastgele kaynak fonksiyonu ile evriştirilmiş ve kaynak fonksiyonun sonuçlar üzerindeki etkisi anlaşılmaya çalışılmıştır. Son olarak, gerçekçi bir sinyal elde edebilmek için sismogramlara farklı seviyelerde gürültü eklenmiştir ve gürültünün, sonuçları nasıl etkilediği araştırılmıştır.

Şekil A.4a' da, büyük dizilimden elde edilen yer tepki fonksiyonunun, FOIB yöntemi ile analizinden elde edilen sonuçlar görülmektedir. Burada, teorik ve ideal bir durumun analizi yapılmıştır. Yani, sinyal yanlızca yayındığı ortamın özelliklerini yansıtmaktadır ve kaynak, alıcı etkisi veya gürültü gibi hiçbir faktörden etkilenmediği varsayılmıştır. Böyle ideal bir durumun analizinin yapılmasında amaç, kullanılan jeofon diziliminin, faz hızı dispersiyon eğrisini elde etmek için yeterli olup olmadığının araştırılmasıdır. Şekilden görüldüğü gibi, analiz sonucundan elde edilen faz hızı dispersiyon eğrisi ile referans dispersiyon eğrisi, birbirleriyle tam bir uyum içerisindedir. Bu da kullanılan dizilimin, yer yapısını elde etmede başarılı olduğunu göstermektedir.

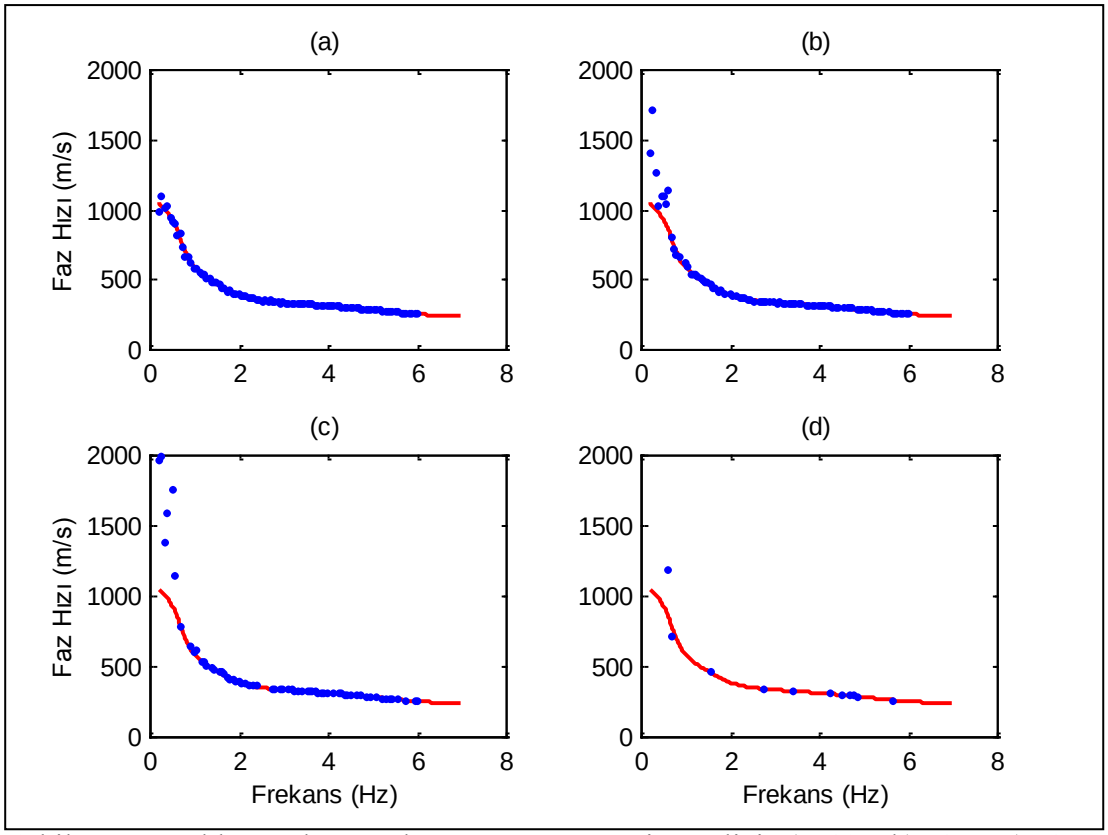


Şekil A.4 Büyük dizilim kullanılarak üretilen yapay verilerden elde edilen sonuçlar. a) Yer tepki fonksiyonu kulanılarak elde edilen verinin analiz sonuçları. b) Yer tepki fonksiyonu ve 1 Hz' lik jeofon tepki fonksiyonlarının evriştirilmesi ile elde edilen verinin analiz sonuçları. c) Yer tepki, jeofon tepki ve kaynak fonksiyonunun evriştirilmesiyle elde edilen verinin analiz sonuçları. Mavi noktalar analiz sonucunda elde edilen faz hızlarını, kırmızı eğri ise referans dispersiyon eğrisini göstermektedir.

Şekil A.4b' de yer tepki fonksiyonu ile jeofon tepki fonksiyonunun evrişiminden elde edilen sonuçlar görülmektedir. 1 Hz' lik jeofonların tepki fonksiyonu (Şekil A.3) incelendiğinde, 1 Hz' in altındaki frekansların bastırıldığı, ancak sıfırlanmadığı

görülür. Buna göre, analiz sonucundan elde edilen dispersiyon eğrisinin, 0.5 Hz' ten sonra, teorik dispersiyon eğrisi ile tam olarak çakıştığı görülmektedir. 0.2 Hz ile 0.5 Hz arasında ise faz hızlarının, teorik dispersiyon eğrisinden, bir miktar daha düşük hesaplandığı gözlenmektedir. Bu durum, jeofon tepkisinin 1 Hz' in altında, frekans azaldıkça sinyali daha çok bastırması nedeniyle ortaya çıkmaktadır.

Şekil A.4c' de kaynak fonksiyonunun, analiz sonuçlarını nasıl etkilediği gösterilmektedir. Bir önceki aşamada, yer tepki fonksiyonu ve jeofon tepkisini içeren sinyal, mikrotremörlere uygun olarak, rastgele kaynak fonksiyonu ile evriştirilmiştir. Bu durumda elde edilen analiz sonuçları, yine düşük frekanslarda küçük bir farklılık olmasına rağmen, teorik dispersiyon eğrisi ile uyum içerisindedir.



Şekil A.5 Farklı gürültü oranlarına göre yöntemin analizi. a) %10, b) %20, c) %30, d) %40 oranında gürültü eklenmiş yapay sismogramlardan elde edilen sonuçlar. Mavi noktalar analiz sonucu elde edilen faz hızlarını, kırmızı çizgi ise Kudo ve diğ. (2000)' den alınan S-dalgası hız yapısından üretilen dispersiyon eğrisidir.

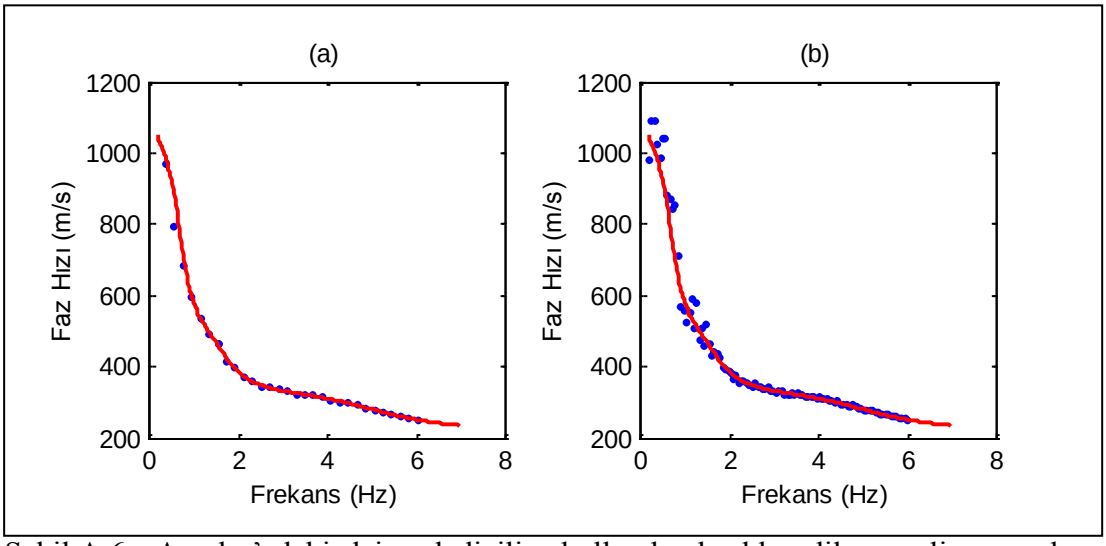
Buraya kadar anlatılan yapay sismogramlardan elde edilen analiz sonuçları, ideal bir ortamı temsil etmektedirler, çünkü bilindiği gibi gerçek veriler, her zaman bir miktar gürültü içerirler. Bu nedenle, daha gerçekçi analizler yapabilmek için sismogramlara, farklı seviyelerde gürültü eklenmiştir ve analiz sonuçları karşılaştırılmıştır. Bir

önceki aşamada üretilen sismogramlara, sırasıyla %10, %20, %30 ve %40 oranlarında gürültü eklenmiştir. Sonuçlar şekil A.5 ‘ te gösterildiği gibidir. Buna göre, gürültü oranı arttıkça, hesaplanan faz hızlarında saçılmalar artmakta ve teorik dispersiyon eğrisi ile aralarındaki uyum azalmaktadır. Saçılmalar, yine ağırlıklı olarak, düşük frekanslarda gözlenmektedir. Genel olarak, düşük frekansların çözünürlüğü, yüksek frekanslardan daha azdır. Bu nedenle gürültü oranı arttıkça, verinin düşük frekanslı bölümleri, yüksek frekanslara göre daha çok etkilenmektedir. Bu sonuçlara göre, verideki gürültü oranı %10 ve daha küçük olduğu durumlarda, analiz sonuçlarındaki hata en düşük seviyededir yani sonuçlar teorik dispersiyon eğrisi ile uyum içerisindedir. En kötü sonuç olan %40 gürültü oranı ise oldukça kötü bir veri grubunu temsil etmektedir ve bu nedenle de hesaplanabilen faz hızlarının sayısı oldukça düşüktür.

A.3.2. Avcılar’ daki dairesel dizilim kullanılarak üretilen yapay veriler ve analiz sonuçları

Bu bölümde yapay sismogramlar, Avcılar’ daki yaklaşık 80 m yarıçaplı ve 7 jeofondan oluşan dairesel dizilim kullanılarak üretilmişlerdir. İlk olarak, yine bir önceki bölümde olduğu gibi, ideal ve teorik bir durum olan, yer tepki fonksiyonu elde edilmiştir. İkinci olarak da yer tepki, jeofon tepki ve rastgele kaynak fonksiyonlarının evriştirilmesi ile elde edilen veriye, %10 oranında gürültü eklenmiştir. Elde edilen sismogramlar FOIB yöntemi ile analiz edilerek, sonuçlar önce teorik dispersiyon eğrisi ile daha sonra da büyük dizilimden elde edilen sonuçlarla karşılaştırılmıştır.

Şekil A.6a’ da, sadece yer tepki fonksiyonundan oluşan yapay sismogramdan elde edilen sonuçlar yer almaktadır. İlk bakışta, elde edilen faz hızlarının teorik dispersiyon eğrisi ile uyumlu olduğu izlenimi uyansa da dikkatli incelendiğinde, düşük frekanslarda, ara değerlerin hesaplanmamış olduğu gözlenmektedir. Bu da Avcılar’ daki dairesel dizilimin, bu kadar düşük frekansları çözmek için boyutlarının yeterli olmadığını göstermektedir.



Şekil A.6 Avcılar' daki dairesel dizilim kullanılarak elde edilen analiz sonuçları. a) Yer tepki fonksiyonundan oluşan sismogramların analizi ile elde edilen sonuçlar. b) Yer tepki, jeofon tepki ve kaynak fonksiyonlarının evrişiminden oluşan sismogramlara %10 gürültü eklenerek yapılan analizlerden elde edilen sonuçlar. Mavi noktalar analiz sonuçlarını, kırmızı eğri ise teorik dispersiyon eğrisini göstermektedir.

Şekil A.6b' de ise yer tepki fonksiyonu, jeofon tepki fonksiyonu ve kaynak fonksiyonunun evrişiminden elde edilen sismogramlara % 10 oranında gürültü eklenerek yapılan analiz sonuçları yer almaktadır. Yaklaşık 1.5 Hz' den itibaren, analiz sonuçlarından elde edilen faz hızları, teorik dispersiyon eğrisi ile uyumludur. 1.5 Hz' den daha düşük frekanslarda hesaplanan faz hızları, genel olarak teorik dispersiyon eğrisini takip etmekle beraber, bir miktar saçılım göstermektedirler. Büyük dizilimden elde edilen sonuçlarla karşılaştırıldığında ise (Şekil A.5a) dizilim boyutlarının, problemin çözümündeki önemi ortaya çıkmaktadır. Büyük dizilimin, düşük frekansları çözmede daha başarılı olduğu görülmektedir.

A.4. FARKLI YÖNLERDEN GELEN İKİ SİNYAL DURUMU

Avcılar' da toplanan verilerde, farklı yönlerden gelen birden fazla sinyal mevcuttur. Frekans-dalgasayısı analizlerinde, farklı yönlerden gelen sinyaller veya yüzey dalgalarının yüksek modları, dikkat edilmesi gereken durumlardır. Aksi takdirde, yapılan analizlerden yanlış sonuçlar çıkması kaçınılmazdır.

Avcılar verilerinde, birden fazla sinyali oluşturan neden, enerji kaynağı olarak kullanılan karayolunun kendisi olabilir. Şekil 3.9' da yer alan haritadan da takip edilebileceği üzere, karayolunun dümdüz bir hat boyunca uzanmaması nedeniyle,

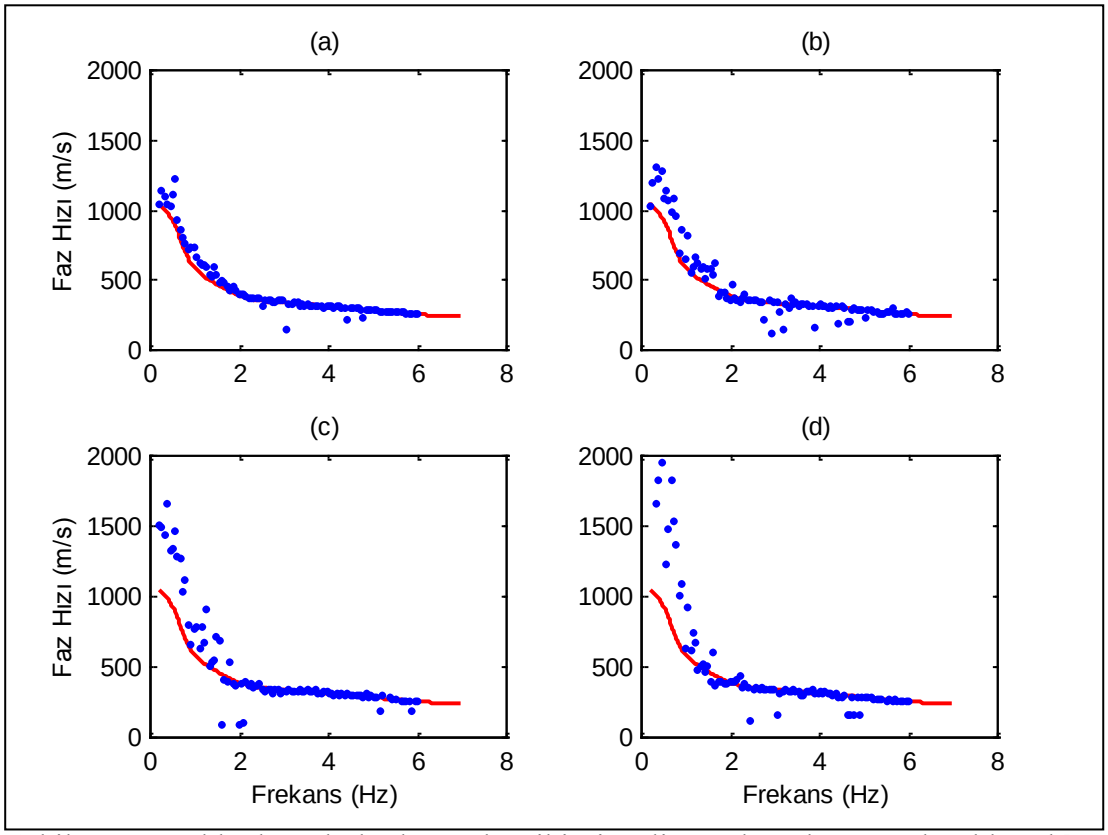
alıcılara farklı açılardan dalgalar gelmesi mümkündür. Bu durum, çok boyutlu güç spektrumu hesabında çözünürlük problemini yaratmaktadır. Bu bölümde, farklı yönlerden gelen iki sinyalin varlığı durumunda, sonuçların nasıl değişebileceği ve çözümün nasıl olması gerektiği, yapay sismogramlar üretilerek açıklanmaya çalışılmıştır. Bunun için bir önceki bölümde olduğu gibi, Avcılar' da kullanılan dairesel dizilim ve 500 m yarıçaplı, 30 jeofondan oluşan daha büyük dairesel dizilim kullanılarak, yapay sismogramlar üretilmiş ve frekans-dalgasayısı analizleri yapılmıştır.

A.4.1. Avcılar' daki dairesel dizilim kullanılarak üretilen yapay veriler ve analiz sonuçları

Bu bölümde de yapay sismogramlar, Avcılar' da kullanılan yaklaşık 80 m yarıçapı olan ve 7 jeofondan oluşan dairesel dizilimin geometrisi kullanılarak, farklı açılardan gelen iki sinyalin toplamı şeklinde üretilmişlerdir. Burada, iki sinyal arasındaki açının, çözünürlüğe olan etkisi araştırılmıştır. Yapay sismogamların, mümkün olduğunca gerçek verileri temsil etmesi için 1 Hz' lik jeofonların tepki fonksiyonu ve kaynak fonksiyonu ile sinyaller evriştirilmiştir. Evriştirme işlemi sonucu elde edilen sismogramlara, %10 oranında rastgele gürültü eklenmiştir. İlk olarak $\alpha_1 = 0°$, $\alpha_2 = 30°$ dereceleden gelen iki sinyal incelenmiştir. Daha sonra sırasıyla $\alpha_1 = 0° \text{-} \alpha_2 = 60°$, $\alpha_1 = 0° \text{-} \alpha_2 = 90°$, $\alpha_1 = 0° \text{-} \alpha_2 = 120°$ açılarından gelen sinyaller için analiz yapılmıştır. Sinyallerin genlikleri birbirine eşit olarak alınmıştır (birim genlikli). İkinci olarak ise en kötü durum olan, $0°$ ve $120°$' lerden gelen iki sinyal durumu için büyük dairesel dizilim ile analiz yapılmış ve Avcılar dizilimi ile karşılaştırılmıştır.

Şekil A.7' de, Avcılar dizilimi ile farklı açılardan gelen sinyallerin analiz sonuçları gösterilmiştir. Elde edilen en iyi sonuç, $0°$ ve $30°$' den gelen iki sinyal durumu iken (Şekil A.7a) en kötü sonuç da $0°$ ve $120°$' den gelen iki sinyal durumudur (Şekil A.7b). Bütün durumlar için ortak olan sonuç, düşük frekansların çözünürlüğünün iyi olmadığıdır. İki sinyal arasındaki açı farkı arttıkça, analiz sonucu elde edilen faz hızlarının, teorik dispersiyon eğrisi ile olan uyumu, özellikle düşük frekanslarda azalmaktadır. Yaklaşık 1.5 Hz' in altındaki frekanslarda hesaplanan faz hızları, teorik eğriye göre yüksektir. Yaklaşık 1.5 Hz, eğrinin dönüm noktasına denk gelmektedir.

Bu nedenle hesaplanan faz hızı değerlerindeki bu fark, dispersiyon eğrisinden elde edilecek S-dalgası hız yapısında, büyük farklılıklara neden olacaktır.

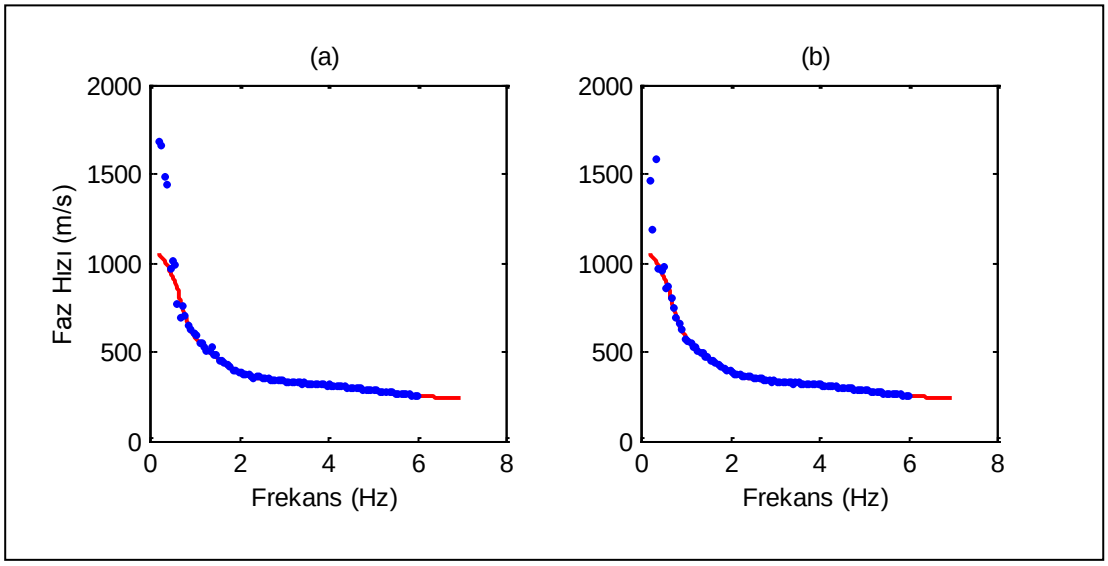


Şekil A.7 Farklı doğrultulardan gelen iki sinyalin varlığı durumunda elde edilen sonuçlar. Sinyaller, a) 0° ve 30°, b) 0° ve 60°, c) 0° ve 90°, d) 0° ve 120° açılarından gelmektedirler. Mavi noktalar, hesaplanan faz hızlarını, kırmızı çizgi ise teorik dispersiyon eğrisini göstermektedir.

A.4.2. Büyük dizilim kullanılarak üretilen yapay veriler ve analiz sonuçları

Avcılar dizilimi ile denenen ve en kötü sonuç olan 0° ve 120°'lerden gelen iki sinyal durumu, yarıçapı 500 m olan ve 30 jeofondan oluşan dairesel dizilim kullanılarak analiz edilmiştir. Oluşturulan yapay sismogramlar, yine yer tepki fonksiyonu, kaynak fonksiyonu ve jeofon tepki fonksiyonunun evrişiminden elde edilmiş ve sismogramlara % 10 oranında gürültü eklenmiştir. İki sinyalin de genlikleri birbirine eşittir. Analiz sonuçları şekil A.8a' da gösterildiği gibidir. Yaklaşık 0.5 Hz' den itibaren, analiz sonucu elde edilen faz hızları, teorik dispersiyon eğrisi ile uyum içindedir. 0.5 Hz öncesinde ise hızlar yüksek çıkmıştır. Ancak 0.5 Hz öncesi, jeofon tepki fonksiyonu dikkate alındığında, zaten çözünürlüğü en az seviyede olan frekansları göstermektedir. En kötü ihtimal için büyük dizilimden elde edilen sonuçlar, Avcılar diziliminde en iyi ihtimal olan 0° ve 30°'

lerden gelen iki sinyal durumundan elde edilen sonuçlardan daha iyi olduğu görülmektedir (Şekil A.8a).



Şekil A.8 Büyük dairesel dizilim kullanılarak, 0° ve 120° açılarından gelen iki sinyalin varlığı durumunda elde edilen analiz sonuçları. a) İki sinyalin eşit genlikli olması durumunda elde edilen analiz sonuçları. b) İki sinyalin genliklerinin farklı olması durumunda elde edilen analiz sonuçları. Mavi noktalar hesaplanan faz hızlarını, kırmızı çizgi teorik dispersiyon eğrisini göstermektedir.

Şekil A.8b' de ise yine 0° ve 120°' lerden gelen iki sinyal durumu incelenmiştir ama bu defa, sinyallerin genlikleri birbirinden farklıdır. Birinci sinyalin genliği, ikinci sinyalin genliğinin yarısıdır. Böyle bir durumda ise yine düşük frekanslarda saçılma olmasına karşılık, sinyallerin genliklerinin eşit olması durumu ile karşılaştırıldığında, daha iyi bir sonuç elde edildiği gözlenmektedir. Bu sonuç bize, farklı açılardan gelen sinyallerin genlik oranlarının da sonucu etkilediğini göstermektedir.

A.5. ÖZET

Avcılar' da kullanılan, yarıçapı yaklaşık 80 m olan ve 7 jeofondan oluşan dairesel dizilim, yaklaşık 1 Hz' den sonraki frekansları sorunsuz çözebilmektedir. Bu durum, inceleme derinliğinin yada dalgaboyunun, dizilimin boyutlarıyla doğrudan ilişkili olmasının bir sonucudur. Genel olarak, daha önce Liu ve diğ. (2000) tarafından yapılan çalışmada, dizilimin boyundan iki kat fazla olan dalgaboyları daha sorunsuz çözülebilirken ($\lambda_{\max} \leq 2d_{\max}$), dizilimin boyunun iki katından fazla olan dalgaboylarının çözünürlüğünde ise hata oranının arttığı gösterilmiştir. Yarıçapı 80

m olan bir dizilimden, yaklaşık, 320 m dalgaboyuna kadar, sorunsuz bilgi alınabilmektedir. 320 m' den büyük dalgaboylarında ise hata oranı artmaktadır. Yarıçapı 500 m olan ve 30 jeofondan oluşan büyük dairesel dizilimde, yaklaşık 2000 m dalgaboyuna kadar sorunsuz yer yapısı çıkarılabilmektedir. Bu nedenle tek sinyal için büyük dairesel dizilimden elde edilen sonuçlar, Avcılar diziliminden elde edilen sonuçlardan daha başarılıdır.

Verideki gürültü oranının artması, çözümün kalitesini düşürmektedir. İnceleme derinliğine göre seçilmiş uygun bir dizilimden, yaklaşık %10' luk gürültü oranına kadar elde edilen sonuçlar oldukça iyidir. Bu gürültü oranından sonra da özellikle düşük frekanslarda, saçılmalar artmaktadır. Bu çalışmada incelenen en kötü durum olan, % 40 gürültü oranında bile, bütün frekanslar için faz hızları bulunamamış olmasına rağmen, yüksek frekanslar hakkında bilgi edinilebilmektedir.

Veride, farklı yönlerden gelen sinyallerin olması durumunda, sinyallerin arasındaki açı farkı arttıkça, elde edilen faz hızlarında, özellikle düşük frekanslarda, bozulmalar meydana gelmektedir. Bir diğer dikkat edilmesi gereken durum da düşük frekanslarda, hızların daima gerçeğinden yüksek hesaplanmasıdır. Bu çalışmada, gerçek hayatta karşılaşılabilecek en kötü senaryo üzerinde durulmuştur, yani sinyallerin genlikleri birbirlerine eşit olarak alınmıştır. Gerçek hayatta ise sinyallerin genlikleri, büyük olasılıkla eşit olmayacağından, iki sinyalin çözünürlüğü daha iyi olacaktır. Ancak en kötü senaryo düşünüldüğünde dahi, yeterince büyük bir dizilim kullanıldığında, iki sinyal problemi, önemli ölçüde giderilmiş olmaktadır.

Bütün yapılan analizlerin sonuçlarını, iki grup altında toplayabiliriz. Birincisi, düşük frekansların bozucu etkilere karşı, yüksek frekanslardan daha duyarlı davranmaları, ikincisi ise dizilim boyutlarının, inceleme derinliğine uygun olarak seçilmesi durumunda, verideki bir çok bozucu etmenin etkisinin giderilebilmesidir.

ÖZGEÇMİŞ

H. Ebru Bozdağ, 1979 yılında Artvin' de doğdu. İlkokula, 1985 yılında İzmit İnkılap İlkokulu' nda başlayıp, 1989 yılında İstanbul Mustafa Noyan İlkokulu' ndan mezun oldu. 1989-1992 yılları arasında, Üsküdar Şemsipaşa İlköğretim Okulu' na devam etti. 1996 yılında Kadir Has Lisesi' nden mezun oldu ve aynı yıl İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü' nde lisans öğrenimine başladı. 2000 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun olduktan sonra yine aynı bölümde yüksek lisans öğrenimine başladı ve halen bu bölümde yüksek lisans öğrenimine devam etmektedir.