

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜZEY DALGALARI ANALİZ YÖNTEMLERİ İLE S DALGASI
HIZLARININ ELDE EDİLMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Ali Erden BABACAN

TEMMUZ 2007
TRABZON

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**YÜZEY DALGALRI ANALİZ YÖNTEMLERİ İLE S DALGASI
HIZLARININ ELDE EDİLMESİ**

Jeofizik Müh. Ali Erden BABACAN

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
“Jeofizik Yüksek Mühendisi”
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 27.06.2007
Tezin Savunma Tarihi : 19.07.2007**

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ
Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Hakan KARSLI
Jüri Üyesi : Prof. Dr. Fikri BULUT**



Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Emin Zeki BAŞKENT

Trabzon 2007

ÖNSÖZ

“Yüzey Dalgaları Analiz Yöntemleri ile S-Dalgası Hızlarının Elde Edilmesi” adlı bu araştırma K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak yapılmıştır.

Bu tezde kullanılan gerçek veriler Trabzon ili Akçaabat sınırlarını içine alan bölgede K.T.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümüne ait GEOMETRICS marka ES-3000 Sismik cihazıyla alınmıştır.

Yüksek lisans tez konusunun belirlenmesinde, planlanmasında ve çalışmalarının yürütülmesinde her türlü yardım ve desteğini esirgemeyen tez danışmanım Sayın Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ’ ye en içten teşekkürlerimi sunarım.

Çalışma süresince yardımlarını ve zamanını esirgemeyen, tez içinde kullanılan yapay verilerinin sağlanmasında yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. Hakan KARSLI’ ya ve arazi çalışmalarında kullanılan alıcıların temininde yardımcı olan Süleyman Demirel Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Ali Ergun TÜRKER’e teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca Jeoloji Yük. Müh. Hakan Ersoy’a, Jeofizik Yük. Müh. Murat ÖZKAPTAN’a, Jeofizik Yük. Müh. Aycan ÇATAKLI’ a, Jeofizik. Müh. Ali ELMAS’a, Jeofizik Müh. Alper SAĞLAM’a ve Maden Yük. Müh. İzzet KARAKURT’a teşekkürleri bir borç bilirim.

Bana her zaman destek olan sevgili eşim Selda BABACAN’ a ve her türlü maddi ve manevi desteğini esirgemeyen aileme teşekkür ederim.

Ali Erden BABACAN
Trabzon 2007

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	V
SUMMARY	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VII
TABLolar DİZİNİ	X
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Sismik Dalgalar ve Yayınımları	2
1.2.1. Cisim Dalgaları.....	3
1.2.1.1. Boyuna Dalgalar (P)	4
1.2.1.2. Kesme Dalgaları (S)	5
1.2.2. Yüzey Dalgaları.....	6
1.2.2.1. Love Dalgaları	8
1.2.2.2. Rayleigh Dalgaları.....	8
1.3. Kesme Dalgası Hızının Belirlenmesi ve Önemi.....	14
1.3.1. Sismik Kırılma Yöntemi.....	15
1.3.2. Sismik Yansıma Yöntemi.....	18
1.3.3. Kuyu Ölçümleri.....	20
1.3.3.1. Kuyu Aşağı Yöntemi (Downhole).....	20
1.3.3.2. Kuyu Yukarı Yöntemi (Uphole).....	21
1.3.3.3. Karşıt Kuyu Yöntemi (Cross-hole)	21
1.3.3.4. Süspansiyon P-S Log Yöntemi.....	22
1.3.4. Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri.....	24
1.3.4.1. Kararlı Hal Rayleigh Dalgası Yöntemi	29
1.3.4.2. Spektral Analiz Yöntemi	30
1.3.4.3. Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analiz Yöntemi.....	32
1.3.4.4. Çok Kanallı Yüzey Dalga Verisine CMP Kros-Korelasyon Analizi	35

1.4.	Sismik Dalga Hızları ile Hesaplanabilen Bazı Mühendislik Jeofiziği Parametreleri	37
1.4.1.	Poisson Oranı (ν).....	37
1.4.2.	Elastisite Modülü (E).....	38
1.4.3.	Kayma Modülü (G)	39
1.4.4.	Bulk (Sıkışmazlık) Modülü (k)	39
1.4.5.	Zemin Büyütmesi	40
1.4.6.	Taşıma Gücü.....	42
1.4.7.	Zemin-Hakim-Titreşim Periyodu	43
2.	YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	45
2.1.	Yüzey Dalgası Analizi ile Yeraltı Yapısının ve Mühendislik Özelliklerinin Belirlenmesi.....	45
2.1.1.	Yapay Veri Üzerinde Yapılan Uygulamalar	46
2.1.2.	Gerçek Veriler Üzerinde Yapılan Çalışmalar.....	50
2.1.2.1.	Çalışma Alanının Tanıtımı ve Genel Jeolojisi.....	50
2.1.2.2.	Arazi Ölçümlerinin Alınması ve Değerlendirilmesi.....	52
2.1.3.	Beşirli Formasyonun Bazı Mühendislik Özelliklerinin Belirlenmesi	67
2.1.3.1	Dinamik-Elastik Parametrelerin Hesaplanması.....	67
2.1.3.2.	Zemin Büyütme Faktörünün Hesaplanması	67
2.1.3.3.	Taşıma Gücünün Hesaplanması	68
2.1.3.4.	Zeminin Hakim Titreşim Periyodunun Hesaplanması	69
3.	SONUÇLAR.....	70
4.	ÖNERİLER	73
5.	KAYNAKLAR.....	74
6.	EKLER	78
EK-1	Hooke Kanunu.....	78
EK-2	Gecikme Zamanı Yöntemi	79
EK-3	Arazi Fotoğrafları	81
EK-4	Vp Hızlarına Ait Atış Kayıtları	85
EK-5	Dinamik Elastik Parametrelerin Hesaplanması için Matlab Programı.....	88
ÖZGEÇMİŞ		

ÖZET

Ülkemizde jeofizik mühendislerinin yer almasını istediğimiz zemin projelerinde mutlaka sığ yeraltına ait enine dalga hız bilgisine ihtiyaç duyulmaktadır.

Jeofiziksel ve Jeoteknik açıdan mühendislik problemlerinin çözümünde kesme dalgası hızının hesaplanması ve bu hıza bağlı olarak yeraltındaki tabakaların dinamik elastik özelliklerinin ve yer tepkisinin belirlenmesi oldukça önemli bir yer tutmaktadır.

Günümüzde kesme dalgası hızı farklı yöntemlerle elde edilebiliyor olsa da, bu yöntemlerde karşılaşılan bazı zorluklar bilim adamlarını alternatif yöntemler arayışına yöneltmiştir. Son yıllarda geliştirilmiş olan yüzey dalgalarının çok kanallı analizi de bu yöntemlerden birisidir. Bu yöntemde, heterojen malzemeden oluşan gerçek ortamda dispersif özellik gösteren Rayleigh tipi yüzey dalgaları kullanılmaktadır. Bu amaçla Rayleigh dalgalarının frekansa karşı faz hızı eğrisi yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemleriyle elde edilebilir. Bu şekilde elde edilen eğriler dispersiyon eğrisi olarak adlandırılmaktadır. Bu dispersiyon eğrilerine doğrusal olmayan en küçük kareler yöntemi uygulanarak Bir boyutlu (1B) kesme dalgası hız bilgisi elde edilir. Elde edilen hız bilgilerinden yararlanmak suretiyle bir bölgede zeminin herhangi bir kuvvetin etkisi altında nasıl bir tepki vereceğini bazı mühendislik jeofiziği parametrelerini (Poisson oranı, elastisite modülü, kayma modülü, bulk modülü, zemin büyütme faktörü, taşıma gücü ve zemin hakim titreşim periyodu gibi) hesaplayarak belirlemek mümkündür.

Bu tezde genel olarak kesme dalgası hızını elde etme yöntemleri anlatılmış olup, yüzey dalgalarının analiz yöntemleri ayrıntılı olarak irdelenmiştir. Yapay ölçümlerden elde edilen kayıtlar yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi ile değerlendirilip 1-boyutlu kesme dalgası hızları belirlenmiştir.

Trabzon ve yöresi için temel olma özelliği taşıyan Beşirli formasyonunda sismik veriler toplanarak yüzey dalga analizi ile enine dalga hız bilgisi hesaplanmış ve formasyona ait mühendislik değiştirgenleri belirlenmiştir. Gerçekleştirilen yapay veri ve arazi uygulamalarında yöntemin başarılı sonuçlar verdiği görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Yüzey Dalgaları, Dispersiyon, Faz Hızı, Kesme Dalgası Hızı.

SUMMARY

Determination of I-D Shear Wave Velocities Using the Analysis of Surface Wave Methods

It is need that the Geophysical Engineers must have information about the shear wave which belongs to the near surface in our country.

Determination of shear wave velocity is very important, because the determined velocity is used to calculate dynamic-elastic properties and site effect of the underground layers for solving of geophysics and geotechnics problems.

Although shear wave velocity, nowadays, is determined by using of different methods, the difficulties that appear when the methods are used, have orientated the to scientist investigated the new methods. Multichannel Analysis of Surface Wave method has recently been improved, is one of the these methods. In this method. It is used Rayleigh waves that consist of heterogen materials and indicate the dispersion properties. Phase velocity curve that versuses frequency of Rayleigh wave is calculated by multichannel analysis of surface wave. This curves are named as a dispersion curve. Shear wave velocity is obtained by practising non-linear least square method on this curve. Some Geophysical parameters, which belong to field, is calculated by using S wave velocity. The soil's act which is under any stress can be determined by this parameters.

In this thesis, it has generally been explained about the methods that use for obtaining the shear wave velocity and it has been mentioned about multichannel analysis surface wave method in detail. One dimension shear wave velocity has been determined by shot gathers, which had been obtained from synthetic and field measured, i nterpreted with multichannel analysis of surface wave method.

By gathering seismic data that belongs to the Besirli formation which is crucial for Trabzon provine and its around, shear wave velocity has been calculated by using MASW methods. With the obtained data from both field and synthetic it has been seen that the results are reliable.

Key words: Surface waves, Dispersion, Phase velocity, Shear Wave Velocity.

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. P, SV ve SH dalgalarının yön karakteristiklerinin uzaysal dağılımı.....	4
Şekil 2. P dalgası yayınımlı.....	5
Şekil 3. Enine dalga yayınımlının yatay düzlem üzerindeki hareketi.....	5
Şekil 4. SH ve SV Dalgalarının Yayılımlı.....	6
Şekil 5. Love dalgalarının yayınımlı hareketi.....	8
Şekil 6. Rayleigh dalgasının yayınımlı.....	9
Şekil 7. Dispersif özellik gösteren bir sismik kayıt.....	10
Şekil 8. Normal dispersiyon ve ters dispersiyon.....	11
Şekil 9. Aynı frekans ve fazlı iki harmonik sinyalin toplamından oluşan dalga treni	11
Şekil 10 Faz hızı ve grup hızının karşılaştırılması. (a) Grup hızı U' nun tanımlanması. (b) Dispersif dalga varışları.....	13
Şekil 11. Geometrik dispersiyon.....	14
Şekil 12. Kesme dalgası kaynakları. a) Patlatma b) Kalas c) Patlatma Kaydının arazi görünümü d) Kalas kaydının arazi görünümü.....	16
Şekil 13. S-dalgası atış kayıtları. (a) Kalas kaynağı (b) Dinamit kaynağı.....	17
Şekil 14. Sismik yansıma yöntemi.....	18
Şekil 15. Sismik yansıma atış kaydı.....	19
Şekil 16. Zaman-uzaklık grafiği.....	19
Şekil 17. Kuyu aşağı sismik yöntem.....	20
Şekil 18. Kuyu yukarı sismik yöntem.....	21
Şekil 19. Karşıt kuyu yöntemi.....	22
Şekil 20. Süspansiyon P-S log Yöntemi.....	23
Şekil 21. Süspansiyon PS log kaydı.....	24
Şekil 22. Yüzey dalgası analizin şematik gösterimi.....	25
Şekil 23. Kararlı hal yüzey dalgası ölçüm sistemi.....	30
Şekil 24. Spektral analiz yöntemi saha düzeni.....	31
Şekil 25. Yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemiyle veri toplanması.....	32
Şekil 26. Faz hızı-frekans eğrisi.....	33

Şekil 27.	Yüzey dalgası CMP analiz kavramı. İçi boş daireler alıcı yerlerini ve içi dolu olanlar ise kros-korelasyonların orta noktalarını gösterir. A1, 2, 3, 4 hesaplanan kros-korelasyon için alıcı uzaklıklarını temsil eder. (a) Gözlem noktalarının yeri ve geleneksel MASW yöntemi ile hesaplanan hız yapısı (b) Aynı CMP yerlerine sahip olan Kros-korelasyonlar. (c) Bir atış için CMC kros-korelasyon (d) Çok sayıda atışlar için CMP kros-korelasyon	36
Şekil 28.	Basit Hook kanunu (Poisson Oranı).....	37
Şekil 29.	Elastisite Modülü.....	39
Şekil 30	Yakın yüzey yer materyalleri ile zemin büyütmesi arasındaki ilişki.....	41
Şekil 31	Taşıma gücü.....	42
Şekil 32.	Sentetik yeraltı modeli.....	47
Şekil 33 .	Sentetik atış kaydı.....	48
Şekil 34.	Sentetik veriden dispersiyon eğrisinin elde edilmesi.....	48
Şekil 35.	Model verisi için elde edilen dispersiyon eğrisi.....	49
Şekil 36.	Hesaplanan 1-boyutlu kesme dalgası hızı derinlik modeli.....	49
Şekil 37.	İnceleme alanının genel jeoloji haritası.....	51
Şekil 38.	Birinci profilden elde edilen atış kaydı.....	53
Şekil 39.	Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi.....	53
Şekil 40.	Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi.....	54
Şekil 41.	Hesaplanan 1-boyutlu kesme dalgası hız-derinlik modeli.....	54
Şekil 42.	Hesaplanan ile teorik dispersiyon eğrisinin çakışması.....	55
Şekil 43.	İkinci profilden elde edilen atış kaydı.....	56
Şekil 44.	Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi.....	56
Şekil 45.	Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi.....	57
Şekil 46.	Hesaplanan 1-Boyutlu kesme dalgası hız-derinlik modeli.....	57
Şekil 47.	Hesaplanan ile teorik dispersiyon eğrisinin çakışması.....	58
Şekil 48.	Üçüncü profilden elde edilen atış kaydı.....	59
Şekil 49.	Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi.....	59
Şekil 50	Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi.....	60
Şekil 51.	Hesaplanan 1-Boyutlu kesme dalgası hız-derinlik modeli.....	60
Şekil 52.	Hesaplanan ile teorik dispersiyon eğrisinin çakışması.....	61
Şekil 53.	Birinci profile ait Vp hızı zaman-uzaklık grafiği.....	62
Şekil 54.	Birinci profilden hesaplanan Vp hızı yeraltı modeli.....	63
Şekil 55.	Hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	63
Şekil 56.	İkinci profile ait Vp hızı zaman-uzaklık grafiği.....	64

Şekil 57.	İkinci profilden hesaplanan V_p hızı yeraltı modeli.....	64
Şekil 58.	Hesaplan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	65
Şekil 59.	Üçüncü profile ait V_p hızı zaman-uzaklık grafiği.....	65
Şekil 60.	Üçüncü profilden hesaplanan V_p hızı yer altı modeli.....	66
Şekil 61.	Hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	66

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. NEHRP Hükümlerinde ve Uniform Building Code'da V_{s30} 'a göre zemin sınıflaması.....	15
Tablo 2. Poisson oranına göre zemin sınıflaması.....	38
Tablo 3. Elastik sabitlerin V_p ve V_s hızları cinsinden bağıntıları.....	40
Tablo 4. Dinamik-elastik parametreler.....	67
Tablo 5. Zemin büyütme değerleri.....	68
Tablo 6. Taşıma gücü değerleri.....	68
Tablo 7. Zemin-hakim titreşim periyodu değerleri.....	69

SEMBOLLER DİZİNİ

$A(x,w)$: Genlik
A_j	: Jakobian Matrisi
A_k	: Zemin Büyütme Faktörü
c	: Faz hızı
$c(w)$: Frekansa bağlı faz hızı
du	: Enine kısalma
dv	: Boyuna uzama
ϵ_{xx}	: Yamulma (x yönünde x yüzeyine uygulanan birim deformasyon)
ϵ_{yy}	: Yamulma (y yönünde y yüzeyine uygulanan birim deformasyon)
ϵ_{zz}	: Yamulma (z yönünde z yüzeyine uygulanan birim deformasyon)
E	: Elastisite Modülü
f	: Titreşim Frekansı
G	: Kayma Modülü
H	: Tabaka Kalınlığı
K	: Bulk Modülü
$k(w)$: Frekansa bağlı dalga sayısı
$P(x,w)$: Faz Spektrumu
P	: Boyuna Cisim Dalgası
S	: Kesme Dalgası
SV	: Düşey Yönde Polarize Olmuş Kesme Dalgası
SH	: Yatay Yönde Polarize Olmuş Kesme Dalgası
t_{s1}	: Üst alıcıya gelen sinyalin varış zamanı
t_{s2}	: Alt alıcıya gelen sinyalin varış zamanı
T_z	: Hakim titreşim periyodu
V_s	: Kesme dalgası hızı
$Y(z)$: Fonksiyon
Y_0	: Hesaplanan teorik değer
Z_{max}	: Maksimum araştırma derinliği
x	: Uzaklık
X_m	: En küçük alıcı mesafesi

x_1	: Fonksiyon sabiti
x_2	: Fonksiyon sabiti
X_1	: Hesaplanan yeni değer
X_0	: Başlangıç değeri
ρ	: Yoğunluk
q_u	: Taşıma g¼c¼ değeri
Δ_x	: D¼zeltme değeri
Δ_y	: G¼zlenen ile teorik arasındaki fark
w	: Frekans
$w(w)$: Grup hızı
λ	: Dalga Boyu
λ_R	: Rayleigh dalga boyu
ν	: Poisson oranı
σ_{xx}	: Gerilme (x y¼n¼nde x y¼zeyine uygulanan gerilme)
σ_{xy}	: Gerilme (x y¼n¼nde y y¼zeyine uygulanan gerilme)
$\phi_0(w)$: G¼zlemlenen faz
$\phi_s(w)$: Kaynak fazı
$\phi_p(w)$: Yayılma fazı
$\phi_i(w)$: Alıcının fazı

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Mühendislik Jeofiziğinde kullanılan yöntemlerin amacı, zeminlerin dinamik-elastik özelliklerini belirlemek, dinamik yüklerin etkisi altındaki zeminlerin nasıl bir davranış gösterdiğini ve ana kaya derinliği ile su içeriği gibi özellikleri tespit etmektir. Bu özelliklerin belirlenebilmesi için yerin kesme dalgası hızına gereksinim duyulmaktadır. Kesme dalgası hızı; Sismik kırılma ve yansıma, kuyu içi jeofizik yöntemler ve yüzey dalgalarının analizi ile belirlenmektedir. Sismik kırılma, yansıma ve kuyu içi jeofizik yöntemlerinin uygulanmasında ve yorumlanmasında karşılaşılan bazı sorunlar nedeniyle, bu yöntemlere alternatif olarak son yıllarda popülaritesi gittikçe artmakta olan yüzey dalgaları analiz yöntemleri geliştirilmiştir.

Mühendislik amaçlı kullanılan yüzey dalgası tekniklerinin kökeni 1980'li yıllara dayanmaktadır. Spektral analiz yöntemi olarak bilinen bu yöntemin temeli, 1950 yıllarında yollardaki kaplamaların elastik özelliklerinin ve kalınlığının belirlenmesinde kararlı hal Rayleigh dalgası yönteminin bir uyarlaması şeklinde kullanılmıştır (Çınar, 1998). Her iki yöntemin temeli, iki alıcı kullanımını esas almaktadır. Bu yöntemlerin kullanılmasında karşılaşılan bazı sınırlamalar nedeniyle, temeli spektral analiz yöntemine dayanan ancak kullanılan alıcı sayısı ve veri işlem tekniği farklı olan birçok yöntem geliştirilmiştir.

Yüzey dalgalarının analiz yöntemleri, kullanılan kaynaklara göre aktif ve pasif olmak üzere iki gruba ayrılır. Pasif kaynaklı (Mikrotremör) çalışmalarda, trafik, fabrika, insan sesleri, gel-git ve rüzgâr gibi doğa olayları kaynak olarak kullanılmakta olup, dalga alanının yayılım doğrultusunun belirsizliği nedeniyle kare, üçgen, halka, daire v.b. geometrik dizimler kullanılmaktadır. Aktif kaynaklı çalışmalarda ise; kaynak olarak balyoz, ağırlık düşürme, vibratör ve patlatmalar kullanılmakta olup, kırılma yönteminde olduğu gibi çok sayıda alıcı ile bir hat boyunca doğrusal dizilimler kullanılır. Aktif kaynağın kullanıldığı yüzey dalgası yöntemleri de alıcı sayısı ve veri-işlem tekniklerine göre kendi içinde sınıflandırılmaktadır.

Bu tez çalışmasında, öncelikle kesme dalgası hızının belirlenmesinin neden gerekli olduğundan bahsedilmektedir. Klasik olarak kullanılan kesme dalgası hızı elde etme yöntemlerinde, karşılaşılan problemler anlatıldıktan sonra bu yöntemlere alternatif olarak

geliştirilen yüzey dalgası analiz yöntemleri genel olarak açıklanmakta olup, yüzey dalgalarının aktif kaynak kullanımına dayanan çok kanallı analiz yöntemi ayrıntılı olarak anlatılmaktadır. Araştırma konusunun daha iyi anlaşılabilmesi amacıyla, bu yönteme ait teorik esaslar incelendikten sonra sentetik ve arazi ölçümlerinden elde edilen veriler Geometrics firmasına ait olan SeisImager programının modifiye edilmiş halini kullanmak suretiyle değerlendirilmiştir. Yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi ile atış kayıtlarından elde edilen dispersyon eğrilerine ters-çözüm uygulanarak kesme dalgası hızları elde edilmektedir. Elde edilen bu hızlar ile, sığ yeraltı yapılarına ait bazı mühendislik parametreleri ampirik bağıntıları kullanmak suretiyle hesaplanabilir.

1.2. Sismik Dalgalar ve Yayınimleri

Sismik kelimesi yunanca sallama anlamına gelen 'seismos' kelimesinden gelmektedir. Sismik enerjinin taşınması; dalga hareketi ile olmakta ve sismik dalgalar aracılığı ile taşınmaktadır. Dalga hareketi ile madde taşınmaz, bir enerji nakli söz konusudur. Ancak, doğadaki sismik dalga yayılmasında; homojen, yani anizotropi ve süreksizlikten arınmış ortamları bulabilmek olanak dışıdır. Bu durum dalga yayılması esnasında enerji kayıpları olmaktadır. Sismik dalga yayılmasını etkileyen başlıca özellikler; kat edilen mesafe, dalga taşıyıcı ortam özellikleri ve buna bağlı olarak dalga sönümlenmesi, zemin özellikleri, dalga tipi, jeoloji, süreksizlikler, frekans değerleri, dalga kırılma açıları, kaynak enerji büyüklüğü, küresel saçılmalarıdır.

Gerek sismolojide ve gerekse arama sismiğinde yer içerisinde yayılan sismik dalgaların bazı özelliklerinden yararlanılarak yeraltı yapıları hakkında bazı bilgiler elde edilebilir. Elastik dalgaların yer içerisinde yayılımı tamamen kayaçların elastik özellikleriyle ilgilidir. Katı bir cismin büyüklüğü ve şekli, değişikliğe uğrayan cismin içerisinde bu değişikliğe karşı koyan iç kuvvetleri meydana getirir. Bunun sonucu olarak da cisim ilk haline dönüşmeye çalışır. Dış kuvvetlerin etkisi ile şekil ve büyüklüğü değişebilen ve dış kuvvetler kaldırıldıktan sonra eski haline dönmeye çalışan cisimlere Elastik cisimler denir. Bu durum aynen yakından geçen bir sürat teknesinin yarattığı dalgalar nedeniyle izlenen çeşitli yönlerdeki sandal salınımlarına benzemektedir. Nitekim sandal bu dalgaların altından geçip gitmesi ile tekrar eski denge konumuna ulaşmaktadır. Bu olay bilindiği gibi Hooke kanunu ile açıklanır. Tüm elastik cisimlerde elastik özellikler belirli bir noktaya kadar devam eder. Bu noktadan sonra cisim plastik özellik kazanır.

Nihayet belirli bir gerilme altında cisim gerilir ve kopar. Bu kopma sonucunda açığa çıkan enerji yer içerisinde elastik dalgalar şeklinde yayılırlar (Tardu ve Baysal., 1995). Elastik dalgalar; cisim dalgaları ve yüzey dalgaları olmak üzere iki gruba ayrılır.

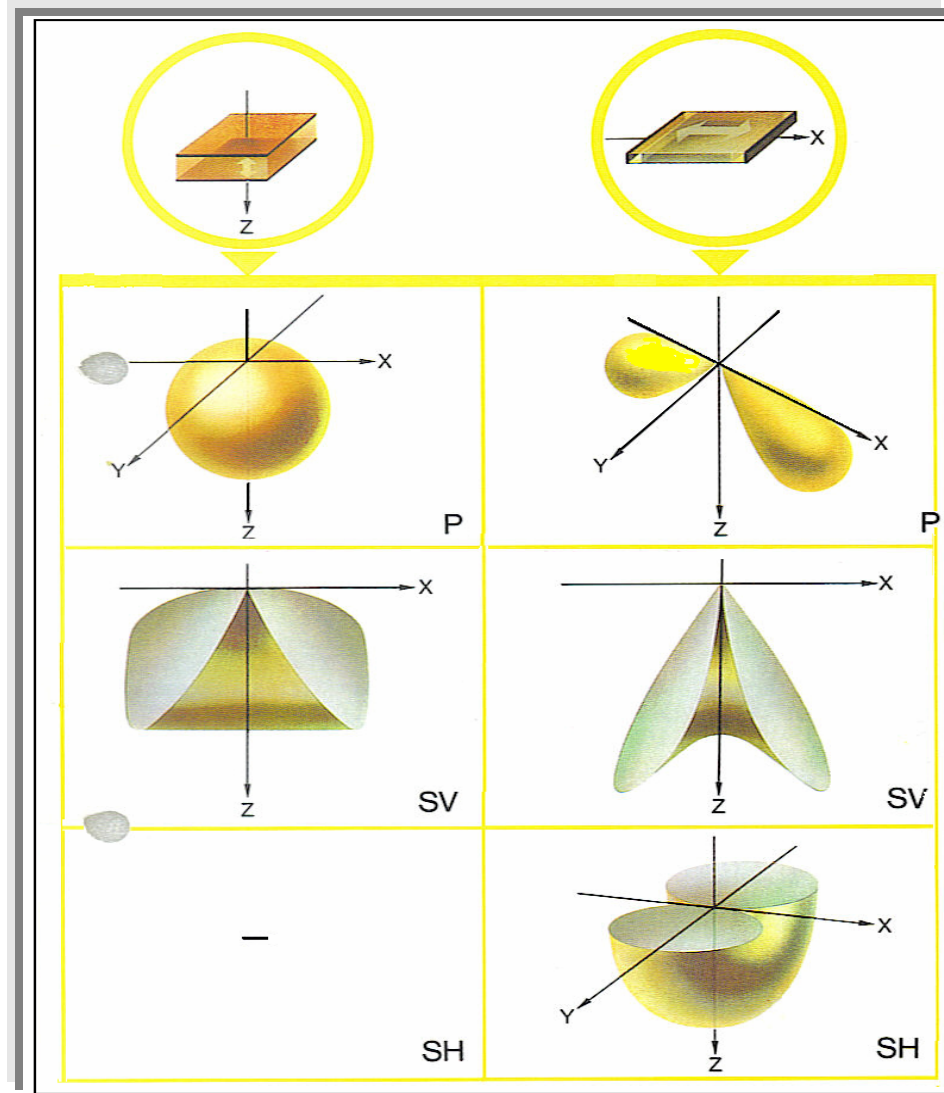
1.2.1. Cisim Dalgaları

Yerin iç kısmında yayılabilen dalgalardır. Cisim dalgalarının genel oluşumundan bahsedecek olursak; zeminde veya yüzeyde oluşturulan her tür kaynak tam bir dalga spektrumu meydana getirir. Sismik yöntemlerde kaynak alıcı düzenlerinin değiştirilmesiyle arzu edilen dalga tipleri üretilebilir. Çalışmada, mümkün olduğu kadar enerjiyi arzu edilen dalga türüne dönüştürebilecek bir kaynak ve buna uygun alıcıların kullanılması gerekmektedir. Genelde P dalgası üretmek için patlayıcılar kullanılır, patlayıcılar kısa bir zaman süresi içinde büyük bir enerji açığa çıkartırlar. Bununla beraber patlayıcıların pahalı olması ve her yerde kullanılamaması nedeniyle daha pratik olan demir bir levhanın üzerine balyoz yardımıyla düşey olarak vurulmasıyla da P dalgası üretilebilir. S dalgasını oluşturmanın mekaniği P dalgasına göre daha önemli ve daha zordur.

Yatay bir plakaya düşey ve yatay bir kuvvet uygulandığında ortaya çıkan dalgaların mekanizmaları Şekil 1’ de açıklanmaktadır. Plakaya düşey yönde vurulduğu zaman yer yüzeyi P ve SV tipi dalgaları ürettiği görülmektedir (Şekil 1 ‘in sol kolunu). Yakın yüzeyin poisson oranına bağlı olan SV tipi dalganın genliği P dalgasınınkinden daha büyüktür. Yüzeğe yatay olarak demir plakaya vurulduğu zaman P ve SV dalgalarına ilaveten, SH tipi dalgalar da meydana gelir (Şekil 1’in sağ kolunu).

Şekil 1 bize iki durumu ifade etmektedir; Birincisi düşeye yakın büyük açılarda üretilen SV dalgalarının her iki tipide yüksek genliklere ulaşır. İkincisi düşeyle küçük açılar için, plakaya düşey yönde vurulduğunda tam bir P dalgası kaynağıdır, fakat plakaya yatay vurulduğu durumda ise tamamıyla SH tipi dalga kaynağıdır.

İlerleyen P dalgası yüzeyde SV tipi dönüşmüş dalga üretir; Düşeyle daha geniş açılarda genlikler tekrar maksimuma yaklaşır. Fakat ilk durumda olmayan tam yüzeydeki bir noktada ki yüklemekten kaynaklanan kesme dalgaları tercih edilen titreşim yöneline sahiptir ve uzak alanda birbirlerini sönmümlerler (Prakla-Seismos, 1986).



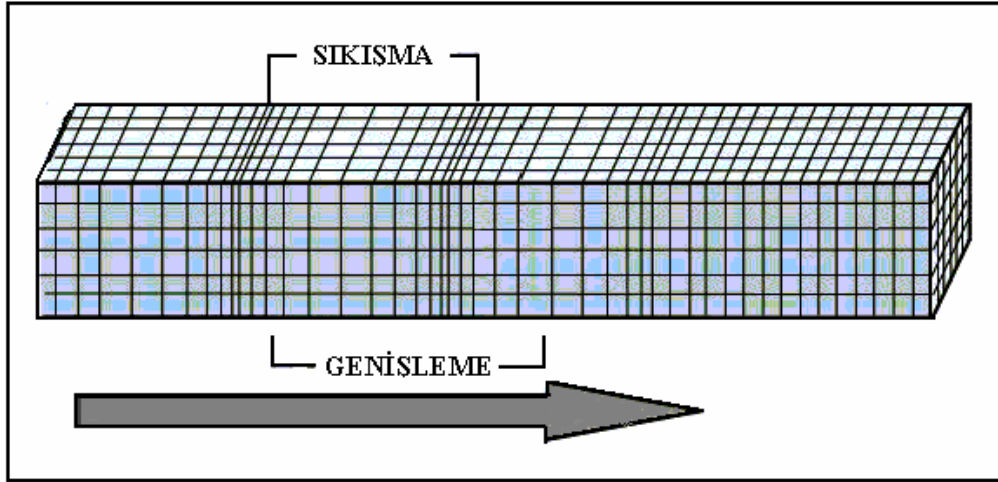
Şekil 1. P, SV ve SH dalgalarının yön karakteristiklerinin uzaysal dağılımı (Prakla-Seismos, 1986).

Cisim dalgaları; Boyuna dalgalar (P) ve Kesme dalgaları (S) olmak üzere iki gruba ayrılır.

1.2.1.1. Boyuna Dalgalar (P)

Sıkışma veya ilk gelen dalgalar olarak bilinen boyuna dalgalar, P dalgası şeklinde ifade edilirler. P dalgaları yayılımı esnasında hacim değişikliği (deformasyon) veya kübik genişleme ile meydana gelir (Şekil 2). Bu tip dalgalarında sıkışma ve genişlemeyi temsil eden titreşim doğrultusu dalga yayılım doğrultusuyla aynıdır. P dalgası yayılımında

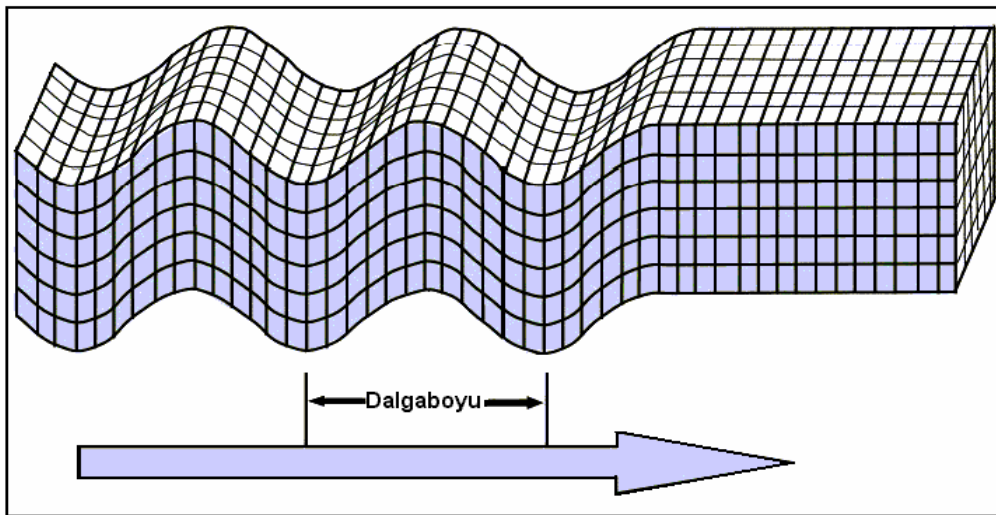
hacim değişimine paralel olarak Şekil deęiŐimini de meydana gelmektedir. Ancak Şekil deęiŐimini esnasında aıllarda herhangi bir değişim olmaz (Telford vd., 1990).



Şekil 2. P dalgası yayılımını (Reynolds, 1997).

1.2.1.2. Kesme Dalgaları (S)

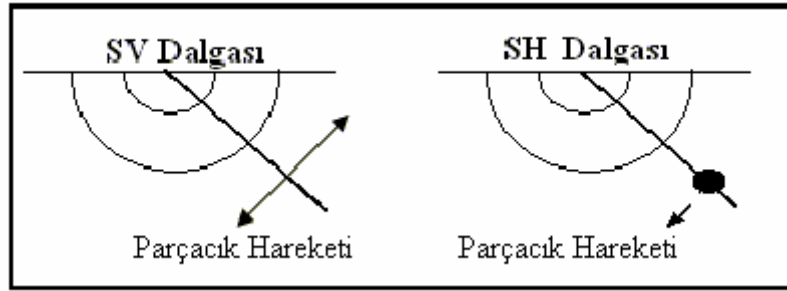
S dalgaları ikincil dalgalar veya kesme dalgaları olarak da adlandırılmaktadır. Kesme dalgaları makaslama yer deęiŐirtmeleri tarafından meydana gelmektedir. Elastik ortamda kesme dalgaları meydana geldiği zaman, parçacık hareketi her zaman yayılım yönüne diktir (Şekil 3).



Şekil 3. Enine dalga yayılımının yatay düzlem üzerindeki hareketi (Reynolds, 1997).

Yani dalga yayınında parçacıkların titreşim doğrultusunun, dalga yayını doğrultusuna dik olmasıdır. Bu hareket bir halatın burulması ve bu sırada halatın aşağı yukarı hareketi ile anlatılabilir ki, oluşan dalga hareketi halatın diğer ucuna doğru yayılım göstermektedir. Kesme dalgalarının yayını sırasında elemanlarda bir şekil bozulması, yani açılarda değişim gözlenir.

Kesme dalgalarının, SH ve SV olmak üzere iki bileşeni vardır (Şekil 4). Kesme dalgalarının yayınında enine parçacık salınımı yatay düzlem üzerinde ise bu dalgalar SH dalgası adını alır. Buna karşılık eğer parçacık hareketleri düşey düzlem üzerinde ise bu tip dalgalar, SV dalgası olarak adlandırılır (Telford, vd., 1990). Şekil 4'te görüldüğü gibi SV dalgalarının, parçacık hareketi yayılım yönünü içeren düşey düzlem içinde iken, SH dalgalarının, parçacık hareketi yayılım yönünü içeren düşey düzleme diktir.



Şekil 4. SH ve SV dalgalarının yayılımı (Amin, 1993)

S dalgaları genel özellikleri itibariyle P dalgalarına göre daha yavaş yayılırken, yüzey dalgalarından daha hızlı yayılırlar. Katılar bu dalgaları yayar iken, sıvılarda katılık kayma modülü sıfır olduğundan S dalgaları sıvı içinde yayılmazlar. Yayıldıkları ortamda hacimsel olarak herhangi bir değişim olmadan biçim değişikliği meydana gelmektedir.

1.2.2. Yüzey Dalgaları

Yüzey dalgaları Love ve Rayleigh dalgası olmak üzere ikiye ayrılır. Love dalgaları yayını yönüne dik yönde ki yatay düzlemde, Rayleigh dalgaları ise yayını yönüne dik eliptik bir yörüngede yayılırlar.

Yüzey dalgaları, cisim dalgalarından farklı olarak yerin serbest yüzeyi boyunca ve sadece yeryüzüne paralel bir yörünge üzerinde yayılan dalgalardır. Böylece yüzey

dalgalarının genlikleri her hangi bir derinlikte durağandır. Cisim dalgalarının genlikleri dalğanın yayınım uzaklığı ile ters orantılı olarak azalırken yüzey dalgalarının genlikleri ise yayınım uzaklığının karekökü ile ters orantılı olarak azalır.

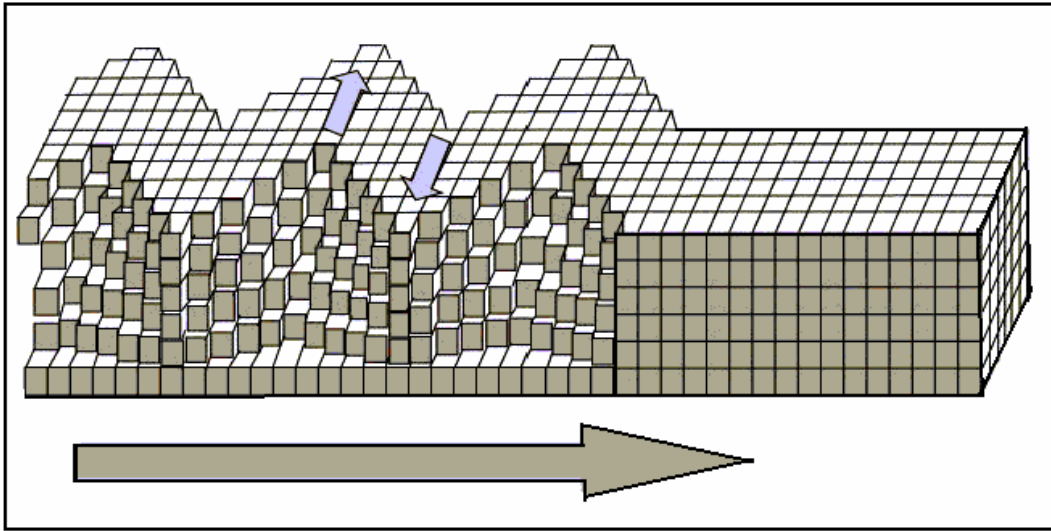
Yüzey dalgalarının en önemli fiziksel özelliği dispersiyon göstermeleridir. Homojen, katı bir yarı sonsuz ortamın serbest yüzeyi üzerinde yayılan Rayleigh dalgaları dispersiyon özelliği göstermezken, tabakalı yapıya sahip olan yer içerisinde elastik özelliklerin değişmesi sonucunda Rayleigh dalgaları dispersiyon gösterir. Love dalgaları tabakalı ortamda oluşabileceğinden ve tabakalı ortamlarda sürekli hız değişimi olacağından bu dalgalar daima dispersif özellik gösterirler. Love ve Rayleigh dalgalarından başka üçüncü bir yüzey dalgası türü is Stonely dalgasıdır. Bu dalga ise, iki ortamın ara yüzeyi boyunca yayılırlar ve bu dalgalara ara yüzey dalgaları da denilir. Stonely dalgaları dispersif değildir. Böylece bu dalgaların genlikleri ara yüzeyden uzaklaştıkça azalır.

Bilindiği gibi yüzey dalgaları, dispersiyona uğramış dalga şekillerinden ibarettir. Dolayısıyla bu dalgaların dispersiyon özelliklerinden yararlanarak özellikle kabuk ve üst mantoda kesme dalga hız dağılımı elde edilir. Tek, iki ya da çok istasyonda kayıt edilen yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinin ters çözümü yapılarak dalğanın geçtiği ortama ait hız yapısı belirlenir. Yöntem, kabuk ve üst mantonun araştırılmasında, odak mekanizması çözümlerinde, sismik moment ve uzak depremlerinin odak derinliğinin belirlenmesinde kullanılır. Rayleigh dalgalarının diğer uygulama alanlarından biri de soğurmanın belirlenmesidir. Soğurmayı belirlemek için tek, iki ya da çok istasyon yöntemlerinden birini kullanmak mümkündür. Yüzey dalgaları, sismolojik amaçlı çalışmalar haricinde mühendislik jeofiziğinde de yaygın olarak kullanılmaktadır. Yüzey dalgalarının spektral analizi yöntemi, zemin etütlerinde, dinamik elastik parametrelerinin belirlenmesinde ve otoyollarda ise zemin ve yol üst kaplamasının dinamik elastik parametrelerin belirlenmesinde çevreye zarar vermeden uygulanan bir teknik olarak kullanılır. Yakın zamanlarda, sismik aletlerinin ve sayısal sinyal analizi yapan aletlerinin gelişmesiyle birlikte yüzey dalgasının spektral analizi yöntemi ile yüzey dalgaların çok kanallı analiz yöntemi mühendislik jeofiziğinde yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır (Çınar, 1998).

1.2.2.1 Love Dalgaları

Bu dalgalar enine dalgalar olup SH türündedirler. Yarı sonsuz ortamlardaki düşük hızlı yüzey tabakaları içerisinde meydana gelen Love dalgaları, salınım düzlemleri yatay olmasına rağmen, yayınım doğrultusuna dik alınan parçacık hareketlerinden oluşmaktadır (Şekil 5).

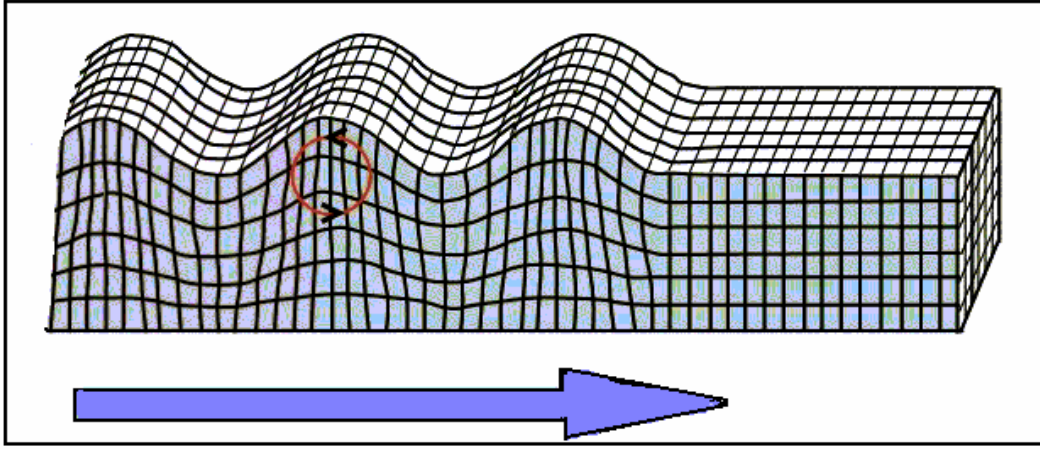
Rayleigh dalgalarıyla birlikte Love dalga hızları, kısa boylu dalga uzunlukları için yüzey tabakalarında oluşan S dalga hızlarına yaklaşır. Aynı şekilde uzun dalga boyları içinse yeraltında yayınan S dalgası hızına yaklaşır. Derinlikle salınım genlikleri hızla azalır (Telford, vd., 1990).



Şekil 5. Love dalgalarının yayınım hareketi (Reynolds, 1997)

1.2.2.2. Rayleigh Dalgaları

Lord Rayleigh (1885), cisim dalgalarından farklı olarak bir cismin serbest yüzeyi boyunca ilerleyen bir dalga türünün olduğunu göstermiştir (Kramer, 1996). Bu dalgalarının oluşabilmesi için tabakalı bir ortama gerek yoktur. Yarı sonsuz bir ortamda oluşabilirler. Sadece sabit bir yüzeyin olması yeterlidir. Rayleigh dalgalarının parçacık hareketi elips şeklindedir (Şekil 6). Bu eliptik hareket 'Retrograd' dır. Yani elipsin üst ucunda parçacık hareket yönü ilerleme yönünün tersidir (Telford, vd., 1990).

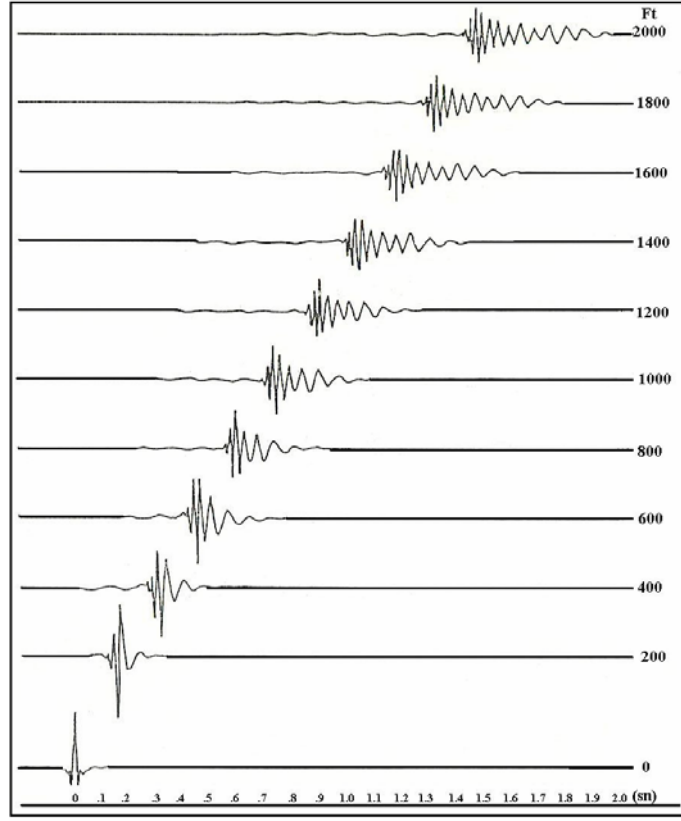


Şekil 6. Rayleigh dalgasının yayılımını (Reynolds, 1997)

Meydana gelen elipsin büyük ekseninin küçük eksene oranı yaklaşık 1,5 dur. Bu dalga türünün meydana gelişinde SH dalgalarının rolü yoktur. Bu dalgalar P ve SV dalgalarının yapıcı girişimi sonucunda oluşurlar. Düşey bileşenleri vardır. İlerleme doğrultusunda küçük yatay bileşenleri vardır. Fakat hareket ilerleme doğrultusundan geçen bir düşey düzlem içerisinde kaldığından ilerleme doğrultusuna dik yatay bileşenleri yoktur. Bunun için sismogramlar da Love dalgalarından sonra gözlenirler.

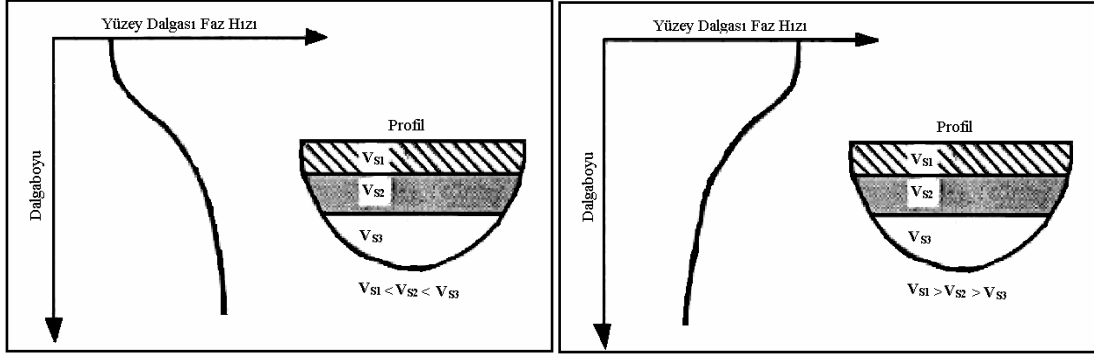
Rayleigh dalgalarının hızı ile aynı ortamda yayılan S dalgaları hızları arasındaki ilişki Poisson oranı 0.25 olduğu zaman yaklaşık olarak $V_R = 0.92V_S$ bağıntısı ile verilebilir (Telford vd., 1990).

Rayleigh dalgaları homojen yarı sonsuz ortamda dispersif değildirler. Çünkü böyle bir ortamda Rayleigh dalga hızı frekanstan bağımsızdır. Düşük frekanslı Rayleigh dalgaları yüksek frekanslı Rayleigh dalgalarına göre daha derinlere nüfuz eder. Bu nedenle heterojen malzemedeki gerçek ortamlarda Rayleigh dalgaları dispersif özellik gösterir. Yani ortamda, yeraltına doğru hız değişimi söz konusu ise buradan alınacak kayıtlar dispersif özellik göstermektedir (Şekil 7).



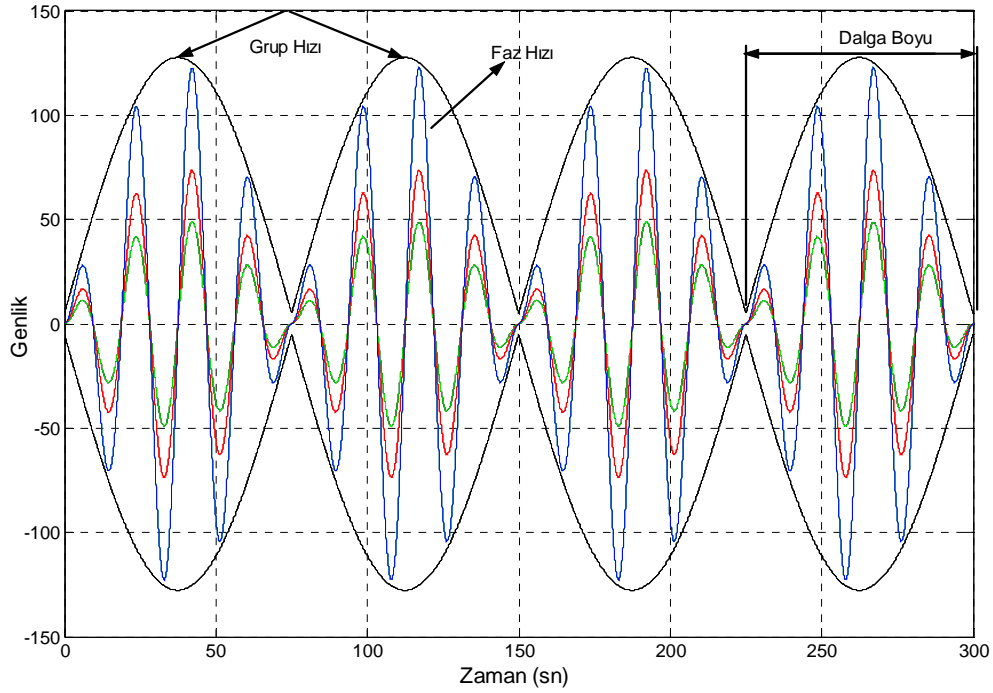
Şekil 7. Dispersif özellik gösteren bir sismik kayıt

Dispersiyonun tanımını yapacak olursak; dalga hızının frekansa bağlı olmasıdır. Yani farklı frekanstaki dalgaların farklı hızlarda yayılmasıdır. Dalga boyu yerin iç kısımlarına doğru gittikçe büyüyorsa Normal Dispersiyon denir. Hızın derinlikle azaldığı durumlarda kısa periyotlu olaylar daha önce kaydedilir. Dalga boyu gittikçe küçülüyor ise Ters Dispersiyondur (Telford vd., 1990). Şekil 8’de normal ve ters dispersiyon olayı görülmektedir.



Şekil 8. Normal dispersiyon ve Ters dispersiyon (Roma, 2001).

Yüzey dalgalarında dispersiyona bağlı Faz Hızı ve Grup Hızı olmak üzere iki tür hız bilgisi ortaya çıkar. Farklı fazlarda ilerleyen farklı frekanstaki dalgalar birbiri üzerine binerek dalga trenlerini oluştururlar. Bu dalga treni üzerinde yer alan herhangi bir fazdaki noktanın ilerleme hızına Faz Hızı denir. Tüm dalga treninin ilerleme hızı ise Grup Hızı olarak adlandırılır (Şekil 9).



Şekil 9. Aynı frekans ve fazlı iki harmonik sinyalin toplamından oluşan dalga treni

Faz Hızı: Sismik kaynaklar çoğunlukla yüzey dalgası periyotlarının geniş spektrumlu olmasına neden olur. Her bir harmonik bileşen $c(\omega)$ hızındadır ve faz hızı olarak bilinir. Buradaki $w=2\pi f$ (açısal frekans) ortamın parametrelerine bağlıdır (tabaka kalınlığı, P ve/veya S hızları vb.). Faz hızı taşıyıcı hız olarak da bilinir. Faz hızı çoğunlukla bir veya iki istasyon kullanılarak ölçülebilir. Her bir yöntem öncelikle kaynak, güvenilir bir başlangıç zamanı ve seyahat mesafesi hakkında bilgi gerektirir. Gözlemlenen sismik yüzey dalgası fazı, kaynağa doğrusal süzgeç uygulanmasıyla oluşan başlangıç fazı olarak ifade edilebilir (Yanık, 2006).

$$\phi_0(w) = \phi_s(w) + \phi_p(w) + \phi_i(w) \quad (1.1)$$

Burada $\phi_0(w)$ gözlemlenen faz, $\phi_s(w)$ kaynak fazı, $\phi_i(w)$ alıcının fazı, $\phi_p(w)$ yayılma fazıdır. Faz hızı;

$$c(w) = \frac{w}{k(w)} \quad (1.2)$$

ile verilir. Burada ω açısal frekans ve k frekansa bağlı dalga sayısıdır.

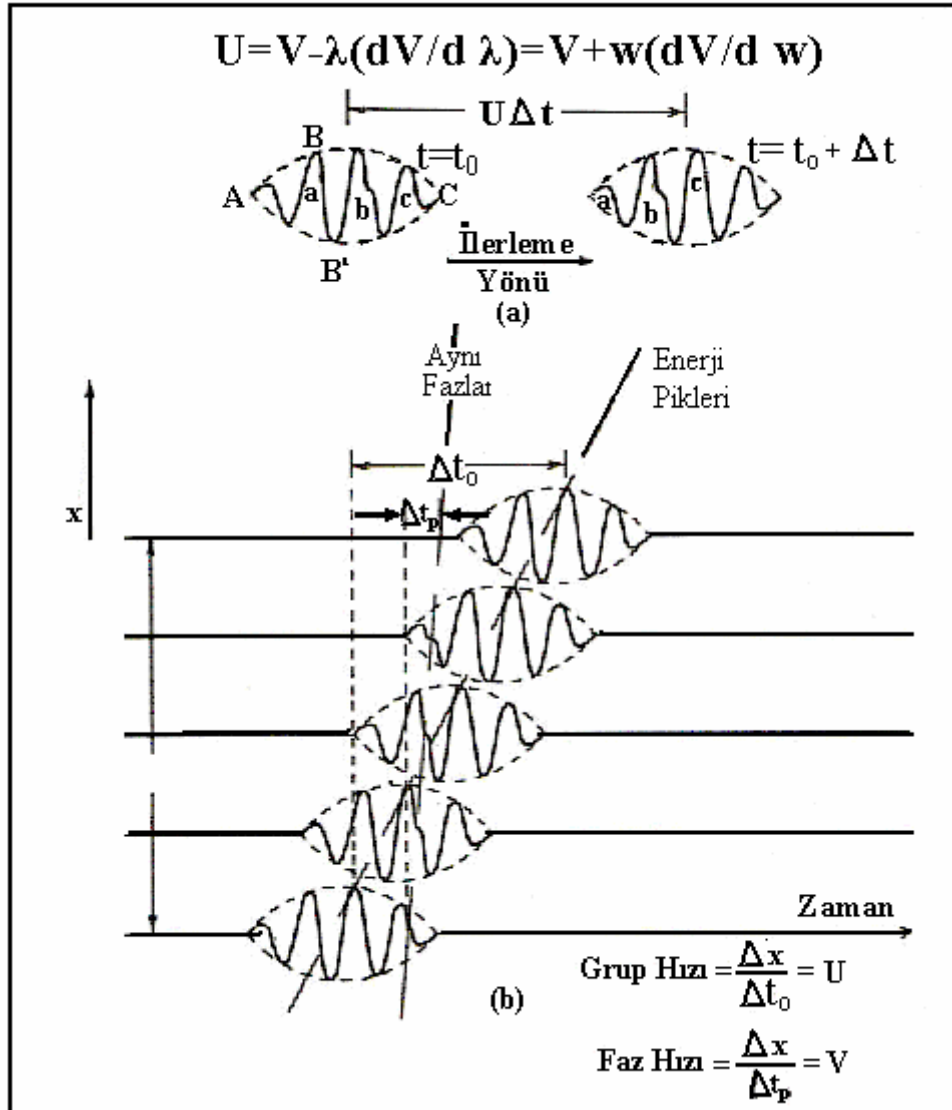
Grup Hızı: Grup hızı yüzey boyunca seyahat eden dalga paketlerinin yapıcı girişimleri sonucu dispersif özelliktedir. Grup hızları üst kabuk yapısını belirlemede kullanılabilir. Çünkü onlar doğrudan üst kabuk tarafından denetlenir. Sıradağlar ve kıtasal kalkanlar gibi jeolojik özellikler yüksek grup hızlıdır. Ölçülen grup ve faz hızları sismogramlardan elde edilen bir kaç adımı içerir. İlk adım, deprem verisinin kalitesini ve sismogramların makul sinyal-gürültü oranlarını garantilemeyi içerir. Temel gürültü yüzey dalgalarıyla aynı zamanda ulaşan diğer enerjiler (P dalgası vb) olabilir. İkinci olarak da aletin tepkisi sismogramlardan çıkartılabilir. Verilen periyot için grup hızı, istasyon ve kaynak arasındaki grup hızlarının varış zamanlarına bölünerek tahmin edilebilir. Grup hızı,

$$U(w) = \frac{\partial w}{\partial k} \quad (1.3)$$

olarak verilir. Burada ω açısal frekans ve k dalga sayısıdır. Grup hızı ile faz arasındaki ilişki,

$$U(w) = c(w) - \frac{\lambda \partial c(w)}{\partial \lambda} \quad (1.4)$$

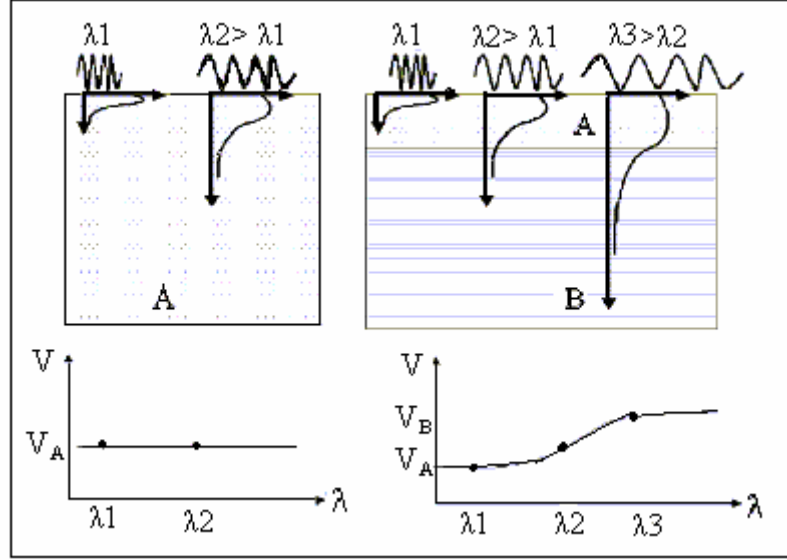
şeklinde verilir. Burada U grup hızı, c faz hızı, λ dalga boyudur. Faz hızının λ 'ya göre türevi her zaman pozitif olur, dolayısıyla grup hızı faz hızından küçüktür. Şekil 10 üzerinde faz hızı ile grup hızı arasındaki ilişki görülmektedir.



Şekil 10. Faz hızı ve grup hızının karşılaştırılması. (a) Grup hızı U ' nun tanımlanması. (b) Dispersif dalga varışları (Telford vd., 1990)

Yüzey dalgası yöntemleri, heterojen ortam içerisinde Rayleigh dalgalarının geometrik dispersiyonunu analiz eder. Yüzeyin altındaki farklı derinliklerde farklı

frekanslar yayılır. Düşeyde heterojen olan ortamın mekanik özellikleri derinlikle değişir. Farklı özelliklerdeki tabakalarda farklı dalga boyları yayılır. Bu yüzden yayılma hızları da farklıdır. Bu olay geometrik dispersiyon olarak anılır. Faz hızıyla frekans arasındaki ilişkide dispersiyon eğrileri olarak tanımlanır (Şekil 11).



Şekil 11. Geometrik dispersiyon (Strobbia, 2005).

1.3. Kesme Dalga Hızının Belirlenmesi ve Önemi

Jeofizik ve Jeoteknik araştırmalarda zeminin dinamik-elastik özelliklerinin belirlenmesi, mühendislik çalışmalarında karşımıza çıkabilecek problemlerinin önceden saptanmasında yardımcı olmaktadır. Zeminlerin dinamik davranışı deprem hasarını etkileyen en önemli faktörlerden biridir. Bunun yanında zeminlerin dinamik-elastik sabitlerinin belirlenmesi (poisson oranı, elastisite modülü, kayma modülü, bulk modülü), sismik yer tepkisinin modellenmesi, sismik risk bölgeleme haritalarının oluşturulması, sıvılaşma potansiyeli, zemin emniyet gerilmesi, zemin büyütmesi, dolgulardaki zayıf zonların bulunması ve zemin iyileştirilmesi kontrolü gibi özelliklerin belirlenebilmesi mühendislik açısından oldukça önemlidir. Bu özelliklerinin belirlenebilmesi için yeraltındaki yapısal birimleri oluşturan tanelerin boyutu, biçimi ya da sıklığından etkilenen kesme dalgası hızının belirlenmesi gerekmektedir. Kesme dalgası hızı ile yerel zemin sınıflaması arasındaki ilişki Tablo 1 de verilmektedir.

Tablo 1. NEHRP Hükümlerinde ve Uniform Building Code'da V_s 30'a göre zemin sınıflaması.

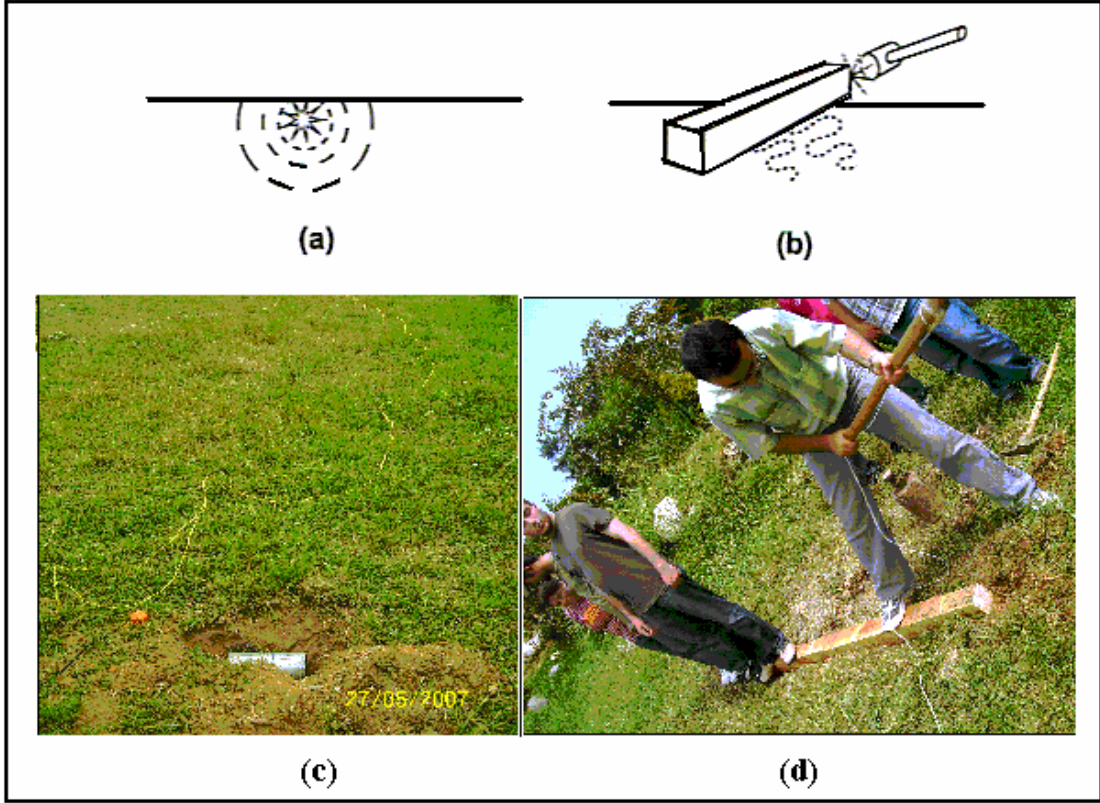
Zemin Sınıfı	Tanıtım	Özellikler
A	Sert Kaya	$V_s > 1500$
B	Kaya	$760 < V_s \leq 1500$
C	Çok Sıkı/ Sert yada Yumuşak Kaya	$360 < V_s \leq 760$
D	Sert/Sıkı Zemin	$180 < V_s \leq 360$
E	Zayıf Zemin	$V_s < 180$

Kesme dalgası hızları; Sismik kırılma ve yansıma, kuyu ölçümleri ve yüzey dalgası analiz yöntemleri yardımıyla belirlenebilmektedir.

1.3.1 Sismik Kırılma Yöntemi

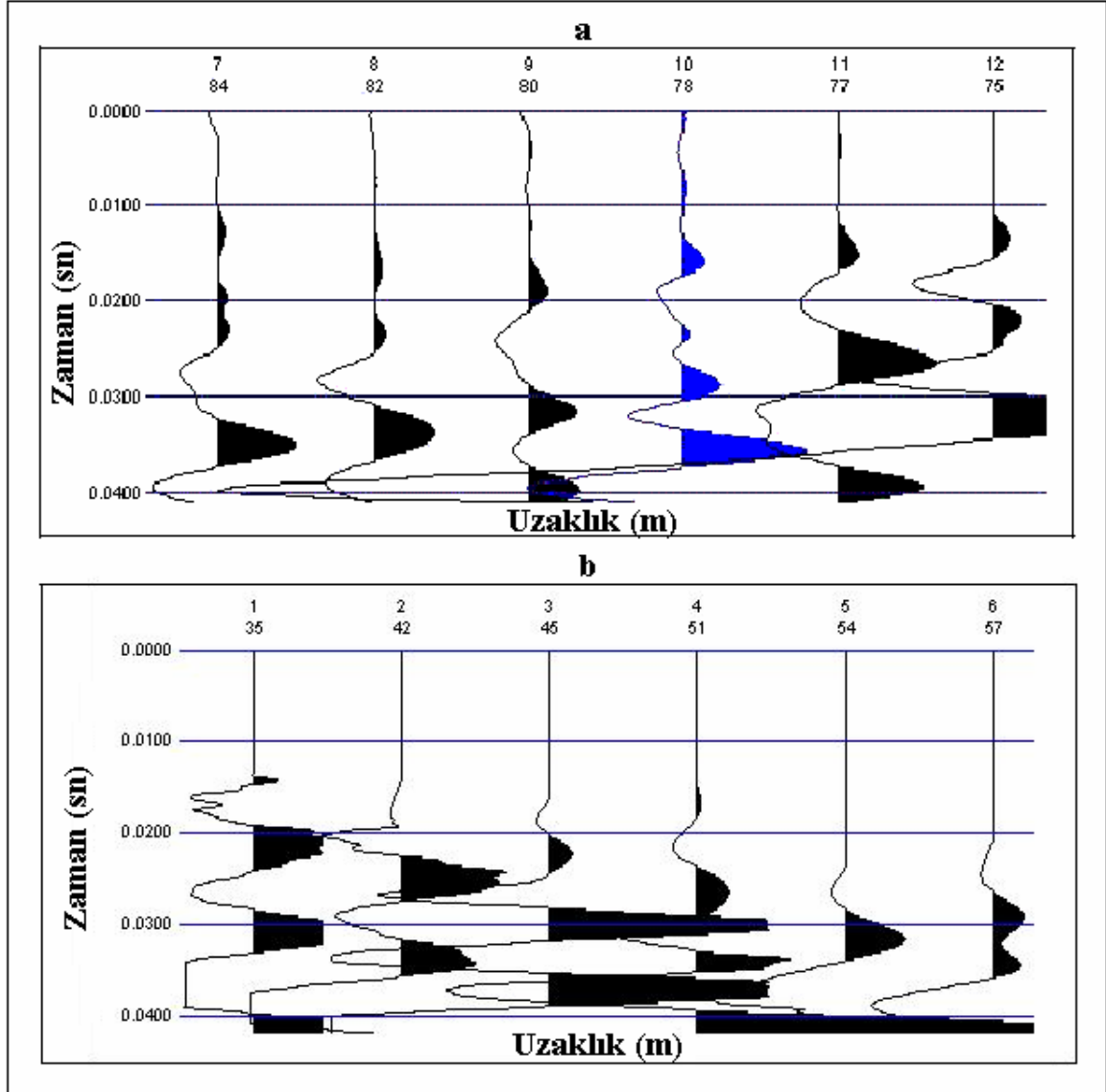
Sismik kırılma yöntemi, mühendislik jeofizikinde kırıcı tabakanın derinliği ve hızları bulmak için kullanılan en temel yöntemlerden biridir. Sığ aramalarda kuyu yöntemlerine göre daha ucuz ve daha kullanışlı olması bakımından tercih edilen bir yöntemdir. Yapay bir kaynak vasıtasıyla üretilen enerji, yeraltında farklı hızlara sahip tabaka sınırlarından kırılarak yüzey de belirli aralıklarla doğrusal olarak yerleştirilmiş alıcılar yardımıyla kaydedilir.

Bu yöntem ile S-dalgası hızını belirlemek için; değişik kaynaklar ve yatay bileşenli alıcılar kullanılmaktadır. Bu kaynaklardan en çok tercih edileni, 30–50 cm uzunluğunda, 20cm kalınlığında tahta bir kalası yere açılan çukurun içine hareket etmeyecek şekilde yerleştirilmelidir (Şekil 12).



Şekil 12. Kesme dalgası kaynakları. a) Patlatma b) Kalas c) Patlatma Kaydının arazi görünümü d) Kalas kaydının arazi görünümü

Kesme dalgasını kaydedebilmek için kalasa, bir profil boyunca bobinleri kalasa paralel olacak şekilde düzeçlenen yatay bileşen alıcılar araştırma derinliğine göre belirli aralıklarla yerleştirilir. Daha sonra kalasın her iki tarafına vurulur. Kalasın her iki tarafına vurulmasının nedeni, birinci vurmada elde edilen kayıta hem P dalgasının hem de S dalgasının polaritesi pozitifdir. İkinci tarafa vurmada ise elde edilen kayıta P dalgasının polaritesi değişmezken, S dalgasının polaritesi değişir. Böylece iki kayıt toplandığı zaman P dalgaları birbirlerini sönmelerken, S dalgaları ise birbirlerini kuvvetlendirir. Bu kayıttan ilk varışlar okunur ve x-t grafiği oluşturulur. x -t grafiğinde eğimin tersinden hız elde edilir. Diğer bir ölçüm alma yöntemi ise, yere açılan bir çukur içine, silindirik şeklindeki demir bir borunun içine yönlendirilmiş bir şekilde yerleştirilen bir miktar patlayıcının patlatılmasıyla ölçüm alınır. Bu yöntemde yine yatay bileşenli S alıcıları kullanılır. Bu iki yöntemle aynı yerde alınan kayıtlar aşağıda görülmektedir (Şekil 13).



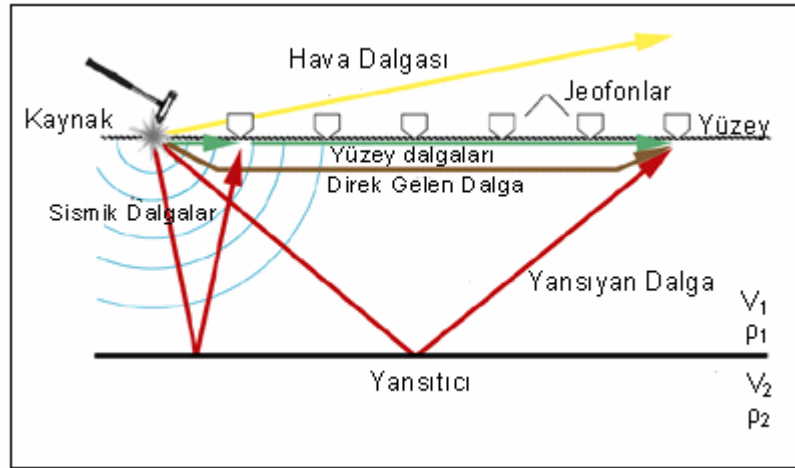
Şekil 13. S-dalgası atış kayıtları. (a) Kalas kaynağı (b) Dinamit kaynağı

Şekil 13'deki atış kayıtlarından da görüldüğü gibi hem kalas hem de patlayıcı kullanılarak alınan kayıtlarda, farklı dalgalardan gelen pek çok varışların olması sebebiyle en uygun S dalgası ilk varışlarını okumak oldukça zordur. Kaldı ki bu kayıtlarda ilk altı alıcıdan sonraki varışlar hiç görülememektedir. Özellikle zemin koşullarının iyi olmadığı gevşek, çatlaklı ve kırıklı zeminlerde doğru S dalgası hız bilgisine ulaşmak neredeyse imkânsızdır.

1.3.2. Sismik Yansıma Yöntemi

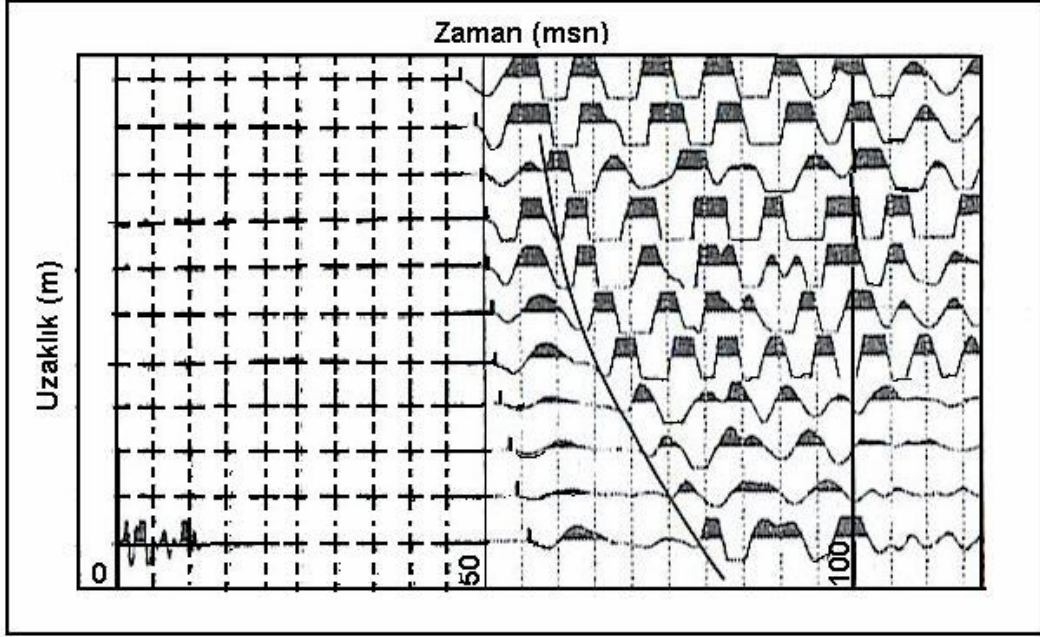
Kaynaktan küresel olarak yayılan dalga cepheleri yerin iç kısımlarına doğru ilerlerler. Bu ilerleme doğrultusu boyunca dalgalar farklı litolojik ve akustik özelliklere sahip ortamlardan geçerler. Bu geçiş sırasında dalga süreksizlik yüzeylerinden kırılarak yoluna devam ederken aynı zamanda yansıyarak yüzeye geri döner. İki tabaka arasında yansımanın olabilmesi için tabakalar arasında hız ve yoğunluk farkı olması gerekir. Tabaka sınırlarından yansıyan sinyaller yüksek frekanslı alıcılar kullanılarak kaydedilir (Us, 1993).

Sismik yansıma yönteminde kullanılan saha ekipmanı sismik kırılma yöntemindeki benzerdir (Şekil 14). Fakat ölçüm alma tekniği ve veri işlem yöntemleri farklılık gösterir. Sismik enerji kaynağı ve ölçü tekniği geleneksel, ortak derinlik noktası ölçümüne dayanır.

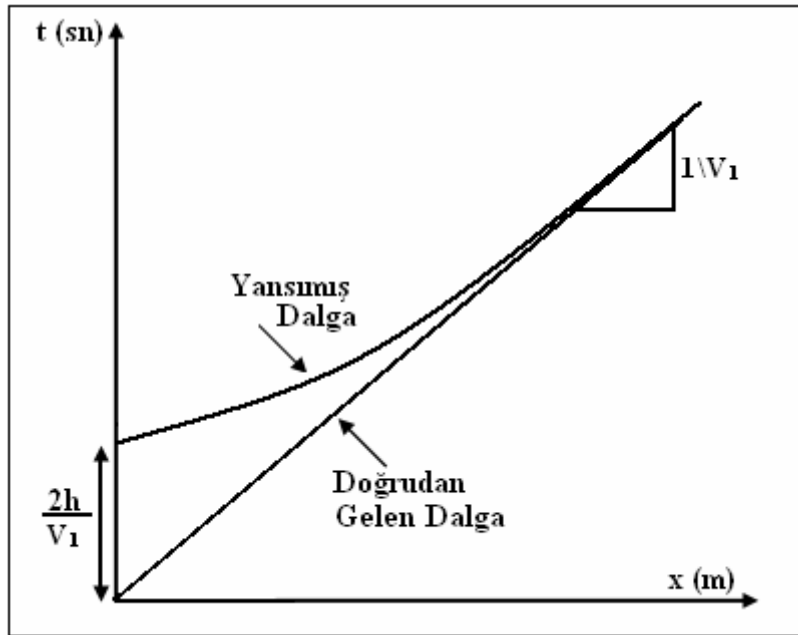


Şekil 14. Sismik Yansıma Yöntemi (URL 1, 2007)

Burada sığ araştırmalar için genellikle kaynak olarak balyoz ve ağırlık düşürme kullanılırken, uygun kaynak-alıcı geometrisi kullanılarak yeraltındaki yansıtıcı bir noktadan birden fazla yansıma alınması prensibine dayanır. Bu şekilde elde edilen bir sismik kayıt (Şekil 15) üzerinde yansıma noktalarının ilk pik noktaları işaretlenerek şekil 16'da görüldüğü gibi x-t grafiği elde edilir. x-t grafiği üzerinden de görüldüğü gibi yansıma noktaları hiperbol şeklinde görülmektedir. x-t grafiğinin karesinin alınmasıyla hiperbol biçiminde görülen yansıma noktaları doğruya dönüşür. Bu doğrunun eğiminin tersinin alınmasıyla hızlar hesaplanmaktadır.



Şekil 15. Sismik yansıma atış kaydı (Mlisom, 2003).



Şekil 16. Zaman-uzaklık grafiği

Jeoteknik ve mühendislik Jeofiziği çalışmaları için yansıma ölçümleri karada 3m ile 300m arasında değişir. Ölçü profili uzunluğu hedeflenen derinliğin en az 1.5 katı seçilmelidir. Sahada ölçüm alınmadan önce yerdeki düzenli ve düzensiz gürültülerin

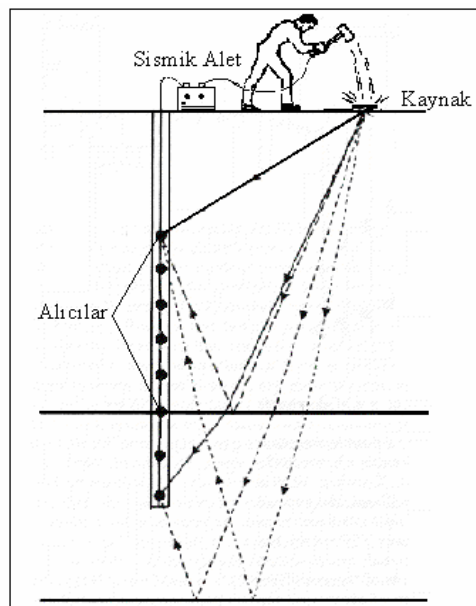
frekans ve genlikleri test edilmelidir. Gürültü frekansına göre, sismograf filtresi gevşek zeminler için alçak geçirimli ve kaya veya katı zeminler için yüksek geçirimli olarak ayarlanmalıdır (Ergun vd., 2005).

1.3.3.Kuyu Ölçümleri

Kuyu ölçümleri; Uphole, Downhole, Crosshole ve Süspansiyon PS Log Yöntemi olarak dört şekilde yapılmaktadır.

1.3.3.1. Kuyu Aşağı Yöntemi (Downhole)

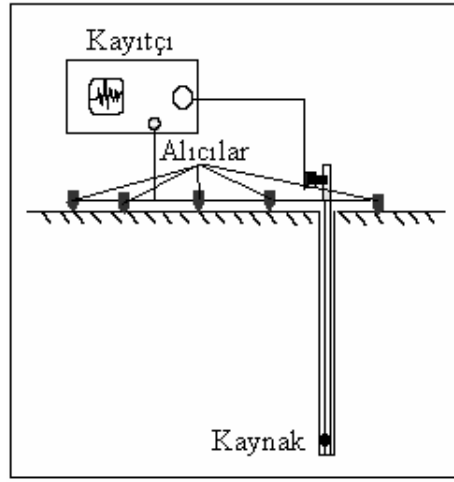
Kuyu aşağı sismik yöntemde; yüzeyde açılan bir kuyuya uygun uzaklıkta yerleştirilen bir kaynak vasıtasıyla üretilen sinyallerin kuyu içerisine yerleştirilmiş olan üç eksenli alıcılar tarafından kaydedilmesi prensibine dayanmaktadır (Şekil 17). Sistem; ilk gelen sismik dalgaların varış zamanlarını, bir ipe bağlanmış olan alıcıların derece derece kuyunun içerisine doğru düzenli aralıklarla indirilmesiyle ölçmektedir. Burada P dalgaları varış zamanları belirlemek için kaynak olarak balyoz veya ağırlık düşürme kullanılırken, S dalgalarının ki tahta bir kalas kullanımıyla ölçülmektedir. Ölçüm sistemi teorik olarak sismik kırılma yönteminde olduğu gibi yapılmaktadır (URL-2, 2007).



Şekil 17. Kuyu aşağı sismik yöntem (URL-3, 2007).

1.3.3.2. Kuyu Yukarı Yöntemi (Uphole)

Kuyu yukarı sismik yöntem, kuyu aşağı sismik yönteminin tersi olup geleneksel sismik çalışmalara katkıda bulunur. Bu yöntemde alıcılar yeryüzünde, kaynak ise kuyu içerisine yerleştirilmiştir (Şekil 18).



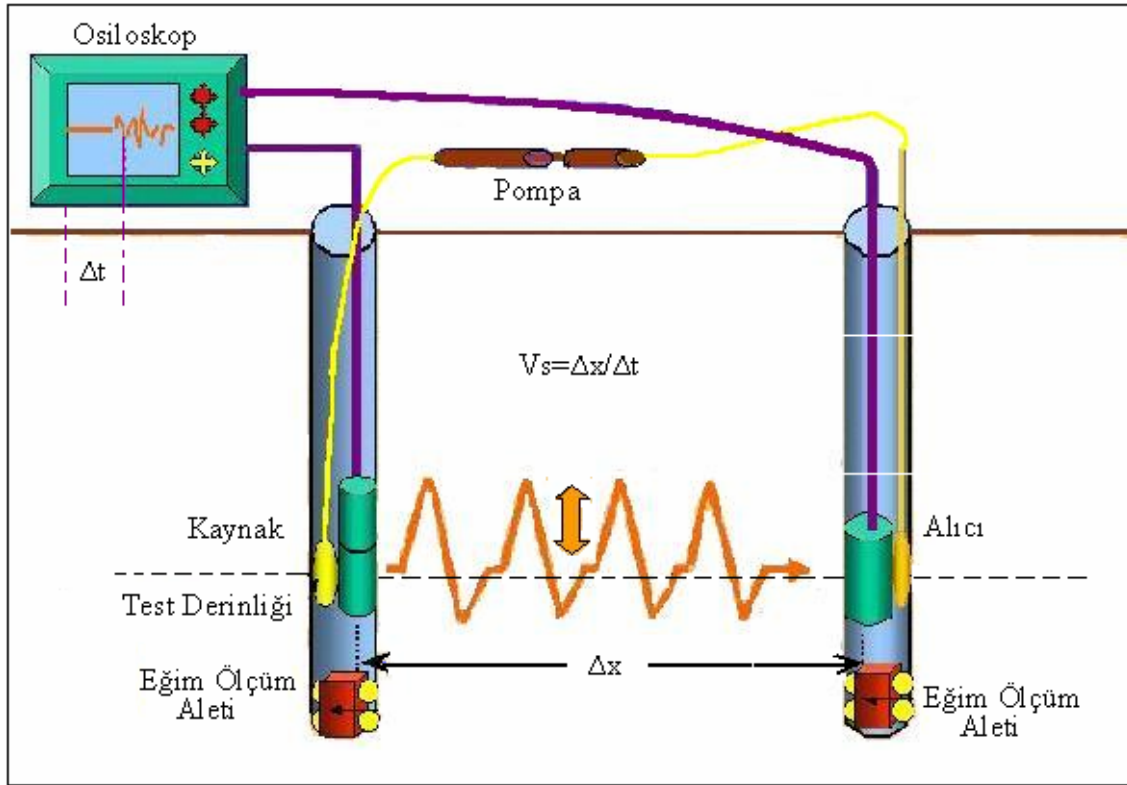
Şekil 18. Kuyu yukarı sismik yöntem (Luna ve Jadi, 2000).

Kaynağın kuyu içerisinde olduğundan dolayı patlatmadan dolayı kuyunun yıkılması söz konusudur. Bu sebeple küçük patlayıcılar istenilen test derinliklerine önceden yerleştirilir. Her patlayıcının kendi bir ateşleyici kablosu vardır. Sistem kuyu içerisine asılarak tüm patlayıcılarının aynı anda patlatılması önlenir. Patlayıcı aralığı istenilen verinin ayrıntısına bağlı olarak değişir. 15-30m derinliklerde patlayıcı miktarı 100gr civarındadır.

1.3.3.3. Karşıt Kuyu Yöntemi (Cross-Hole)

Karşıt kuyu sismik araştırmaları mühendislik çalışmalarında V_p ve V_s hızının belirlenmesinde en çok kullanılan yöntemlerden birisidir. Bu yöntem iki veya daha fazla kuyu arasında yayılan sismik dalgalarının seyahat zamanlarının ölçülmesi prensibine dayanmaktadır. Burada birinci kuyuya kaynak, diğer kuyuya ise alıcılar yerleştirilir (Şekil 19). Kaynak alıcılarının kuyuyla iyi temasın sağlamak için bir hava yastığı

kullanılmaktadır. V_p hızını belirlemek için içi su dolu olan kuyuya yerleştirilmiş alıcılar kullanılırken, S dalgası su içerisinde ilerleyemediğinden dolayı, hidrolik bir sistem kullanarak kuyu içerisine sabitlenen üç eksenli tek bir alıcı vasıtasıyla belirlenmektedir. Veri toplanırken kaynak ve alıcı birbirine paralel olmalıdır. P ve S dalgalarının seyahat zamanları, her bir atış ve alıcı pozisyonu için sismik izler üzerindeki ilk varışların belirlenir ve atış ile alıcı arasındaki uzaklığın bilinmesiyle her bir derinlik aralığı için görünür hızlar hesaplanır. Eğer kuyular birbirlerine yakın ise; görünür hızlar hemen hemen gerçek hızları eşit olacaktır. Bunun sebebi kuyular arasındaki mesafe kısa olduğundan dolayı kaynaktan çıkan dalga direk olarak alıcılara ulaşır. Bu verilerin kullanımıyla materyallerin özellikleri düşey bir profil boyunca belirlenir (URL-3, 2007).

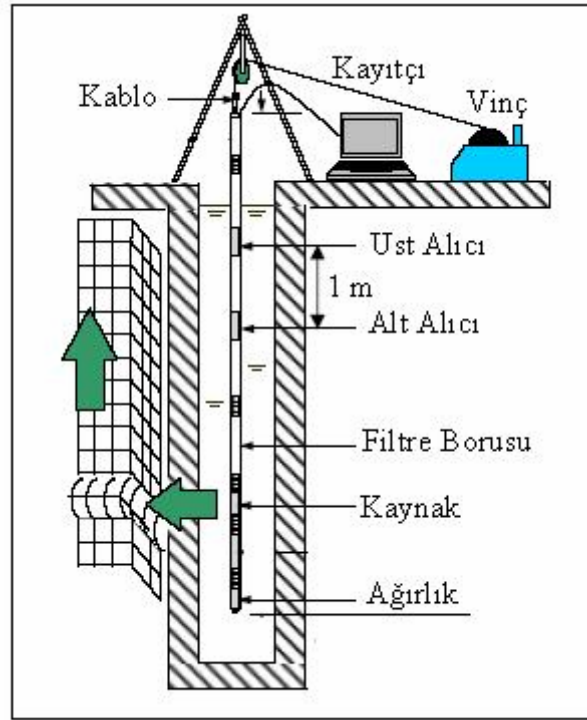


Şekil 19. Karşıt kuyu yöntemi (URL-4, 2007)

1.3.3.4. Süspansiyon P-S Log Yöntemi

Süspansiyon PS log yöntemi Oyo Şirketi tarafından geliştirilmiş yeni bir yöntemidir. Bu yöntem ile ancak kuyularda uygulanarak tabakaların hem V_p hem de V_s hızları ölçülebilir. Bu sistem ile tabakaların hızları devamlı ve kesin bir şekilde ölçülebilir.

Sistem; bir sonda, sondanın içerisine kısa aralıklarla yerleştirilmiş kaynak ve alıcılardan oluşur. Şekil 20’de görüldüğü gibi, P-S log sistemi temelde ağırlık birimi, bir kaynak ve kaynağın sürücüsü, filtre borusu, alt ve üst kısımdaki alıcılar ve bir kayıtçıdan meydana gelmektedir. Filtre borusu içindeki sondanın boyu toplam 7–8 metredir ve sondanın derinliği bir vinç yardımıyla ayarlanabilmektedir. Alttaki ve üstteki alıcı arasındaki uzaklık 1 metredir.

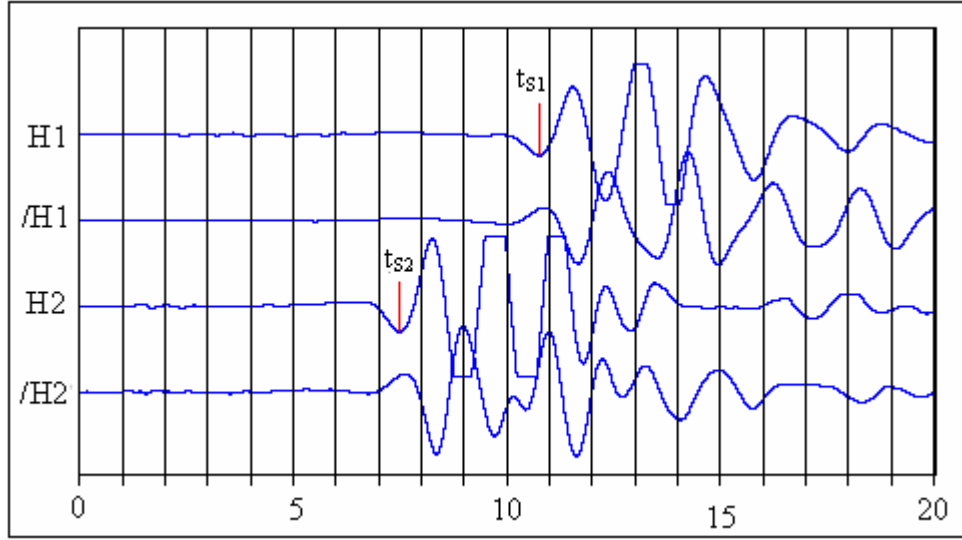


Şekil 20. Süspansiyon P-S log yöntemi (Chen ve Wu, 2000).

P ve S dalgalarını belirlemek için ilk olarak araştırma yapılan yerde bir kuyu açılır. Açılan kuyu eğer sağlam değilse, plastik bir boru ile kaplanır. Sonda belirli bir derinliğe kadar indirilir. Kesme dalgaları sonda içindeki 500 Hz ile 5000 Hz arasında enerji üretebilen selenoid bir kaynak tarafından üretilir. Üretilen bu sinyaller düşey yön boyunca tabaka içerisinde ilerken alıcılar tarafından kaydedilir. Alıcılara gelen sinyalleri kontrol etmek için sırasıyla kaynaktan önce normal puls sonrada ters puls tetiklenir. Alıcılara gelen sinyallerin varış zamanları ve dalga biçimi aynı olmalıdır. Aralarında sadece 180° faz farkı olması gerekir. Üretilen bu sinyaller üst kısımda bulunan kayıtçı tarafından kaydedilir. Şekil 21’ de bir P-S log kaydı görülmektedir. Burada; H1 ve /H1 normal ve ters yönlerden

üst alıcıya gelen sinyaller, H2 ve /H2 alt alıcıya gelen sinyalleri temsil eder. Buradan V_s hızı aşağıdaki formül yardımıyla hesaplanır (Chen ve Wu, 2000).

$$V_s = \frac{1}{t_{s1} - t_{s2}} \quad (1.5)$$



Şekil 21. Süspansiyon P-S log kaydı (Chen ve Wu, 2000).

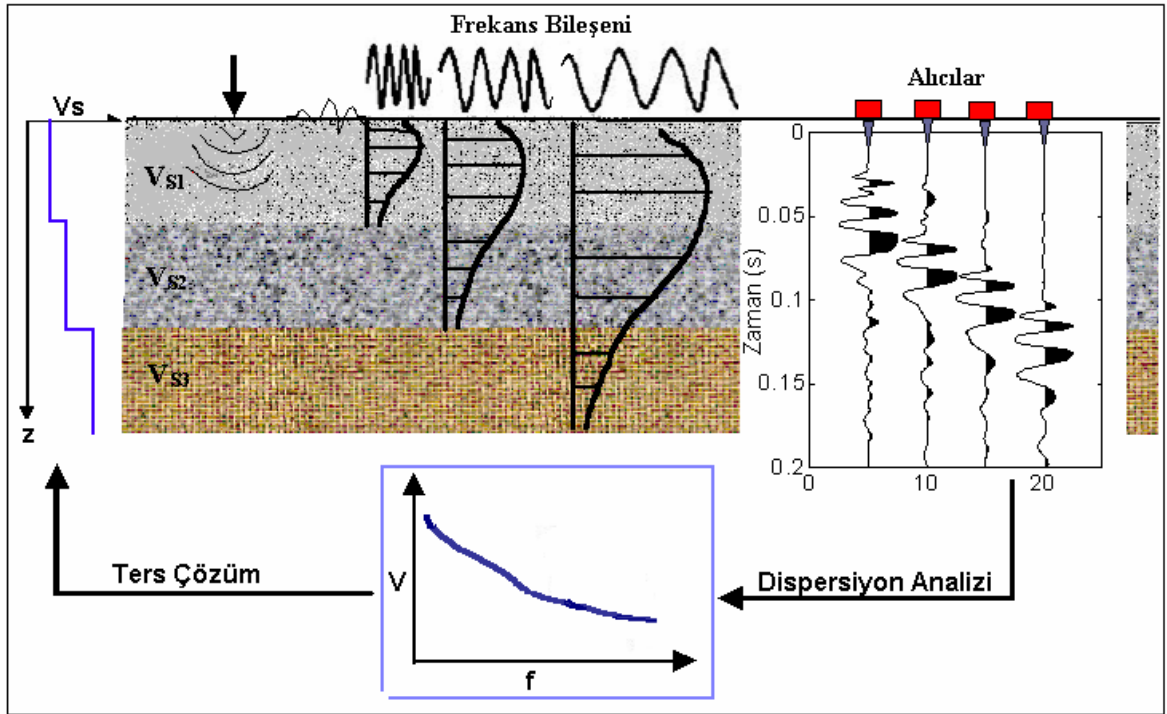
1.3.4. Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri

Sismik kırılma ve yansıma yönteminde S dalgası üretmek ve elde edilen sismik kayıtlardan S hızını belirlemek oldukça zordur. Kuyu içi Jeofizik yöntemlerinin ise yüksek maliyetli olması bilim adamlarını daha pratik ve daha ucuz yöntemleri araştırmaya yöneltmiştir. İşte yüzey dalgası analiz yöntemleri bu yöntemlere alternatif olarak geliştirilmiş olan yeni bir yöntemdir.

Yüzey dalgaları analiz yönteminin daha kısa profilde daha derin yeraltı yapılarını detaylı inceleme yeteneğine sahip olması, şehir içerisinde etkin olarak kullanılabilmesi, asfalt, beton, çakıl, çimen ve benzeri her tür ortamda kaydedilebilmesi, ekonomik olarak uygun olması yöntemin en önemli avantajlarıdır. Yüzey dalgası analiz yöntemleri ile deprem yerel yanıtının saptaması, heyelan ve zemin sıvılaşması analizi, taban kaya topografyası ve yeraltı jeolojik yapılarının haritalanması, yeraltı jeolojik birimlerin

mukavemetlerinin tahmini, gömülü kültürel malzemelerin bulunması, kara ve denizde zemin sınıflaması saptaması ve sismik kayma dalgası hızının belirlenmesi gibi alanlarda oldukça yaygın olarak kullanılmaktadırlar.

Yüzey dalgası analizleri sismik dalgaların frekans derinlik sondajı anlamındadır. Tabakalı bir ortamın Rayleigh dalgası faz hızı; frekansın, V_p , V_s , yoğunluk ve katmanların kalınlıklarının bir fonksiyonudur. Rayleigh dalgaları farklı frekansta farklı faz hızlarına sahip olup dispersif özelliktedir. Yüzey dalgasından, kayma dalgası hızı profili elde edilmesi üç kademe de olur (Şekil 22).



Şekil 22. Yüzey Dalgası Analizin Şematik Gösterimi (Lin, 2003).

İlk adım, yüzey dalgaların elde edilmesi, ikinci adım ise, dispersiyon eğrisinin elde edilmesidir. Zaman-uzaklık ortamında kaydedilen sinyallere uygulanan basit bir dalga alanı dönüşümü ile dispersiyon bilgisini elde etmek mümkündür. $U(x,t)$, zaman-uzaklık ortamında kaydedilen veri ise, sinyal üzerinden uygulanan Fourier dönüşümü ile elde edilen $U(x,w)$,

$$U(x, w) = \int U(x, t) e^{-iwt} dt \quad (1.6)$$

olarak gösterilir. $U(x,w)$ burada iki ayrı terimin çarpımı olarak gösterilebilir.

$$U(x,w)=P(x,w)A(x,w) \quad (1.7)$$

Burada, $P(x,w)$ ve $A(x,w)$ sırasıyla faz ve genlik spektrumunu ifade eder. Her bir frekans bileşeni diğer frekanslardan tamamıyla ayrılır ve varış zamanları bilgisi faz spektrumu içinde korunur. $P(x,w)$ dispersiyon özellikleri hakkında tüm bilgiyi içerirken $A(x,w)$ ise soğurulma ve küresel uzaklaşma bilgisini içerir. Böylece $U(x,w)$ aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$U(x, w) = e^{i\Phi x} A(x, w) \quad (1.8)$$

Burada, $\Phi=w/c_w$ dir. w : Radyan cinsinden açısal frekans, c_w ise faz hızıdır. $U(x,w)$ 'ye integral dönüşümü uygulanırsa, $V(w, \phi)$ ' elde edilir.

$$V(w, \phi) = \int e^{i\phi x} [U(x, w) / |U(x, w)|] dx = e^{-i(\Phi-\phi)x} [A(x, w) / |A(x, w)|] dx \quad (1.9)$$

Denklem (1.9) daki integral dönüşümü denklem (1.8)'deki dalga alanlarında varsayılan faz hızı, $c_w (=w/\phi)$ için belirlenen ofset bağımlı faz değişimi uygulandıktan sonra frekans dalga alanlarının bir ofset toplamı olarak düşünülebilir. Farklı ofsetlerden ($U(x,w)$) elde edilen dalga alanlarının analizleri esnasında eşit olarak ağırlıklandırılmayı sağlamak için, soğurulma ve küresel uzaklaşmanın etkilerini ofsetle dengelemek için normalize edilir. Verilen bir w frekansı için,

$$\emptyset = \Phi = w/c_w \quad (1.10)$$

denklemini bu şekilde olursa $V(w, \emptyset)$ maksimum olur. Çünkü $A(x,w)$ hem gerçekte hem de pozitifdir. $V(w, \emptyset)$ 'nin pik noktasının olduğu yer olan bir \emptyset değeri için, faz hızı (c_w) hesaplanabilir. Yüksek modlar da kabul edilebilir miktarda alınabilirse, bir pikten daha fazla sayıda pik noktası olacaktır. Dispersiyon eğrileri $c_w = w/\emptyset$ eşitliği gibi değişebilen veriler aracılığıyla $V(w, \emptyset)$ dönüşümünden $I(w, c_w)$ dönüşümü sonuçlanır. $I(w, c_w)$ dalga alanlarında verilen bir w için denklem (1.10)'daki eşitliği doğrulayan c_w eksenini boyunca

pikler oluşacaktır. Farklı w değerleri üzerindeki pikler boyunca oluşturulan dispersiyon eğrilerinin görüntülenmesine izin verecektir. Böylelikle dispersiyon eğrileri faz hızına karşın frekansın fonksiyonu olarak çizilir (Park, 1998).

Dispersif fazlar alçak hızlı katmanlarda küçük frekanslarda yüksek faz hızları, büyük frekanslarda daha alçak faz hızlarından eğim aşağı farklı bir değişim gösterir. Verilen bir frekans için en düşük hız temel mod hızı veya birinci moddur. Temel mod faz hızından daha büyük hız ikinci veya yüksek moddur.

Son aşama ise dispersiyon eğrisine ters çözüm uygulayarak kayma dalgası hızının bir boyutlu elde edilmesidir. Jeofiziğin ana problemi; ölçülen herhangi bir jeofizik parametreye yer içerisinde karşılık gelen yapının bulunmasıdır. Elde edilen ölçülerin fiziksel anlamından yararlanmak suretiyle yeraltındaki yapı kesiti belirlenmeye çalışılır. Bu işleme Jeofizikte ters çözümleme adı verilir (Tarantola,1987; Tarantola ve diğ.,1982a ve 1982b; Menke, 1984; Parker, 1977). Veri ile parametreler arasındaki ilişkilere bağlı olarak problemler doğrusal ve doğrusal olmayan olmak üzere ikiye ayrılır. Veri ve parametreler arasındaki ilişki, bir matris çarpımı olarak ifade edilemiyorsa bu tür problemler doğrusal olmayan (non linear) problemler olarak adlandırılır (Başokur, 2002). Bu durumda parametreler doğrudan hesaplanamaz. Model parametreleri için bir varsayım yorumcu tarafından yapılır ve ön-kestirim parametreleri olarak anılır. Eğer gerçek parametre ile ön-kestirim parametreleri arasındaki farklar hesaplanabilirse, ön-kestirim değerlerine bir düzeltme uygulanarak gerçek parametre değerlerine bir yaklaşım sağlanabilir. Yüzey dalgası kayıtlarından elde edilen dispersiyon eğrisinden katman parametrelerinin bulunması doğrusal olmayan bir ters çözüm işlemidir. Bu ters çözüm işleminde model parametrelerinden kuramsal veri elde edilir ve kuramsal ile ölçülen veri arasındaki farkın en az olması sağlanmaya çalışılır. Bu ölçüt gerçekleşmez ise model parametreleri belirli yöntemlere göre değiştirilerek tekrar kuramsal veri hesaplanır. Bu işlemler kuramsal ile ölçülen veri arasındaki uyumun istenen ölçütlere uygunluğu sağlanana kadar devam eder. İşlem sonunda elde edilen model parametrelerinin yeraltını temsil varsayılır (Yanık, 2006).

Yüzey dalgası ters çözümlerinde kayıtlardan hesaplanan dispersiyon karakteristiklerine neden olan yapı belirlenmeye çalışılır. Ters çözüm işlevi öncelikle kayma dalgası hızı değerlerinin tahmini ile başlar. Kayma dalgası hızı dispersiyon verilerinin yinelemeli ters çözümünden saptanır. En küçük kareler yaklaşımı işlevin otomasyonunu sağlar. Model değişmeyecek şekilde Poisson oranı, yoğunluk ve kalınlık gibi parametreleri ile her bir yinelemeden sonra kayma dalgası hızı düzeltilir. Yinelemeli

ters çözüm işlevine bakmak için bir başlangıç yer modeli belirlenir. Yer modeli P ve S dalga hızları, yoğunluk ve kalınlık parametrelerinden oluşur. Faz hızı frekans bandındaki her bir frekans bileşenin lineer eğiminden saptanır.

Ters çözüm uygulamalarında kullanılan doğrusal olmayan en küçük kareler yönteminin teorisinden kısaca bahsedecek olursak; Eğer Jacobian matrisi bir sabit değilse,

$$y(Z) = x_1 Z - x_2 e^{-Zx_3} \quad (1.11)$$

şeklinde tanımlanabilir. Jacobian matrisi, fonksiyonun değişkenlere göre kısmi türevlerinin alınmasıyla elde edilir.

$$A_j = \begin{bmatrix} \frac{\partial y(z_1)}{\partial x_1} & \frac{\partial y(z_1)}{\partial x_2} & \frac{\partial y(z_1)}{\partial x_3} \\ \frac{\partial y(z_2)}{\partial x_1} & \frac{\partial y(z_2)}{\partial x_2} & \frac{\partial y(z_2)}{\partial x_3} \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ \frac{\partial y(z_m)}{\partial x_1} & \frac{\partial y(z_m)}{\partial x_2} & \frac{\partial y(z_m)}{\partial x_3} \end{bmatrix} = \begin{pmatrix} z_1 & -e^{-Z_1 x_3} & -x_2 Z_1 e^{-Z_1 x_3} \\ z_2 & -e^{-Z_2 x_3} & -x_2 Z_2 e^{-Z_2 x_3} \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ z_m & -e^{-Z_m x_3} & -x_2 Z_m e^{-Z_m x_3} \end{pmatrix} \quad (1.12)$$

Yukarıda Jacobian matrisi tanımlandıktan sonra doğrusal olmayan en küçük kareler yönteminin yinelemeli (iterative) çözümünü tanımlanırsa, X_0 başlangıç değeri için teorik bir Y_0 değeri hesaplanır,

$$Y_0(Z) = Y(Z, X_0) \quad (1.13)$$

Teorik olarak bir Y_0 değeri hesaplandıktan sonra, gözlenen Y değeri ile teorik Y_0 değeri arasındaki fark hesaplanır.

$$\Delta Y = Y - Y_0 \quad (1.14)$$

En küçük kareler yardımıyla $X(\Delta Y)$ için düzeltme değeri hesaplanır.

$$(A^T A) \Delta X = A^T \Delta Y \quad (1.15)$$

ΔX , düzeltme değeri hesaplandıktan sonra bu değerin başlangıç değerine eklenmesiyle yeni bir X_1 değeri hesaplanır.

$$X_1 = X_0 + \Delta X \quad (1.16)$$

Bu işlem bittikten sonra tekrar başa dönülür diğer değerler için aynı işlemler tekrarlanır. Ne zamanki gözlenen değerlerle teorik değerler arasındaki fark yeterince küçük olursa o zaman işlem sonlandırılır (Hayashi, 2003).

Yüzey dalgası analiz yöntemlerinde kullanılan teknikler; ölçü sistemlerine, oluşum kaynaklarına ve kullanılan veri işlem tekniklerine göre aşağıdaki gibi sınıflandırılırlar (Ergun ve diğ., 2005)

1.3.4.1. Kararlı Hal Rayleigh Dalgası Yöntemi

Kararlı Hal Yüzey dalgası tekniği (steady-state surface wave method) tüm arazi tipleri için kesme modülünü (G) ölçmek için kullanılan diğer bir yerinde ölçüm tekniğidir. Bu yöntemde yüksek frekanslı (30–1000 cycles/second) elektromagnetik osiloskop veya dönel kütle tipi bir osiloskop düşük frekanslı titreşimler üretmek için kullanılır. Yüzey titreştiricileri kesme dalgaları gibi hemen hemen aynı hıza sahip düşük gerilmelerde Rayleigh dalgaları üretirler. Yer yüzeyi Şekil 23' de gösterildiği gibi deforme olmuş olabilir. Kesme dalgası, yer yüzeyi boyunca yerleştirilen alıcılar ile Rayleigh dalga boyunun ölçülmesinden ve kaynaktaki titreşimin frekansından aşağıdaki eşitlik kullanılarak hesaplanabilir.

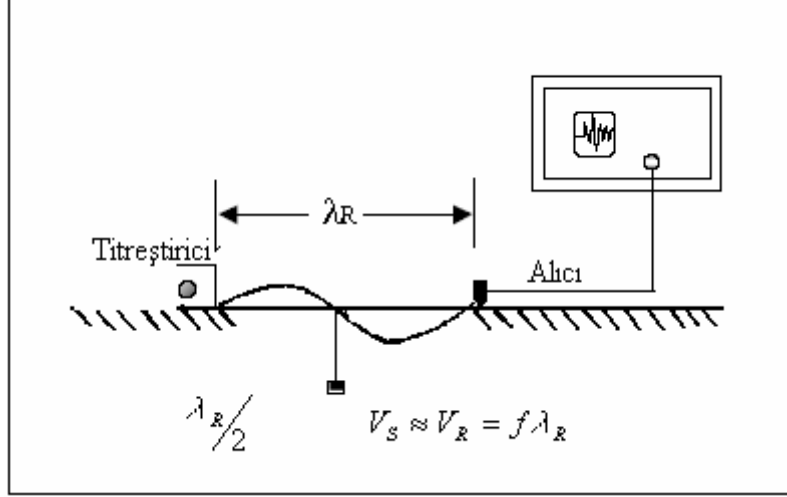
$$V_S \sim V_R = f * \lambda_R \quad (1.17)$$

Burada; f: Titreşimin frekansı

λ_R : Rayleigh dalgası boyu

Rayleigh dalgasının etkin derinliği, dalga boyunun yarısına (λ_R) eşit derinlikteki tabakalarla ampirik olarak ilişkilidir. Kesme dalgasının hızı; derinlik ile değişim, kaynağın frekans değişimi ve dalga boyunun değişiminden elde edilmiştir. Bununla beraber bu

teknik ile derin profilleri araştırmak için düşük frekanslarda çalıştırılabilen oldukça gcl bir retici (Rotating Mass Osiloskop) ekipmana ihtiyaç vardır (Luna ve Jadi, 2000).

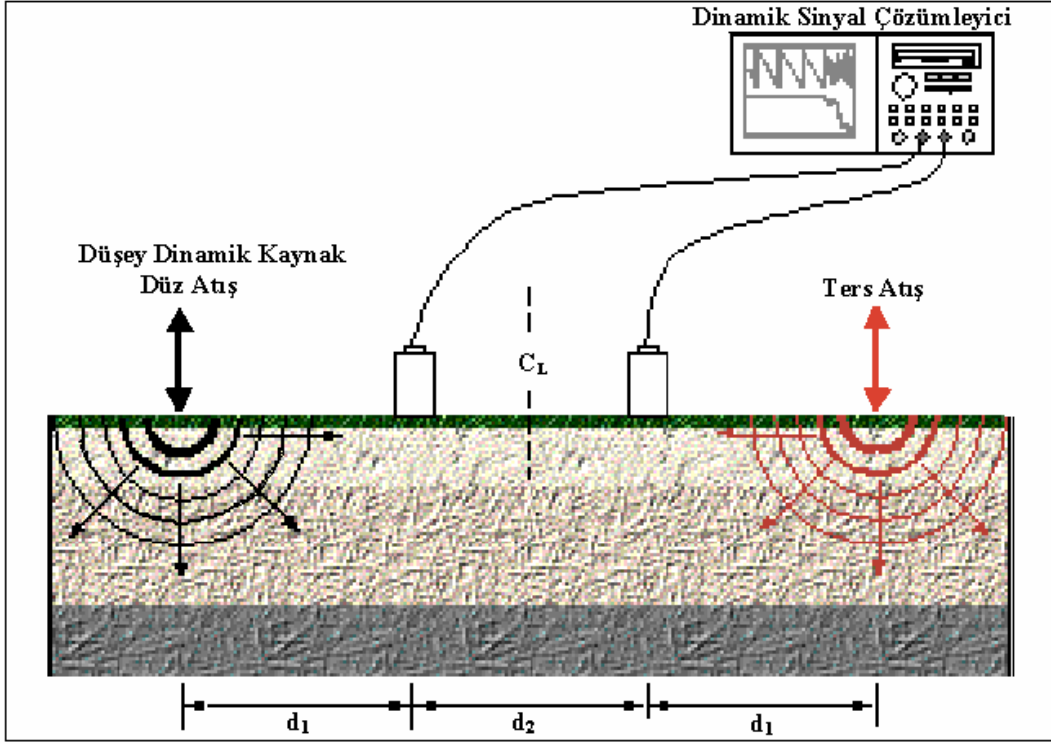


Şekil 23. Kararlı hal yüzey dalgası ölüm sistemi (Luna ve Jadi, 2000).

1.3.4.2. Spektral Analiz Yöntemi

Yüzey dalgalarının spektral analiz yöntemi (SASW), sismolojideki iki istasyon yönteminin mühendislik çalışmalara uyarlanmış Őeklidir. Yöntem mühendislik amaçlı olarak 80' li yıllarda kullanılmaya başlanmışır. Heisey ve diğ., 1982 ve Nazarian ve diğ., 1983 yılında SASW yöntemini kullanarak bir boyutlu kesme dalgası hız yapısını elde etmişlerdir. Daha sonra Ganji ve diğ., 1997 yılında SASW yöntemini kullanarak yüzey altındaki boşlukların yerlerini tespit etmeye çalışmışlardır. Luke ve Stokoe, 1998 yılında SASW yöntemi ile sualtı araştırmaları yapmışlardır.

SASW yöntemi; iki alıcı arasındaki faz farkının hesaplanmasına dayanır. Burada tabakalı ortamda seyahat eden Rayleigh dalgasının dispersif özelliğinden yararlanılır. Rayleigh dalga hızı ortamın materyal özelliklerinden hesaplanır. Yöntemde genellikle balyoz veya ağırlık düşürme gibi aktif kaynaklar kullanılır. Yüzey dalgaları, aynı doğrultu üzerinde, biri kaynağına daha yakın, diğeri daha uzak olmak üzere yerleştirilmiş iki alıcı vasıtasıyla kaydedilir (Şekil 24). Sinyal gürültü oranını artırmak için ardışık Rayleigh dalgaları toplanır.



Şekil 24. Spektral Analiz Yöntemi Saha Düzeni (URL-5, 2007).

Alıcı aralıkları, üst tabakanın, sinyalin düşük frekanslı kısmı üzerindeki etkisi ve yüksek frekanslardaki soğurulma olayının giderilmesi için dikkatli seçilmelidir. Bu durumda alıcı aralıkları, $\lambda/2 < d < 2\lambda$ aralığında bir değer almalıdır. Burada, d alıcılar arası uzaklık, λ ise dalga boyunu göstermektedir. Bu nedenle en iyi frekans içeriğini elde etmek için farklı alıcı aralıklarını denemekte fayda vardır (Bergstrom, 1999).

Eğer kaynaktaki başlangıç fazı, sinyalin oluş zamanı ve sinyalin kat ettiği yol biliniyorsa faz hızı $2\pi N$ lik bir belirsizlikle bulunabilir. Başlangıç faz bilgisi hesaplama ile belirlenebilir. Bu işlem her bir alıcıda kaydedilen sinyallerin faz spektrumlarının farkı alınarak yapılır. Hesaplanan faz hızları ile Rayleigh dalgasına ait faz hızı dispersiyon eğrileri elde edilir. Elde edilen bu dispersiyon eğrileri ters çözüme sokularak kesme dalgası hız yapısı modellenir.

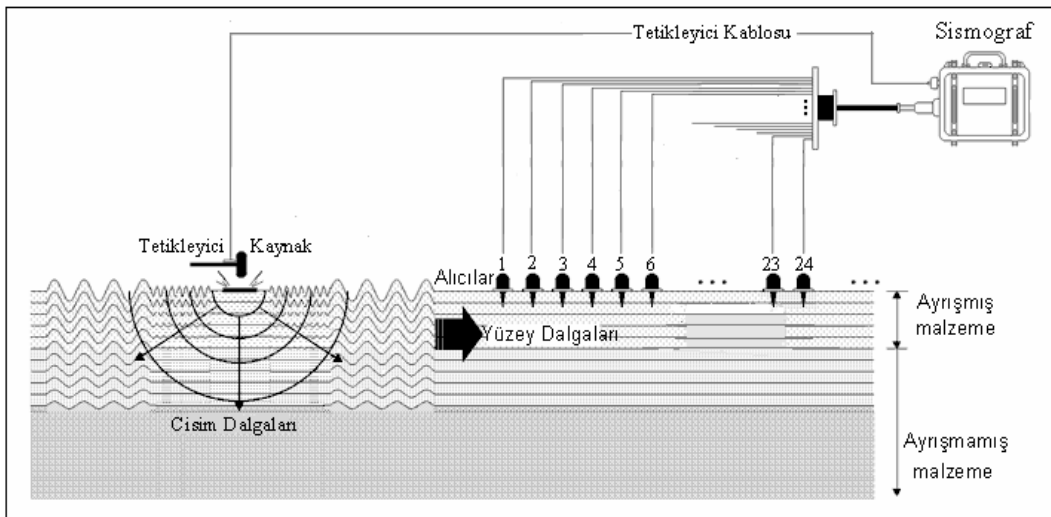
SASW yöntemi yüzey dalgalarının temel modunu kullanır. Yöntem genel olarak yüzey dalgasının yüksek modlarına karşı duyarlı değildir. Ayrıca sinyaldeki gürültü oranı arttıkça, yüksek frekansların çözünürlüğü düşmektedir. Yöntemde karşılaşılan bu ve

benzeri sorunları gidermek için ‘Yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi’ geliştirilmiştir.

1.3.4.3. Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analiz Yöntemi

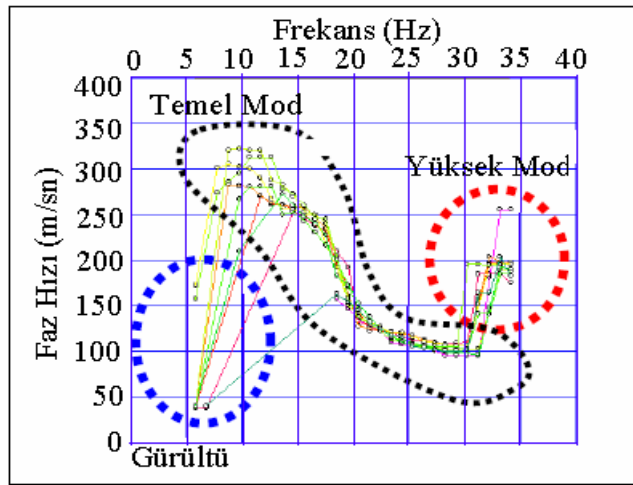
Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (YDÇKA), yeraltı bilgisini kullanarak kesme dalgası hızının elde edilmesinde kullanılan sismik yöntemlerden biridir. YDÇKA yöntemi; SASW (Yüzey dalgalarının spektral analizi) yönteminde karşılaşılan; temel mod yüksek mod ayırımının yapılamaması, iki alıcı kullanımının verdiği dezavantajlar, cisim dalgalarının ve gürültülerinin kayıtlardaki etkisini en aza indirmek için farklı atış ve alıcı dizilimleri kullanılması gereği, veri toplama işleminin fazla zaman alması, uzaysal katlanma probleminin olması gibi sorunlar nedeniyle geliştirilmiş yeni bir yöntemdir.

YDÇKA yöntemi ile ölçüm alınırken temel olarak hem sismik kırılma hem de yansıma yöntemi uygulanabilir. Her iki yöntem hem kaynak-alıcı düzenekleri hem de veri-işlem teknikleri bakımından birbirinden ayrılır. Sismik kırılma yönteminde; bir profil boyunca 16 veya daha fazla sayıda alıcı hedef derinliğine göre belirli aralıklarla yerleştirilerek kayıt alınır (Şekil 25). Yansıma yönteminde ise; dizilim sistemi ve veri toplanması klasik yansıma yönteminde kullanılan ortak yansıma noktasında (OYN) kullanılan ile aynıdır.



Şekil 25. Yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi ile veri toplanması (URL-6, 2007).

Park vd., (1999) çok sayıda alıcı kullanımının en önemli avantajı olarak Rayleigh dalgaların temel mod dışında kalan yüksek modlar, cisim dalgaları ve gürültülerin YDÇKA yöntemi ile etkin bir şekilde ayırt edilebileceklerini vurgulamışlardır (Şekil 26). Başka bir deyişle bütün dalga tiplerine ait dispersiyon özellikleri kayıt üzerinde ayırt edilebilir. Bunun yanında çok sayıda alıcı kullanımı ile daha fazla veri toplanır, dispersiyon eğrileri daha yüksek ayrımlılıkla elde edilir ve uzaysal katlanma probleminden kaçınılabilir (Park vd., 2001).



Şekil 26. Faz hızı-frekans eğrisi (Hayashi, 2003)

YDÇKA yönteminde kaynak olarak balyoz, ağırlık düşürme ve vibroseis kullanılır. Kayıtlar bir hat boyunca düşük frekanslı alıcılar kullanılarak alınır. Kullanılan kaynak istenilen hedef derinliğe göre seçilir. Ancak vibroseis kaynağı ile toplanan veri diğerlerine göre daha avantajlıdır. Bunun sebebi, vibroseis ile elde edilen kayıtlarda izden iz daha kaliteli bir süreksizlik görülmektedir (Park vd., 1999).

Yüzey dalgaları kullanılırken, cisim dalgaları ile yapılan çalışmalara nazaran uygun arazi parametrelerini seçmek daha kolaydır. Bunun en önemli nedeni, diğer sismik dalgalar arasında en çok enerjiye yüzey dalgalarının sahip olmasıdır. Bilindiği gibi yüzey dalgaları belirli bir uzaklığa kadar seyahat ettikten sonra düzlem dalga olarak kabul edilirler. Bu uzaklık dalga boyuna bağlıdır. Kaynak alıcı aralığı hedeflenen maksimum araştırma derinliğinin en az iki katı seçilmelidir. İnceleme derinliği ise, dalga boyuna bağlıdır. Güvenilir sonuçların alınacağı en büyük derinlik, z_{max} ise en uzun dalga boyunun yarısına eşittir. Bu durumda, en küçük alıcı mesafesi ile olan ilişki,

$$X_m \geq Z_{\max} \quad (1.18)$$

bağıntısı ile verilir (Park vd., 1999).

Kaynakla en son alıcı arasındaki uzaklığa karar vermek daha zordur. Kaynaktan uzaklaştıkça, yüzey dalgalarının yüksek frekanslı bileşenleri daha çabuk soğurulurken, cisim dalgaları ise daha yavaş soğurulacaktır. Böylece, yüzey dalgalarının yüksek modları ve cisim dalgaları uzaklık artıkça, yüksek frekanslarda yüzey dalgalarının temel modlarının gözlenmesini engelleyecektir (Celep, 2006).

SASW yönteminde olduğu gibi MASW yönteminde de ofset seçimi önemlidir. MASW yöntemine yakın alan etkilerinden kaçınmak için dalga boyu, en yakın ofsetin iki katından daha küçük olmalıdır. Bunun yanında ölçüm hattının engebesiz ve düz olması yakın alan etkilerini azaltacak diğer faktörlerden biridir. Uzak ofsetler ise, belirli bir uzaklık ile sınırlandırılmalıdır. Eğer sınırlandırılmazsa yüksek frekanslı yüzey dalgalarına yansımış cisim dalgaları karışır (Xia vd., 2004).

Yüzey dalgası verisinin analizi için kullanılan yöntemlerin çoğu dalga alanı dönüşüme dayanır. Zaman uzaklık ortamında kaydedilen veri Fourier dönüşümü uygulanmak suretiyle frekans ortamına aktarılır (McMechan ve Yeldin, 1981). Zaman-uzaklık ortamından frekans ortamına aktardığımız veriye integral dönüşümü uygulayarak faz hızı-frekans eğrisi elde edilir (Park vd., 1999a,1999b). Faz hızı-frekans ortamındaki eğrinin, her bir frekansa karşılık gelen maksimum genlik noktalarının işaretlenmesiyle dispersiyon eğrisi elde edilir. Elde edilen dispersiyon eğrisine en küçük kareler yöntemi veya doğrusal olamayan ters çözüm yaklaşımlarından birini temel alan ters çözüm tekniklerinin uygulanmasıyla derinliğe bağlı olarak kesme dalgası hız yapısı elde edilir.

Yapılan tüm araştırma sonuçlarına göre;

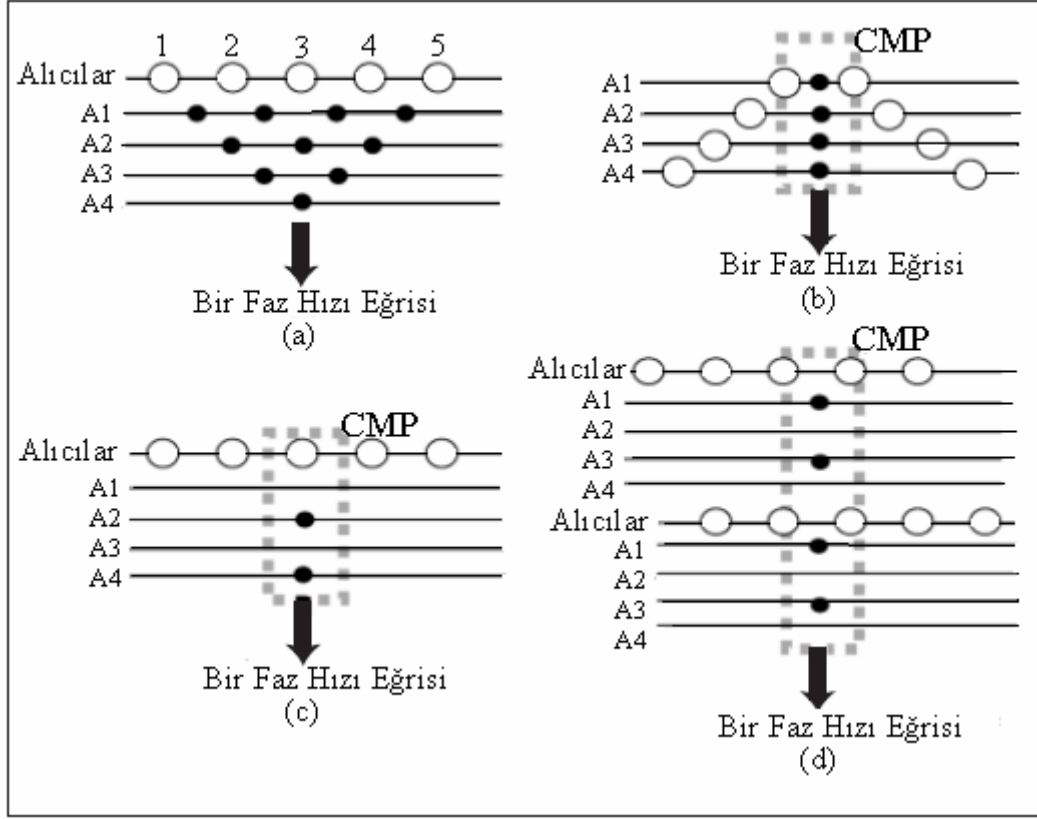
- 1) MASW yöntemi sığ yeraltı yapılarının elastik özelliklerinin araştırılmasında etkili bir yöntemdir.
- 2) Veri-işlem ve özel saha tekniklerinin başarılı bir şekilde uygulanabilir olması sebebiyle yüksek bir doğruluk ile sonuçlar elde ettiğinden etkili bir yöntemdir.
- 3) Kısa zamanda veri toplanması ve hızlı bir şekilde sonuç alınması nedeniyle etkilidir.
- 4) MASW yöntemi ile yüksek ayrımlılıkta V_s profili elde etmek mümkündür (Park vd., 1999).

1.3.4.4. Çok Kanallı Yüzey Dalga Verisine CMP Kros-Korelasyon Analizi

Ortak Orta Nokta (Common Mid Point, CMP) Kros-Korelasyon analizi MASW yönteminin genişletilmiş bir halidir. Bu yöntem bize CMP Kros-Korelasyon atışlarını kullanarak çok sayıda atış verisinden direk olarak faz hızlarını hesaplayabilme imkanı vermektedir. Yöntem, MASW yönteminin doğruluğunu ve ayrırlılığını artırırken aynı zamanda SASW yönteminde de yüksek modlardan temel modları ayırt etme imkânı vermektedir.

MASW yönteminde, düşük frekanslardaki faz hızlarını hesaplayabilmek için, mümkün olduğu kadar uzun alıcı dizilimi kullanması gerekmektedir. Bununla beraber uzun alıcı dizilimi kullanmak yanıl ayrırlılığını azaltabilir. Çünkü geleneksel MASW yöntemi dizilimin toplam boyundan ortalama bir hız modeli verir. Dizilim boyunun kısa olması yanıl ayrırlılığını artıracaktır. Geliştirilen bu yöntem ile geleneksel MASW yönteminde karşılan yanıl ayrırlılık sorunu ortadan kaldırılmaktadır.

CMP kros-korelasyon analizi için veri toplama işlemi iki boyutlu sismik yansıma araştırma için toplanan veriye benzerdir. Kaynak-alıcı geometrisinde hem kaynak hem de alıcılar bir profil boyunca hareket ettirilir. Fakat alıcılar sabit tutulup kaynağın belirli aralıklarla ilerletilmesiyle ölçü alınabilir. Veri-işlem kısmı ise yine iki boyutlu sismik yansıma verisinin ortak derinlik nokta (CDP) analize benzerdir. Fakat aralarında şöyle bir fark bulunmaktadır. Bu yöntemde, orijinal dalga şeklinin kros-korelasyonu CMP yapmadan önce hesaplanır (Hayashi ve Suzuki, 2004).



Şekil 27. Yüzey dalgası CMP analiz kavramı. İçi boş daireler alıcı yerlerini ve içi dolu olanlar ise kros-korelasyonların orta noktalarını gösterir. A1, 2, 3, 4 hesaplanan kros-korelasyon için alıcı uzaklıklarını temsil eder. (a) Gözlem noktalarının yeri ve geleneksel MASW yöntemi ile hesaplanan hız yapısı (b) Aynı CMP yerlerine sahip olan Kros-korelasyonlar. (c) Bir atış için CMP kros-korelasyon (d) Çok sayıda atışlar için CMP kros-korelasyon (Hayashi ve Suzuki, 2004).

CMP Kros-Korelasyon analizi aşağıdaki gibi yapılır.

1. Her bir atış kaydındaki izlerin her bir çifti için kros-korelasyonlar hesaplanır.
2. Bütün atış kayıtlarının her çifti için kros-korelasyonlar hesaplandıktan sonra, ortak orta noktaya sahip olan korelasyonlar gruplandırılır.
3. Ortak orta noktadaki eşit aralığa sahip kros-korelasyon izleri zaman ortamında toplanır. Her bir kaynak dalgacığı ve fazları farklı olsa bile kros-korelasyonlar toplanabilir. Çünkü korelasyonlar yalnızca iki iz arasındaki faz farkından toplanır.
4. Farklı aralıktaki kros-korelasyon izleri zaman ortamında toplanamaz. Kros-korelasyonlar her bir ortak orta noktadaki yerlerine göre düzenlenir. Sonuçta kros-korelasyon izleri atış izlerine benzer.

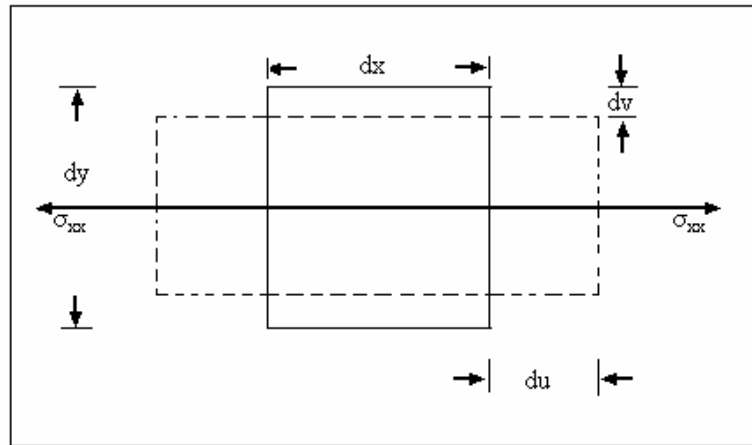
5. YDÇKA yöntemi CMP Kros-Korelasyon kayıtlarına uygulanır ve faz hızları hesaplanır. İlk olarak zaman-uzaklık ortamındaki veriye hızlı Fourier dönüşümü (FFT) uygulamak suretiyle frekans ortamına geçilir. Daha sonra frekans ortamındaki verinin görünür hızlara göre integrali alınır. Sonuçta bu yol ile CMC Kros-Korelasyon kayıtları zaman-uzaklık ortamından faz hızı-frekans (c-f) ortamına direk olarak dönüştürülür.
6. Faz hızları, her bir frekanstaki maksimum genliklerden hesaplanır. Elde edilen dispersiyon eğrisini, doğrusal olmayan en küçük kareler ters çözümü uygulandıktan sonra iki boyutlu kesme dalgası hız profili oluşturulur (Hayashi ve Suzuki, 2004).

1.4. Sismik Dalga Hızları ile Hesaplanabilen Bazı Mühendislik Jeofiziği Parametreleri

Bir malzemenin özellikleri, dinamik elastik parametreler adı verilen aşağıdaki sabitler ile tanımlanabilir. Bu sabitler V_P ve V_S hızlarının bilinmesiyle hesaplanır.

1.4.1. Poisson Oranı (ν)

Şekil 28. de görüldüğü gibi bir küp σ_{xx} gerilmesi ile x ekseninde uzamış, y-ekseninde ise kısalmıştır.



Şekil 28. Basit Hooke kanunu (Poisson oranı)

Eğer boyuna uzama ve enine kısılma sırasıyla du ve dv ise Poisson oranı şu şekilde ifade edilebilir.

$$\nu = \frac{-dv}{du} \quad (1.19)$$

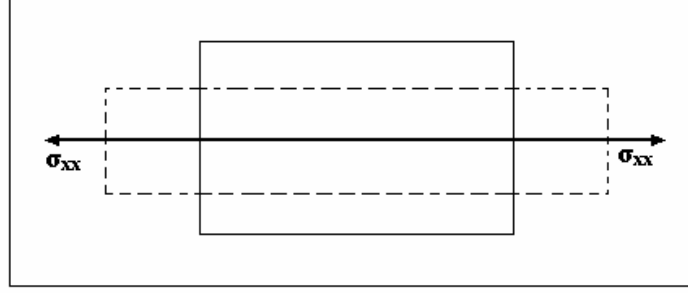
olur. Denklem 1.19'da görülen (-) işaretinin matematiksel bir anlamı olmayıp geometrik bir anlam içermektedir. Böylece Poisson oranının enine kısılmanın boyuna uzamaya oranı olduğu söylenebilir. Poisson oranı 0 ile 0.5 arasında değişir ve boyutsuzdur (Telford vd., 1990).

Tablo 2. Poisson oranına göre zemin sınıflaması (Ercan, 2001).

Poisson Oranı (ν)	Sıklık
0.5	Cıvık sıvı
0.4-0.49	Çok gevşek
0.3-0.39	Gevşek
0.2-0.29	Sıkı-katı
0.1-0.19	Katı
0-0.09	Sağlam kaya

1.4.2. Elastisite Modülü (E)

Bu modülün belirlenebilmesi için gerilmenin çok küçük olduğu kabul edilir. Şekil 29'da x eksenini boyunca uzamış bir küp görülmektedir. Eğer buradaki gerilme σ_{xx} bir ϵ_{xx} birim deformasyona neden olursa,



Şekil 29. Elastisite modülü

$$E = \frac{\text{Gerilme}}{\text{Birim Deformasyon}} = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx}} \text{ kg/cm}^2 \quad (1.20)$$

olur. Görüldüğü gibi elastisite modülü düşey gerilmenin düşey yöndeki birim deformasyona oranı olur (Reynolds, 1997).

1.4.3. Kayma Modülü (G)

Makaslama gerilmelerine karşı formasyonun direncini gösterir. Yani zeminin yanıl kuvvetlere karşı dayanımını gösterir. Kayma gerilmesinin deformasyona oranı olarak kabul edilir ve aşağıdaki bağıntıyla ifade edilir,

$$G = \frac{\sigma_{xy}}{\varepsilon_{xy}} \text{ kg/cm}^2 \quad (1.21)$$

Sıvıların makaslamaya karşı direnci olmadığından dolayı, sıvılar için $G=0$ olarak alınır (Reynolds, 1997).

1.4.4. Bulk (Sıkışmazlık) Modülü (k)

Bir cismin üzerindeki hidrostatik basıncın, cisimde meydana getireceği hacim değişmesine oranı olup;

$$K = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{zz}} \text{ kg/cm}^2 \quad (1.22)$$

bağıntısı ile verilmektedir (Reynolds, 1997).

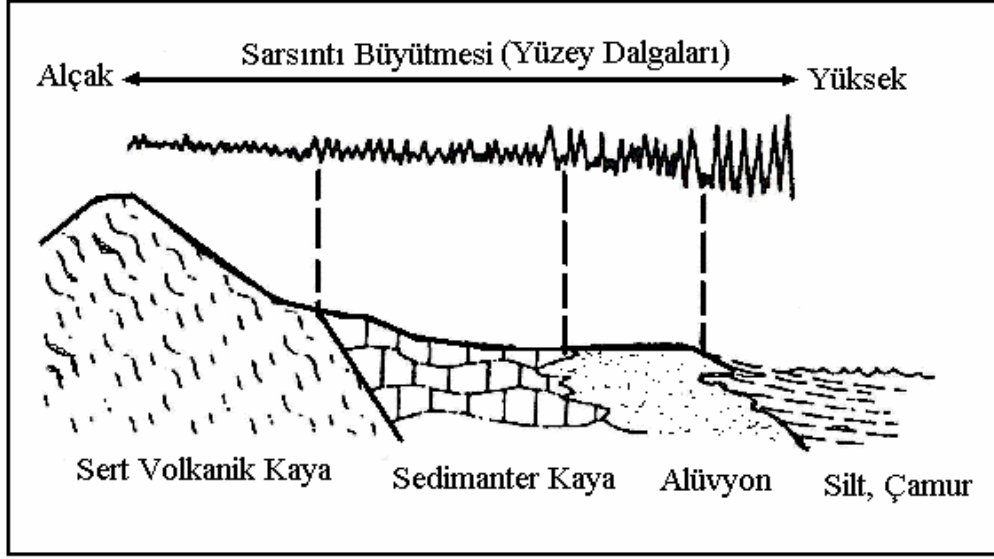
Hooke kanuna göre, dinamik-elastik sabitler V_p ve V_s hızları cinsinden Tablo 3’de verilen ilişkiler yardımıyla hesaplanabilir.

Tablo 3. Elastik sabitlerin V_p ve V_s hızları cinsinden bağıntıları

Poisson Oranı(ν)	Elastisite Modülü (E)	Kayma Modülü (G)	Bulk Modülü (k)
$\frac{0.5\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1}$	$\frac{\rho V_s^2 (3V_p^2 - 4V_s^2)}{V_p^2 - V_s^2}$	ρV_s^2	$\rho \left(V_p^2 - \frac{4V_s^2}{3} \right)$

1.4.5. Zemin Büyütmesi

Deprem odağında oluşan faylanma sonucu kayaçlar kırılarak, yırtılarak sismik dalgalar halinde yayılırlar. Sismik dalgaların hareketleri, yeryüzüne yakın tabakaların bileşim ve fiziksel özelliklerine bağlı olarak değişir. Yüzeye yakın tabakalar ne kadar yumuşak ve kalın olursa, sismik hareketler o kadar büyük, hareket süresi de o kadar uzun olur. Bu nedenle bu tür zeminler kuvvetli yer hareketi büyütür, deprem titreşimleri altında sıkışarak oturur ve hasar oldukça ağır olur. Genel olarak kalın sediman tabakalar ve basenler yer hareketinde yüksek büyütme ve uzun periyotlarda sarsıntının daha uzun gerçekleşmesine neden olurlar (Şekil 30). Gevşek, suya doymuş, kalın genç çökellerin bulunduğu yerlerde büyütme çok fazla olur. Buralarda ağır hasarlar meydana gelir.



Şekil 30. Yakın yüzey yer materyalleri ile zemin büyütmesi arasındaki ilişki

Sismik yer büyütmesinin hesaplanmasında üç yöntem kullanılmaktadır. Bunlar, ivme kayıtları, mikrotremör yöntemi ve enine dalga hızını kullanarak. Zemin büyütmesi, enine dalga hızları kullanılarak Midorikawa (1987) bağıntısı:

$$A_k = 68 * V_s^{-0.6} \quad (V_1 < 1100 \text{ m/sn}) \quad (1.23)$$

$$A_k = 1 \quad (V_1 > 1100 \text{ m/sn}) \quad (1.24)$$

ve Joyne ve Fumal (1984) tarafından verilen:

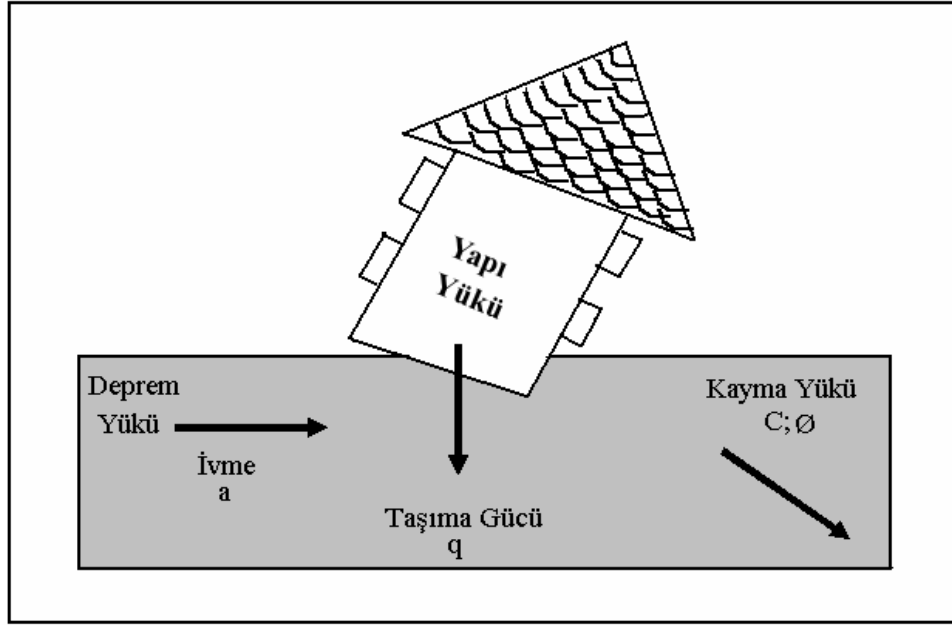
$$A = 23 * V_s^{-0.45} \quad (1.25)$$

bağıntı yardımıyla hesaplanmıştır.

Zemin kesitlerinde yer alan tabakaların dinamik özelliklerine bağlı olarak farklılık gösteren yerel zemin koşulları, depremde gözlenen hasar dağılımını etkilemektedir. Bu sebeple depreme dayanıklı yapı tasarımında elastik özelliklerin belirlenmesi yanında zemin büyütmesi gibi dinamik davranış özelliklerinin bilinmesi gerekmektedir (Gelişli, 2003).

1.4.6. Taşıma Gücü

Taşıma gücü, yerin göçmeden ve ayrı ayrı oturma yapmadan taşıyabileceği en büyük düşey yük (yapı yükü) miktarıdır. Yapı projelerinde en önemli unsurlardan bir tanesi zemin üzerine etkiyen yük altında, zeminin buna karşı göstereceği mukavemetin bilinmesidir. Bu ise zemin taşıma gücü parametresi ile belirlenebilir (Şekil 31). Bunun yanında herhangi bir yerin normal koşullarda dayanabileceği en büyük gerilme miktarının da bilinmesi gereklidir.



Şekil 31. Taşıma gücü (Ercan, 2001)

Her zeminin taşıyabileceği maksimum bir taşıma gücü kapasitesi bulunmaktadır. Bu kapasite aşıldığı zaman, zemin üzerindeki yükü taşıyamamakta ve deformasyon göstererek çökmektedir (Özçep ve diğ., 2006). Zeminin taşıma gücü kapasitesi yerinde yapılan kesme dalgası hızlarının belirlenmesiyle hesaplanabilmektedir. Bir bölge için genel taşıma gücü Keçeli (1990) tarafından verilen,

$$q_u = \rho V_s / 100 \text{ kg/cm}^2 \quad (1.26)$$

bağıntı kullanılarak hesaplanabilmektedir. Burada ρ gr/cm³ cinsinden yoğunluk ve Vs ise metre/saniye cinsinden kesme dalgası hızını ifade etmektedir.

1.4.7. Zemin-Hakim Titreşim Periyodu

Bir cismin ya da bir sistemin periyodik dışardan uygulanan bir kuvvet etkisi altında yaptığı salınımların sürücü kuvvetin frekansı sistemin doğal titreşim frekansına eşit olduğunda büyük genliklere çıkması olayına rezonans denir. Rezonans olayı hem dünya hem de atomlar ölçeğinde evreni ve yerfiziğini açıklamada önemli yer tutmaktadır. Rezonans olayı salınan sistemleri ilgilendirmektedir, dolayısıyla depremler sonucu salınan yeryüzünün salınım frekansı ve binaların kendi özsalınım frekansları rezonans olayı ile ilişkilidir.

Rezonans olayını açıklamak için yaşanmış bir olayı örnek olarak verecek olursak; Paris' te bir tören sırasında uygun adım yürüyen askerler Sen nehri üzerindeki köprüye gelince uygun adım yürüyüşünde adi adım yürüyüşe geçmektedirler. Bunun nedeni, daha önce bir alayın bu köprüden uygun adımla geçişi sırasında köprünün yıkılmasıdır. Bu kaza doğrudan doğruya rezonans etkisinden meydana gelmiştir. Askerlerin adımlarının frekansı, köprünün doğal salınım frekansı ile eşit hale gelmiş, köprü salınmaya başlamış ve daha sonra yıkılmıştır.

Yeryüzünde ki her yapı ve binanın kendine özgü kullanılan malzeme tipi, kat yüksekliği ve daha birçok parametreye bağlı olan bir özsalınım frekansı vardır. Depremler bir salınım olayıdır ve kayalarda depolanmış enerjinin aniden açığa çıkması olarak tanımlanmaktadır. Bu ani enerji çıkışı titreşimler yani salınımlar şeklinde meydana gelir. Açığa çıkan enerjinin miktarına göre salınım büyüklüğü de artar. Sonuç olarak yeryüzünde bulunan her şey bu salınım gücüyle birlikte salınmaya başlar. İşte yapıların deprem sırasında yıkılması olayı bu noktadan sonra, deprem salınımları ile buna bağlı olarak salınan yapıların özsalınım frekanslarının eşitlenmesi durumuna (rezonans olayı) bağlıdır. Yapı tasarımcıları büyük ölçekli yapılarda (köprü, baraj, gökdelen vb.) rezonans frekansına muhakkak suretle uyarlar. Ancak öncelikle yapının yapılacağı zeminin özsalınım frekansının bilinmesi ve elde edilen bu değere göre de, yapının tasarlanması gerekmektedir (Özçep, 2007).

Teknik olarak sağlam kaya tabakası üzerinde bulunan yumuşak bir zemin tabakasının küçük sönümsüz titreşimler için hakim titreşim periyodu (T_Z , baskın periyod) vardır ve aşağıdaki bağıntı ile hesaplanır (Kanai, 1983).

$$T_Z = \sum 4H_i / V_{Si} \quad (1.27)$$

Burada H: Tabaka Kalınlığı ve V_s ise kesme dalgası hızıdır. Titreşimlerin genlikleri artıkça kayma modülünde ve S-dalga hızında azalma olacağı için hakim periyot değeri dereceli olarak düşer ve çok kuvvetli deprem halinde doğrusal olmayan davranıştan dolayı hakim periyot kalmaz. Çok tabakalı zeminlerde küçük genlikli titreşimler için hakim titreşim periyodu olmasına karşın bu periyodu bulmaya yarayan tek bir formül vermek mümkün değildir. Tabakaların özellikleri birbirine yakın ise, ortalama V_s hızına sahip ve toplam H kalınlığında tek bir tabaka varmış gibi hesap yapılabilir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Yüzey Dalgası Analizi ile Yeraltı Yapısının ve Mühendislik Özelliklerinin Belirlenmesi

Bir bölgede yapılacak olan mühendislik jeofiziği çalışmaları depremlerin oluş yerlerini ve zamanlarını tahmin etmekten ziyade depremlerin mühendislik yapıları üzerindeki etkilerini ve potansiyel olarak hasar oluşabilecek bölgeleri tahmin etmek amacıyla yürütülmektedir. Yapılar, yollar, meydanlar ve yeşil alanlar kentleri oluşturan temel öğelerdendir. Kent/bölge planlanması ile sağlıklı ve güvenli bir yaşam sağlanmalıdır. Arazilerin belirli bir plan dâhilinde düzenli bir kullanımını gerçekleştirmek için jeolojik, jeofizik ve jeoteknik faktörler birleştirilerek ekonomik, sosyal açıdan uyumlu ve kullanılabilir bölgelerinin oluşturulması gerekmektedir. Oluşan bir deprem aynı uzaklıkta farklı bölgelerde farklı etkiler yaratır. Bu nedenle bölgeler ayrıntılı olarak incelenmeli, deprem parametreleri yanında yerel özelliklerde belirlenmelidir.

Bir alanda, zemin yüzeyinde herhangi bir mühendislik yapısı yapıldığı zaman söz konusu zemin-yapı arasındaki fiziksel ilişkiden dolayı jeolojik denge bozulur. Bu iki birim arasında normal koşullar altında denge kurulsa bile, deprem, heyelan gibi doğal afetlerin etkisi nedeniyle bu denge tekrar bozulabilir. Ancak, bu ilişkinin sürekliliğinin sağlanabilmesi için, zemine ait dinamik özelliklerin sismik yöntemlerle belirlenmesi gerekmektedir (Gelişli vd., 2004).

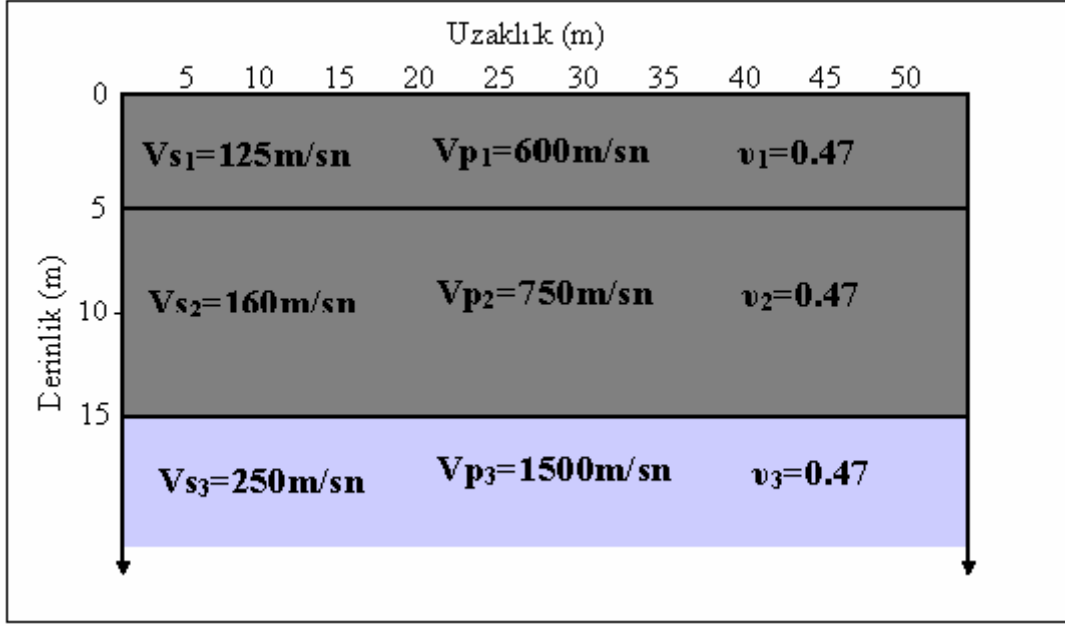
Ayrıca, son dönemlerde meydana gelen depremler nedeniyle kötü zeminlere sahip sahalarda yapılan binalarda yıkım veya ağır hasarlar gözlenmiştir. Bu nedenle yeni tekniklerle zemin incelemeleri ve bina zemin etkileşimi çalışmalarının önemi gün geçtikçe artmaktadır. Bu amaç için zeminin özelliklerini belirlemede son yıllarda yüzey dalgası analiz yöntemleri kullanılmaktadır. Bu yöntem ile yerin kesme dalgası hızı derinliğe bağlı olarak tespit edilebilmektedir. Elde edilen bu hız değerlerini kullanarak, gevşeklik göstergisi olan poisson oranı, sertliğin sağlamlığın göstergesi olarak elastisite modülü, zeminin deprem, heyelan, rüzgâr gibi yanal kuvvetlere karşı dayanımını gösteren kayma modülünü ve bir kütle için onu saran basınç altındaki sıkışmasının bir ölçüsü olan bulk modülü hesaplanabilmektedir. Bunların dışında zemin büyütme faktörü, taşıma gücü ve zemin-hakim titreşim periyodu hesaplanabilmektedir.

Bu tez kapsamında son yıllarda geliştirilmiş bir yaklaşım olan yüzey dalgalarının analizi ile yeraltı kesme dalga hız profiline elde edilmesi yaklaşımları incelenmiş ve analiz edilmiştir. Yöntem önce yapay veriler üzerinde denenerek algoritma ve bilgisayar programının nasıl bir sonuç verdiği irdelenmiştir. Uygulanan yöntemin avantaj ve dezavantajları belirlenmiş ve bu çalışmada sıralanmıştır. Daha sonra Trabzon ve çevresinde yapılaşma gerçekleştirilen formasyonlardan biri olan Beşirli formasyonunun S-dalgası hız yapısı yüzey dalgası analiz yöntemi ile belirlenmiş ve bu bilgi kullanılarak formasyona ait bazı mühendislik parametreleri hesaplanmıştır.

Beşirli formasyonu civarında bugünkü verilere göre büyük deprem yaratacak aktif bir kırık hattı bulunmamakla birlikte bölge; yaklaşık 120 km uzaklıkta bulunan ve her an büyük bir deprem üretebilecek Kuzey Anadolu kırığının etkisi altındadır. Bunun yanı sıra genel itibarıyla aşırı yağış alan bölgede heyelanların meydana gelme olasılığının yüksek olması yapılar ve çevredeki insanlar için diğer bir risk faktörüdür. Yüksek yapılaşmanın yoğun olduğu bu bölgenin, zemin koşullarının da genel olarak zayıf olması dikkate alınacak olursa, bu bölgenin mühendislik jeofiziği açısından incelenmesi ve zemine ait parametrelerinin hesaplanması oldukça önemlidir. Bu çalışmadan elde edilecek parametrelerin literatüre girmesi bölgede gelecek yıllarda yapılacak olan çalışmalara ışık tutacaktır.

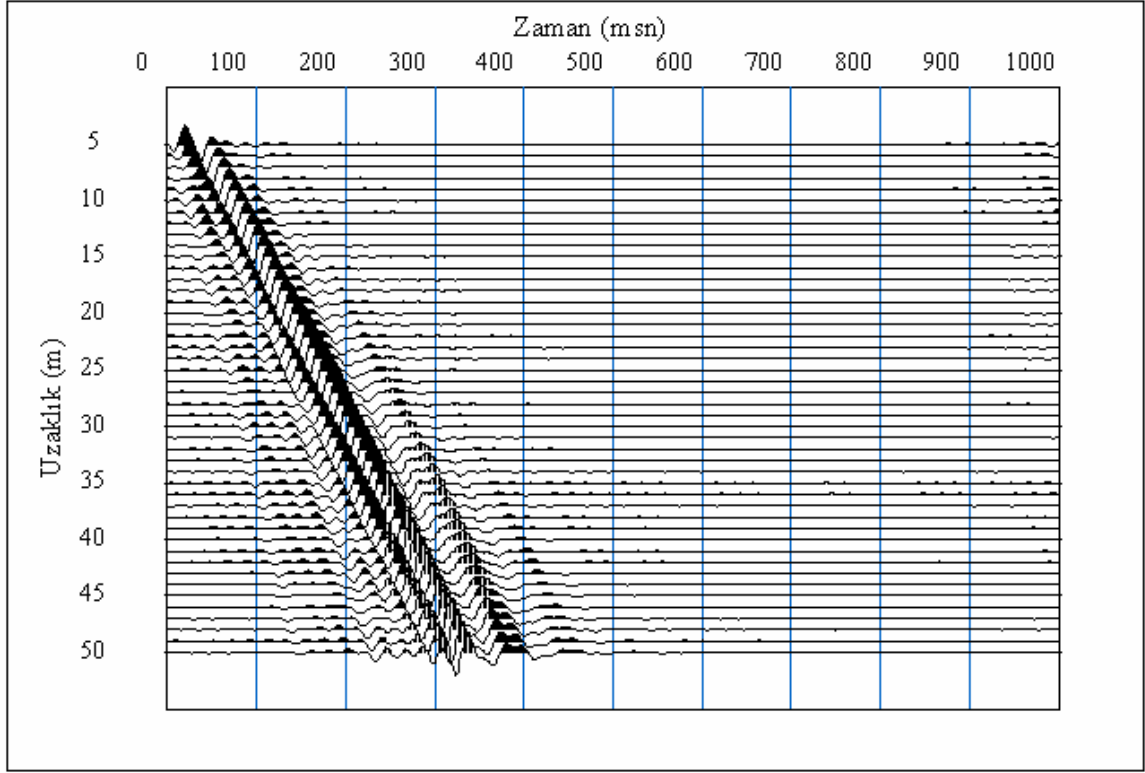
2.1.1. Yapay Veri Üzerinde Yapılan Uygulamalar

Bu tez kapsamında, önerilen yöntemi ve kullanılan programı değerlendirmek, aynı zamanda gerçek arazi verilerini değerlendirirken yorumlamada kolaylık sağlamak amacıyla yapay bir veri kullanılmıştır. Kullanılan veriyi üretmek için bir boyutlu modeller oluşturulmuştur. Şekil 32' deki gibi tanımlanan bir yeraltı hız modeli için öncelikle tabaka parametreleri belirlenir ve bu parametrelere bağlı olarak yapay bir atış kaydı üretilir. Bu yapay verinin üretilmesinde Lai ve Rix (1998) tarafından yazılmış olan Matlab kodları kullanılmıştır. Matlab' da yazılmış olan programının temelini Green fonksiyonu oluşturmaktadır (Hisada, 1994).

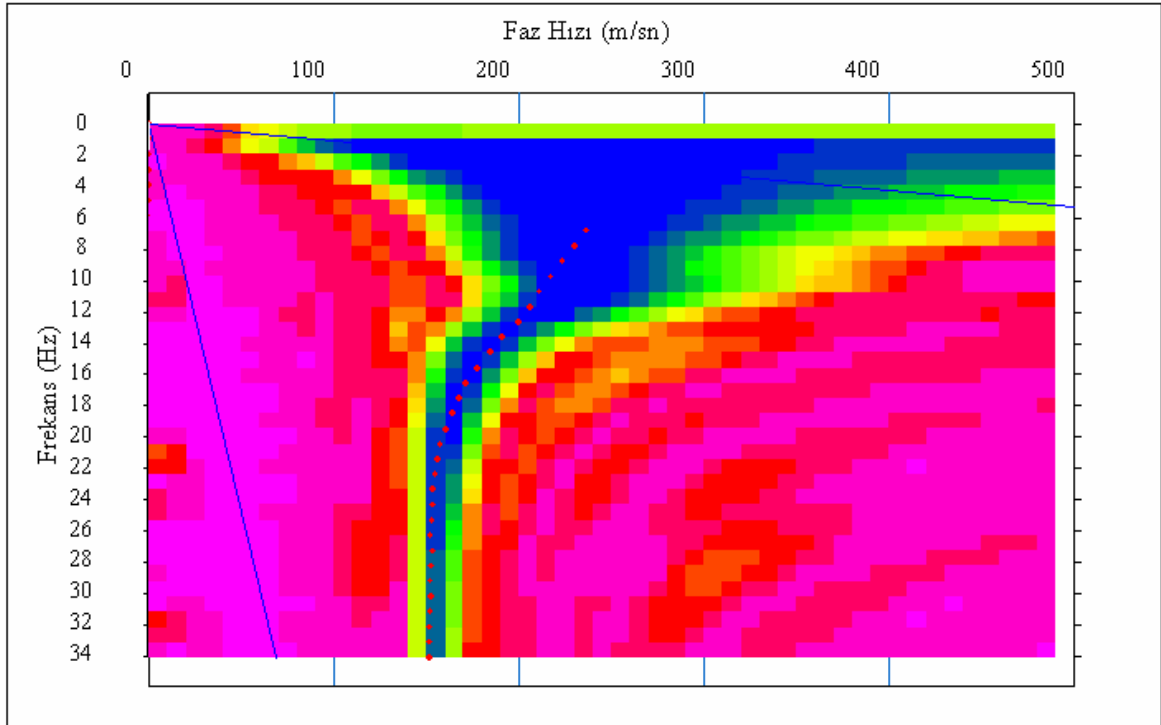


Şekil 32. Sentetik yeraltı modeli

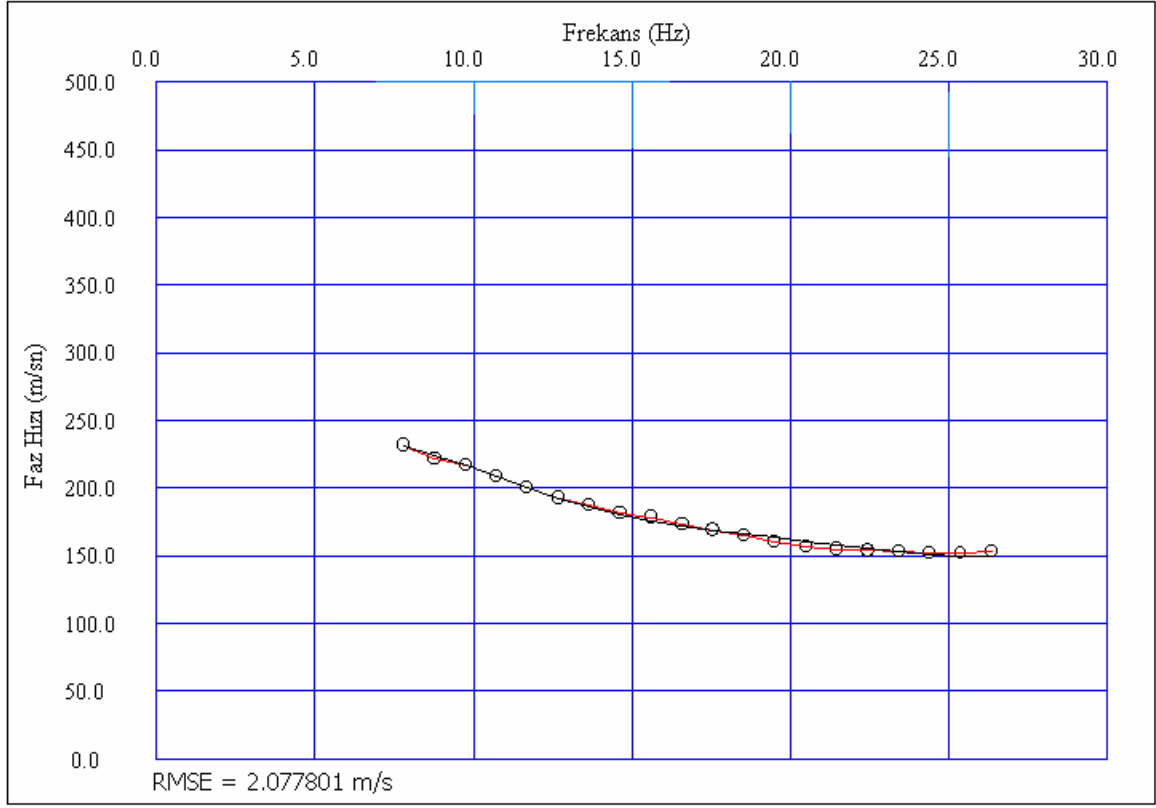
Sentetik veriyi elde etmek amacıyla oluşturduğumuz yer altı modeli için, 3 tabakalı bir yapı seçilip, tabaka yoğunlukları (1.8 gr/cm^3) sabit tutulmuştur. Tabaka kalınlıkları, V_s, V_p hızları ve poisson oranı giriş verisi olarak verilmiştir. Bu modeli oluştururken 48 alıcı, ilk alıcı 5 metrede olmak suretiyle, alıcılar 1 metre aralıklarla olacak şekilde düzenlenmiştir. Bu arazi parametrelerine göre üretilen model için hesaplanan yapay atış kaydı Şekil 33'de görülmektedir. Bu sentetik atış kaydı Geometrics firmasına ait olan SeisImager programı yardımıyla değerlendirilerek faz hız-frekans ortamına aktarılır. Şekil 34'de faz hızı-frekans ortamındaki verinin maksimum genlik noktaları işaretlenmek suretiyle Şekil 35'de görülen dispersiyon eğrisi elde edilmiştir. Elde edilen bu dispersiyon eğrisine doğrusal olmayan en küçük kareler ters çözüm yöntemi uygulanmış ve Şekil 36'da görülen bir boyutlu V_s hızı-derinlik modeli elde edilmiştir. Elde edilen modeli, başlangıç modeli ile karşılaştırıldığında oldukça başarılı bir yakınsama görülmektedir. Her ne kadar başlangıç modeli ile elde edilen sonuç modeli arasındaki V_s hızlarında ufak farklılıklar olsa da derinlikler dikkate alındığında bu farkların göz ardı edilebilecek düzeyde olduğu görülmektedir.



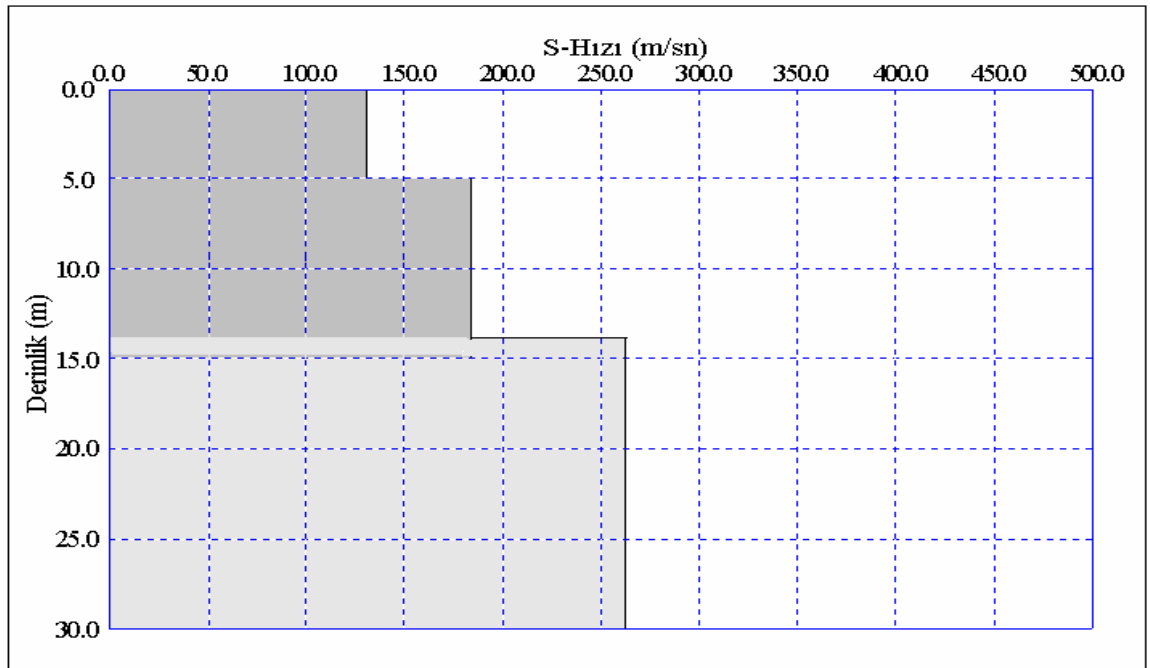
Şekil 33. Sentetik atış kaydı



Şekil 34. Sentetik veriden dispersiyon eğrisinin elde edilmesi.



Şekil 35. Model verisi için elde edilen dispersiyon eğrisi



Şekil 36. Hesaplanan 1-boyutlu kesme dalgası hızı derinlik modeli

2.1.2. Gerçek Veriler Üzerinde Yapılan Çalışmalar

2.1.2.1. Çalışma Alanının Tanıtımı ve Genel Jeolojisi

Çalışma alanı (Şekil 37) ve çevresinde bulunan kayaçlar, litostratigrafik sınıflama ve adlama kuralları (NACS, 1983) esas alınarak tanımlanmış ve bunun sonucunda inceleme alanında yaşlıdan gence doğru Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu ile Pliyosen yaşlı Beşirli Formasyonu belirlenmiştir (Şekil 37).

Kabaköy Formasyonu

İnceleme alanının güney kesimlerinde geniş yüzeylenmeler veren tortul ara katkılı andezit, bazalt ve piroklastitlerden oluşan birim Güven (1993) tarafından tanımlanan Kabaköy Formasyonu ile benzer litolojik ve stratigrafik özellikler gösterdiği için aynı isimle adlandırılmıştır.

Formasyona ait volkanik birimler Gölçayır, Kireçhane, Hacımehmet ve Bulak Mahalleleri'nde, tortul birimler ise genellikle Değirmendere vadisi boyunca, İncesu Mevkii'nde geniş yüzeylenmeler göstermektedir.

Çalışma alanının genellikle güney kesimlerinde özellikle Kirli Tepe çevresinde yüzeylenme veren birimin kalınlığı yaklaşık 700 metredir (Güven, 1993).

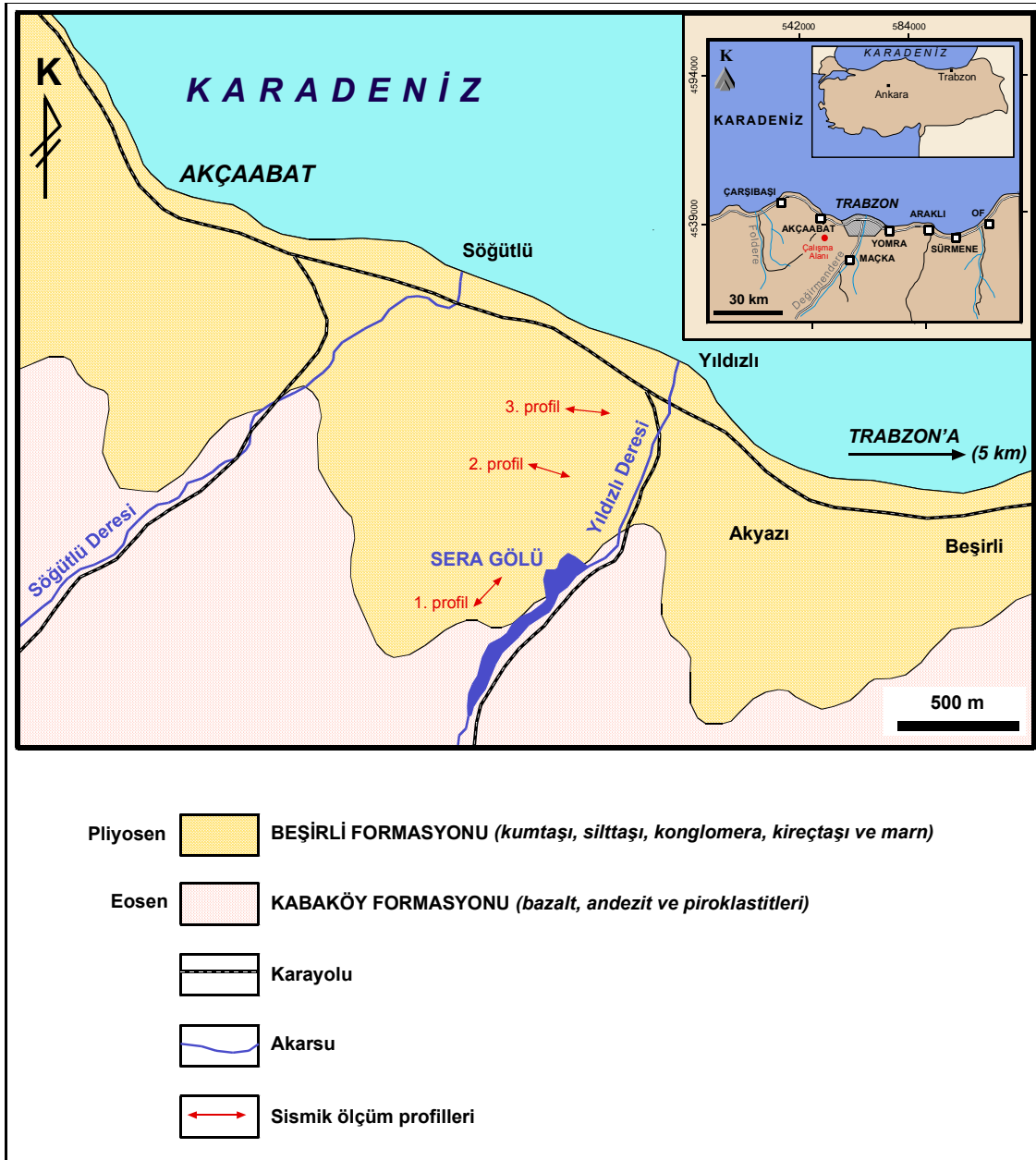
Genellikle koyu renkli olan volkanitlerin tabanında yer alan sarımsı renkli bol fosilli tortul kayaçlar bir kılavuz seviye niteliğindedir. Bu seviye içerisindeki tortul kayaçlarda bulunan *Nummulites cf. globulus* (Leymerie), *Assilina cf. Exponens* (Sowerby), *Assilina cf. Spira*, *Nummulite sp.*, *Discocyclina sp.*, *Asterocyclina sp.*, *Actinocyclina sp.* ve *Alveolina sp.* fosilleri formasyonun yaşının Erken-Orta Eosen olduğunu göstermektedir (Güven, 1993).

Beşirli Formasyonu

Gevşek çimentolu tortul birimlerden oluşan birim, ilk olarak Güven (1993) tarafından tanımlanan Beşirli formasyonu ile benzer litolojik ve stratigrafik özellikler taşıdığı için aynı isimle adlandırılmıştır.

İnceleme alanda Beşirli Mahallesi, Akyazı ve Yıldızlı Beldeleri çevresinde geniş yüzeylenmeler veren kaba taneli çakıltası ve kumtaşlarından oluşan birimin kalınlığı yaklaşık 50-75 metredir.

Yaşını saptayacak herhangi bir veri bulunamayan formasyonun, Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunuşu ve kumlu-killi seviyelerde taşınmış Miyosen yaşlı fosil parçaları içermesi göz önünde tutularak, Pliyosen yaşında olduğu kabul edilmiştir (Güven, 1993).



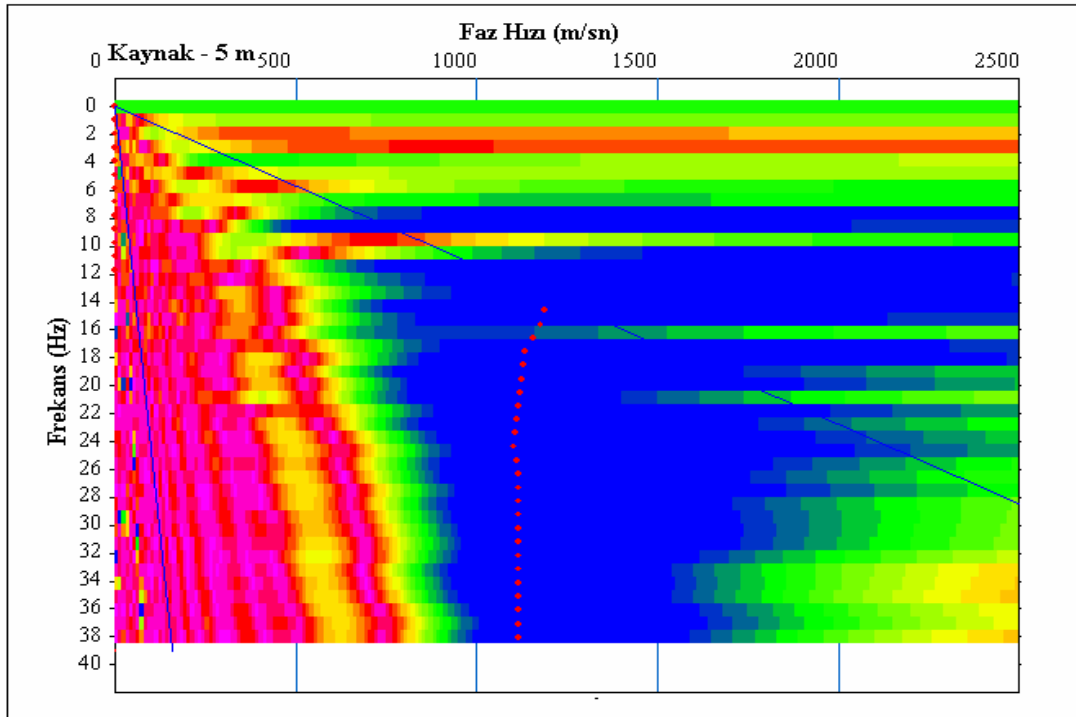
Şekil 37. İnceleme alanının genel jeoloji haritası (Güven, 1993).

2.1.2.2. Arazi Ölçümlerin Alınması ve Değerlendirilmesi

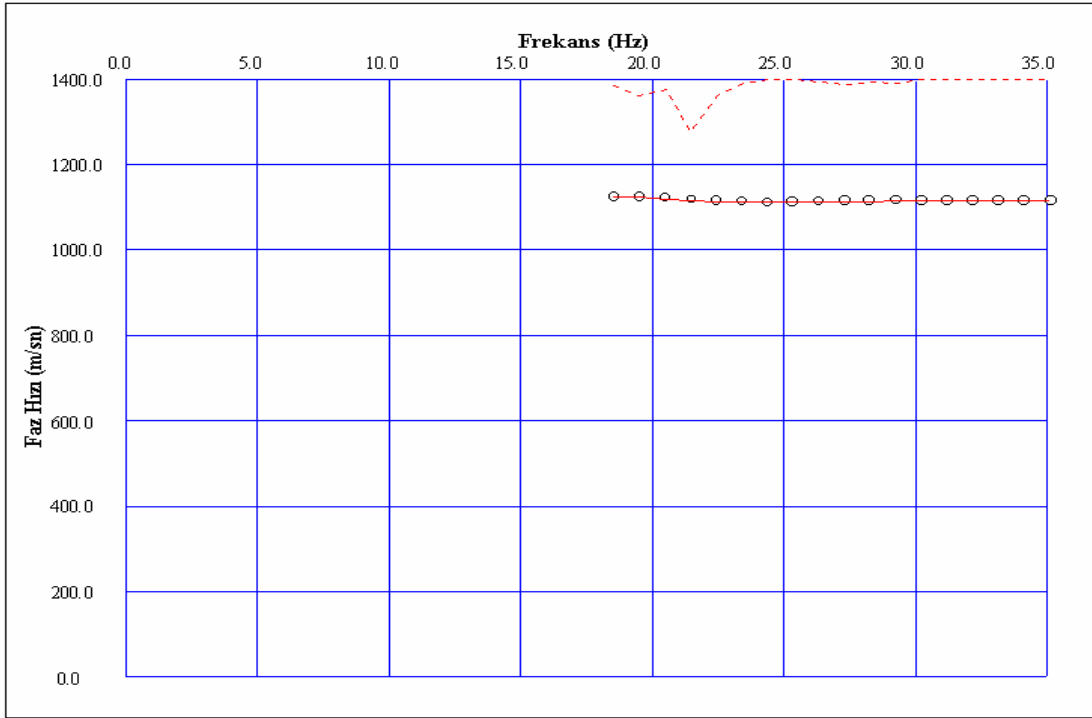
Mühendislik Jeofiziği amaçlı yapılan bu çalışmada, yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemini kullanmak suretiyle kesme dalgası hızı belirlenmiş ve bu hız bilgilerinden yararlanarak araştırma bölgesinde zemine ait mühendislik özellikleri hesaplanmıştır. Trabzon ili Akçaabat ilçesi sınırlarını ve mücavir alanlarını içine alan inceleme alanı bölgesinde sismik kırılma yöntemi kullanılarak ölçümler alınmıştır. Yüzey dalgası verileri, 3 ayrı profilde Jeofizik Mühendisliği bölümüne ait olan Geometrics firmasının ürettiği ES-3000 marka araştırma sismografi ile alınmıştır. Enerji kaynağı olarak balyoz ve demir bir plaka kullanılmıştır. 24 adet 4,5 Hz lik alıcılar kullanılarak alınan ölçümlerde, alıcı aralıkları birinci ve üçüncü profilde 2m, ikinci profilde ise 1.5m alınmıştır. Kaynak alıcı ofseti ise her üç profilde de 5 metre olarak alınmıştır. Her üç profilde örnekleme aralığı 0.5 msn seçilmiş ve 1sn süreyle kayıtlar alınmıştır. Arazide birinci, ikinci ve üçüncü profil boyunca alınan verilerin, yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi ile değerlendirilmesi yapılmıştır. Şekil 38’de birinci profilde elde edilen sismik kayıt görülmektedir. Birinci profilde oldukça sığ (30-50 cm) bir örtü tabakası ve onun altında 15-20 metre derinliğe kadar inen oldukça sert bir ana kaya mevcuttur. Kayıta yüzey dalgaları hakim olmakla birlikte açık bir dispersiyon görülememektedir. Şekil 39’da elde edilen verinin faz hızı-frekans kesiti görülmektedir. Şekil 39 üzerinde temel mod açıkça görülmekte ve diğer modlardan ayırımı kolaylıkla yapılabilmektedir. Şekil 39’deki frekans ortamındaki verinin maksimum genliklerin pik noktalarını işaretlemek suretiyle şekil 40’da görülen dispersiyon eğrisi elde edilmiştir. Şekil 40’da ki dispersiyon eğrisinin genel karakteristiğinden de hız değişiminin olmadığı açıkça görülmektedir. Elde edilen dispersiyon eğrisine yinelemeli bir çözüm uygulanır. Bu çözümde önce düz çözüm uygulanarak bir başlangıç modeli belirlenir. Başlangıç modelini program dispersiyon eğrisinin genel karakteristiğinden ve atış kaydı üzerindeki yüzey dalgası paketinin görünür hızını dikkate alarak oluşturur. Daha sonra bu başlangıç modeline doğrusal olmayan ters çözüm yöntemi uygulanarak bir boyutlu kesme dalgası hız-derinlik modeli elde edilir (Şekil 41). Başlangıç modeli ne kadar iyi oluşturulursa sonuç o kadar iyi olacaktır. Son adımda ise hesaplanan dispersiyon eğrisi ile teorik eğrinin çakışmasına bakılır (Şekil 42). Eğer çakışma sağlandıysa işlem tamamlanmış olur. Eğer çakışma sağlanmadıysa başlangıç parametreleri değiştirilir ve işlem tekrarlanır. Bu işlem en iyi çakışma sağlanana kadar devam eder.



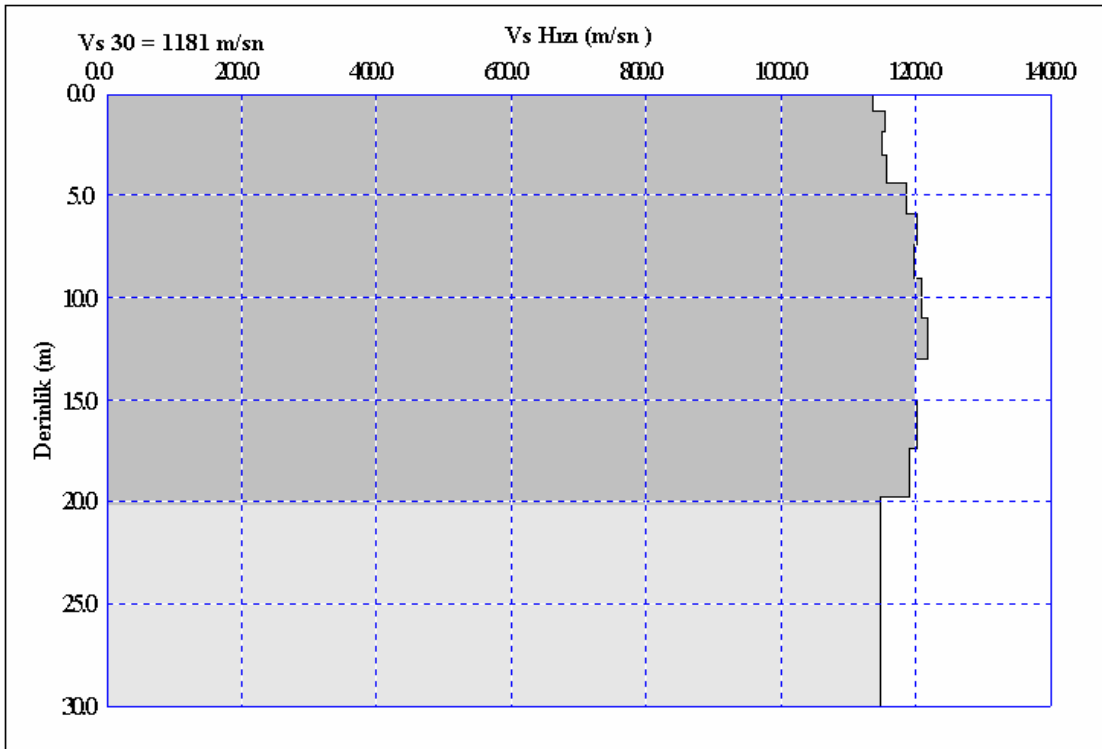
Şekil 38. Birinci profilden elde edilen atış kaydı



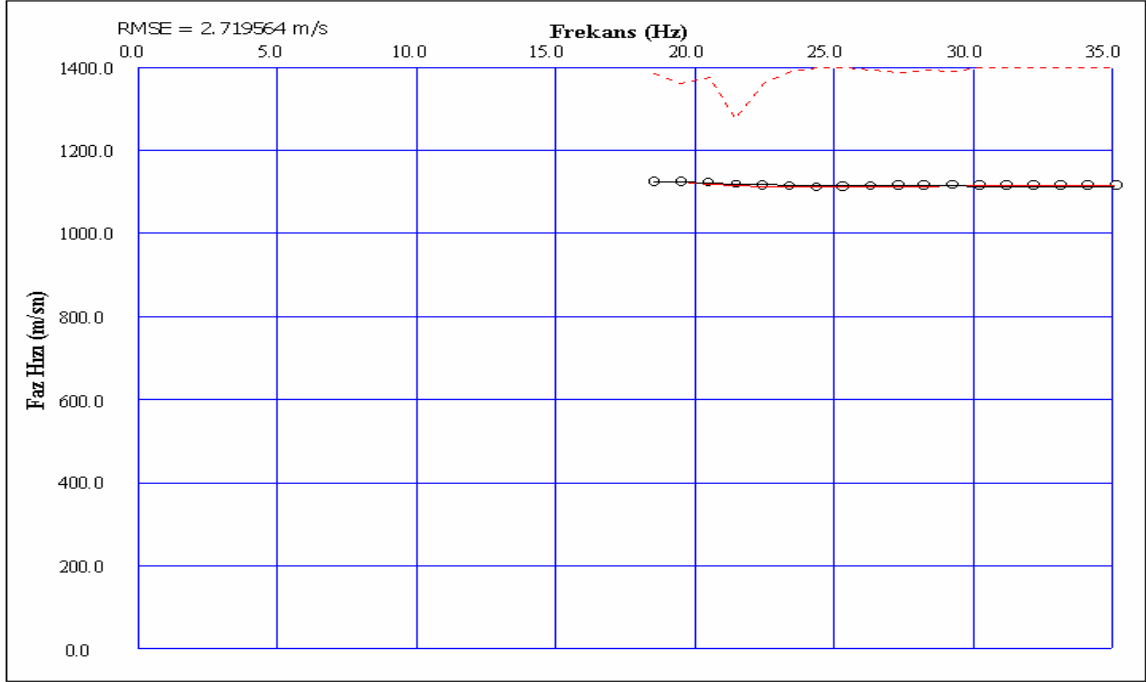
Şekil 39. Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi



Şekil 40. Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi

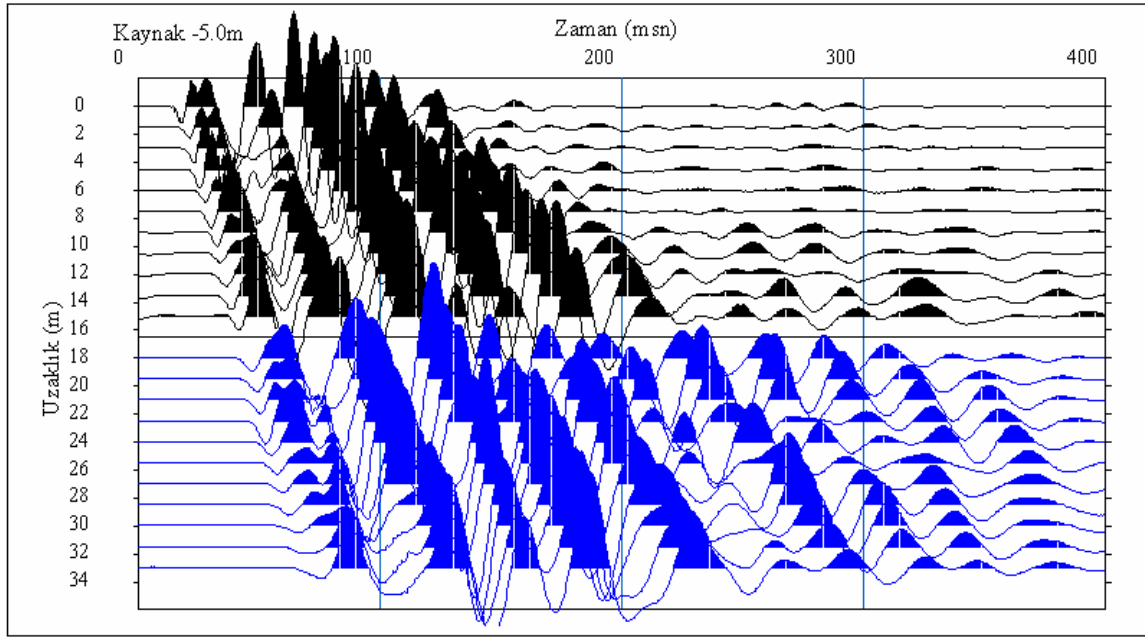


Şekil 41. Hesaplanan 1-boyutlu kesme dalgası hızı-derinlik-modeli

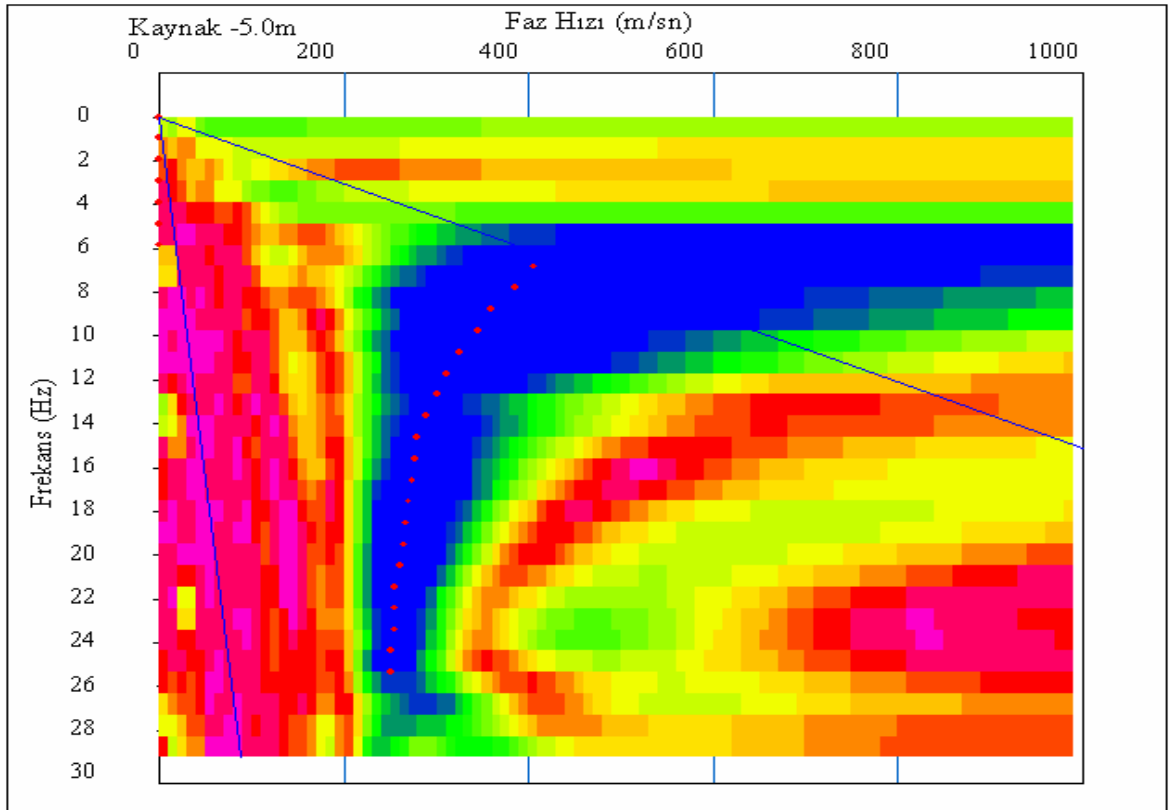


Şekil 42. Hesaplanan ile teorik dispersiyon eğrisinin çakışması

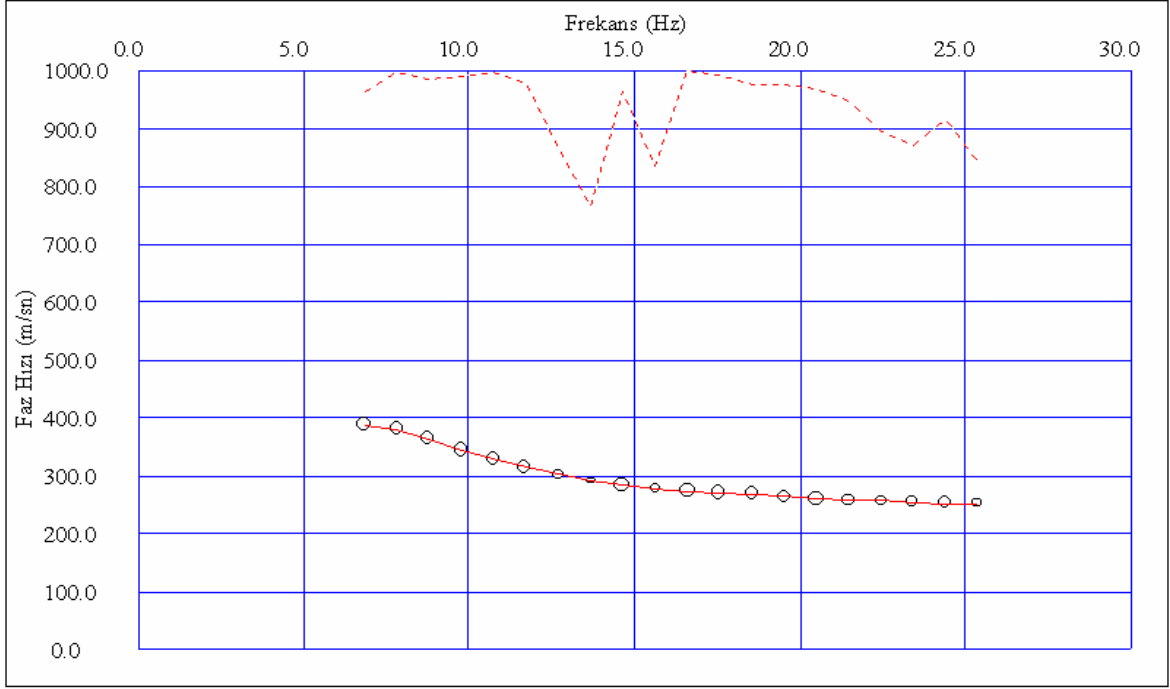
İkinci profilde ise ölçüm alınan yerde 2 metreye kadar inen düşük hızlı bir örtü tabakası onun altında nispeten daha sağlam bir ana kaya bulunmaktadır. Şekil 43 bu alanda alınan atış kaydını göstermektedir. Atış kaydından yüzey dalgalarının hakim olduğu görülmektedir. Üç profilde alınan kayıtlar içinde dispersiyon en açık biçimde bu kayıta görülmektedir. Atış kaydı ne kadar dispersif özellik gösterirse frekans ortamındaki veride (Şekil 44) mod ayrımı yapmak ve maksimum genlik noktalarını işaretlemek o kadar kolay olur. Şekil 45’de görülen dispersiyon eğrisinin karakteristiği sonuçta elde edilen S-dalgası hızıyla uyushmaktadır. Bu profilde dispresiyon eğrisinin elde edilmesi ve bu dispersiyon eğrisinden S-dalgası hızının belirlenmesi birinci profilde anlatıldığı gibi yapılmaktadır.



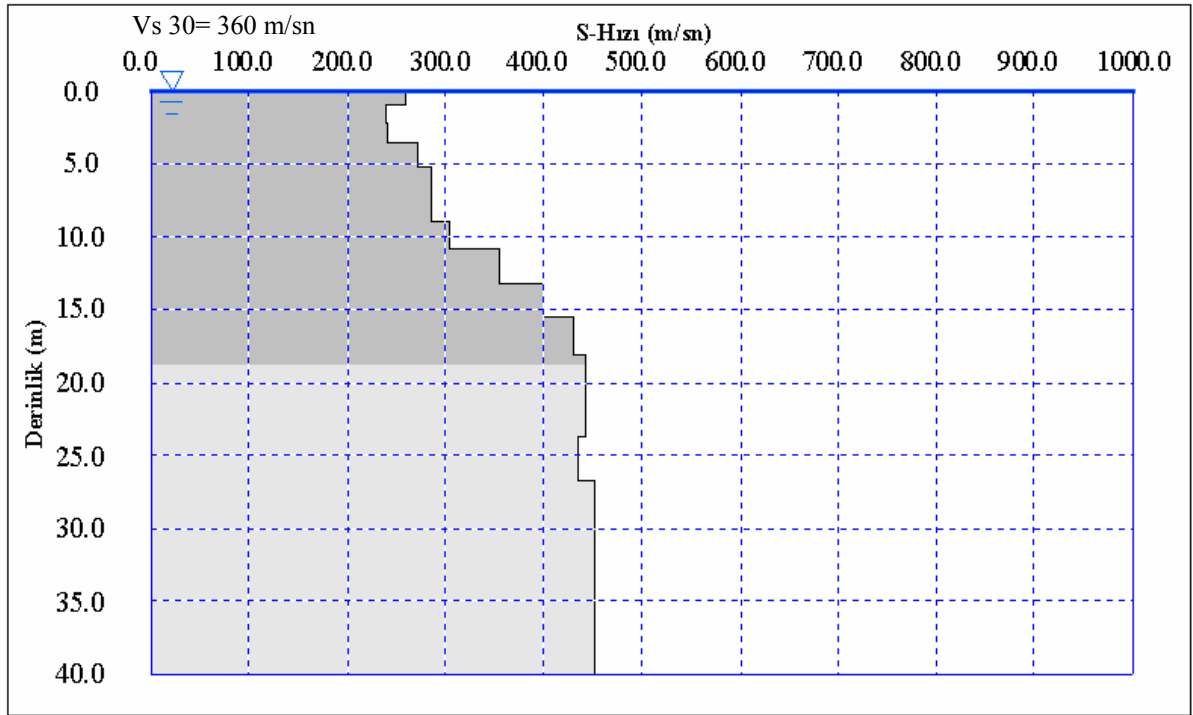
Şekil 43. İkinci profilden elde edilen atış kaydı



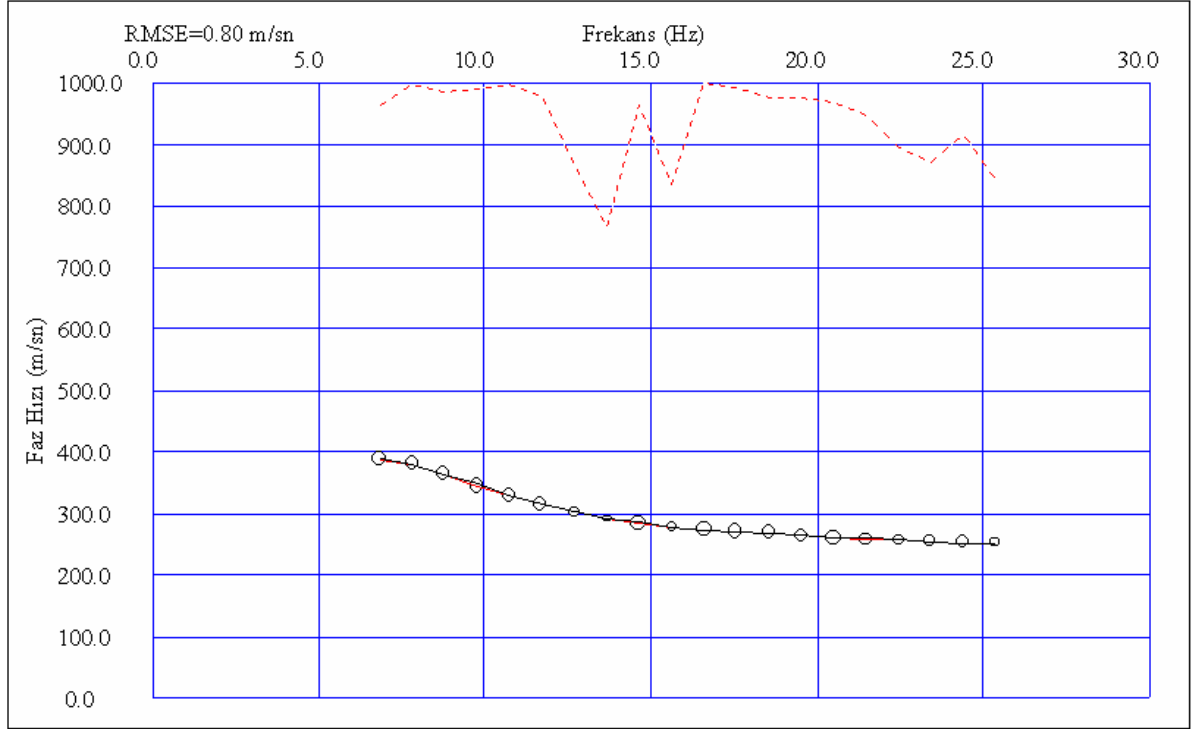
Şekil 44. Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi



Şekil 45. Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi

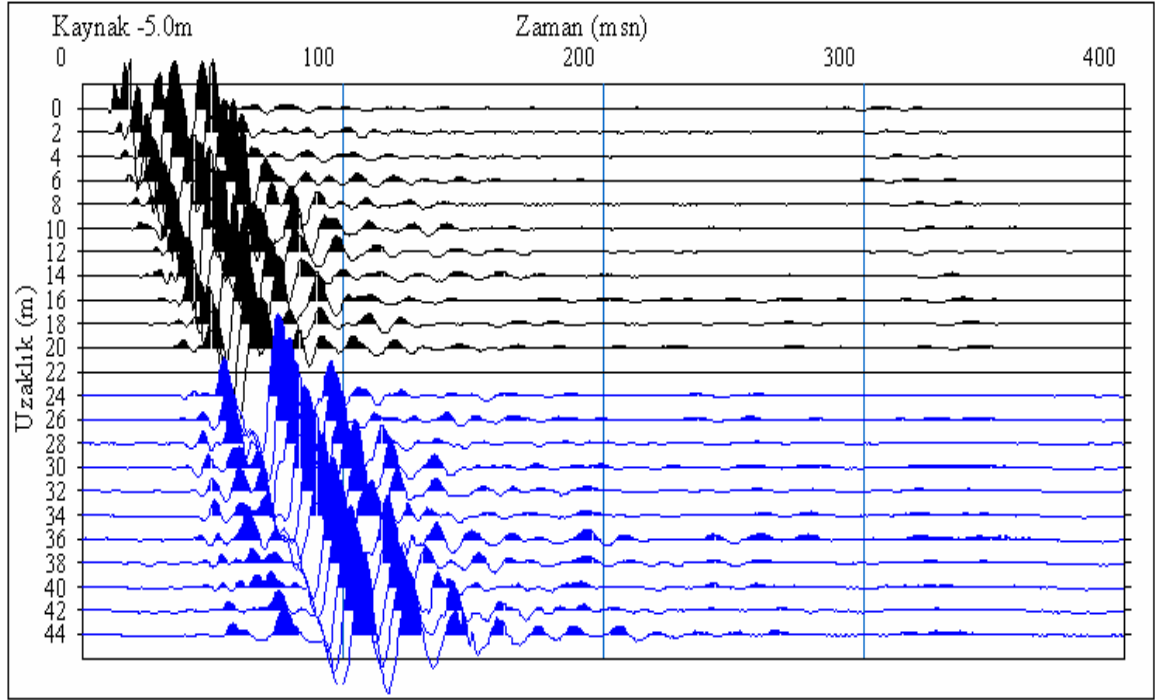


Şekil 46. Hesaplanan 1-boyutlu kesme dalgası hız-derinlik-modeli

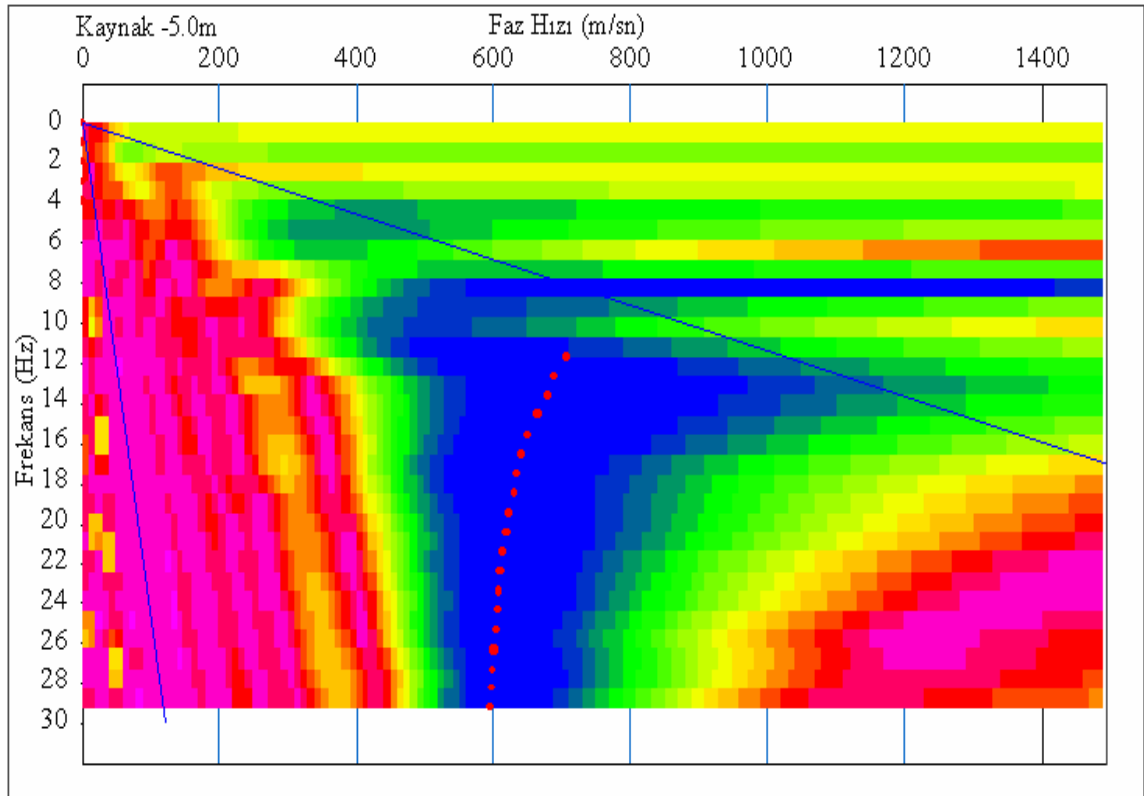


Şekil 47. Hesaplanan ile teorik dispersiyon eğrisinin çakışması

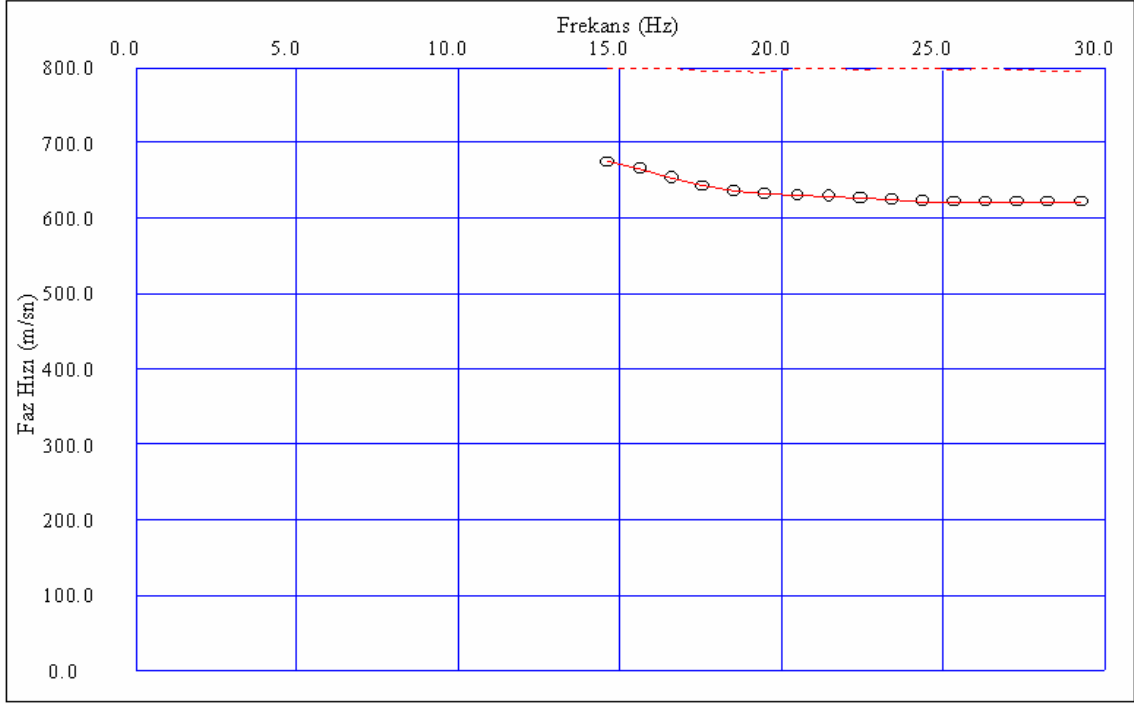
Üçüncü profilde ise 1- 1.5 metrelik bir örtü tabakası ve ikinci profile göre nispeten daha hızlı bir yapıya sahiptir. Şekil 48'deki atış kaydını inceleyecek olursak yüzey dalgaları baskın olarak görülmekte olup fakat ikinci profile kıyaslayacak olursak dispersiyon daha az görülmektedir. Diğer profillerde olduğu gibi bu profilde temel mod ayrımı (Şekil 49) kolaylıkla yapılabilen ve dispersiyon eğrisi güvenilir bir şekilde elde edilmektedir. Şekil 50' te görülen dispersiyon eğrisinin karakteristiği sonuçta elde edilen S dalgası hız yapısını yansıtmaktadır. Bu profil de S dalgası hızının elde edilmesi için birinci profilde anlatılan yol izlenmektedir.



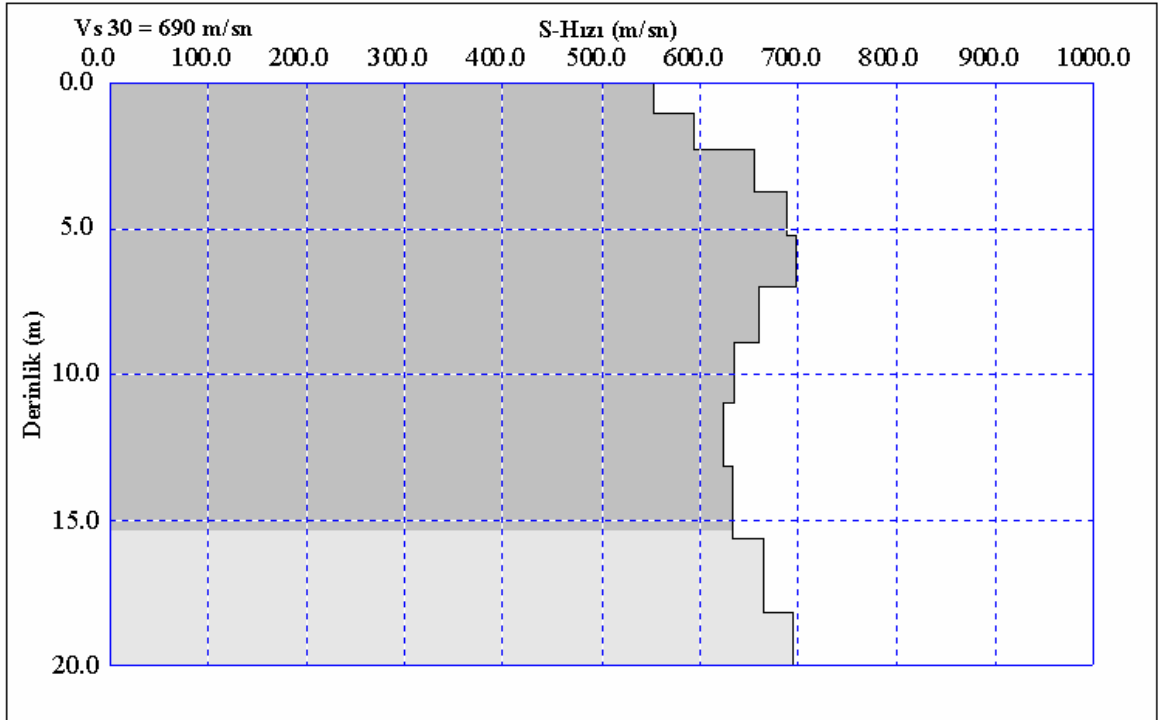
Şekil 48. Üçüncü profilden elde edilen atış kaydı



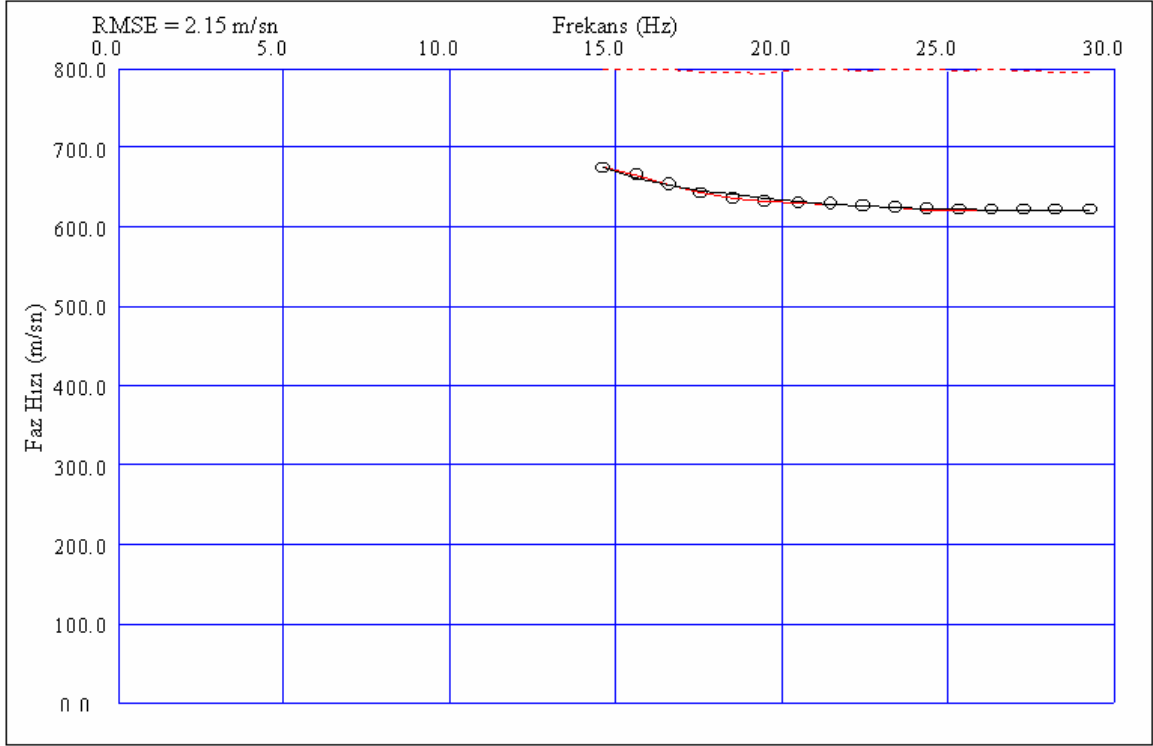
Şekil 49. Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi



Şekil 50. Atış kaydından elde edilen dispersiyon eğrisi



Şekil 51. Hesaplanan 1-boyutlu kesme dalgası hız-derinlik-modeli



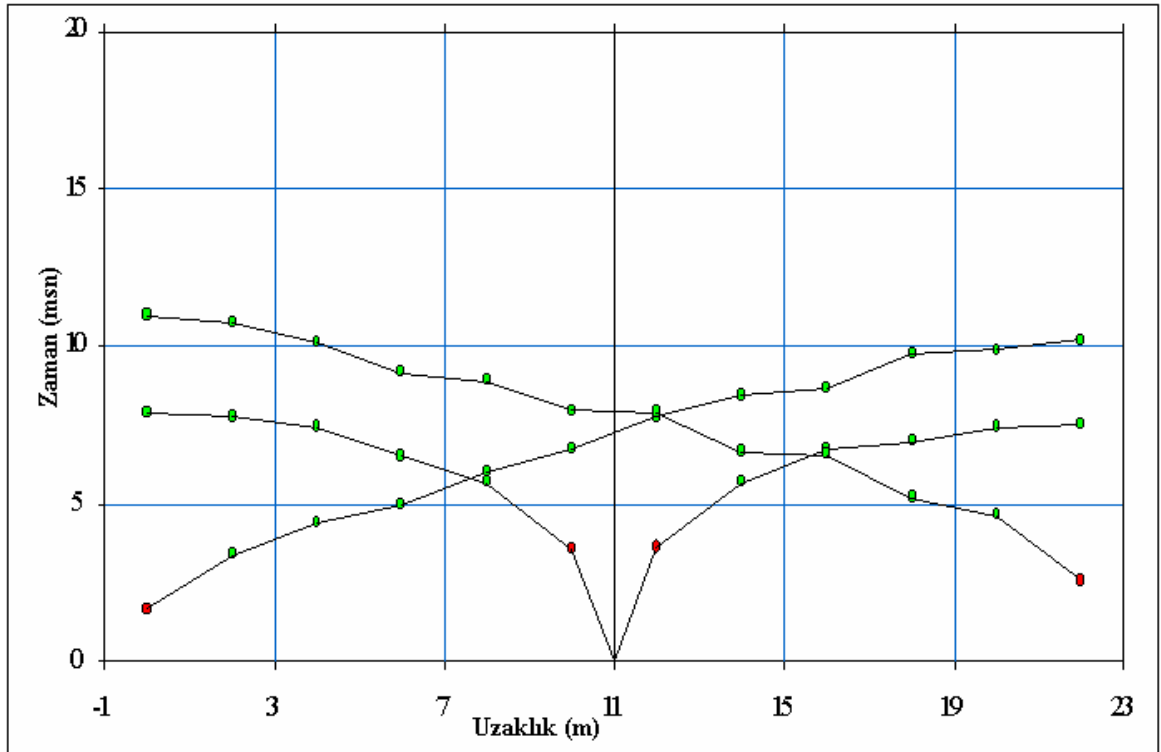
Şekil 52. Hesaplanan ile teorik dispersiyon eğrisinin çakışması

Vp Hızlarının ve Yeraltı Yapısının Elde Edilmesi

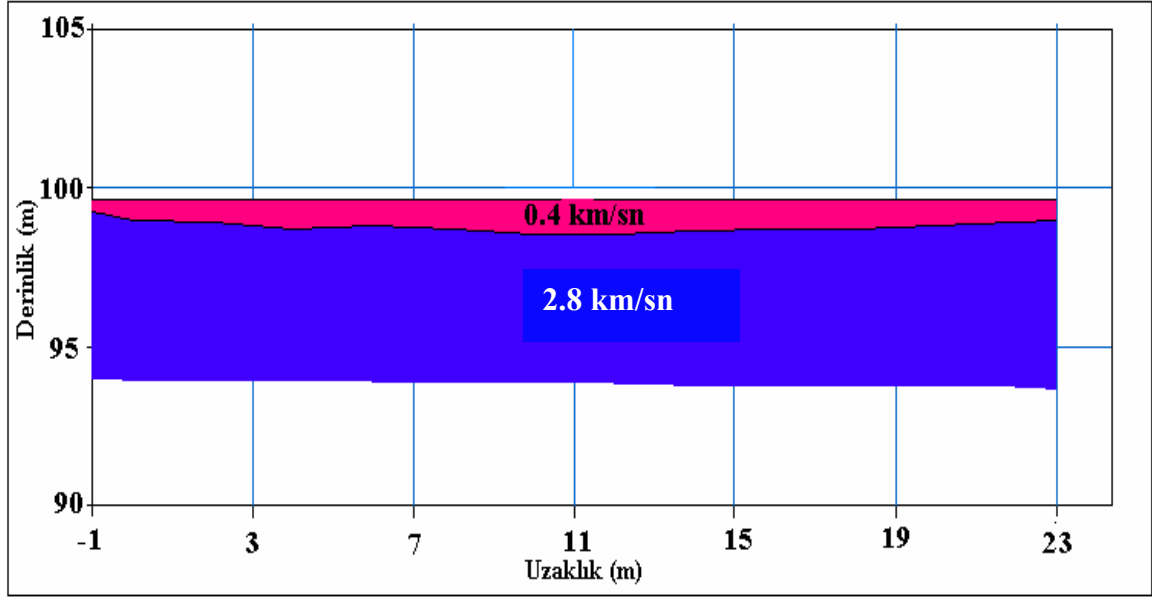
İnceleme alanında Beşirli formasyonunun yüzeylendiği bölgede yüzey dalgası analiz yöntemi kullanılarak üç profile ait bir boyutlu Vs hız yapıları belirlenmiştir. Ayrıca, profillere ait Vp hızları da hesaplanmıştır. Her üç profilde de Vp hızlarını belirlemek içinde kayıtlar alınmıştır. Vs hızlarında olduğu gibi Vp hızlarını da belirlerken sismik kırılma yöntemi kullanılmış olup elde edilen veriler yine Geometrics firmasına ait olan Seisimager programının modifeye edilmiş sürümü kullanılarak değerlendirilmiştir. Sismik kayıtlar üç noktadan olmak üzere, (baştan, ortadan ve sondan) yer ile teması iyi sağlanmış düşey demir bir levhanın üzerine balyoz yardımıyla vurularak elde edilmiştir. Ara yüzey boyunca seyahat eden dalgalar yer ile teması iyi sağlanmış 4.5 Hz lik 12 tane düşey bileşen alıcılar kullanılarak kaydedilmiştir. Her üç profilde alınan atış kayıtları üzerinde ilk varış noktaları okunarak Şekil 53, 56, ve 59 da görülen zaman-uzaklık grafikleri elde edilmiştir. Elde edilen bu zaman-uzaklık grafikleri üzerindeki doğruların eğimlerinin tersinden Vp hızları hesaplanmış ve gecikme zamanı yöntemiyle yeraltı yapıları belirlenmiştir. (Şekil 54, 57,

60). Son olarak da ışın izleme yöntemi kullanılmak suretiyle hesaplanan eğriler ile teorik eğrilerinin karşılaştırılması yapılmıştır (Şekil 55, 58, 61). Burada çakışma beklenen hata oranıyla sağlandıysa işleme son verilir. Eğer çakışma oranı beklenenden büyük çıkmış ise zaman uzaklık grafiğine dönülür varış zamanları ile seçilen tabaka noktaları kontrol edilerek tekrar çözüm yapılır. Eğer hala hata oranı beklenenden fazla çıkmış ise en başa dönülür ve ilk varış zamanları yeniden okunur ve çözüm tekrarlanır.

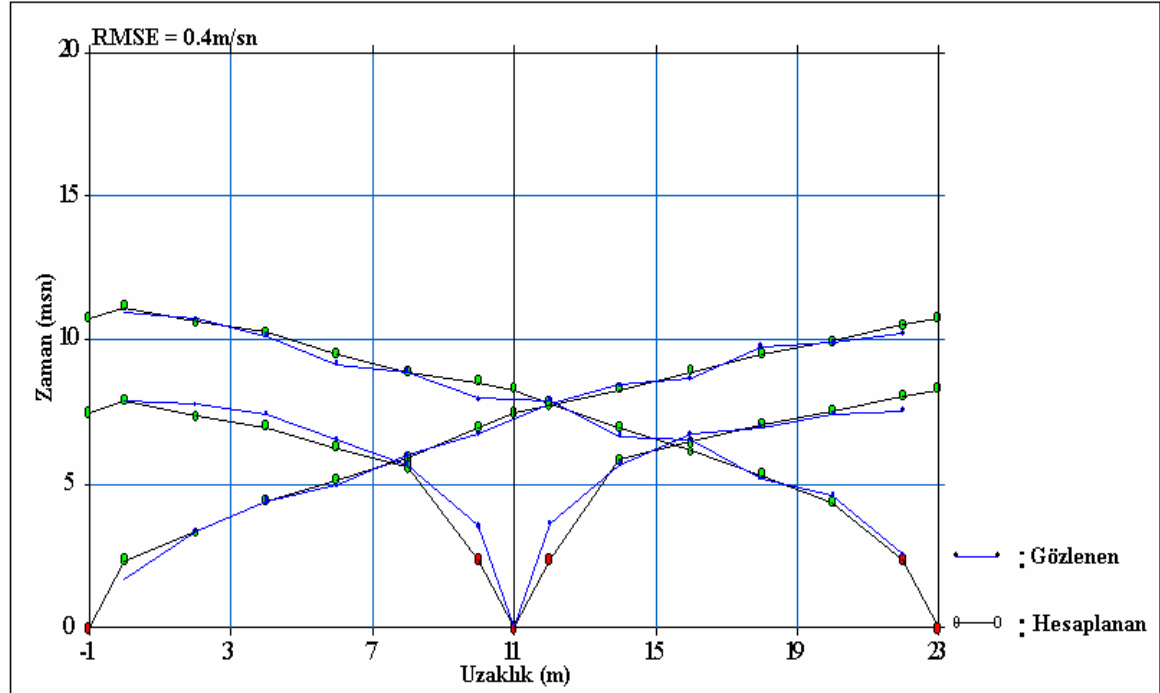
Birinci, ikinci ve üçüncü profil için P dalgası hızı atış kayıtları, birinci, ikinci ve üçüncü profillerde S-dalgası hızlarının elde edildiği hatlar boyunca alınmıştır. S-dalgasından tek fark olarak 12 tane düşey alıcı kullanılmıştır. Birinci ve üçüncü profillerde alıcı aralıkları 2 metre, ikinci profile ise 1.5 metre seçilmiştir. Birinci profile çok sığ ve düşük hızlı bir örtü tabakası ve onun altında ana kaya görülmektedir. Burada bu kadar sığ bir örtü tabakasının olmasının sebebi ölçüm alınan profilin oldukça yüksek eğimli bir yamaç olmasıdır. İkinci profile ise birinci profile aynı hızlı fakat daha derin bir örtü tabakası ve onun altında birinci profile göre oldukça düşük hızlı bir ana kaya mevcuttur.



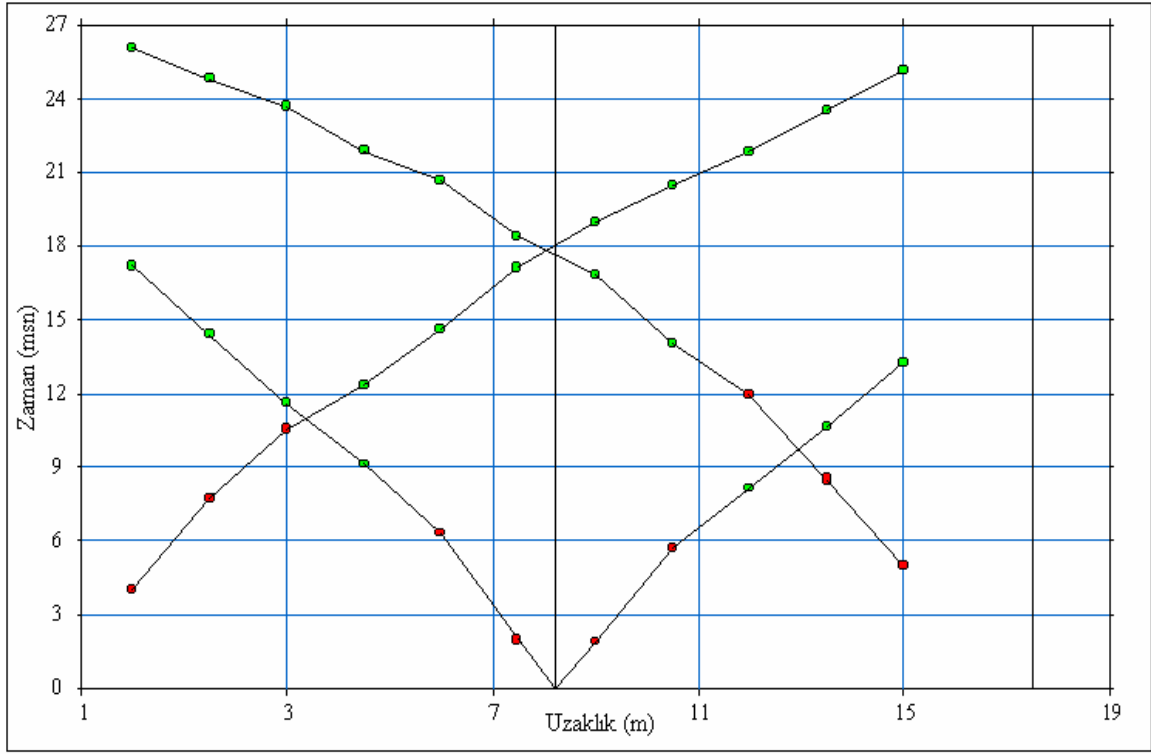
Şekil 53 Birinci profile ait Vp hızı zaman-uzaklık grafiği



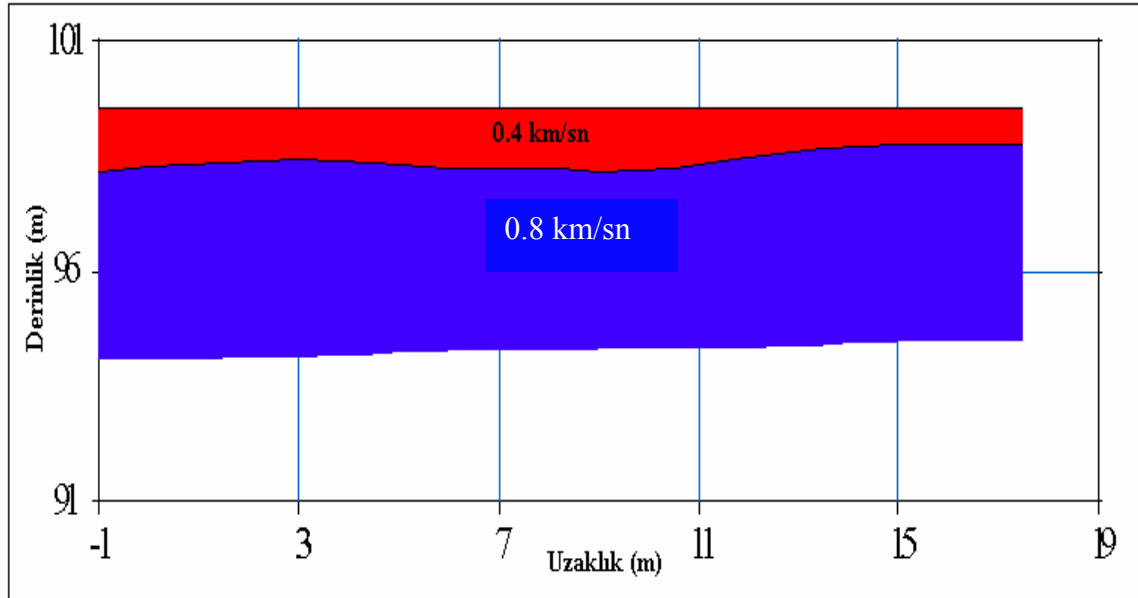
Şekil 54. Birinci profilden hesaplanan V_p hızı yeraltı modeli



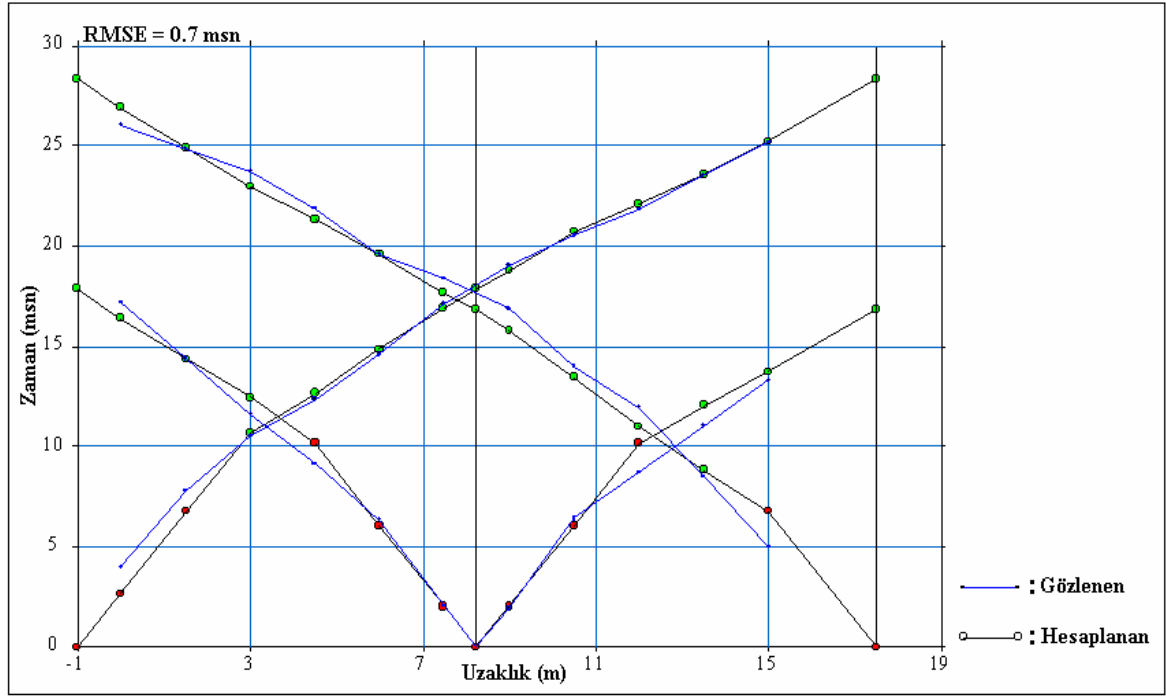
Şekil 55. Hesaplan ile gözlenen eğrinin çakışması



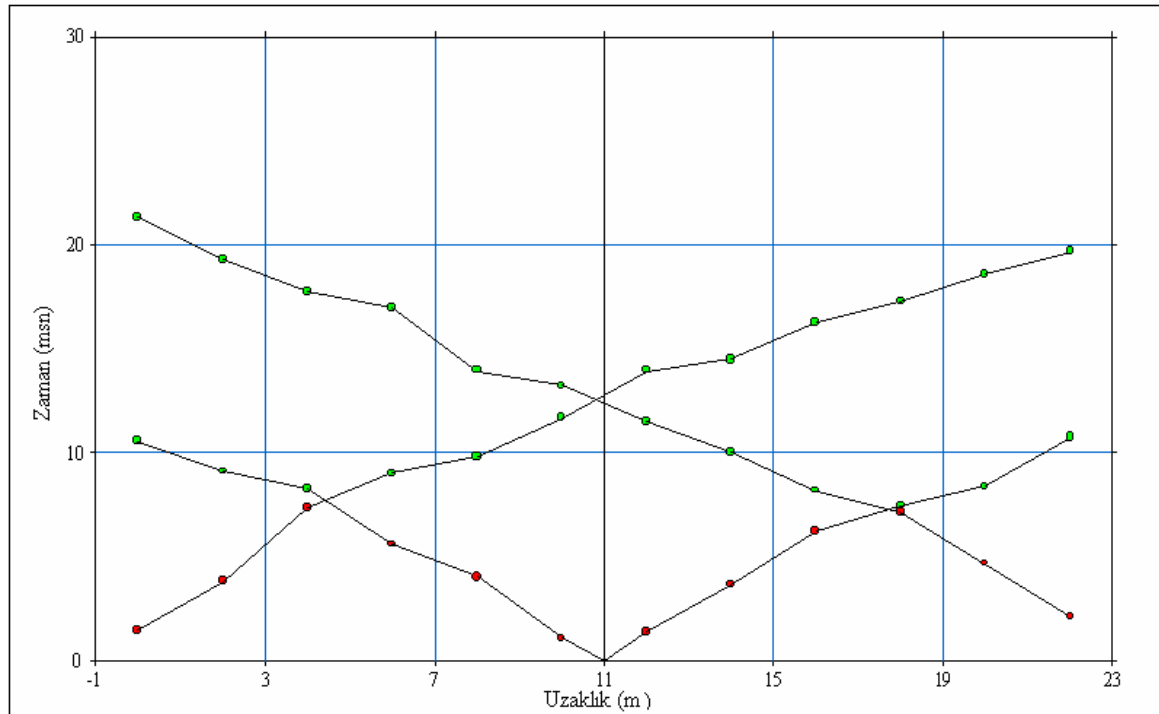
Şekil 56. İkinci profile ait V_p hızı zaman-uzaklık grafiği



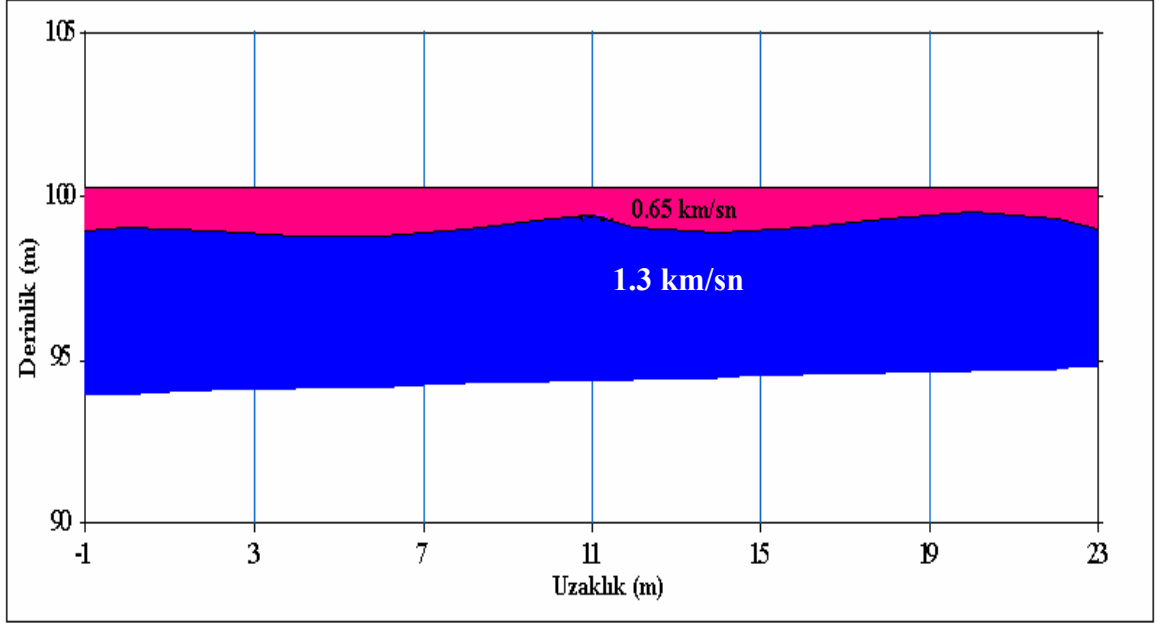
Şekil 57. İkinci profilden hesaplanan V_p hızı yeraltı modeli



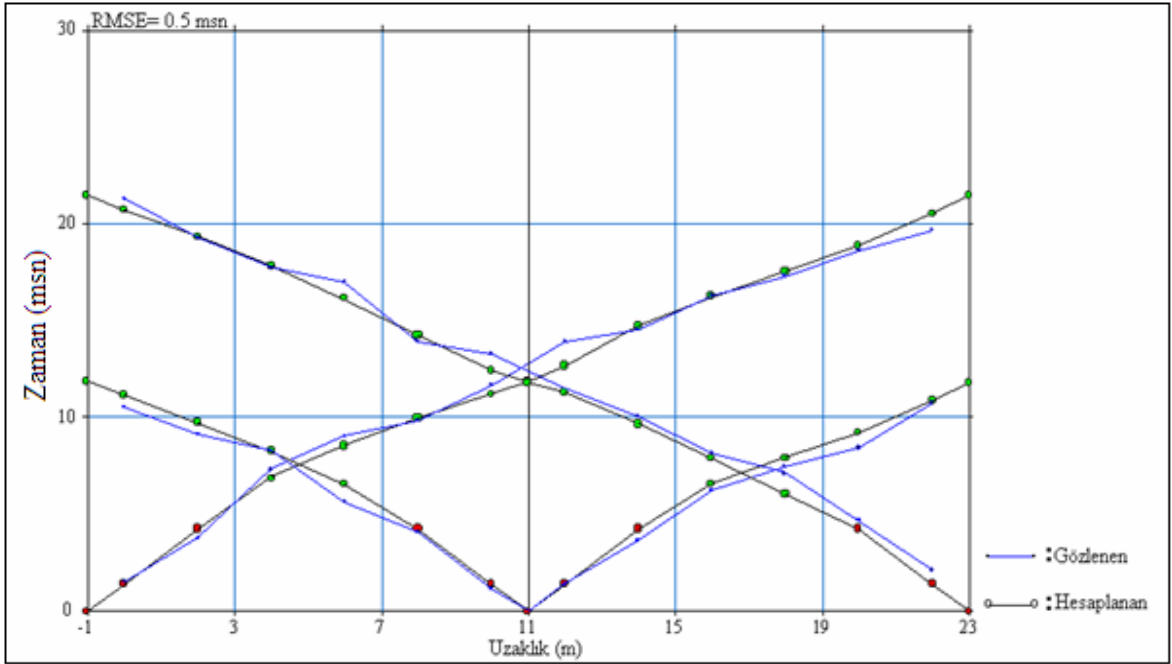
Şekil 58. Hesaplan ile gözlenen eğrinin çakışması



Şekil 59. Üçüncü profile ait Vp hızı zaman-uzaklık grafiği



Şekil 60. Üçüncü profilden hesaplanan V_p hızı yeraltı modeli



Şekil 61. Hesaplan ile gözlenen eğrinin çakışması

2.1.3. Beşirli Formasyonun Bazı Mühendislik Özelliklerinin Belirlenmesi

2.1.3.1. Dinamik-Elastik Parametrelerin Hesaplanması

Bölüm 2.1.2.2’ de, arazide ölçülen atış kayıtlarının çözümlerinden elde edilen V_p ve V_s hızları ilgili ampirik bağıntılarda kullanılarak inceleme alanına ait zeminin dinamik-elastik parametreleri hesaplanmış ve sonuçları Tablo-4’ te verilmiştir. Bu parametreler, Matlab kodlarını kullanarak yazmış olduğumuz basit bir program yardımıyla ile hesaplanmıştır. Bu programın kullanımıyla tek tek bütün parametreler için ampirik formüllerinin kullanılması önlemiş olup, hem zamandan tasarruf yapılmış olup hem de parametrelerin yanlış hesaplanma ihtimalini ortadan kaldırmıştır.

Tablo 4. Dinamik-elastik parametreler

V_p (m/sn)	V_s (m/sn)	V_p/V_s	ρ (gr/cm ³)	ν	G (Kg/cm ²)	E (Kg/cm ²)	K (Kg/cm)
2800	1181	2,37	2.26	0,3900	31452,2	87550.28	134857.6
800	360	2,22	1.65	0,3730	2136,679	5867,493	7702.59
1300	690	1,88	1.86	0,3038	8862.285	23111.01	19641.85

2.1.3.2. Zemin Büyütme Faktörünün Hesaplanması

İnceleme alanından elde edilen V_s hızlarından, bir deprem sırasında esnek bir yapının davranışını denetleyen parametrelerden biri olan zemin büyütme faktörü denklem (1.23) ve (1.24)’ te verilen bağıntılar yardımıyla hesaplanmış ve sonuçlar Tablo 5’te verilmiştir.

Tablo 5. Zemin Büyütme Değerleri

V_{S30} (m/sn)	Büyütme Faktörü, A_k
1181	1
360	1.98
690	1.34

Tablo 5' ten görüldüğü gibi V_s hızlarının azalmasıyla birlikte zemin büyütme faktörü de artmaktadır. Bunun anlamı bir deprem sırasında sert zeminlerde fazla bir büyütme meydana gelmezken, zeminin gevşekliliği, çatlaklığı artıkça zemin büyütmesi de o oranda artış göstermektedir. Yerel zemin koşullarının farklılık gösterdiği bölgelerde depreme dayanıklı yapı tasarımı yapılırken bu özelliklerin bilinmesi gerekmektedir.

2.1.3.3. Taşıma Gücünün Hesaplanması

İnceleme alanından hesaplanan V_s hızlarından, zeminin taşıma gücü (1.26) bağıntısı kullanılarak hesaplanmış ve sonuçlar Tablo 6'da verilmiştir.

Tablo 6. Taşıma Gücü Değerleri

V_s (m/sn)	Taşıma Gücü, q_u (kg/cm ²)
1181	26.57
360	5.94
690	12.83

Tablo 6'dan da görüldüğü gibi kesme dalgası hızlarının artmasıyla zeminin emniyetli taşıma gücü değerleri de artmaktadır. Tablo 6' da birinci, ikinci ve üçüncü satır sırasıyla

birinci, ikinci ve üçüncü profile ait değerleri göstermektedir. Bu değerler zeminin genel taşıma gücünü göstermektedir. İkinci profilden başlayıp üçüncü ve birinci profile doğru taşıma gücü değerleri artmaktadır. Bu da zeminin gittikçe sağlamlaştığını göstermektedir.

2.1.3.4. Zemin-Hakim Titreşim Periyodunun Hesaplanması

İnceleme alanında yapılan ölçümler sonucu elde edilen kesme dalgası hızları kullanılarak zeminlerin hakim titreşim periyotları denklem (1.27)' deki bağıntı yardımıyla hesaplanmış ve sonuçlar Tablo 7' de verilmiştir.

Tablo 7. Zemin-hakim titreşim periyodu değerleri

Vs (m/sn)	Zemin-Hakim Titreşim Periyodu (sn)
1181	0.10
360	0.33
690	0.17

Bir deprem hareketinin zemin hakim periyodu ile inşaatın doğal periyodu çakıştığı anda, yani rezonans durumunda teorik olarak tahribatin en fazla olduğu durum oluşur. Rezonans olayının meydana gelmemesi için bir zemin üzerine yapı yapılmadan önce zemin hakim titreşim periyodu mutlaka belirlenmelidir.

3. SONUÇLAR

Türkiye gibi aktif deprem bölgesinde bulunan bir ülkede, meydana gelen bir depremde veya üzerlerini herhangi bir yük binmesi karşısında zeminlerin nasıl bir davranış göstereceği çok önemlidir. Can ve mal kayıplarını minimuma indirilebilmesi için mühendislik yapısı yer seçimi veya zeminin durumuna göre yapıların inşası oldukça önemlidir. Zeminlerin bu yükler etkisi altında nasıl davranış göstereceği yerinde mühendislik özelliklerin belirlenmesiyle mümkündür. Bu özellikler, Jeofizik yöntemler kullanarak belirlenebilir. Bu özelliklerin belirlenebilmesi için yeraltındaki yapısal birimleri oluşturan tanelerin boyutu, biçimi ya da sıklığından etkilenen kesme dalgası hızının belirlenmesi çok önemlidir. Kesme dalgası hızı ise; sismik kırılma ve yansıma, kuyu ölçümleri ve yüzey dalgası analiz yöntemleri yardımıyla belirlenebilmektedir. Sığ çalışmalarda genel olarak, kesme dalgası hızını belirlemek için sismik kırılma yöntemi uygulanmaktadır. Fakat bu yöntemle kesme dalgası hızını doğru olarak belirleyebilmek güç hatta bazı gevşek, çatlaklı ve kırıklı zeminlerde neredeyse imkânsızdır. Bununla beraber şehir içlerinde, trafiğinin yoğun olduğu bölgelerde yüksek gürültü seviyesi nedeniyle düzgün ölçüm alınamamaktadır. Diğer bir yöntem olan kuyu içi jeofizik yöntemlerin de ekonomik olarak uygun olmaması, geniş alanları kapsamaması nedeniyle pek tercih edilmemektedir. Uygulamada bu ve benzeri zorluklar ve sınırlamalar nedeniyle, kesme dalgası hızını belirlemek için alternatif bir yöntem olan yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yönteminin kullanımı son yıllarda gittikçe artmaktadır.

Yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi (YDÇKA) ile ölçüm alma ve alınan ölçümlerin kolay ve kısa zamanda değerlendirilip sonuçların elde edilmesi, kentsel alanlarda kullanılabilir olması, kırılma yöntemine göre daha derinden daha kısa açılımlarla bilgi alınabiliyor olması yöntemin tercih edilmesinin en önemli nedenlerindedir. YDÇKA yöntemi ile alınan kayıtların sinyal/gürültü oranını daha iyi olması, özellikle atış kayıtlarından elde edilen faz hızı frekans eğrisi üzerinde mod (temel modun, yüksek mod ve gürültülerden ayırımın kolaylıkla yapılabilmesi) ayırımının yapılabilmesi bu yöntemi diğer yüzey dalgası analiz yöntemlerinden ayıran en önemli avantajlar olduğu araştırmacılar tarafından belirlenmiştir.

Bu tezde önce yapay veriler üzerinde, kullanılan programın güvenilirliğini denetlemek ve gerçek arazi verilerinin yorumlanmasında kolaylık sağlaması amacıyla bir

yeraltı modeli oluşturulup bu modelden elde edilen yapay atış kaydı kullandığımız program vasıtasıyla çözülmüştür. Başlangıçta kurulan model ile yapay atış kaydının çözümünden elde edilen veri kıyaslandığında birbirleriyle oldukça uyumlu oldukları gözlenmiştir. Bu uyumun sağlanması kullandığımız programın güvenilirliğini göstermektedir. Daha sonra Trabzon yöresinde çok yapılaşma olan Beşirli formasyonu olarak isimlendirilen inceleme alanından elde edilen atış kayıtlarına 2B Fourier dönüşümü uygulamak suretiyle zaman ortamındaki veriler frekans ortamına aktarılmış, maksimum genlik noktaları işaretlenmek suretiyle dispersiyon eğrileri başarılı bir şekilde elde edilmiştir. Bu dispersiyon eğrilerine, ters çözüm yöntemlerinden biri olan doğrusal olmayan en küçük kareler yöntemi uygulanarak 1-Boyutlu kesme dalgası hızları belirlenmiştir. Yapay ve arazi verisi denemelerinden yöntemin kullanımına yönelik bazı tecrübeler elde edilmiştir. Öncelikle çok sayıda ve mümkün olduğunca kaliteli verinin alınması gerekmektedir. Veri kalitesi ters çözüm sonucunu doğrudan etkileyen ilk faktördür. Kullanılan programda, veri kalitesi eğer iyi ise başlangıç modeli kurulurken tabaka sayısı ve derinlik seçiminin sonucu pek fazla değiştirmedeği görülmüştür. Kaliteli verinin alınabilmesi için, ilk olarak uygun alıcı kullanımı gerekmektedir. Düşük frekanslı alıcıların (4.5Hz) kullanımı hem daha derinden bilgi alınmasını hem de elde edilen veride yüzey dalgası paketinin daha iyi görünmesini sağlamaktadır. İkinci olarak kaynak ofseti doğru seçilmelidir. Yüzey dalgalarının oluşabilmesi için belirli bir mesafe gerekmektedir. Yakın ofset kullanımı ile elde edilen kayıtlarda yüzey dalgası paketinin iyi görünmediği gözlenmiştir. Alıcı aralığı, kayıt süresi ve örnekleme aralığı araştırma bölgesinin jeolojisi de dikkate alınarak en uygun olarak seçilmelidir. Ters çözüm sonucunu etkileyen diğer bir faktör de, başlangıç modelinin seçimidir. Yapıyı temsil edebilecek en uygun başlangıç modeli seçilmelidir. Kullanılan program, başlangıç modelini hesaplanan dispersiyon eğrisini dikkate alarak kendi belirlemektedir. Eğer seçilen model ile hesaplanan model arası uyum sağlanamazsa elle başlangıç modeli değiştirilebilir. Bunun yanında tabii ki en önemli etken kullanıcının tecrübesine dayanmaktadır.

Ters çözüm işlemi gözlenen veri ile hesaplanan verinin çakışmasına dayalı bir yöntemdir. Aradaki fark ne kadar az ise sonuç o kadar daha doğruya yakın olur. Fakat her zaman çok iyi çakışma sağlanması doğru sonucu vermeyebilir. Çünkü aynı çakışmayı sağlayan çok sayıda yeraltı modeli olabilir. Bu durumda çalışmanın amacı, araştırma derinliği ve zeminin genel jeolojik özelliklerini de dikkate alarak bir başlangıç modeli oluşturulmalı ve elde edilen sonuçlar bu verilere göre değerlendirilmelidir.

Bu çalışmada gerçek arazi verilerinin değerlendirilip, elde edilen kesme dalgası hızları sonuçlarının aynı profillerde elde edilen V_p hızları ile uyumlu olması ve de bölgenin genel jeolojisini yansıtması bakımından kurulan başlangıç modelinin ve çözümlerinin doğruluğunu göstermektedir.

Bu tez çalışmasında, elde edilen bilgiler ve kullanılan program ile atış kayıtlarından elde edilen dispersiyon eğrileri güvenilir bir biçimde değerlendirilmiş ve bir boyutlu kesme dalgası hız yapısı elde edilmiştir. Kesme dalgası hızını belirlememizin amacı, mühendislik özellikleri hesaplayabilmek ve zeminin genel karakteristiğini ortaya çıkartmaktır.

İnceleme alanı olan Beşirli formasyonu Trabzon'da en fazla çok katlı yapılaşma olan formasyonlardan birisidir. Bu çalışmada Beşirli formasyonuna ait mühendislik parametreleri yerinde yapılan ölçümlerle belirlenmiştir. Bu ölçümler sonucunda zeminin poisson oranı, elastisite, kayma ve bulk modülü ile zemin büyütme faktörü taşıma gücü ve zemin hakim titreşim periyodu değerleri hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre, Beşirli formasyonu son derece farklı özellikler göstermektedir. Poisson oranını dikkate alacak olursak genel olarak formasyon gevşek bir zemine karşılık gelmekle beraber V_p ve V_s hızları ile diğer elastik parametreleri bakacak olursak formasyonun bazı kesimlerinde oldukça sağlam olan zeminler de mevcuttur. Ölçüm alınan her üç profilinde ayrı ayrı olarak değerlendirecek olursak, birinci profilde çok ince 30–40 cm'lik çok ince bir örtü tabakası olmakla beraber hemen altında oldukça yüksek V_p ve V_s hızlarına sahip bir zemin olup genel olarak 20 metreye kadar hız değişimi olmamaktadır. Burada V_p hızı yer altı kesitinde 400 m/sn'lik çok ince bir örtü tabakası görülmekte iken, V_s hızı yer altı modelinde bu ince tabaka gözlenememiştir. Bunun sebebi bu tabakanın çok sıkı olup yüksek frekanslı olayları aşırı sönmümesidir. Ayrıca hesapladığımız yer altı modeli 30 metrelik bir derinlik için yapının hakim olduğu ortamla V_s hızını vermekte ve ortalama V_s hızı oldukça yüksek bir değere sahiptir. Zeminin V_p ve V_s hızları çok yüksek olup sağlam zemine karşılık gelmesine karşın V_p/V_s oranının çok yüksek olması nedeniyle poisson oranı oldukça düşük çıkmaktadır. Bu da hızlar ile poisson oranının her zaman uyumlu olmayabileceğini göstermektedir. İkinci profilde ise yine 1.5 metreye kadar inen oldukça gevşek bir örtü tabakası ve onun altında daha sert olan ikinci tabaka bulunmaktadır. Bu profilin V_p ve V_s hız değerleri, hem poisson oranı hem de diğer dinamik-elastik sabitlerle uyumlu olup zemin gevşek bir yapıya denk gelmektedir. Üçüncü profilde, ikinci profilde olduğu gibi yaklaşık 1.5 metreye kadar inen bir örtü tabakası ve onun altında ikinci profile göre daha sağlam bir zemin yer almaktadır.

4. ÖNERİLER

Bir bölgede yapılaşma için imara açılacak olan veya endüstriyel amaçlı yapılacak olan yapılar için uygun yer seçimi, Jeofizik yöntemler kullanılmak suretiyle bu yerlerin zemin etütlerinin yapılması ve elde edilen sonuçlara göre bölgenin yapılaşmaya uygun olup olmadığının belirlenmesi ileride yaşanabilecek olası can ve mal kaybının önlenmesini sağlayacaktır.

Mühendislik jeofiziği çalışmalarında kesme dalgası hızının doğru olarak belirlenebilmesi oldukça önemlidir. Klasik yöntemlerle kesme dalgası hızını üretmede ve elde edilen veriyi yorumlamada birçok zorluklarla karşılaşmaktadır. Bu amaçla, bu tezde yeni bir yöntem olan yüzey dalgalarının çok kanallı analizi kullanılmış ve güvenilir bir biçimde kesme dalgası hızı hesaplanmıştır. Bununla beraber bazı parametre seçimi, diğer jeofizik yöntemlerin kullanılması ve jeolojik şartları da dikkate alarak, bu yöntemle ölçümler alınır ve veriler değerlendirilse, özellikle karmaşık yeraltı özelliği gösteren bölgelerde daha başarılı sonuçların elde edildiği görülmüştür. Bunları kısaca açıklamak gerekirse;

- 1) Gevşek, çatlaklı zeminlerde enerji çok fazla soğurulduğundan balyoz ile enerji uzun açılımlarda iletilemediğinden, bu tür zeminlerde ya kısa mesafeli açılım yapılmalı ya da daha güçlü bir kaynak kullanılmalıdır.
- 2) Çok sığ örtü tabakaların olduğu araştırma bölgelerinde yüksek frekanslar aşırı soğurulduğundan bu bölgelerden güvenilir bilgi alınamamaktadır. Ya sonuçlar bu durum dikkate alınarak değerlendirilmeli yada imkan varsa bu örtü tabakası kaldırılmalıdır.
- 3) Parametre seçimi yaparken araştırma bölgesinin jeolojisi dikkate alınarak, zeminlerin yumuşak veya sert olması durumlarına göre alıcı aralığı, kaynak-alıcı ofseti, alıcı tipi, örnekleme aralığı ve kayıt süresi uygun seçilmelidir. Bu parametreler uygun seçilmediği zaman kaliteli veri elde edilememektedir.

5. KAYNAKLAR

- Amin, Maged Sami., 1993. Application of seismic refraction techniques in engineering practice with special emphasis on pavement systems, Arizona of State University, Phd, Thesis.
- Başokur, A.T, 2002. Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters-Çözümü. Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları: 4, 166 s., Ankara.
- Bergstrom, J.,1999. Non-destructive testing of ground strength using the SASW method, The Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problem, Conference proceedings, March 14-18, Oakland, Ca, 57-65
- Celep, H. E., 2006. Yüzey Dalgası Yöntemleriyle S Dalgası Hız Yapısının Belirlenmesi, Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon
- Chen, H. M., and Wu, R. B., 2000. The Engineering Geological Database for Strong Motion Stations in Taiwan, National Center for Research on Earthquake Engineering, Taipei, Taiwan
- Çınar, H., 1998. Doğu Anadolu ve Çevresindeki Depremlerin Tek İstasyon Rayleigh Dalgası Kayıtlarının Analizi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Ercan, A., 2001. Yer Araştırma Yöntemleri, TMMOB JFMO Jeofizik Mühendisleri Odası.
- Ergun, U., Özkan, Y., Önalp, A., ve Keçeli, A., 2005. Parsel Bazında Zemin-Temel Etüdüleri ve Zemin İyileştirme İşleri Hakkında Yönetmelik Taslağı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü.
- Ganji, V., Gucunski, N., and Maher, A., 1997. Detection of Underground obstacles by SASW Method-Numerical aspects, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 123, 212-219.
- Gelişli, K., Şeren, A. ve Turan, Ö., 2004. Trabzon ve Çevresi Mühendislik Jeofiziği İncelemeleri, Jeofizik Bülteni, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası.
- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidlerin Jeolojisi ve 1/250.000 Ölçekli Kompilasyonu, MTA Yayınları, Ankara.
- Hayashi, K. and Suzuki, H.,2004. CMP cross-corelation analysis of multi-channel surface wave data, Exploration Geophysics, 07-18.

- Hayashi, K., 2003. Data Acquisition and Analysis of Active and Passive Surface Wave Methods, Sageep 2003 Short Course.
- Hisada, Y., 1994. "An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths," Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 5, 1456-1472.
- Heisey, J. S., Stokoe II, K. H., and Meyer, A. H., 1982. Moduli of pavement systems from spectral analysis of surface waves: Transportation Research Record No. 852, 22-31.
- Joyner, W.B. and Fumal, T., 1984. Use of measured Shear-Wave velocity for predicting Geological site effects on strong motion, Proc Eighth World Conf. On Earthquake Eng., 2, 777-783.
- Kramer, S., 1996. Geoteknik Deprem Mühendisliği, Çeviren, Kayabalı, K., Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi , Ankara.
- Lai, C.G., and Rix, G.J., 1998. "Simultaneous Inversion of Rayleigh Phase Velocity and Attenuation for Near-Surface Site Characterization," Ph.D. Dissertation, Georgia Institute of Technology.
- Lin, P. C., Chang, C. C., Chen, I. L. ve Chang, T. S., 2003. The Use of MASW in the Assessment of Soil Liquefaction Potential, National Chiao Tung University, Taiwan_November 4.
- Luke, B. A., and Stokoe II, K. H., 1998. Application of SASW Method Underwater, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 124, 523-531.
- Luna, R. and H. Jadi, 2000. "Determination of Dynamic Soil Properties Using Geophysical Methods," Proceedings of the First International Conference on the Application of Geophysical and NDT Methodologies to Transportation Facilities and Infrastructure, St. Louis, MO.
- Kanai, K., 1983. Engineering Seismology, University of Tokyo Pres, Tokyo
- McMechan, G. A., and Yedlin, M. J., 1981. Analysis of dispersive waves by wave-field transformation, Geophysics, 46, 869-874.
- Menke, W., 1984. Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, Academic Pres, Orlando, FL, 260pp.
- Midorikawa, S., 1987. Prediction of Isoleismal Map in Kanto Plain due to Hypothetical Earthquake" Journal of Structural Dynamics, (33B): 43-48.
- Nazarian, S., Stokoe, K.H., and Hudson, W.R., 1983. Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems: Transportation Research Record 930, 38-45.

- NACS (North American Commission on Stratigraphy), 1983. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67, 5, 841-875
- Özçep, F., Üstüner, V. ve Yener, S., 2006. Zemin Tasıma Gücünün Dinamik Etkiler ile (Deprem İvmesi) Değişimi : İstanbul Zeminlerinden Örnekler, Türkiye 17. Uluslar arası Jeofizik Kongre ve Sergisi, 14-17.
- Özçep, F., 2007. Mikrobölgeleme: İlkeler ve Uygulamalar, Meslek İçi Eğitim ve Belgelendirme Kurs Notları-5.
- Park, C.B., Miller, R.D. and Xia, J., 1998. Imaging Dispersion Curves of Surface Waves on Multi-Channel Record, 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1377–1380
- Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 1999a. Multi-channel Analysis of Surface Waves (MASW), Geophysics, 64, 3, 800-808.
- Park, C.B., Miller, R.D. and Xia, J., 2001c. Offset and resolution of dispersion curve in multichannel analysis of surface waves (MSW): Proceedings of the SAGEEP 2001, Denver, Colorado, SSM-4.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., Hunter, J.A. and Harris, J.B., 1999b. Higher Mode Observation y the MASW Method, SEG, 524-527.
- Parker, R. L., 1977. Understanding Inverse Theory, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 5, 35-64.
- Prakla-Seismos Report., 1986. Shear wave seismic, Prakla Seismos Company, Germany,
- Reynolds, J.M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, Reynolds Geo-Sciences Ltd, UK.
- Roma, V., 2001. Soil Properties and Site Characterization by means of Rayleigh waves, Technical University of Turin, Phd Thesis, 200.
- Strobbia, C., 2005. Surface Wave Methods Acquisition Processing and Inversion, Politecnico Di Torino, Phd Thesis, 260.
- Tarantola, A., 1987. Inverse Problem Theory, Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation. Elsevier, Amsterdam, 613pp.
- Tarantola, A., and Valette, B., 1982a. Generalized Non-Linear Inverse Problems Solved Using the Least Squares Criterion, Rev. Geophys. Space Phys., 20, 219-232
- Tarantola, A. and Valette, B., 1982b. Inverse Problems-Quest for Information, J.Geophys., 50, 159-170

- Tardu, T. ve Baysal, E., 1995. Sequence Stratigrafi Prensipleri, Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı Eğitim Yayınları, No:1.
- Telford, W.M., Geldart L.P. and Sheriff, R.E., 1990. Applied Geophysics, Second Edition , Cambridge University Pres.
- URL-1, http://www.isgs.uiuc.edu/app-geophy/tools/appgeophys_seisreflect.htm, 26.01.2007.
- URL-2, <http://www.geophysics.co.uk/mets3.html#dss> ,01.02.2007.
- URL-3, <http://www.geophysics.co.uk/mets3.html#css> ,01.02.2007.
- URL-4<http://www.ce.gatech.edu/geosys/Faculty/Mayne/Research/misc/Crosshole.jpg> 04.02.2007.
- URL-5, <http://www.geovision.com/SASW.htm>, 08.02.2007.
- URL-6. www.kgs.ku.edu/software/surfseis/active.html, 16.02.2007
- Us, E., 1993. Sismik Yöntemler ve Yorumlamaya Giriş, TMMOB, Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara.
- Xia, J., Miller, R.D. and Park. C.B, 2004. Utilization of High Frequency Rayleigh Waves in Near Surface Geophysics, Leading Edge, 23, 750-759.
- Yanık, K., 2006. Yüzey Dalgası Dispersiyon Verilerinden Sönümlü En Küçük Kareler Ters Çözüm Yöntemi ile S- Dalga Hızlarının Hesaplanması, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

6. EKLER

EK 1. Hooke Kanunu

Gerilmeler bilindiğinde deformasyonları hesaplamak için gerilme ile deformasyon arasındaki ilişkinin de bilinmesi gerekmektedir. Deformasyonlar küçük olduğunda bu bağıntı Hooke kanunuyla verilir. Buna göre, verilen bir deformasyon onu meydana getiren gerilme ile doğru orantılıdır. Çeşitli gerilmelerin olması halinde her biri diğerlerinden bağımsız bir şekilde deformasyon oluşturduğundan toplam deformasyon, bireysel gerilmeler tarafından meydana getirilen deformasyonların toplamıdır. Bu demektir ki, her bir deformasyon gerilmelerin tamamının doğrusal bir fonksiyonudur. Genellikle Hooke kanunu karışık bağıntılarla gösterilir. Fakat özellikler yöne bağımlı olmadığında, yani ortam izotrop ise, aşağıdaki gibi nispeten basit bir biçimde ifade edilir.

$$\begin{aligned}\sigma_{ii} &= \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii}, & i=x,y,z; \\ \sigma_{ij} &= \mu \varepsilon_{ij}, & i=x,y,z, \quad i \neq j\end{aligned}$$

Burada, σ_{ii} , normal gerilme, σ_{ij} , makaslama gerilmesi, ε_{ii} ve ε_{ij} , karşılık gelen deformasyonlar, Δ , dilatasyon ve λ, μ , Lamé sabitleridir.

Hooke kanunu geniş bir uygulamaya sahip ise de büyük gerilmeler için geçerli olmaz. Verilen bir madde için gerilme (birim alana uygulanan kuvvet) elastik limitin ötesine aktarıldığı zaman, Hooke kanunu geçerliliğini daha fazla sürdüremez ve deformasyonlar daha hızlı bir şekilde artar. Bu sınırı aşan gerilmelerden meydana gelen deformasyonlar, gerilmeler kaldırıldığında bile tamamiyle ortadan kalkmaz.

Gerilme (Stress): Elastik yer değiştirme ile ilgili birim alandaki kuvvet şeklinde tanımlanır. Bir cisme bir kuvvet uygulandığında alana oranıdır. Alanlara etki eden iki tip kuvvet vardır: Biri alana dik etki eden normal kuvvet, diğeri alana paralel olan teğetsel kuvvet dir. Bir cisme uygulanan dışa yönelmiş gerilme şeklinde olanına çekme gerilmesi, ,çe yönelmiş gerilme şeklinde olanına ise basınç gerilmesi adı verilir.

Deformasyon (Strain): Bir elastik cisim gerilmelere maruz kaldığında, şekil ve boyutlarında değişmeler meydana gelir. Bu değişimlere deformasyon (strain) adı verilir. Tam olarak tarif edilirse eğer, bir cismin birim miktarında gerilmeye karşı meydana gelen şekil ve hacim değişmesidir.

$$Z_D = \frac{\Delta T_D V_1}{\cos(\sin^{-1} V_1 / V_2)}$$

Kaynak için gecikme zamanını yazacak olursak;

$$\Delta T_S = \frac{AB}{V_1} - \frac{A'B}{V_2}$$

$$\Delta T_S = \frac{Z_S}{V_1 \cos \alpha} - \frac{Z_S \tan \alpha}{V_2} = Z_S \left(\frac{1}{V_1 \cos \alpha} - \frac{\sin \alpha}{V_2 \cos \alpha} \right)$$

$$\Delta T_S = Z_S \left(\frac{1}{V_1 \cos \alpha} - \frac{\sin^2 \alpha}{V_1 \cos \alpha} \right)$$

$$\Delta T_S = \frac{Z_S \cos \alpha}{V_1} = \frac{Z_S \cos(\sin^{-1} V_1 / V_2)}{V_1}$$

$$Z_S = \frac{\Delta T_S V_1}{\cos(\sin^{-1} V_1 / V_2)}$$

Atış noktasından alıcıya kadar olan toplam gecikme zamanını yazacak olursak;

$$\Delta T_{SD} = T_t - \frac{S}{V_2}$$

$$\Delta T_{SD} = \Delta T_S + \Delta T_D$$

$$\Delta T_D = T_t - \frac{S}{V_2} - \Delta T_S$$

EK 3 Arazi Fotoğrafları

1. Profile ait arazi fotoğrafları



2.Profile ait arazi fotoğrafları

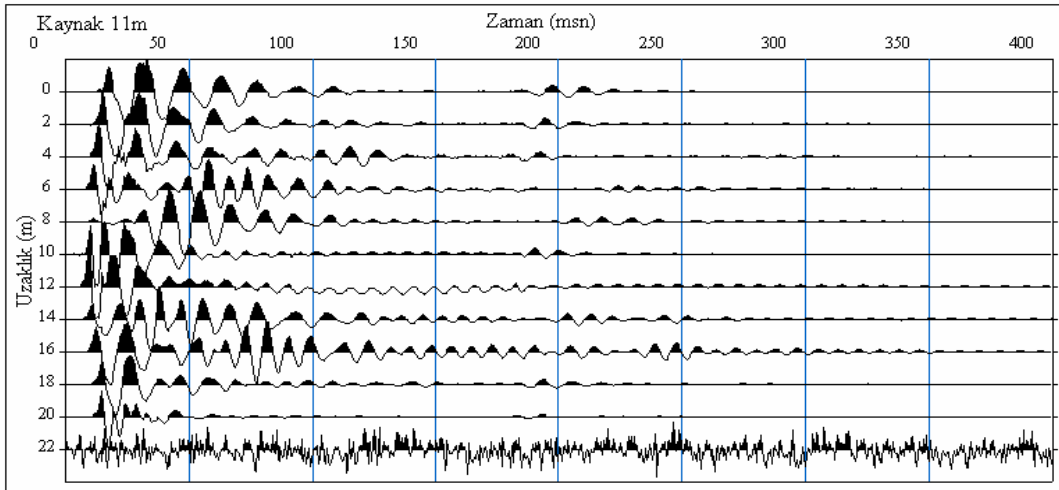
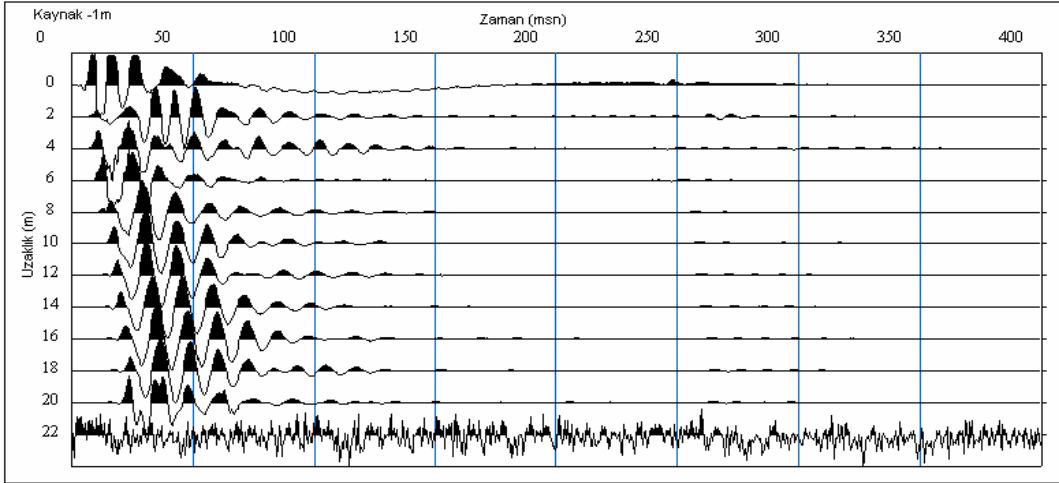
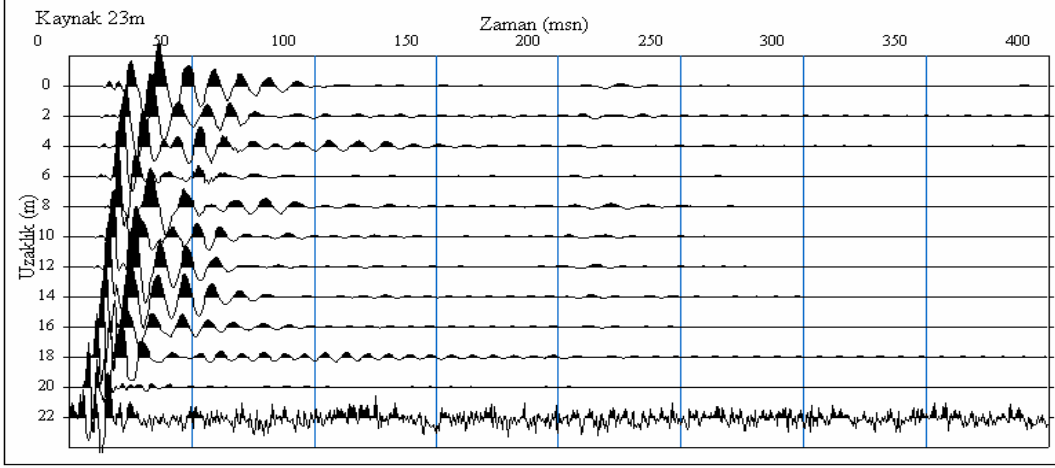


3.Profil Arazi Fotoğrafları

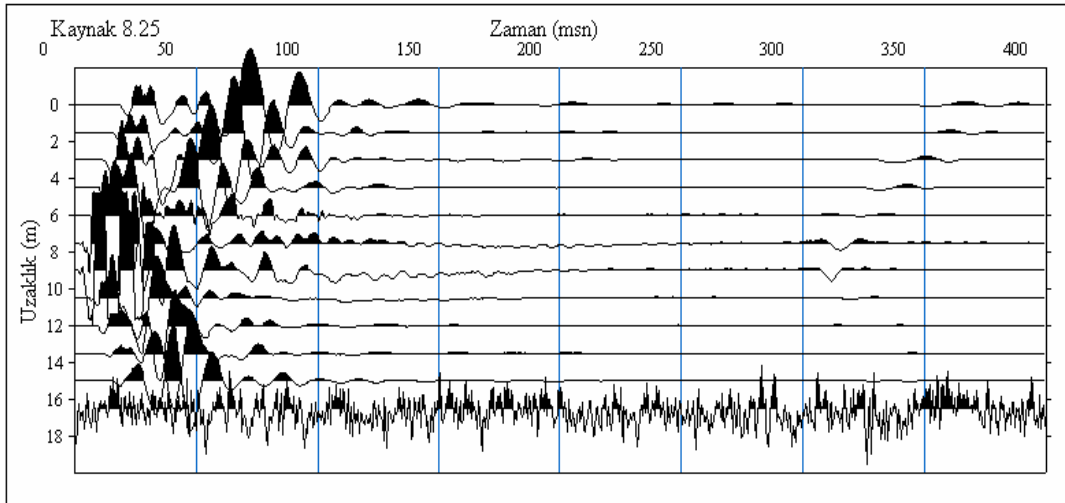
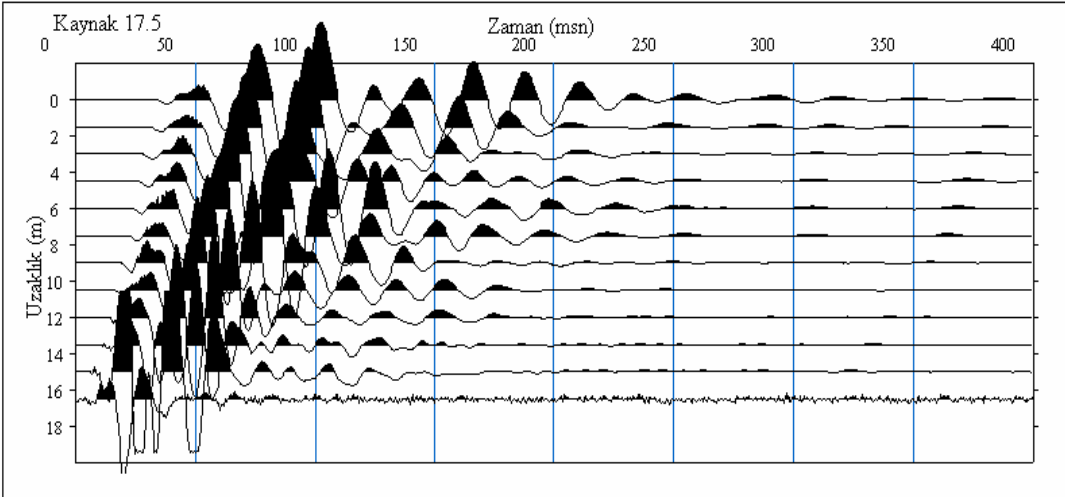
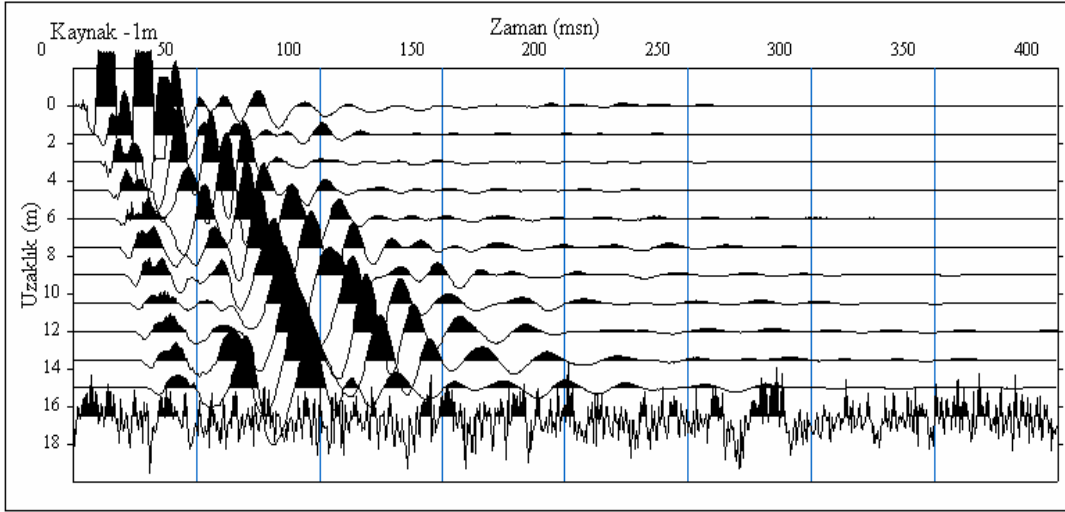


Beşirli Formasyonunun Genel Görünümü

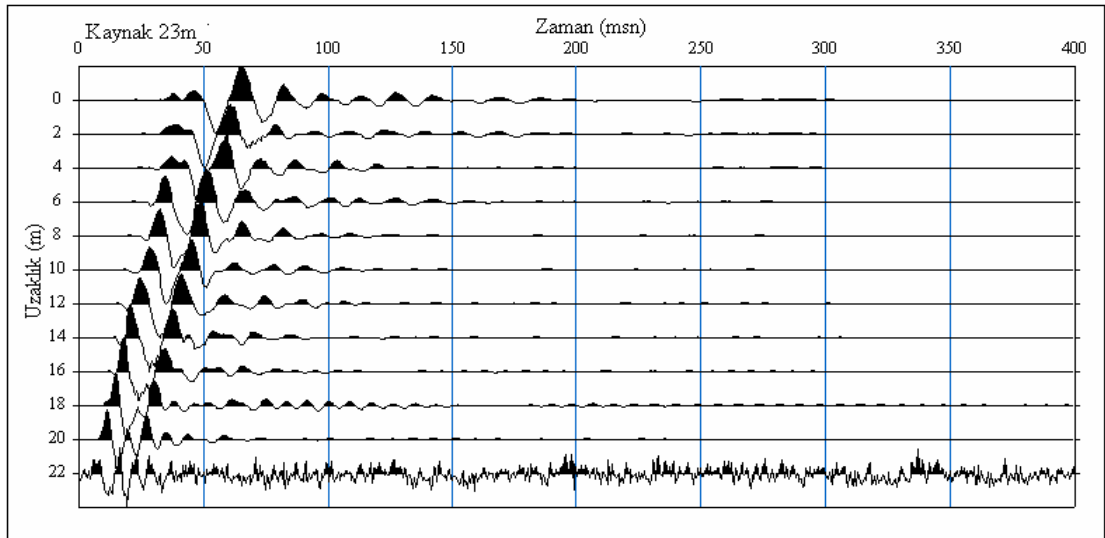
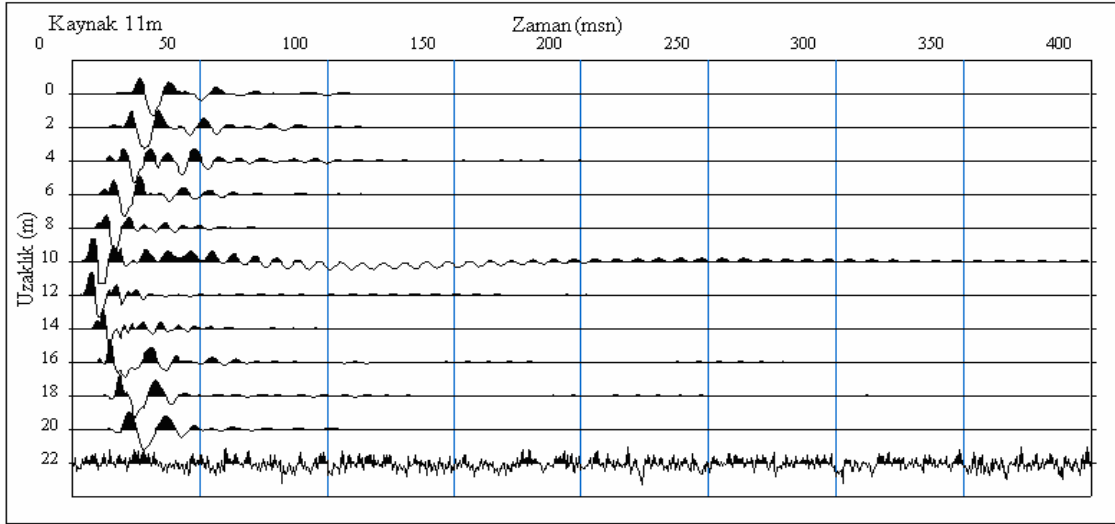
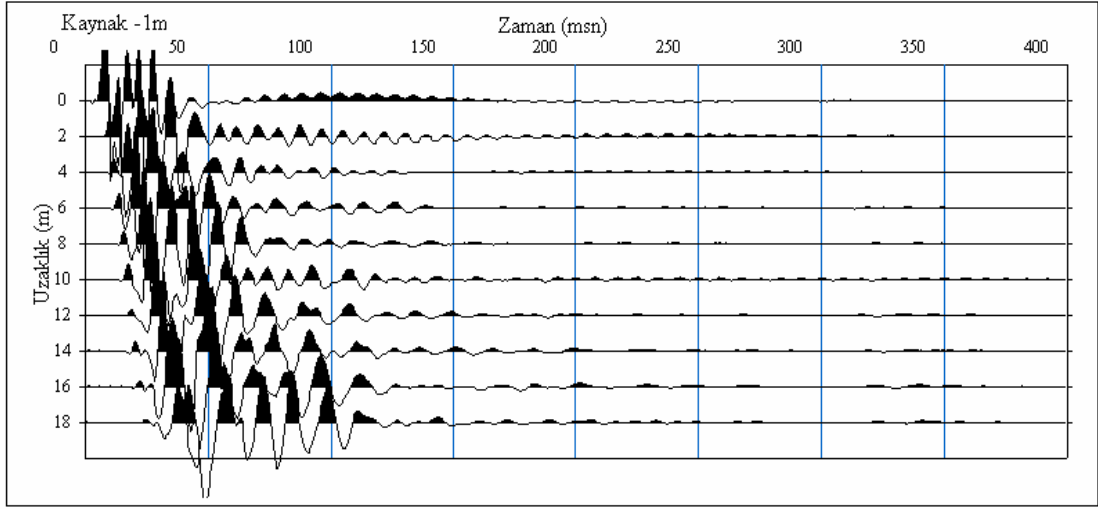
Ek-4 Vp Hızlarına Ait Atış Kayıtları



Birinci Profile ait Sismik Kırılma Atış Kayıtları



İkinci profile ait sismik kırılma atış kayıtları



3. Profile ait Sismik kırılma atış kayıtları

EK-5 Dinamik-Elastik Parametrelerin hesaplanması için Matlab Programı

```

% Vp ve Vs hızlarından yararlanılarak elastik parametrelerin hesaplanması
clc
clear
n=input('hız sayısını giriniz=')
for k=1:n;
vp(k)=input('vp=');
vs(k)=input('vs=');
end
vp
vs
oran=vp./vs;
disp('vp/vs oranını hesapla')
oran
Ro=0.31*(vp.^0.25);
disp('Ro hesapla')
Ro
sigma=(0.5.*(vp./vs).^2-1)/((vp./vs).^2-1)
disp('poisson oranını hesapla')
sigma
G=Ro.*(vs.^2)/100;
disp('kayma modülünü hesapla (kg/cm2)');
G
E=G.*(3.*(vp.^2)-4.*(vs.^2))./(vp.^2-vs.^2);
disp('young modülünü hesapla(kg/cm2)')
E
K=E./(3.*(1-2.*sigma));
disp('bulk modülünü hesapla (kg/cm2)')
K
Ak=68.*vs.^-.6
disp('zemin büyütme hesapla (m/sn)')
Ak
lamda=(3.*K-2.*G./3);
disp('lamdayı hesapla')
lamda
x=vp/1000-3.5;
Q=10.^(x);
disp('kalite faktorunu hesapla')
Q

%Excel uygulamsına matlabdan bağlantı kurulması

Excel =actxserver('Excel.Application');
set(Excel,'visible',1);

Workbooks=Excel.Workbooks;

```

```

Workbook=invoke(Workbooks,'Add');
Sheets=Excel.ActiveWorkbook.Sheets;
sheet2=get(Sheets,'Item',2);
invoke(sheet2,'Activate');
Activesheet=Excel.Activesheet;
A=[{'Vp(m/sn)'},{'Vs(m/sn)'},{'Vp/Vs'},{'Ro'},{'sigma'},{'G'},{'E'},{'K'},{'Ak'},{'Lamda'
},{'Q'}];
ActivesheetRange=get(Activesheet,'Range','A1','K1');
set(ActivesheetRange,'Value',A);
Range=get(Activesheet,'Range','A1','K1');
D=Range.value;
degerler=[vp;vs;oran;Ro;sigma;G;E;K;Ak;lamda;Q];
ActivesheetRange=get(Activesheet,'Range','A2:A19','K2:K19');
set(ActivesheetRange,'Value',degerler);
Range=get(Activesheet,'Range','A2:A19','K2:K19');
K=Range.value
%invoke(Workbook,'SaveAs','ali.xls');
plot(vp./vs, '*')
disp('program sonu')

```

ÖZGEÇMİŞ

16.08.1980'de Gümüşhane'de doğdu. 1987–1994 yılları arasında Dumlupınar İlk ve Ortaöğretim okulunu, 1994–1998 yılları arasında da Gümüşhane Süper lisesini bitirdi. 1999 yılında kazandığı Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde yüksek öğrenim hayatına başladı. Lisans eğitimi süresince “ A Kulübü “ üyeliğine yaptı. 20.06.2003'de bölüm ikinciliği ile “Jeofizik Mühendisi unvanını aldı. Aynı yıl Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği bölümünde yüksek lisans eğitimine başladı. 2003–2004 yılları arasında Karadeniz Teknik Üniversitesi yabancı diller okulu hazırlık bölümünü bitirdi. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans eğitimine devam etmekte olan Ali Erden BABACAN, 15.11.2005 tarihinden itibaren aynı bölümde Araştırma görevlisi olarak görev yapmaktadır.