

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KABAKÖY FORMASYONUNA AİT VOLKANİK KAYAÇLARIN (TRABZON)  
MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNİN SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ İLE  
BELİRLENMESİ**

**DOKTORA TEZİ**

**Jeofizik Yüksek Mühendisi Ali Erden BABACAN**

**TEMMUZ 2013  
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KABAKÖY FORMASYONUNA AİT VOLKANİK KAYAÇLARIN (TRABZON)  
MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNİN SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ İLE  
BELİRLENMESİ**

**Jeofizik Yüksek Mühendisi Ali Erden BABACAN**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde  
"DOKTOR (JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ)"  
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 24.05.2013  
Tezin Savunma Tarihi : 23.07.2013**

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ**

**Trabzon 2013**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü**  
**Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalında**  
**Ali Erden BABACAN Tarafından Hazırlanan**

**KABAKÖY FORMASYONUNA AİT VOLKANİK KAYAÇLARIN (TRABZON)**  
**MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNİN SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ İLE**  
**BELİRLENMESİ**

başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 04 / 06 / 2013 gün ve 1508/02 sayılı  
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda

**DOKTORA TEZİ**  
olarak kabul edilmiştir.

**Jüri Üyeleri**

**Başkan : Prof. Dr. Ömer Rahmi PINAR**

  
.....

**Üye : Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ**

  
.....

**Üye : Prof. Dr. Hakan KARSLI**

  
.....

**Üye : Doç. Dr. Aysel ŞEREN**

  
.....

**Üye : Yrd. Doç. Dr. Hakan ERSOY**

  
.....

**Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ**

**Enstitü Müdürü**

## ÖNSÖZ

“Kabaköy Formasyonuna ait Volkanik Kayaçların (Trabzon) Mühendislik Özelliklerinin Sismik Tomografi Yöntemi ile Belirlenmesi” adlı bu araştırma K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında Doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu tezde kullanılan gerçek veriler Trabzon ili sınırları içinde kalan üç farklı bölgede K.T.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümüne ait GEOMETRICS marka ES-3000 Sismik cihazıyla alınmıştır. Deneysel çalışmalar KTÜ Jeofizik Mühendisliği ile Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

Bu tez çalışması, BTAP-695 kodlu proje kapsamında K.T.Ü. Bilimsel Araştırma Projeleri tarafından desteklenmiştir. Destekleri için K.T.Ü. Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon birimine teşekkür ederim.

Doktora tez konusunun belirlenmesinde, planlanmasında ve çalışmalarının yürütülmesinde her türlü bilgi, destek ve değerli görüşlerinden yararlandığım tez danışmanım Sayın Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ’ ye en içten teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalar boyunca bana öneri, destek ve yardımlarını esirgemeyen, tez izleme komitesi üyeleri Sayın Prof. Dr. Hakan KARSLI’ ya ve Sayın Yrd. Doç. Dr. Hakan ERSOY’ a teşekkürlerimi sunarım. Tezimin önemli bir kısmı olan “Genlik Soğrulma Tomografisi” kısmı için bana her türlü desteği veren Dr. Darly Tweeton’a ayrıca teşekkür ederim. Tez çalışmasının laboratuvar analizleri ve arazi verilerinin toplanması aşamasında her zaman destek veren Uzm. Dr. Ali ELMAS, Uzm. Erdoğan TİMURKAYNAK, Arş. Gör. Mustafa ŞENKAYA, Arş. Gör. Sevda GÖREN, Arş. Gör. Özgenç AKIN, Jeofizik Müh. Rasim Taylan KARA’ ya teşekkür ediyorum.

Tez çalışmamı; varlıkları ve sevgileri ile bana güç veren eşime ve oğluma ithaf ediyorum.

Ali Erden BABACAN

Trabzon 2013



## TEZ BEYANNAMESİ

Doktora Tezi olarak sunduğum “Kabaköy Formasyonuna ait Volkanik Kayaçların (Trabzon) Mühendislik Özelliklerinin Sismik Tomografi Yöntemi ile Belirlenmesi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ‘ in sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 23/07/2013

Ali Erden BABACAN

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ .....	III
TEZ BEYANNAMESİ .....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET.....	VII
SUMMARY .....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	IX
TABLolar DİZİNİ .....	XVIII
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XX
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş .....	1
1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı .....	6
1.3. Sismik Dalgalar ve Yayınimleri .....	7
1.4. Sismik Yöntemler ile Sığ Yeraltının İncelenmesi .....	9
1.4.1. Sismik Kırılma Yöntemi.....	9
1.4.1.1. Sismik Tomografi Yöntemi .....	10
1.4.1.1.1. İlk Varış Tomografisi .....	11
1.4.2. Soğurma ve Soğurulma Kavramı .....	13
1.4.2.1. Genlik Soğurulma Tomografisi .....	15
1.4.2.1.1. Genlik Verisi Düzeltmesi .....	17
1.4.2.2. Puls Genişlemesi Tomografisi.....	20
1.4.3. Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri.....	23
1.4.3.1. Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analiz Yöntemi .....	29
1.4.4. Ultrasonik Yöntem .....	32
1.4.4.1. Zaman-Frekans Analizi .....	34
1.5. Jeofizik Verilerin Ters Çözümü .....	37
1.5.1. Doğrusal Olmayan En Küçük Kareler Yöntemi.....	37
1.5.2. Eş Zamanlı Yinelemeli Çözüm Tekniği .....	40
1.6. Sismik Hızlar ile Hesaplanabilen Bazı Mühendislik Jeofiziği Parametreleri ....	42
1.7. Kaya Kalitesi, Sismik Hızlar ve Soğurulma.....	48

2.	YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	52
2.1.	Modelleme Çalışmaları .....	52
2.1.1.	Hız Tomografisi Modelleme Örnekleri .....	52
2.1.2.	Soğurulma Modellemesi Örnekleri .....	58
2.1.3.	Yüzey Dalgası Modelleme Örnekleri .....	62
2.2.	Çalışma Alanının Tanıtımı ve Genel Jeolojisi.....	68
2.3.	Kabaköy Formasyonuna Ait Volkanik Kayaçların Arazi Çalışmaları ve Değerlendirilmesi .....	72
2.3.1.	Çukurçayır Sahası.....	73
2.3.1.1.	Çukurçayır Sahası Sondaj Çalışmaları .....	73
2.3.1.2.	Çukurçayır Sahası Laboratuar Deneyleri .....	75
2.3.1.3.	Çukurçayır Sahası Sismik Tomografi Ölçümleri .....	85
2.3.1.4.	Çukurçayır Sahası Genlik Soğurulma Tomografisi .....	99
2.3.1.5.	Çukurçayır Sahası Çok Kanallı Yüzey Dalgası Ölçümleri .....	103
2.3.2.	Pelitli Sahası .....	117
2.3.2.1.	Pelitli Sahası Sondaj Çalışmaları.....	118
2.3.2.2.	Pelitli Sahası Laboratuar Deneyleri.....	121
2.3.2.3.	Pelitli Sahası Sismik Tomografi Ölçümleri.....	136
2.3.2.4.	Pelitli Sahası Genlik Soğurulma Tomografisi .....	147
2.3.2.5.	Pelitli Sahası Çok Kanallı Yüzey Dalgası Ölçümleri.....	149
2.3.3.	Aydınlıkevler Sahası .....	162
2.3.3.1.	Aydınlıkevler Sahası Sismik Tomografi Ölçümleri .....	163
2.3.3.2.	Aydınlıkevler Sahası Genlik Soğurulma Tomografisi .....	172
2.3.3.3.	Aydınlıkevler Sahası Çok Kanallı Yüzey Dalgası Ölçümleri .....	174
2.4.	Kabaköy Formasyonuna Ait Volkanik Kayaçların Bazı Mühendislik Özelliklerinin Hesaplanması .....	185
2.5.	Kabaköy Formasyonu Kaya Kalite Sınıflaması .....	188
3.	BULGULAR Ve İRDELEME .....	192
4.	SONUÇLAR.....	197
5.	ÖNERİLER .....	202
6.	KAYNAKLAR.....	204
7.	EKLER .....	211

## ÖZGEÇMİŞ

Doktora Tezi  
ÖZET

KABAKÖY FORMASYONUNA AİT VOLKANİK KAYAÇLARIN (TRABZON)  
MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNİN SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

Ali Erden BABACAN

Karadeniz Teknik Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı  
Danışman: Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ  
2013, 210 Sayfa, 7 Sayfa Ek

Trabzon ili ve çevresinde son yıllarda gerçekleşen ekonomik gelişmeler, endüstrileşme faaliyetleri ve nüfus oranındaki artış, yapılaşma oranını yaklaşık %300 civarında artırmıştır. Bölgede yapılaşma için uygun alanlar oldukça sınırlı olup, mühendislik yapıları daha çok dağlık ve yoğun bitki örtüsüyle kaplı olan alanlara inşa edilmektedir. Bölgenin topografik yapısı ve iklim özellikleri nedeniyle değişik zamanlarda, farklı yerlerde çok sayıda sel, taşkın ve kütle hareketleri meydana gelmekte ve bu olaylar yapılar için büyük tehlikeler oluşturmaktadır. Son yıllarda Karadeniz kıyısı boyunca uzanan aktif faylar ve Kafkas fayının meydana getirdiği depremlerdeki artışlar, yapılar için doğru yer seçiminin önemini daha da artırmıştır. Bu seçim yapılırken yapının inşa edileceği zeminin mühendislik özelliklerinin güvenli bir şekilde belirlenmesi gereklidir. Bu çalışmada, Trabzon ili ve çevresinde oldukça büyük bir alanda yayılım gösteren Kabaköy Formasyonu 'nu oluşturan volkanik kayaçların kaya kalitesi ve bazı mühendislik özellikleri, hız ve soğurulma tomografisi yöntemi ile ilk defa olarak ortaya konulmuştur. Hız ve soğurulma tomografisinin birlikte kullanımı, kaya kütlelerinin yapısı ve fiziksel özelliklerinin analiz edilmesinde etkin bir yaklaşımdır. Hız tomografisi yanal ve düşey yöndeki hız değişimlerini başarılı bir şekilde ortaya koymaktadır. Sismik dalganın soğurulma mekanizması karmaşık bir işlem olduğundan, sığ yüzey sismiği çalışmalarında nadir olarak kullanılmaktadır. Bu çalışmada, soğurulma tomografisinin sığ sismik çalışmalarda kaya kütlelerinin tanımlanmasında etkin bir yöntem olduğu ortaya konulmuştur. Çalışma alanında kırılma ve soğurulma tomografisi ile çok kanallı yüzey dalgası analiz yöntemi kullanılarak, sığ yer altı yapısı, sismik hızlar ve soğurulma katsayıları hesaplanmıştır. Bu sonuçlar, sondaj uygulamaları ile kıyaslanmış ve sondajlardan elde edilen karot örnekleri üzerinde jeoteknik deneyler gerçekleştirilmiştir. Böylece, Kabaköy Formasyonuna ait volkanik kayaçların mühendislik özellikleri ortaya konulmuştur.

**Anahtar Kelimeler:** Trabzon, Kırılma ve Soğurulma Tomografisi, Kaya Kalitesi, Jeoteknik

PhD. Thesis  
SUMMARY

THE DETERMINATION OF ENGINEERING PROPERTIES OF VOLCANIC ROCKS OF  
KABAKOY FORMATION (TRABZON) WITH SEISMIC TOMOGRAPHY METHOD

Ali Erden BABACAN

Karadeniz Technical University  
The Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Geophysics *Engineering* Graduate Program  
Supervisor: Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ  
2013, 210 Pages, 7 Pages Appendix

Economic development, industrialization and dense population in Trabzon have caused residential construction to increase by 300% in the last decade. In the region, the suitable areas for construction are very limited, and the settlement area is mountainous and covered with heavy vegetation. Numerous floods and mass movements have occurred in different times and places due to topographic structure and climatic characteristics of the region and these events give way to great danger for constructions. After the earthquakes were occurred recently, it was understood that extended faults along the coast of the Black Sea, and the Caucasus Fault is active. Site selection for residential areas becomes increasingly important because of all these reasons. When selecting sites, it has to determine to engineering properties of soil on which a structure will be built. In this study, rock quality and some engineering properties of volcanic rocks (Kabaköy Formation) covering an extensive area in Trabzon and the vicinity of Trabzon were determined for the first time with the help of velocity and attenuation tomography methods. The combined use of both methods is an efficient approach to analyze structural properties of rocks. Velocity tomography is a successful method to reveal lateral and vertical velocity variations in a medium. Since physical mechanism of seismic wave attenuation is a complex process, this method is rarely used in shallow seismic surveys. In this study, it is revealed that the attenuation tomography in shallow seismic studies is an efficient method when identifying rock masses. Moreover, multichannel analysis of surface waves, refraction and attenuation tomography methods were carried out to obtain shallow subsurface structure, seismic velocities and seismic attenuation coefficients of the study area. These results were compared with borehole applications, and a series of geomechanical tests was applied on the core samples obtained from boreholes. Therefore, engineering properties of Kabaköy Formation consisting of volcanic rocks were obtained.

**Key Words:** Trabzon city, Refraction and Attenuation Tomography, Rock Quality, Geotechnics

## ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. P, SV ve SH dalgalarının yön karakteristiklerinin uzaysal dağılımı.....	9
Şekil 2. Bir sismik kaynaktan çıkan dalganın ışın yolu.....	10
Şekil 3. Soğurulma etkisiyle bir sismik dalgacığın genliğinin zamanla azalımı.....	15
Şekil 4. Sismik iz üzerinde ham genlik değerlerinin işaretlenmesi. Kırmızı nokta ham genlik değerini vermektedir.....	17
Şekil 5. Kaynak genliği $A_0$ değerinin kestirimi.....	20
Şekil 6. Gladwin ve Stacey tarafından tanımlanan yükselim süresi.....	21
Şekil 7. Normal dispersiyon ve ters dispersiyon.....	24
Şekil 8. Aynı frekans ve fazlı iki harmonik sinyalin toplamından oluşan dalga treni. Kırmızı ve yeşil renkli olanlar sinyalleri, mavi renkli olan ise toplam sinyali göstermektedir.....	24
Şekil 9. Faz hızı ve grup hızının karşılaştırılması. (a) Grup hızı $U$ 'nun tanımlanması (b) dispersif dalga varışları .....	26
Şekil 10. Geometrik dispersiyon.....	26
Şekil 11. Yüzey dalgası analizinin şematik gösterimi.....	27
Şekil 12. Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi ile veri toplanması.....	30
Şekil 13. Faz hızı-frekans eğrisi.....	30
Şekil 14. Direk iletim tekniği.....	33
Şekil 15. Yarı direk iletim tekniği.....	34
Şekil 16. İndirek iletim tekniği.....	34
Şekil 17. Ultrasonik sinyal analizi ile mikro çatlakların belirlenmesi.....	35
Şekil 18. Zaman- frekans analizinin şematik gösterimi.....	35
Şekil 19. Temel ışın izleme prensipleri.....	41
Şekil 20. Basit Hooke kanunu (Poisson oranı).....	43
Şekil 21. Elastisite modülü.....	44
Şekil 22. Yer materyalleri ile zemin büyütmesi arasındaki ilişki.....	45
Şekil 23. Taşıma gücü.....	47
Şekil 24. 1. sentetik yer altı modeli.....	53
Şekil 25. 1. modele ait sentetik zaman-uzaklık grafiği.....	53
Şekil 26. 1. modele ait tomografik kesit.....	53

Şekil 27.	2. sentetik yer altı modeli.....	54
Şekil 28.	2. modele ait sentetik zaman-uzaklık grafiği.....	54
Şekil 29.	2. modele ait tomografik kesit.....	55
Şekil 30.	3. sentetik yer altı modeli .....	55
Şekil 31.	3. modele ait sentetik zaman-uzaklık grafiği.....	56
Şekil 32.	3. modele ait tomografik kesit.....	56
Şekil 33.	4. sentetik yer altı modeli .....	57
Şekil 34.	4. modele ait sentetik zaman-uzaklık grafiği.....	57
Şekil 35.	4. modele ait tomografik kesit.....	57
Şekil 36.	(a), (c) sıfır ve minimum fazlı dalgacığın zaman ortamındaki görünümü, (b), (d) sıfır ve minimum fazlı dalgacığın frekans ortamındaki görünümü...	59
Şekil 37.	(a), (b) sıfır fazlı dalgacığın değişik Q değerleriyle soğrulduktan sonra, (c), (d) ise minimum fazlı dalgacığın değişik Q değerleriyle soğrulduktan sonra sırasıyla zaman ortamındaki görünümleri ve frekans spektrumları.....	59
Şekil 38.	Q=5 ve 50 m uzaklık için farklı hız değerleri sonucu a) sıfır fazlı, b) minimum fazlı dalgacık üzerinde meydana gelen değişimler.....	61
Şekil 39.	Q=10 ve 50 m uzaklık için farklı hız değerleri sonucu a) sıfır fazlı, b) minimum fazlı dalgacık üzerinde meydana gelen değişimler.....	61
Şekil 40.	Q=20 ve 50 m uzaklık için farklı hız değerleri sonucu a) sıfır fazlı, b) minimum fazlı dalgacık üzerinde meydana gelen.....	61
Şekil 41.	1. modele ait yeraltı yapısı.....	62
Şekil 42.	a) 1. modele ait sentetik dispersiyon eğrisi, b) yer altı modeli, c) gözlenen ile hesaplanan dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması.....	63
Şekil 43.	2. modele ait yeraltı yapısı.....	64
Şekil 44.	a) 2. modele ait sentetik dispersiyon eğrisi, b) yer altı modeli c) gözlenen ile hesaplanan dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması .....	65
Şekil 45.	3. modele ait yeraltı yapısı.....	66
Şekil 46.	a) 3. modele ait sentetik dispersiyon eğrisi, b) yer altı modeli, c) gözlenen ile hesaplanan dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması.....	67
Şekil 47.	Çalışma alanı olarak seçilen üç farklı bölgenin konumu.....	69
Şekil 48.	a) çalışma alanının yer bulduru ve b) jeolojik haritası .....	70
Şekil 49.	Kabaköy Formasyonu'nundaki bazaltlara ve piroklastik çakıllara ait ince kesitlerin polarizan mikroskoptaki görünümü .....	72
Şekil 50.	Sondaj noktaları için loglar ve ilgili jeoteknik parametreler .....	75
Şekil 51.	Doygun Vp ile kuru Vp arasındaki ilişki .....	79
Şekil 52.	Doygun Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasındaki ilişki.....	79
Şekil 53.	Kuru Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasındaki ilişki .....	79

Şekil 54.	Görünür porozite ile doymun Vp arasındaki ilişki .....	80
Şekil 55.	Görünür porozite ile kuru Vp arasındaki ilişki .....	80
Şekil 56.	Görünür porozite ile su içeriği arasındaki ilişki .....	80
Şekil 57.	Ağırlıkça su emme oranı ile doymun Vp arasındaki ilişki .....	81
Şekil 58.	1-8 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi.....	82
Şekil 59.	9-16 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	83
Şekil 60.	17-23 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	84
Şekil 61.	Sismik ölçüm profilleri (1-10) ve sondaj noktaları (B1-B6).....	85
Şekil 62.	Çukurçayır sahası I. kısım 1. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği...	86
Şekil 63.	Çukurçayır sahası I. kısım 2. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği...	86
Şekil 64.	Çukurçayır sahası I. kısım 3. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği...	86
Şekil 65.	Çukurçayır sahası I. kısım 4. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği...	87
Şekil 66.	Çukurçayır sahası I. kısım 5. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği...	87
Şekil 67.	Çukurçayır sahası I. kısım 5 profilin sırasıyla P dalgası hız dağılımları.	88
Şekil 68.	1. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	89
Şekil 69.	2. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	89
Şekil 70.	3. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	90
Şekil 71.	4. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	90
Şekil 72.	5. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	90
Şekil 73.	Çukurçayır sahasının birinci kısmı için yeraltının üç boyutlu P-dalgası hız dağılımı.....	91
Şekil 74.	Çukurçayır sahasının birinci kısmı için düşey ve yatay kesitler ile sondaj noktalarının görünümü .....	92
Şekil 75.	Çukurçayır sahasının II. kısmı 6. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği.....	93
Şekil 76.	Çukurçayır sahasının II. kısmı 7. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	93
Şekil 77.	Çukurçayır sahasının II. kısmı 8. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	93
Şekil 78.	Çukurçayır sahasının II. kısmı 9. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	94
Şekil 79.	Çukurçayır sahasının II. kısmı 10. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	94
Şekil 80.	Çukurçayır sahasının II. kısmına ait 5 profil (6-10) için sırasıyla P dalgası	



	hız dağılımları.....	95
Şekil 81.	6.profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	96
Şekil 82.	7.profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	96
Şekil 83.	8.profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	97
Şekil 84.	9. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	97
Şekil 85.	10.profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	97
Şekil 86.	Çukurçayır sahasının II. kısmında alınan beş profil için yeraltının üç boyutlu P-dalgası hız dağılımı.....	98
Şekil 87.	Çukurçayır sahasının ikinci kısmı için P-dalgası hızlarının kesitler halinde görünümü ve sondaj noktaları.....	99
Şekil 88.	İlk varışların çukur noktaların maksimum değerlerinin işaretlenmesi.....	100
Şekil 89.	a) Ham genlikler, b) işlenmiş genlikler, c) doğal logaritması alınmış ham genlikler ile hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığının çarpımı sonucu elde edilen değerler.....	102
Şekil 90.	Çukurçayır çalışma alanının birinci kısmı için $1/\alpha$ tomografik kesiti.....	103
Şekil 91.	Çukurçayır sahasının I. kısım 1. profil için faz hızı-frekans kesiti .....	104
Şekil 92.	Çukurçayır sahasının I. kısım 2. profil için faz hızı-frekans kesiti .....	104
Şekil 93.	Çukurçayır sahasının I. kısım 3. profil için faz hızı-frekans kesiti .....	105
Şekil 94.	Çukurçayır sahasının I. kısım 4. profil için faz hızı-frekans kesiti .....	105
Şekil 95.	Çukurçayır sahasının I. kısım 5. profil için faz hızı-frekans kesiti .....	105
Şekil 96.	Çukurçayır sahasının I. kısmına ait 5 profil için sırasıyla elde edilen dispersiyon eğrileri .....	106
Şekil 97.	Çukurçayır sahasının I. kısım 1. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	107
Şekil 98.	Çukurçayır sahasının I. kısım 2. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	107
Şekil 99.	Çukurçayır sahasının I. kısım 3. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	108
Şekil 100.	Çukurçayır sahasının I. kısım 4. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	108
Şekil 101.	Çukurçayır sahasının I. kısım 1. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	108
Şekil 102.	Beş profil için elde edilen hesaplanan ve gözlenen dispersiyon eğrilerinin çakışması sırasıyla verilmektedir.....	109
Şekil 103.	Çukurçayır sahasının 1. kısmı için elde edilen 2-boyutlu Vs hızı dağılımı...	110
Şekil 104.	Çukurçayır sahası II. kısmı 6. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	111
Şekil 105.	Çukurçayır sahası II. kısmı 7. profil için faz hızı-frekans kesiti .....	111
Şekil 106.	Çukurçayır sahası II. kısmı 8. profil için faz hızı-frekans kesiti .....	111
Şekil 107.	Çukurçayır sahası II. kısmı 9. profil için faz hızı-frekans kesiti .....	112
Şekil 108.	Çukurçayır sahası II. kısmı 10. profil için faz hızı-frekans kesiti .....	112

Şekil 109.	Çukurçayır sahası II. kısmına ait beş profil (6-10) için sırasıyla elde edilen dispersiyon eğrileri.....	113
Şekil 110.	Çukurçayır sahası II. kısmı 6. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	114
Şekil 111.	Çukurçayır sahası II. kısmı 7. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	114
Şekil 112.	Çukurçayır sahası II. kısmı 8. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	115
Şekil 113.	Çukurçayır sahası II. kısmı 9. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	115
Şekil 114.	Çukurçayır sahası II. kısmı 10. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	115
Şekil 115.	Beş profil (6-10) için sırasıyla elde edilen hesaplanan ve gözlenen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması.....	116
Şekil 116.	Çukurçayır sahasının 2. kısmı için elde edilen 2-boyutlu Vs hızı dağılımı...	117
Şekil 117.	Pelitli sahası sismik profiller ve sondaj noktaları.....	118
Şekil 118.	4 adet sondaj noktası için loglar ve ilgili jeoteknik parametreler .....	120
Şekil 119.	Doygun Vp ile kuru Vp arasındaki ilişki .....	124
Şekil 120.	Doygun Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasındaki ilişki .....	124
Şekil 121.	Kuru Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasındaki ilişki .....	124
Şekil 122.	Görünür porozite ile doymuş Vp arasındaki ilişki .....	125
Şekil 123.	Görünür porozite ile kuru Vp arasındaki ilişki .....	125
Şekil 124.	Görünür porozite ile su içeriği arasındaki ilişki .....	125
Şekil 125.	Ağırlıkça su emme oranı ile doymuş Vp arasındaki ilişki.....	126
Şekil 126.	1-8 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	127
Şekil 127.	9-16 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	128
Şekil 128.	17-24 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi.....	129
Şekil 129.	25-32 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	130
Şekil 130.	33-40 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	131
Şekil 131.	41-48 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	132
Şekil 132.	49-56 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	133
Şekil 133.	57-64 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	134
Şekil 134.	65-71 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi .....	135

Şekil 135.	Pelitli sahası 1. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	136
Şekil 136.	Pelitli sahası 2. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği.....	137
Şekil 137.	Pelitli sahası 3. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	137
Şekil 138.	Pelitli sahası 4. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	137
Şekil 139.	Pelitli sahası 5. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	138
Şekil 140.	Pelitli sahası 6. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	138
Şekil 141.	Pelitli sahası 7. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	138
Şekil 142.	Pelitli sahası 8. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	139
Şekil 143.	Pelitli sahası 9. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	139
Şekil 144.	Pelitli sahası 10. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği .....	139
Şekil 145.	Pelitli sahasının sırasıyla ilk beş profili (1-5) için elde edilen P dalgası hızlarının dağılımı .....	140
Şekil 146.	Pelitli sahasının sırasıyla ikinci beş profili (6-10) için elde edilen P dalgası hızlarının dağılımı .....	141
Şekil 147.	Pelitli sahası 1. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	142
Şekil 148.	Pelitli sahası 2. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	142
Şekil 149.	Pelitli sahası 3. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	143
Şekil 150.	Pelitli sahası 4. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	143
Şekil 151.	Pelitli sahası 5. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	143
Şekil 152.	Pelitli sahası 6. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	144
Şekil 153.	Pelitli sahası 7. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	144
Şekil 154.	Pelitli sahası 8. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	144
Şekil 155.	Pelitli sahası 9. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	145
Şekil 156.	Pelitli sahası 10. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması.....	145
Şekil 157.	Pelitli inceleme sahasında yeraltının üç boyutlu Vp hız dağılımı.....	146
Şekil 158.	Pelitli sahası için Vp hızlarının kesitler halinde görünümü ve sondaj noktaları .....	147
Şekil 159.	a) Ham genlikler, b) işlenmiş genlikler, c) hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığına karşı doğal logaritması alınmış ham genlikler ile hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığının çarpımı.....	148
Şekil 160.	Pelitli çalışma alanı için $1/\alpha$ tomografik kesiti .....	149
Şekil 161.	Pelitli sahası 1. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	150
Şekil 162.	Pelitli sahası 2. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	150
Şekil 163.	Pelitli sahası 3. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	151
Şekil 164.	Pelitli sahası 4. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	151

Şekil 165.	Pelitli sahası 5. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	151
Şekil 166.	Pelitli sahası 6. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	152
Şekil 167.	Pelitli sahası 7. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	152
Şekil 168.	Pelitli sahası 8. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	152
Şekil 169.	Pelitli sahası 9. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	153
Şekil 170.	Pelitli sahası 10. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	153
Şekil 171.	Pelitli sahasının sırasıyla ilk beş profili (1-5) için elde edilen dispersiyon eğrileri .....	154
Şekil 172.	Pelitli sahasının sırasıyla ikinci beş profili (6-10) için elde edilen dispersiyon eğrileri.....	155
Şekil 173.	Pelitli sahası 1. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	156
Şekil 174.	Pelitli sahası 2. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	156
Şekil 175.	Pelitli sahası 3. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	157
Şekil 176.	Pelitli sahası 4. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	157
Şekil 177.	Pelitli sahası 5. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	157
Şekil 178.	Pelitli sahası 6. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	158
Şekil 179.	Pelitli sahası 7. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	158
Şekil 180.	Pelitli sahası 8. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	158
Şekil 181.	Pelitli sahası 9. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	159
Şekil 182.	Pelitli sahası 10. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı.....	159
Şekil 183.	İlk beş. profil (1-5) için elde edilen hesaplanan ve gözlenen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması .....	160
Şekil 184.	İkinci beş. profil (6-10) için elde edilen hesaplanan ve gözlenen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması .....	161
Şekil 185.	Pelitli çalışma sahası için 2-boyutlu Vs hız dağılım kesiti .....	162
Şekil 186.	Aydınlıkevler sahası için sismik kırılma ölçü profillerinin yerleri.....	163
Şekil 187.	Aydınlıkevler sahasında atılan 1. profile ait zaman-uzaklık grafiği.....	164
Şekil 188.	Aydınlıkevler sahasında atılan 2. profile ait zaman-uzaklık grafiği.....	164
Şekil 189.	Aydınlıkevler sahasında atılan 3. profile ait zaman-uzaklık grafiği.....	164
Şekil 190.	Aydınlıkevler sahasında atılan 4. profile ait zaman-uzaklık grafiği.....	165
Şekil 191.	Aydınlıkevler sahasında atılan 5. profile ait zaman-uzaklık grafiği.....	165
Şekil 192.	Aydınlıkevler sahasında atılan 6. profile ait zaman-uzaklık grafiği.....	165
Şekil 193.	Aydınlıkevler sahasında atılan 7. profile ait zaman-uzaklık grafiği.....	166
Şekil 194.	Aydınlıkevler sahasının birinci kısmındaki dört profil (1-4) için elde edilen P dalgası hızlarının dağılımı .....	167

Şekil 195.	Aydınlıkevler sahasının ikinci kısmındaki üç profil (5-7) için elde edilen P dalgası hızlarının dağılımı .....	168
Şekil 196.	1. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	169
Şekil 197.	2. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	169
Şekil 198.	3. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	169
Şekil 199.	4. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	170
Şekil 200.	5. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	170
Şekil 201.	6. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	170
Şekil 202.	7. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması .....	171
Şekil 203.	Aydınlıkevler sahası birinci kısım için üç boyutlu $V_p$ hız dağılımı .....	171
Şekil 204.	Aydınlıkevler sahası ikinci kısım için üç boyutlu $V_p$ hız dağılımı .....	172
Şekil 205.	a) Ham genlikler, b) işlenmiş genlikler, c) hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığına karşı doğal logaritması alınmış ham genlikler ile hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığının çarpımı .....	173
Şekil 206.	Aydınlıkevler çalışma alanının I. kısmı için $1/\alpha$ tomografik kesiti.....	174
Şekil 207.	Aydınlıkevler sahası 1. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	175
Şekil 208.	Aydınlıkevler sahası 2. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	175
Şekil 209.	Aydınlıkevler sahası 3. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	175
Şekil 210.	Aydınlıkevler sahası 4. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	176
Şekil 211.	Aydınlıkevler sahası 5. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	176
Şekil 212.	Aydınlıkevler sahası 6. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	176
Şekil 213.	Aydınlıkevler sahası 7. profil için faz hızı-frekans kesiti.....	177
Şekil 214.	Aydınlıkevler sahası 1. profil için dispersiyon eğrisi .....	177
Şekil 215.	Aydınlıkevler sahası 2. profil için dispersiyon eğrisi .....	177
Şekil 216.	Aydınlıkevler sahası 3. profil için dispersiyon eğrisi .....	178
Şekil 217.	Aydınlıkevler sahası 4. profil için dispersiyon eğrisi .....	178
Şekil 218.	Aydınlıkevler sahası 5. profil için dispersiyon eğrisi .....	178
Şekil 219.	Aydınlıkevler sahası 6. profil için dispersiyon eğrisi .....	178
Şekil 220.	Aydınlıkevler sahası 7. profil için dispersiyon eğrisi .....	179
Şekil 221.	Aydınlıkevler sahası 1. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	179
Şekil 222.	Aydınlıkevler sahası 2. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	180
Şekil 223.	Aydınlıkevler sahası 3. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	180
Şekil 224.	Aydınlıkevler sahası 4. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	180
Şekil 225.	Aydınlıkevler sahası 5. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	181

Şekil 226.	Aydınlıkevler sahası 6. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	181
Şekil 227.	Aydınlıkevler sahası 7. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı .....	181
Şekil 228.	1. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması .....	182
Şekil 229.	2. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması .....	182
Şekil 230.	3. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması .....	182
Şekil 231.	4. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması .....	183
Şekil 232.	5. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması .....	183
Şekil 233.	6. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması .....	183
Şekil 234.	7. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması .....	183
Şekil 235.	Aydınlıkevler sahasının a) 1. kısım için b) 2. kısım için elde edilen 2- boyutlu Vs hızı dağılımı .....	184
Şekil 236.	P-dalgası hızı ve-Q arasındaki ilişki.....	185

## TABLULAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Q, $\alpha$ ve kaya kütle tipleri arasındaki ilişki.....	14
Tablo 2. Poisson oranına göre zemin sınıflaması.....	43
Tablo 3. Elastik sabitlerin Vp ve Vs hızları cinsinden bağıntıları.....	45
Tablo 4. Vp hızı, Q ve RQD arasındaki ilişkiler.....	49
Tablo 5. RQD sınıflaması.....	50
Tablo 6. Sondaj noktası 1'den elde edilen veriler.....	73
Tablo 7. Sondaj noktası 2'den elde edilen veriler.....	74
Tablo 8. Sondaj noktası 3'den elde edilen veriler.....	74
Tablo 9. Sondaj noktası 4'den elde edilen veriler.....	74
Tablo 10. Sondaj noktası 5'den elde edilen veriler.....	74
Tablo 11. Çukurçayır sahası karotlarından elde edilen deney sonuçları.....	77
Tablo 12. Genlik soğurulma tomografisi için akış diyagramı .....	101
Tablo 13. 1 nolu sondaj noktasından elde edilen veriler.....	119
Tablo 14. 2 nolu sondaj noktasından elde edilen veriler.....	119
Tablo 15. 3 nolu sondaj noktasından elde edilen veriler.....	119
Tablo 16. 4 nolu sondaj noktasından elde edilen veriler.....	119
Tablo 17. Pelitli sahası karotlarından elde edilen deney sonuçları.....	121
Tablo 18. Çukurçayır sahası için dinamik-elastik parametreler. $\nu$ : poisson oranı, E: elastisite modülü, G: kayma modülü, K: bulk modülü.....	186
Tablo 19. Çukurçayır sahası için bazı mühendislik parametreleri. $\rho$ : yoğunluk $A_k$ : büyütme değeri, $q_u$ : taşıma gücü, $t_0$ : zemin hakim titreşim periyodu.....	187
Tablo 20. Pelitli sahası için dinamik-elastik parametreler. $\nu$ : poisson oranı, E: elastisite modülü, G: kayma modülü, K: bulk modülü.....	187
Tablo 21. Pelitli sahası için bazı mühendislik parametreleri. $\rho$ : yoğunluk $A_k$ : büyütme değeri, $q_u$ : taşıma gücü, $t_0$ : zemin hakim titreşim periyodu.....	187
Tablo 22. Aydınlikevler sahası için dinamik-elastik parametreler. $\nu$ : poisson oranı, E: elastisite modülü, G: kayma modülü, K: bulk modülü.....	188
Tablo 23. Aydınlikevler sahası için bazı mühendislik parametreleri. $\rho$ : yoğunluk, $A_k$ : büyütme değeri, $q_u$ : taşıma gücü, $t_0$ : zemin hâkim titreşim periyodu.....	188
Tablo 24. NEHRP ve Uniform Building Code' da Vs30 göre zemin sınıflaması.....	189
Tablo 25. Deprem yönetmeliğine göre yerel zemin sınıfları .....	189

Tablo 26. Deprem yönetmeliğine göre yerel zemin sınıfları.....	189
Tablo 27. Q Kaya kalitesine göre sınıflama .....	190
Tablo 28. Kayaların poroziteye göre sınıflandırılması.....	190
Tablo 29. Ultrasonik hızlara göre sınıflandırılması.....	191
Tablo 30. Kayaçların RQD değerine göre sınıflandırılması.....	191
Tablo 31. Kayaçların tek eksenli basınç dayanımına göre sınıflandırılması .....	191



## SEMBOLLER DİZİNİ

$A$	: Genlik
$A_0$	: Kaynak Genliği
$A_j$	: Jakobian Matrisi
$A_k$	: Zemin Büyütme Faktörü
$A(x,w)$	: Genlik Spektrumu
$c$	: Faz hızı
$c(w)$	: Frekansa bağlı faz hızı
$C$	: Sabit bir sayı
$du$	: Enine kısalma
$d_{ij}$	: $j$ 'nci hücredeki $i$ . ışının yol aldığı mesafe
$dv$	: Boyuna uzama
$\varepsilon_{xx}$	: Yamulma ( $x$ yönünde $x$ yüzeyine uygulanan birim deformasyon)
$\varepsilon_{yy}$	: Yamulma ( $y$ yönünde $y$ yüzeyine uygulanan birim deformasyon)
$\varepsilon_{zz}$	: Yamulma ( $z$ yönünde $z$ yüzeyine uygulanan birim deformasyon)
$E$	: Elastisite Modülü
$f$	: Frekans
$f(t)$	: Zaman Ortamında Sinyal
$G$	: Kayma Modülü
$g(t)$	: Pencere Fonksiyonu
$H$	: Tabaka Kalınlığı
$I_{ij}$	: $i$ . Hücredeki $j$ . ışının ışın yolu
$K$	: Bulk Modülü
KZFD	: Kısa Zamanlı Fourier Dönüşümü
$k(w)$	: Frekansa bağlı dalga sayısı
$P(x,w)$	: Faz Spektrumu
RQD	: Kaya Kalite Göstergesi
$S_i$	: Yavaşlık
$T_j$	: Gözlenen Seyahat Zamanı
$t_g$	: Gözlenen Zamanlar

$t_h$	: Hesaplanan Zamanlar
$T_z$	: Hakim titreşim periyodu
$U(w)$	: Grup Hızı
$V$	: Hız
$V_p$	: Boyuna dalga hızı
$V_s$	: Kesme dalgası hızı
$Z_{max}$	: maksimum araştırma derinliği
$x$	: Uzaklık
$X_m$	: En küçük alıcı mesafesi
$\rho$	: Yoğunluk
$q_u$	: Taşıma gücü değeri
$\Delta_p$	: Düzeltme değeri
$w$	: Açısal Frekans
$w_0$	: Göreceli Açısal Frekans
$W_j$	: Işın Sayısı
$w(w)$	: Grup hızı
$\lambda$	: Dalga Boyu
$\nu$	: Poisson oranı
$\sigma_{xx}$	: Gerilme (x yönünde x yüzeyine uygulanan gerilme)
$\sigma_{xy}$	: Gerilme (x yönünde y yüzeyine uygulanan gerilme)
$\phi_0(w)$	: Gözlemlenen faz
$\phi_s(w)$	: Kaynak fazı
$\phi_p(w)$	: Yayılma fazı
$\phi_i(w)$	: Alıcının fazı
$\alpha$	: Soğurulma Katsayısı
$Q$	: Sismik Kalite Faktörü
$\tau$	: Alıcı için ilk varış dalga formunun artan zamanı
$\tau_0$	: Kaynak için ilk varış dalga formunun artan zamanı
$\Delta_p$	: Yavaşlık Pertürbasyonu
$\sigma_c$	: Tek Eksenli Basınç Dayanımı

# 1. GENEL BİLGİLER

## 1.1. Giriş

Alp-Himalaya tektonik kuşağında yer alan Türkiye, aktif levhaların göreceli hareketine bağlı olarak yıkıcı depremlerin sıklıkla meydana geldiği ülkelerden birisidir. Bununla birlikte, Doğu Karadeniz bölgesinde geçen yüzyılda büyük bir deprem ( $M_s \geq 6.0$ ) meydana gelmemesine rağmen, son zamanlarda meydana gelen küçük ölçekli depremler Karadeniz kıyısı boyunca uzanan fayların ve Kafkas fayının aktif olduğunu göstermektedir. Ayrıca, Karadeniz bölgesi Kuzey Anadolu fayına yakın bir alanda yer almaktadır. Bu fay üzerinde meydana gelebilecek depremlerden bölge direk olarak etkilenmemekle beraber, bölgenin en önemli sorunu olan heyelanların tetiklenmesi mümkün olabilir. Doğu Karadeniz bölgesinin topografik ve iklim koşullarına bağlı olarak yıl içerisinde sıklıkla heyelanlar ve taşkınlar oluşmakta birçok can ve mal kaybı meydana gelmektedir. İnsanoğlunun doğal afetlerden kaçma şansı olmadığı için, bu tür olaylar ile birlikte yaşamayı ve bunlardan korunmayı öğrenmek zorundadır. Bu tür doğal afetlerden korunmanın başlıca yolları baraj, tünel, köprü, yol, endüstri binaları ve toplu yaşama alanları gibi yapıların inşa edileceği alanlarda, mühendislik yapısına etki edecek yer altı şartlarının iyi araştırılması ve doğru projelendirilmenin yapılmasıdır. Bu gibi çalışmalar ile ileride oluşabilecek problemlerin önüne geçilerek, hem büyük can kayıplarının hem de sosyo-ekonomik zararların oluşumunu önceden engellenmek mümkündür. Mühendislik Jeofiziği ve Jeolojisinde kullanılan yöntemlerin amacı, ana kayanın derinliğinin belirlenmesi, zeminlerin dinamik-elastik özelliklerini, dinamik yüklerin etkisi altındaki zeminlerin nasıl bir davranış gösterdiğini, yer altı su seviyesi ve derinliği, zemin büyütmesi, sıvılaşma, taşıma gücü, oturma miktarı ve zemin hâkim titreşim periyodunun hesaplanması, ayrışma özellikleri ve kaya kalitesi gibi yeraltının temel özelliklerinin tespit edilmesidir.

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 kurulsun 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.

Mühendislikte, çatlaklı, kırıklı bölgeler ile fay zonları gibi süreksizlik alanlarının yapısal olarak problemlili olduğu kabul edilmektedir. Kayaçların yapısında var olan bu gibi süreksizlikler sismik hızların azalmasına, soğrulmanın ise artmasına neden olmaktadır. Bu nedenle, sismik hızlar ve soğrulma, kaya kütlelerinin içyapısı hakkında bilgi elde etmek için kullanılmaktadırlar. Böylece, sismik hızlar ve soğrulma değerleri kaya kütlelerinin değerlendirilmesinde anahtar parametrelerden biri olarak rol oynar (Barton, 2007).

Sismik ve ultrasonik ölçümler yer bilimlerinde, jeoteknik mühendisliğinde ve diğer yer bilimleriyle alakalı disiplinlerde geniş bir kullanım alanına sahiptirler. Kaya kalitesinin belirlenmesinde özellikle jeofizik yöntemlerden biri olan sismik kırılma yöntemi etkin olarak kullanılmaktadır. Kaya kütlesi içerisindeki süreksizliklerin varlığının ve mekanik davranışının anlaşılmasında, ayrıca, kayaçlardaki kırıklık, çatlaklık durumunun ortaya koyulmasında kullanılan RQD, Q kalite faktörü, malzemenin sökülebilirlik ve kazılabilirlik durumu gibi bazı parametrelerin belirlenmesinde sismik dalga hızlarından yararlanılmaktadır (Murphy ve Rosenbaum, 1989). Jeoteknik mühendisliği ve mühendislik jeolojisinde sismik dalgaların yayılımın analizi ile jeolojik materyallerin elastik özelliklerin hakkında bilgi elde etmek büyük bir öneme sahiptir (Junior vd., 2012). Sismik dalga hızları kayaçların fiziksel özelliklerine bağlıdır. Jeoteknik parametrelerle ilişkili olan dinamik-elastik özellikler ve ampirik ilişkiler sismik hızlar kullanılarak elde edilebilir (Barton vd., 1974; Turk ve Dearman, 1987). Ayrılmış kayaçlar, çatlak içeren zonlar ve fay zonları potansiyel olarak yapısal bozuklukları göstermektedir.

Sismik hızların elde edilmesinde kullanılan tomografi yöntemi yer altı yapılarının hız değişimlerinin hem yanal hem de düşey olarak haritalanmasına imkan vermektedir. Sismik hızlarda değişimler yeraltındaki kaya kütleleriyle doğrudan ilişkili olup düşük sismik hız değerlerine sahip bölgeler kaya kalitesi bakımından zayıf alanları temsil etmektedir. Bunun yanında, son yıllarda sismik dalganın soğurulma tomografisi ölçümlerinden elde edilen sonuçlara çok büyük önem verilmektedir. Bunun sebebi, soğurulmanın sismik dalganın yayıldığı ortamın litolojisine ve fiziksel özelliklerine (basınç, sıcaklık, yoğunluk, akışkana doygunluk gibi) sismik dalga hızlarından daha duyarlı olduğu için, kayaçların içinde bulunduğu ortamın fiziksel koşulları hakkında bilgi edinmekte kullanılan önemli parametrelerden biri olmasıdır (Toksöz ve Johnston, 1981). Bu konuda yapılan çalışmalar incelenecek olursa;

Kolay ulaşılabilirlik sınırlamaları ve ekonomik bakımdan uygun olmayan sondajın yerine Jeofizikte en çok tercih edilen yöntemlerden biri olan sismik kırılma yönteminin jeolojik ortamı aydınlatmada büyük bir potansiyele sahip olduğu yadsınamaz bir gerçektir (Martinez ve Mendoza, 2011). Kırılma tomografisi, sığ temel tasarımlarında kullanılabilir ve önemli fiziksel parametrelerin elde edilmesini sağlar (Tran vd., 2012).

Tura vd, (1992)' de İsviçre'de çatlakların varlığının bilindiği 10\*21.5 m<sup>2</sup> bir bölgede sismik veri toplamaşlardır. Granitik kayalar içindeki çatlaklıkları tomografik yöntem ile belirlemek amacıyla yapılan çalışma oldukça başarılı sonuçlar vermiştir.

Young ve Maxwell (1992)'de Kanada'da bir maden alanında kaya kütesinin sağlamlığını belirlemek için sismik tomografi çalışması yapmışlardır. Bu çalışmada, ayrışmış ve çatlaklı kayaların düşük hızlara sahip olduğunu belirlemişlerdir.

Diğer bir araştırmada, Friedel vd., (1997), bir bölgede 24 adet alıcı kullanarak 3-boyutlu sismik tomografi araştırması gerçekleştirmişlerdir. Elde edilen hız kesitlerindeki farklılıkların kaya kütesindeki süreksizliklerden kaynaklandığı tespit edilmiştir.

Godio vd., (2005)'de Alpin bölgesindeki heyelanların jeofizik karakteristiklerini incelemiş ve heyelanlarda yerinde P dalgası hızı ölçümleri ile laboratuvar ölçümlerini karşılaştırmışlardır. Yerinde P-dalgası hızları ile laboratuvar ölçümleri kullanılarak kaya kalitesi sınıflamasını yapmışlar ve laboratuvar ve arazi verisinden elde edilen sonuçlarla kaya kütlelerinin dinamik ve istatistiksel parametreleri arasında güvenilir bir ilişki olduğunu ileri sürmüşleridir.

Pek çok çalışmada yanal ve düşey yönde hız değişimlerinin olduğu ortamlarda sismik tomografi yönteminin geleneksel yöntemlerden çok daha iyi sonuçlar verdiği görülmektedir (Carpenter vd., 2003; Cramer ve Hiltunen 2004; Hiltunen ve Cramer, 2006; Sheehan vd., 2005).

Roser vd., (2008)'de üzerine otoyol inşa edilecek alanda jeolojik, jeomekanik ve jeofizik araştırmalar yapmışlardır. Jeofizik araştırmalardaki amaç kaya kütesi özelliklerini tanımlayabilmek için sismik parametrelerin elde edilmesidir. Bu amaçla tomografik yöntem ile bölgenin P ve S dalga hızları yapısı belirlenmiş ve elastik parametreler hesaplanmıştır. Sonuçta, P dalgalarının tomografik hız modelleri tatmin edici bir çözüm sunmaktadır.

Hatherly (1986)' da soğrulma teorisini vererek, soğurulma değerlerini otomatik olarak hesaplayan bir program geliştirmiştir. Sonuçta kaya kalitesinin belirlenmesinde

soğurulma özellikleri ve hız bilgisinden yararlanarak kaya özellikleri ve çatlaklıkları bölgeler belirlenmiştir.

Tarif ve Bourbie (1987), soğurulma ölçümlerinde spektral oran ve puls genişlemesi yöntemlerini kıyaslamışlardır. Sonuç olarak düşük soğurulma değerleri için ( $Q > 100$ ) her iki yöntemin de benzer sonuçlar verdiği gözlenmiştir.

Murphy ve Rosenbaum (1989), kaya kütle parametrelerinin tanımlanmasında sismik kırılma yöntemini kullanmış ve sismik soğurulma ve ölçüm tekniklerini açıklamışlardır. Yaptıkları çalışma sonucunda yakın yüzey litolojisi ile Q değerleri oldukça uyumlu çıkmıştır.

Watanabe ve Sassa (1996) tarafından sismik soğurulma tomografisine dayanan iki yöntem geliştirilmiştir. Sismik seyahat zamanı ve soğurulma tomografisi yöntemleri bir dizi işlem ile birleştirilmiş ve maden sahasından elde edilen verilere uygulamışlardır. Kaya kütle içerisindeki kırıklı ve çatlaklı bölgeler seyahat zamanı ve soğurulma tomografisi ile belirlenmiştir. Yapılan çalışma sonucunda sismik seyahat zamanı tomografisi sonuçlarının kaya şartlarının değerlendirilmesi için önemli bilgiler sağladığını ortaya koymuşlardır.

Chang vd., (2000)'de, sismik araştırmalardan elde edilen soğurulma görüntüleri ve hızlarını kullanarak kaya kütle yapılarındaki problemlerinin çözümü üzerine çalışmışlardır. Sonuçta maden alanındaki zayıf zonlar ve karakteristikleri hakkında önemli bilgiler elde etmişlerdir. Güçlü soğurulma bölgeleri, zayıf ara yüzey veya çatlaklığın varlığını göstermektedir. Ayrıca çok küçük çatlakların sismik hızda değişime neden olmayacağını, fakat kaya soğurulma karakteristiklerinde değişime neden olacağını belirlemişlerdir. Soğurulma yöntemi altere olmuş bölge içinde yer alan kaya damarındaki zayıf etkileri ortaya koymaktadır.

Rao ve Wang (2009), yaptıkları çalışmada kırık ve çatlak gibi süreksizliklerin neden olduğu soğurulma etkisini araştırmışlardır. Hız tomografisi kullanılarak soğurulma tomografisi kesitleri elde edilmiştir. Bu kesitlerde süreksizliğin boyutunun ve yöneliminin soğurulmanın üzerinde oldukça etkili olduğunu belirlemişlerdir. Özellikle düşey yönde ve küçük boyutlu olan süreksizliklerin ayırt edilmesi kolay değildir.

Kurtuluş ve Sertçelik (2010), Kocaeli bölgesindeki farklı jeolojik birimler için P dalgaları soğurulmasını hesaplamıştır. Bu amaçla, farklı formasyonlarda toplam 97 noktada sığ sismik kırılma verisi toplanmıştır. Elde edilen verilerden formasyonların Q soğurulma değerleri belirlenmiştir. Ayrıca, sismik kırılma çalışmalarından elde edilen hızlar kullanılarak dinamik elastik parametreler hesaplanmış ve Q değerleriyle ilişkilendirilmiştir.

Park (1999) ve Xia (1999), tarafından geliştirilen yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi (MASW) sismik site şartlarının ortaya konulmasında son yıllarda kullanılan en yaygın yöntemlerdendir (Anbazhagan, 2009). Jeoteknik amaçlı mikro bölgeleme ve site şartlarının incelenmesinde bu yöntemin kullanımı, yıllar geçtikçe artarak sürmektedir. MASW yöntemi mühendislikle ilgili araştırmalar için yeterli potansiyele sahip nispeten yeni bir yöntemdir ve bu yöntem genellikle yer altı yapılarının enine dalga hız dağılımlarının haritalanmasında kullanılır (Park vd., 1999). MASW yöntemi ile sığ faylar ve bununla ilişkili olan ayrışma zonları (Ivanov vd., 2006) ile ana kayanın haritalanması (Miller vd., 1999) başarılı bir şekilde gerçekleştirilebilmektedir.

Son yıllarda Trabzon ili ve çevresinde nüfusun hızlı yükselişi, ekonomik gelişmeler ve endüstriyel faaliyetlerin artışına bağlı olarak yapılaşma oranı yaklaşık %300 civarında bir artış göstermiştir. Trabzon ve çevresinde geniş bir alanı kapsayan volkanik kayalardaki yüksek ayrışma nedeniyle, hızlı kentleşmenin yaşandığı bölgede artan yerleşim sorunları büyük önem taşımaktadır. Bölgenin sürekli heyelan tehdidi altında olduğu ve topografik şartlardan dolayı birçok yapının yamaç ve şevlere yapıldığı dikkate alınırsa; bu alanlarda yapı bittikten sonra karşılaşılabilecek oturma, yan yatma veya binaların yatay yönde kayması gibi problemlerden kaçınılabilmesi için bu alanların jeolojik ve jeofiziksel bakımdan değerlendirilmesi ve uygun yer seçiminin yapılması hayati derecede önem taşımaktadır.

Bu tez kapsamında, öncelikli olarak kaya kütlelerinin değerlendirilmesinde kullanılan soğrulma tomografisi yöntemi detaylı olarak incelenip, literatürde çok fazla çalışılmamış sığ araştırmalar için uygulamaları ortaya konulmuştur. Soğrulma tomografisi ile elde edilen sonuçlar ile sismik tomografi, yüzey dalgası yöntemi ve jeoteknik çalışmalardan elde edilen sonuçlar karşılaştırılmış ve aralarındaki ilişkiler belirlenmeye çalışılmıştır.

Bu kapsamda Trabzon ili ve civarında büyük bir alanı kapsayan ve andezit-bazaltlardan oluşan yer yer çok ayrılmış, altere olmuş Kabaköy formasyonuna ait volkaniklerin mühendislik özellikleri bu yöntemler kullanılarak incelenmiştir. Bunun için seçilen 3 farklı bölgede, toplam 27 profilde sismik kırılma yöntemi kullanılarak sismik kayıtlar toplanmıştır. Sismik kırılma verilerin ilk varış zamanlarının kullanılmasıyla tomografik çözümler yapılmış ve her bir profil için 2-boyutlu boyuna hız kesitleri elde edilmiştir. Bununla birlikte birbirine paralel hatlarda alınan ölçümlerden elde edilen 2-boyutlu hız kesitlerinin kullanımıyla yeraltının 3-boyutlu boyuna hız dağılımları elde

edilmiştir. Aynı profiller üzerinde farklı saha parametreleri kullanılarak elde edilen sismik veriler yüzey dalgalarının çok kanallı analiz tekniği ile değerlendirilerek yeraltının 1-boyutlu kesme dalgası derinlik-hız kesitleri hesaplanmıştır. Birbirine paralel profiller boyunca elde edilen 1-boyutlu kesme dalgası derinlik-hız kesitleri, Kriging interpolasyon yöntemi kullanılarak 2-boyutlu kesme dalgası derinlik-hız kesitleri haritalanmıştır. Ayrıca, zaman ortamındaki sismik kayıtların ilk varış genlikleri okunmuş ve bu genliklere belirli bir düzeltme uygulandıktan sonra elde edilen işlenmiş genlikler ve sismik hızlar kullanılarak genlik tomografisi çözümü ile bu verilere ters çözüm uygulanmak suretiyle kaya kalite faktörü olan sismik Q değeri elde edilmiştir. Ayrıca çalışılan alanların ikisinde karotlu sondaj yapılmak suretiyle ana kaya derinliği ve litoloji belirlenmiştir. Elde edilen karotlardan kaya kalite göstergesi olan RQD değerleri hesaplanmış ve ana kayanın ayrışma değerleri belirlenmiştir. Sondaj çalışmalarından elde edilen karot numuneleri üzerinde bir dizi laboratuvar deneyleri yapılmıştır. Bu deneyler sonucunda, karotlara ait ultrasonik hız bilgisi, tek eksenli basınç değeri, porozite, su içeriği vb. değerler elde edilmiştir. Bu değerler arasındaki ilişkiler regresyon analizi yöntemi ile incelenmiş ve aralarında güçlü bir ilişkinin olduğu görülmüştür. Yerde yapılan ölçümler ile laboratuvarda yapılan deneylerden elde edilen bilgiler birbirleriyle kıyaslanarak aralarındaki ilişkiler incelenmiş ve daha sağlıklı yorumların elde edilmesi sağlanmıştır. Jeofizik ve jeolojik çalışmalardan elde edilen bu değerler ile sığ yeraltı yapılarına ait bazı mühendislik parametreleri hesaplanmış ve ana kayayı oluşturan volkanik kayalar ile ilgili sınıflamalar yapılmıştır.

Bu çalışmada kullanılan yöntemler temel kayacın jeoteknik özelliklerinin belirlenmesinde uygun bir yaklaşım sağlamıştır. Çalışmadan elde edilen başarılı sonuçların bölgede ve çevre illerde gelecekte yapılacak olan jeolojik ve jeofiziksel çalışmalar için bir rehber olacağı umulmaktadır.

## **1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı**

Bu çalışmada temel amaç; Doğu Karadeniz bölgesinin en önemli şehirlerinden biri olan Trabzon ili merkezi ve çevresinde geniş bir yayılım alanına sahip olan Eosen-Neojen yaşlı andezit-bazalt ve piroklastik kayalardan oluşan Kabaköy formasyonunun mühendislik özelliklerinin genlik tomografisi ve hız tomografisi yöntemi kullanılarak incelenmesidir. Yüksek ayrışma gösteren bu formasyon üzerinde özellikle son yıllarda artan nüfus oranları ve endüstrileşme faaliyetleri ile birlikte hızlı bir yapılaşma olduğu görülmektedir.



Endüstrileşme faaliyetleri ve yapılaşmaya bağlı olarak yeni yollara ihtiyaç duyulması, böylece bu formasyon üzerinden de geçecek olan güney çevre yolu gibi önemli projelerinin planlanması yapılmaktadır. Bölgenin topografik şartları ve projelendirilmesi iyi yapılmayan çalışmalar, çarpık kentleşme ve düzensiz yerleşim alanların oluşmasına neden olmaktadır. Günümüze kadar bu formasyon üzerinde jeoteknik ve sismik özelliklerinin birlikte değerlendirilmesi konusunda yapılmış ayrıntılı bir çalışma bulunmamaktadır. Bu amaca yönelik olarak yapılaşmanın nispeten daha yoğun olduğu üç farklı yer, çalışma alanı olarak seçilmiştir. Seçilen alanlarda yerinde ölçüm yöntemleri ile elde edilen veriler sonucunda boyuna ve enine dalga hız dağılımları, kaya kalite göstergesi RQD, ayrışma dereceleri ve sığ yüzey sismik ölçümlerinde nadir olarak kullanılan genlik soğurulma tomografisi yönteminden elde edilen ve kayaçlardaki süreksizliklerin ortaya konulmasında sismik hızlara göre daha iyi sonuç veren Q kaya kalite göstergesi değerleri belirlenmiştir. Ayrıca sondaj çalışmaları sonucu elde edilen karotlar üzerinde yapılan laboratuvar ölçümlerinden bazaltların kuru ve doymuş halleri için ultrasonik hızlar, tek eksenli basınç dayanımları, porozite, su içeriği ve ağırlıkça su emme gibi fiziko-mekanik özellikler de belirlenmiştir. Bu verilerin beraber değerlendirilmesi ile çalışılan formasyon hem yapılaşma hem de bu formasyon üzerinden de geçecek büyük yol projeleri açısından değerlendirilmiştir.

### **1.3. Sismik Dalgalar ve Yayınimleri**

Sismik dalgalar, yerin iç kısmında yayılabilen dalgalardır. Sismik dalgalar cisim ve yüzey dalgaları olmak üzere ikiye ayrılırlar. Cisim dalgaları; boyuna dalgalar (P) ve kesme dalgaları (S), yüzey dalgaları ise Love ve Rayleigh dalgalarından oluşur.

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

S dalgaları ikincil dalgalar veya kesme dalgaları olarak da adlandırılmaktadır. Kesme dalgaları makaslama yer değıştirmeleri tarafından meydana gelmektedir. Elastik ortamda kesme dalgaları meydana geldiği zaman, parçacık hareketi her zaman yayılım yönüne diktir. Kesme dalgalarının, SH ve SV olmak üzere iki bileşeni vardır. Kesme dalgalarının yayınıminden enine tanecik salınımi yatay düzlem üzerinde ise bu dalgalar SH dalgası adını

alır. Buna karşılık eğer tanecik hareketleri düşey düzlem üzerinde ise bu tip dalgalar, SV dalgası olarak adlandırılır (Telford, vd., 1990).

Love dalgaları yayınım yönüne dik yöndeki yatay düzlemde, Rayleigh dalgaları ise yayınım yönüne dik eliptik bir yörüngede yayılırlar.

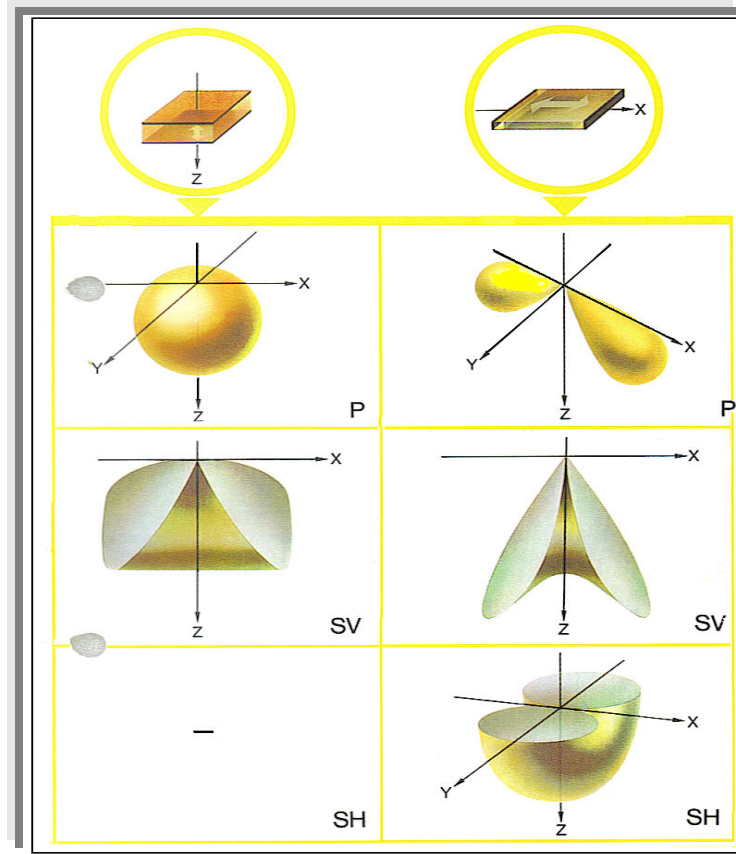
Yüzey dalgaları, cisim dalgalarından farklı olarak yerin serbest yüzeyi boyunca ve sadece yeryüzüne paralel bir yörünge üzerinde yayılan dalgalardır. Böylece yüzey dalgalarının genlikleri her hangi bir derinlikte durağandır. Cisim dalgalarının genlikleri dalğanın yayınım uzaklığı ile ters orantılı olarak 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.

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. Yatay bir plakaya düşey ve yatay bir kuvvet uygulandığında ortaya çıkan dalgaların mekanizmaları Şekil 1' de açıklanmaktadır. Plakaya düşey yönde vurulduğu zaman yer yüzeyinin P ve SV tipi dalgaları ürettiği görülmektedir (Şekil 1 'in sol kolunu). Demir bir plakaya yatay olarak vurulduğu zaman ise P ve SV dalgalarına ilaveten, güçlü SH tipi dalgalar da meydana gelir (Şekil 1'in sağ kolunu).

Şekil 1 bu iki durumu ifade etmektedir; birincisi düşeye yakın büyük açılarda üretilen SV dalgalarının her iki tipi de 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 noktadaki yüklemekten kaynaklanan kesme dalgaları tercih edilen titreşim yönelimine sahiptir ve uzak alanda birbirlerini sönmümlerler (Prakla-Seismos, 1986).



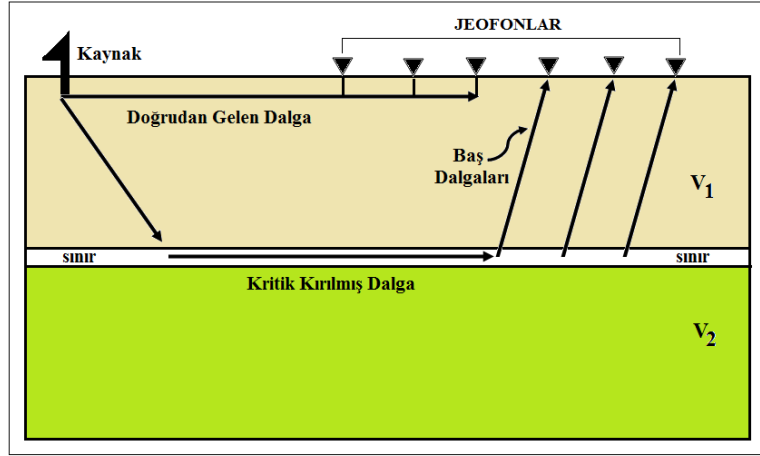
Şekil 1. P, SV ve SH dalgalarının yön karakteristiklerinin uzaysal dağılımı (Prakla-Seismos, 1986).

## 1.4. Sismik Yöntemler ile Sığ Yeraltının İncelenmesi

### 1.4. 1. Sismik Kırılma Yöntemi

“Sismik Kırılma Yöntemi” kaynaktan çıkan sismik dalgaların tabakalı ortamda ara yüzeylerde kritik olarak kırılarak yüzeydeki alıcılarda ilk varış olarak kaydedilmesi esasına dayanan bir sismik yöntemdir (Şekil 2).

Sismik kırılma yöntemi, mühendislik jeofiziğinde kırıcı tabakanın derinliği ve hızlarını 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.



Şekil 2. Bir sismik kaynaktan çıkan dalganın ışın yolu

Bu kayıt edilen sismik verilerden ilk varış zamanları okunur ve zaman-uzaklık ( $x-t$ ) grafiği oluşturulur.  $x-t$  grafiğinden elde edilen doğruların eğiminin tersinden hızlar elde edilir ve yer altı yapısı ortaya çıkarılır.

Sismik kırılma verilerin değerlendirilmesinde, gecikme zamanı, genelleştirilmiş karşılıklı yöntem veya diğer yöntemlerin kullanılmasında bazı sınırlamalar mevcuttur. Bu sınırlamalar genel olarak sabit hızlı tabakalar, düşey hız değişimleri ve yanal heterojenite olarak sıralanabilir. Son yıllarda özellikle gelişen bilgisayar teknolojisi ile bu sınırlamaları en az indirecek yeni yöntemler geliştirilmektedir. Kırılma verilerinin değerlendirilmesinde kullanılmaya başlayan tomografi yöntemi, yanal ve düşey yöndeki hız değişimlerini etkin bir şekilde ortaya koyabilmektedir. Bu sebeple bu yöntem karstik alanlar ve fay zonları gibi geleneksel olarak kırılma verilerinin değerlendirilmesinde kullanılan yöntemlerin çalışmadığı alanlarda sıklıkla kullanılmaya başlanmıştır.

#### 1.4.1. 1. Sismik Tomografi Yöntemi

“Tomografi” kelimesi, tıp alanında, insan vücudundaki anormal dokuları belirlemek için X-ışınları kullanılarak uygulanan CAT (Computer Aided Tomography) tekniğinden alınmıştır. “Tomo” kelimesi Yunanca’ da “dilim” anlamına gelmektedir.

Sismik tomografi bir ters çözüm yöntemidir ve ilk adım doğrusallaştırılmış yinelemeli ters çözüm probleminin formüle edilmesidir. Bu, bir ortam boyunca yayılan enerjinin ölçümü ile başlar. Elde edilen bu enerjinin karakteri, yayıldığı ortamın parametrelerini (yavaşlık, hız, vs.) belirlemek için kullanılır. Birçok durumda, bir

ortamdaki enerjinin yayılımı, ortam parametrelerinin bir toplamı veya integrali ile tanımlanabilir. Böylece, veri ile ortam parametreleri arasında doğrusal bağıntı elde edilerek ters çözüm teknikleri uygulanması ile gerçeğe en yakın ortam parametreleri elde edilebilir. Tomografi, görüntülenecek ortam civarında kaynak ve alıcı dağılımının bulunmasını gerektirir. Bunun nedeni, hız değerlerinin hesaplanacağı blokların sayısının gözlem sayısına doğrudan bağlı olmasıdır.

Sismik Tomografi yönteminin temeli 1960'lı yıllarda atılmıştır. Başlangıçta “bölgeleştirme” (regionalization) adı verilen yöntemde, okyanusal ve kıtasal yolları aşan yüzey dalgaları, belirli bir alanın altındaki yapının 1-boyutlu yerel karakterizasyonu için analiz edilmekteydi. Simetrik bir yer modeli referans alınarak yüzey dalgalarının seyahat süresi anomalileri hesaplanmakta ve bu anomaliler ışın yolu boyunca eşit olarak dağıtılmaktaydı. Aki, Christofferson ve Husebye (1977), yer içi hız yapısının belirleneceği ortamı bloklara bölerek “sismik tomografi” adı verilen yöntemi açıklamışlardır. Bu durumda, her bir blokta, sismik dalgaların seyahat süreleri ile ışın yolu uzunlukları arasındaki doğrusal denklem elde edilir. Böylece, ortama ait bütün blokları kapsayan bir doğrusal denklemler sistemi oluşturulur. Bu denklemler sistemi uygun ters çözüm yöntemlerinden yararlanılarak çözülür ve yavaşlık (hızın tersi) dağılımları hesaplanır.

Sonuç olarak sismik kırılma verisinin diğer bir yorum yöntemi olan kırılma tomografisi, çoğu durumlarda karmaşık sığ yeraltı yapılarını çok daha doğru olarak modelleme ve daha kaliteli ayrımlılık imkânı sağlayabilir.

#### **1.4.1.1. 1. İlk Varış Tomografisi**

Sığ yeraltı hız yapısının doğru olarak belirlenmesi sismik veri işlem ve derinlik görüntülenmesinde önemli bir adımdır. Sismik kayıtlardaki ilk olaylar genelde gürültüler tarafından bastırılır bu nedenle ilk varış seyahat zamanı tomografi algoritması kara sismiği veri işlemi için oldukça önemlidir (Noble vd., 2010).

İlk varış tomografi yöntemi sismik kayıtlardan elde edilen ilk varış zamanlarından sığ yer altı hız yapısının tomografik olarak hesaplanması için geliştirilmiştir. Geleneksel sismik kırılma yöntemlerinden farkı, hız yapısı bir grid model ile temsil edilir. Gridlerin her bir düğüm noktası, bir düğüm noktası hızına atanır ve grid hücreleri içindeki hız düğüm noktaları hızlarından doğrusal olarak interpolate edilir. Grid aralığı küçük ve düğüm noktalarındaki hızlar keyfi olarak değiştirilebildiği için, yöntem hem yatay hem düşey

yönde güçlü hız değişimleri verebilir. Düğüm noktası hızları doğrusal olmayan en küçük kareler yönteminden hesaplanır. Ters çözüm güçlü bir ışın izleme gerektirdiği için, ışın yolu hesaplaması ve seyahat zamanı için doğru ve güçlü bir algoritma pratik uygulamalar için gereklidir (Tianfei vd., 2001 ).

Sismik seyahat zamanı tomografisi analizinde, alan küçük dikdörtgenel hücrelere bölünür. Hız ve soğurulma gibi fiziksel özelliklerin her bir hücrede homojen ve izotropik olduğu varsayılır. Yavaşlık hızın tersi olarak tanımlanır. Işın  $T_j$ 'nin gözlenen seyahat zamanı ve  $i$ . hücre  $S_i$ 'nin yavaşlığı arasındaki ilişki aşağıdaki denklemlerle verilmektedir (Watanabe ve Sassa, 1996).

$$T_j = \sum_i I_{ij} S_i \quad (1)$$

Burada,  $I_{ij}$ ;  $i$ . hücredeki  $j$ . ışının ışın yolunun boyunu simgelemektedir. Yinelemeli yöntemler sıklıkla bu denklemi çözmek için kullanılır. Çünkü ışın yolu hız yapısından hesaplanır. Yinelemeli denklemin adımları aşağıdaki gibidir (ISRM, 1988).

- 1- Bir başlangıç yavaşlık modeli belirlenir.
- 2- Işın izleme yöntemi kullanılarak teorik seyahat zamanları hesaplanır.
- 3- Teorik ve gözlenen seyahat zamanları karşılaştırılır.
- 4- Eğer iki seyahat zamanı arasındaki fark verilen hata sınırından küçük değilse, yavaşlık modeli yenilenir.
- 5- Yukarıdaki işlem istenilen hata sınırına ulaşıncaya kadar tekrarlanır.

Işın izleme yöntemi için, Huygens prensibine dayanan modifiye edilmiş nokta kaynak yöntemi kullanılmıştır (Sassa vd., 1989). Bu yöntemde, hücreler içindeki alanlara bölünmüş her bir grid noktası bir nokta kaynak olarak ışın yollarını oluşturur. Sonra, en kısa seyahat zamanını veren ışın yolu seçilir. Böylece hem seyahat zamanı hem de ışın yolları hesaplanır. Yavaşlık modelinin modifikasyonu için, genellikle eşzamanlı yinelemeli çözüm tekniği (SIRT) kullanılır.

### 1.4.2. Soğurma ve Soğurulma Kavramı

Bir sismik kaynaktan çıkan dalgalar yer içerisindeki seyahati boyunca; küresel açılma, iletim kayıpları, mod dönüşümleri ve ısıya dönüşme gibi sebeplerden dolayı enerji kaybına uğrarlar. Bu olaya sismik dalganın soğurulması ve dalganın soğurulmasına sebep olan ortama ise soğurucu ortam ya da ortamda soğurma var denir. Soğurulma olayına neden olan üç temel faktörü kısaca aşağıda açıklanmıştır.

Geometrik Yayılma, bir nokta kaynaktan çıkan dalgalar zaman içinde küresel olarak yayılır. İçsel soğurulma ve saçılmalar ihmal edilecek olursa, küresel dalga cephesinin toplam enerjisi dalga yayıldıkça sabit kalır ve birim alan başına enerjinin ters kare kanununa (Ters kare kanunu: kaynaktan olan uzaklığın karesi ile ters orantılı olarak azalır) göre azalır. Enerji genellikle genliğin karesiyle orantılıdır. Sonuç olarak genlik  $1/r$  (burada  $r$  kaynak noktasından olan uzaklık) olarak azalır. Sonsuz uzunlukta kaynak için, dalgalar küreselden ziyade silindirik olarak yayılır. Bu durumda, enerji  $1/r$  ve genlikler  $r^{-1/2}$  olarak azalır. Eğer  $r$  kaynak uzunluğundan çok çok az ise, bu sonlu uzunluktaki kaynaklar için hemen hemen aynıdır. Diğer taraftan, eğer  $r$  kaynak uzunluğundan çok daha büyükse, kaynak bir nokta dipol gibi davranır ve genlikler hemen hemen  $1/r$  olarak azalır.

İçsel Soğurulma: Homojen olmayan elastik materyallerde, sismik dalgalar enerjisinin bir kısmını içsel sürtünmeyle kaybeder. Soğurulmanın bu tipi ortamın fiziksel özelliklerinden hesaplanır. İçsel soğurulma jeofiziksel görüntülemenin temel ilgi alanlarından biridir. Tek düze soğurucu ortamda, içsel soğurulma uzaklıkla genliğin üstel azalmasına sebep olur. Genlik  $\exp(-\alpha r)$  ile orantılıdır. Burada  $\alpha$  soğurulma katsayısıdır.  $\alpha$  tipik olarak Neper (bir çeşit voltaj oranının birimi)/m (Np/m) veya desibel/m (dB/m) olarak ifade edilir.

Saçılma: Tabaklanma ve diğer keskin litolojik sınırlar gibi süreksizliklerin olduğu ortamlarda dalga enerjisinin yansıyan ve iletilen kısımları her bir ara yüzeyde bölünür (Aki ve Richards, 1980). Dahası elastik dalgalar için, bu durum mod dönüşümünü de içerir. Örneğin, sınıra gelen bir P dalgası sınırda P dalgası ve S dalgalarına dönüşür (Aki ve Richards, 1980).

Bilindiği gibi kayaçların kalitelerine bağlı olarak ifade edilen ve genel olarak hem sismolojide hem de araştırma jeofiziğinde soğurma parametresi olarak kullanılan nicelik “Kalite faktörü-Q” ya da “ Sismik-Q” değeridir. Kalite faktörü (Q) sismik dalga enerjisi azalımının tanımlanmasında kullanılan boyutsuz bir parametredir (Knopoff, 1964). Kalite

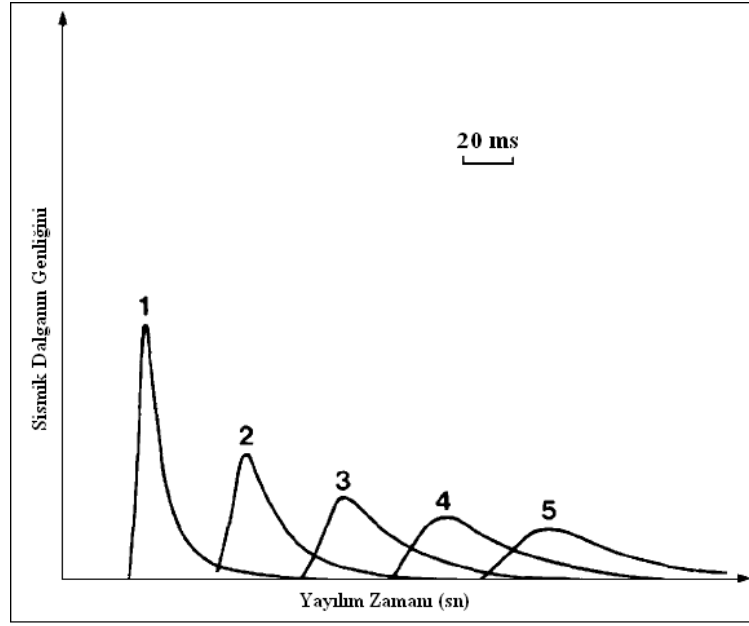
faktörü Q değeri yerin elastik olmayan özelliklerinden kaynaklanan sismik dalga soğurulmasının tanımlayıcısıdır. Q değeri yer içerisinde yayılan dalgaların soğurulmasının önemli bir nedeni olarak, bu yer yapısını oluşturan kayaçların fiziksel özelliklerinin daha doğrulukla ortaya konulmasında sismik hız bilgisine yardımcı olan ikinci bir ortam parametresi olarak kabul edilebilir. Tablo 1'de Q ve kayaç türleri arasındaki ilişki görülmektedir. Kayaçlarda elastik olmayan davranışları oluşturabilecek ve sismik dalganın soğurulmasına neden olan birbirinden tamamen bağımsız soğurma mekanizmaları dokusal, elastik olmayan ve sürtünmenin neden olduğu soğurma, viskozite (akışkanlık) ve sıvı akışkanlarının neden olduğu soğurma ve enerji kaybettirici diğer nedenler olarak tanımlanabilir (Karslı, 1995).

Tablo 1. Q,  $\alpha$  ve kaya kütle tipleri arasındaki ilişki (Murphy ve Rosenbaum, 1989).

Q	$\alpha$	Kaya Kütle Tanımlaması
20-100	1.36-0.27	Sedimanter Kayaçlar (Kumtaşı ve Şeyl )
150-600	0.18-0.05	Metamorfik Kayaçlar (Sleyt ve Filit)
200-600	0.14-0.05	Magmatik Kayaçlar (Granit ve Bazalt)

Sismik soğurma çalışmalarında genel kabul, yerin anelastik davranışlarının sismik dalganın frekansı ve faz içeriği ile ilgili olarak tanımlanmış olmasıdır. Yerin anelastisitesinden kaynaklanan soğurma, sismik Q değeri olarak ifade edilebilir. Sismik Q değeri yer içinde yayılan dalganın sürtünmeden dolayı ısıya dönüşmesi ile ilişkili olduğundan soğurulmanın önemli bir nedendir. Dolayısıyla, kayaçların ya da tabakalanmış ortamların kalite faktörü Q değeri soğurma ve sismik dalganın soğurulmasının önemli bir nedeni olarak çalışılmıştır. (White, 1992). Bir sismik dalganın soğurulması olayı basit olarak Şekil 3'de gösterilebilir. Şekil 3'de birim genlikli bir sinyalin her bir zaman adımında soğurulduktan sonraki durumu gösterilmektedir. Uzaklık arttıkça dalgacığın frekans bandı sönümle daralacağından, genlikler küçülürken periyodun büyümesiyle boyu da büyüyecektir.





Şekil 3. Soğurulma etkisiyle bir sismik dalgacığın genliğinin zamanla azalımı (Murphy ve Rosebaum, 1989).

#### 1.4.2.1. Genlik Soğurulma Tomografisi

Soğurulma özelliklerinin dağılımı viskoz soğurulma teorisine dayanan sismik dalganın genlik soğurulması kullanılarak belirlenebilir. Bu yöntem genlik soğurulma tomografisi olarak adlandırılmıştır (Watanabe ve Sassa, 1996). Genlik soğurulma tomografisi yöntemi, soğurulma dağılımını hesaplamak için sismik kayıtlardan ölçülen genliklerin ters çözümüne dayanır. Soğurulma tomografisi, seyahat zamanı verisinin ters çözümünden daha karmaşıktır. Bunun en önemli sebebi, kayıtlardan elde edilen ham genlik verisinin ters çözüm işlemi yapılmadan önce belirli bir veri işlem (veri indirgeme) aşamasından geçirilmesi gerekmektedir (GeoTomCG, 2011).

Ortamın viskoelastik olduğu düşünülürse, başlangıç noktasındaki düzlem P dalgasının ilk pik genliği  $A_0$  artan uzaklık ile azalmaya başlar. Başlangıç noktasından  $x$  uzaklığında rastgele bir noktada  $A_0$  değeri  $A$  değerine dönüşür. Düzlem P dalgasının en basit anlamda genlik ilişkisi aşağıdaki denklem ile temsil edilir.

$$A=A_0e^{-\alpha x} \quad (2)$$

Burada soğurulma katsayısı  $\alpha$  aşağıdaki denklem ile tanımlanır.

$$\alpha = \frac{\pi f}{QV} \quad (3)$$

Burada Q sismik kalite faktörü, f, frekans ve V ise sismik dalganın yayılım hızıdır. Ortamın 3-boyutlu olması durumunda, genlik, kaynak ve alıcı arasında uzaklığın fonksiyonu olarak geometrik yayılım ile azalır. Soğrulma katsayısı frekansın bir fonksiyonudur. Diğer bir deyişle, Q değeri ortamın ayrılmaz bir faktörüdür ve soğrulma özelliklerini temsil etmek için Q değeri seçilir. Alan küçük hücrelere bölüdüğü zaman, denklem (2) ayrıklaştırılmış denklem olur.

$$\ln\left(\frac{A_j}{A_{0j}}\right) = \sum_i \left(\frac{1}{Q_i}\right) \times (-\pi f_{ij} t_{ij}) \quad (4)$$

Burada  $t_{ij}$  ( $=x_{ij}/V_j$ ) verilen hücre için seyahat zamanı ve alt indis i ve j sırasıyla hücre ve ışınları temsil eder. Işın yolu yalnızca hız yapısından belirlenir. Herhangi bir bölgenin hız yapısı ilk varış tomografisinden belirlenebileceği için, ışın izleme yöntemi ile Denklem 4'ün sağ tarafından  $t_{ij}$  hesaplanabilir. Sismik dalgaların yüksek frekanslı bileşenleri viskoz ortamda yayıldığında soğurulur. Eğer biz doğal deprem titreşimleri kullanırsak, frekans azalımı ihmal edilebilir ve frekans bir sabit olarak alınabilir. Bu durumda,  $f_{ij}$ ,  $f_j$  veya daha basit biçimde f olarak yeniden yazılabilir. Ancak, kaya kütle değerlendirmesinde, denklem 4'de her bir hücredeki  $f_{ij}$ 'nin her bir ışının dalga frekansı hesaplanmak zorundadır. Bu çalışmada yapılan hesaplamalarda yayılım esnasında frekanstaki değişimleri hesaplamak için yükselim süresi (Gladwin ve Stacey, 1974) prensibi kullanılmıştır. Yükselim süresi prensibi seyahat zamanıyla dalga boyunun (puls genişliği) genişlemesinin hemen hemen doğrusal olduğunu gösterir. Denklem 4'ün sol tarafındaki genlik terimi ölçümlerden elde edilir. Bu denklem aynı zamanda doğrusal bir denklem olur. Yalnızca bilinmeyen değer Q dur. Böylece, bu denklem herhangi bir matris yöntemi ile çözülebilir. Denklemi çözmek için ART, SIRT gibi seyahat zamanı tomografi yöntemleri kullanılabilir.

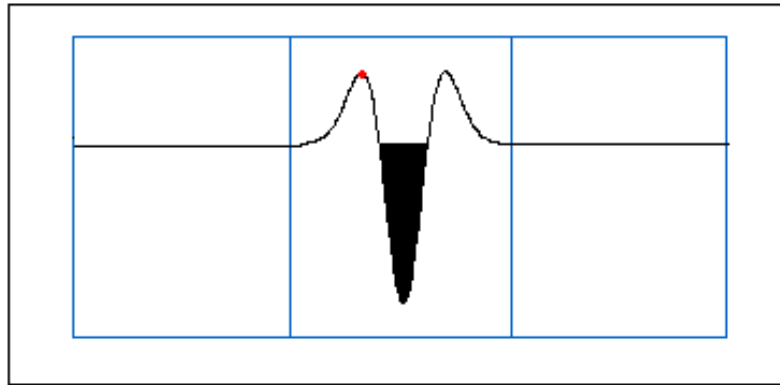
### 1.4.2.1.1. Genlik Verisi Düzeltmesi

Soğrulma tomografisi yöntemi, soğrulma dağılımını hesaplamak için sismik kayıtlardan ölçülen genliklerin ters çözümüne dayanır. Ölçümler zaman ortamında gerçekleştirilir. Böylece veriler zamanın bir fonksiyonu olarak elde edilir ve dalga cephesi varışları bir veya daha çok sayıda pikler olarak kayıt edilebilir. Genlik genellikle pik yüksekliği, çukur derinliği veya bunların arasındaki farklar cinsinden karakterize edilir. Kayıt edilen genlikler algılayıcının hassasiyeti, büyütmesi gibi faktörlere bağlıdır ve bunların kalibrasyon faktörleri gerçek yer hareketini tespit etmek için bilinmelidir.

Soğrulma tomografisi için, sismik kayıtlardan elde edilen ham genlik verisinin ters çözüm işlemi yapılmadan önce belirli bir veri işlem aşamasından geçirilmesinin gerekmesidir (GeoTomCG, 2011). Hesaplama adımları aşağıdaki gibidir.

#### 1. Ham genliklerin hesaplanması

Herhangi bir sismik kırılma programı ile ilk varışlardan ham genliklerin okunması çoğunlukla mümkündür. Ham genlikler sismik kayıt üzerindeki ilk pikin tepe veya çukur noktalarının hesaplanmasına dayanır (Şekil 4). Pek çok sismik kayıtta da genlikler voltaj cinsinden elde edilmektedir.



Şekil 4. Sismik iz üzerinde ham genlik değerlerinin işaretlenmesi. Kırmızı nokta ham genlik değerini vermektedir

Puls kaynakları kullanılarak zaman ortamında elde edilen kayıtlar için, pik yüksekliği, çukur derinliği veya ilgilenilen varışlar için bunların kombinasyonu

hesaplanabilir. Bazı durumlarda, ilk varışlar çizgisel ışın ters çözümü için çok uygun olmayabilir. Örneğin, hem kırılan dalgaların ilk varışlarını hem de sonraki doğrudan varışlar tanımlanabiliyorsa, doğrudan varışlar çizgisel ışın ters çözümü için daha uygundur. Çünkü onlar çizgisel ışın yollarını daha iyi temsil eder.

## 2. Genliklerin kalibresi

Genellikle, sismik alıcılar hız, ivme veya yer değiştirme ile orantılı bir voltaj üretirler ve orantılılık sabiti hassasiyet (sensitivity) olarak adlandırılır. Örneğin, bir ivmeölçer  $g$  başına bir voltluk bir hassasiyete sahiptir.  $g$  burada ortalama gravite ivmesidir ( $9.8 \text{ m/s}^2$ ). Çok kanallı kayıtçı sistemlerinde eş zamanlı olarak farklı hassasiyete sahip alıcıların kullanılması olağandır. Böyle durumlarda, her bir ham genliği uygun (ilgili, ilişkili) hassasiyet değerlerine bölmek gereklidir. Benzer bir şekilde, alıcılarda farklı bir kazanç (gain) veya büyütme değeri var ise bunlar içinde uygun düzeltmeler yapılmalıdır. Pek çok sistemde kazanç sıklıkla dB cinsinden logaritmik olarak ifade edilir.

## 3. Yayılım düzeltmesi

Normalde, eğer kaynak alıcı uzaklığı kaynak boyutlarından çok büyükse, noktasal olarak kaynak düzeltilmesi daha güvenlidir. Ancak eğer nokta kaynak yaklaşımı geçersiz ise veya dalga kaynağı bir dalga rehberi ile sınırlı ise silindirik yayılım düzeltmesi daha uygun olabilir. Küresel yayılımlar için, genlikler  $1/r$  olarak azalırken, silindirik yayılım oranı  $r^{-1/2}$  dir. Bu kayıpları telafi etmek için, ilgili kaynak-alıcı uzaklığı ile her bir doğrusal genlik çarpılmalıdır (veya silindirik yayılım için uzaklığın kara kökü ile çarpılmalıdır). Bu çarpım genlik birimine bir uzunluk faktörü ekleyecektir. Sonuç, her bir ışın yolu için genliğin bir düzlem dalga için ne olacağının bir tahmindir. Eğer veriler logaritmikse (dB veya Np), aynı logaritmik birimlerdeki uygun uzaklık birimlerine dönüştürülür.

## 4. Yayınım (radiation) düzeltmesi

Eğer enerji kaynağı monopolar olmayan bir yayınım düzenine sahipse (eğer kaynak yayınım yönüne bağlı olarak değişik genlikli dalgalar üretirse) bunun içinde düzeltme yapılması gereklidir. Balyoz ve ağırlık düşürme gibi kaynaklar yardımıyla üretilen kesme

dalgaları  $\sin(\theta)$  ile orantılı genliklere sahip olma eğilimindedirler. Burada dipol eksen vuruş yönüyle uyumludur. Sıkışma dalgaları tipik olarak  $\cos(\theta)$  genliğine bağlıdır.

##### 5. Alıcı hassasiyeti düzeltmesi

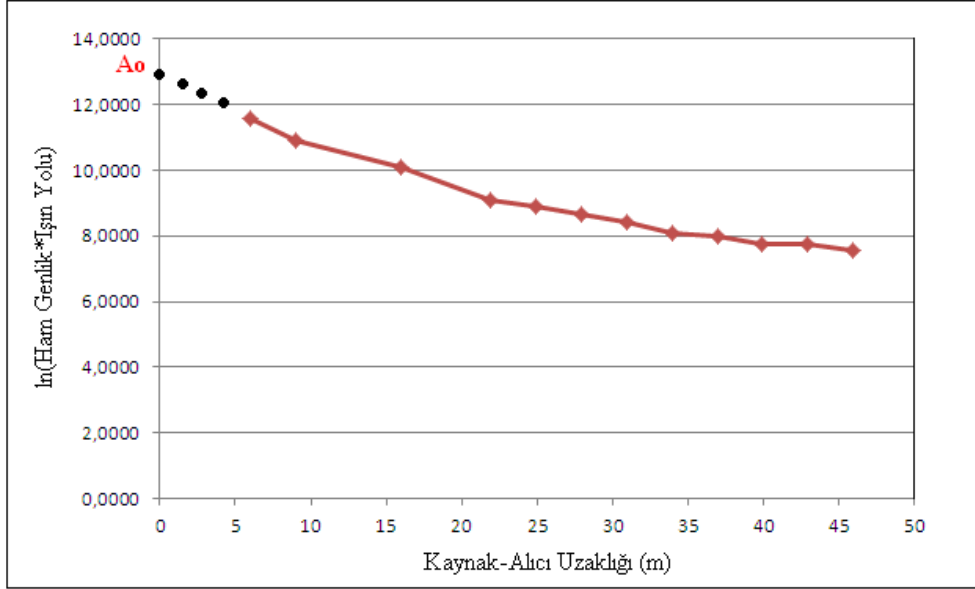
Çoğunlukla alıcılar yalnızca genliğin tek (Kartezyen koordinatlarda) bileşenini ölçer; örneğin, pek çok jeofon yalnızca yer hareketinin düşey bileşenini ölçer. Elektrik dipol antenleri ise yalnızca antene paralel olan elektrik alanın bileşenini ölçer. Bütün genlikler ancak üç bileşenli kayıtçılar ile belirlenebilir. Fakat tek bileşenli kayıtçılardan elde edilen veriden de hesaplanabilir. Bu durumda dalganın yayılım yolunun kaynaktan alıcıya hemen hemen düz bir hatta sahip olduğu varsayılır. Dahası dalganın doğasının bilindiği varsayılırsa, örneğin kesme ve sıkışma dalgaları gibi, beklenen tanecik yer değiştirmesi, hızı veya ivmesinin yönelimi hesaplanabilir. Bu yönelim ve her bir ışın yolu için alıcı ekseninin arasındaki açının hesaplanması ve ölçülen genliklerin  $\sin(\theta)$ 'ya bölünmesidir. Bu aynı lokasyondaki optimal yönelmiş tek eksenli alıcı tarafından ölçülen genliklerin tahminini sağlayacaktır.

##### 6. Göreceli Logaritmik genliklerin hesaplanması

Eğer düzeltilmiş veriler doğrusal A genlikleri (yer değiştirme, hızlar, voltaj gibi) ise ve kaynağa yakın yerleştirilen alıcı kullanılarak ölçülen kaynak genliği  $A_0$  belirlenirse, genlik oranı  $A/A_0$  hesaplanabilir ve Nepers (doğal logaritmanın alınması) veya dB' e (ondalık logaritma ve 20 ile çarpılması) dönüştürülebilir. Bütün durumlarda sonuçlar negatif çıkacaktır.

Eğer  $A_0$  direk olarak hesaplamaksızın doğrusal genlik verisi varsa, dolaylı olarak hesaplanabilir. İlk olarak düzeltilmiş doğrusal genliklerin Np veya dB'e dönüştürülmesi ile başlanmaktadır. Kaynak-alıcı uzaklığının bir fonksiyonu olarak düzeltilmiş genlikler çizilir; genellikle negatif eğimli doğrusal bir trende benzeyen bir grafik elde edilir. Kaynağına yakın bir pozisyon için bu negatif eğilim düşey eksene tamamlanırsa  $A_0$  belirlenmiş olacaktır (Şekil 5). Logaritmik genliklerinin tamamından bu değer çıkarılırsa, sonuç her durumda negatif olacaktır. Eğer logaritmik genlik verisi varsa (sistemin genlikleri dB olarak kayıt ediliyorsa) ve ölçülen  $A_0$  değeri elde edilmişse, logaritmik genlik oranlarını elde etmek için bütün diğer veriden çıkarılır. Eğer veri logaritmikse ve ölçülen

$A_0$  değerine sahip değilsen, yukarıda tanımlandığı gibi extrapolasyon ile dolaylı olarak hesaplanabilir.



Şekil 5. Kaynak genliği  $A_0$  değerinin kestirimi

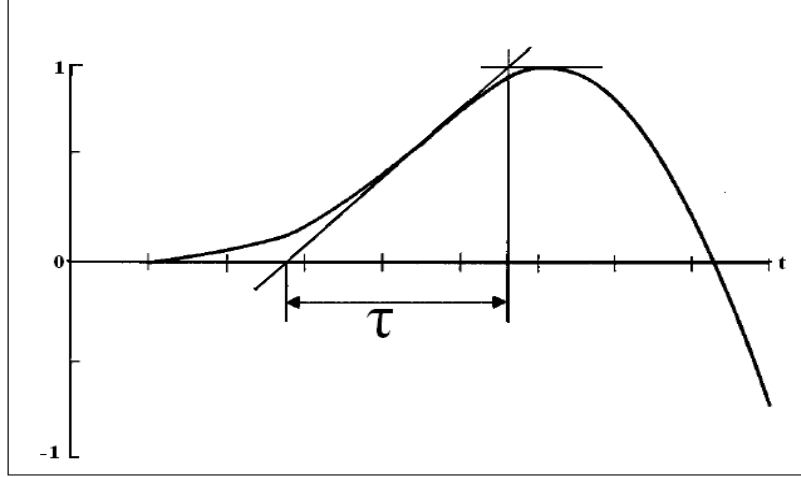
## 7. İşaretin değiştirilmesi

Yukarıdaki adımlardan elde edilen göreceli logaritmik genlikler soğrulma nedeniyle negatif olacaktır (ölçülen genliklerin kaynak genliğinden daha düşük olduğu gerçeğini yansıtacaktır). Veriyi, seyahat zamanına benzer bir form içine koymak için, basitçe işaretinin pozitif olarak değiştirilmesi gereklidir; işareti değiştirilen değerler her bir ışın yolu boyunca toplam soğrulmayı gösterir.

### 1.4.2.2. Puls Genişlemesi Tomografisi

Daha öncede belirtildiği gibi, bir sismik dalga yer içerisinde ilerlerken, dalganın enerjisi geometrik açılım ve ortam şartlarından dolayı soğrulamaya uğrar. Sismik dalgaların yüksek frekanslı bileşenleri düşük frekanslı bileşenlerine göre daha fazla soğrulmaktadır. Bu durum dalga formunun şeklinde değişime sebep olmaktadır. Bu olay puls genişlemesi olarak adlandırılır (Murphy ve Rosebaum, 1989). Puls genişlemesinin hesaplanması için değişik teknikler vardır. Fakat bunlardan en uygun olanı yükselim süresi (rise time)

yöntemidir (Şekil 6). Şekil 6’da görüldüğü gibi bir sismik sinyalin ilk çeyrek periyodu yükselim süresi  $\tau$ ’yu vermektedir. Her bir sinyalin yükselim süresinin seyahat zamanına karşı çizilmesiyle Q kalite faktörü değeri elde edilir.



Şekil 6. Gladwin ve Stacey (1974) tarafından tanımlanan yükselim süresi ( $\tau$ )

Bu yaklaşım ilk olarak Ricker (1953), tarafından araştırılmıştır. Ricker puls genişlemesinin seyahat zamanının kareköküyle orantılı olduğunu düşünmüştür. Fakat Gladwin ve Stacey (1974) tarafından yapılan araştırmalarda, seyahat zamanı ve puls genişlemesinin aslında direk olarak orantılı olduğu anlaşılmış ve aşağıdaki denklem ile yükselim süresi (rise time) prensibi olarak adlandırılan deneysel bir ilişki önerilmiştir.

$$\tau = \tau_0 + \frac{C}{Q} * t \quad (5)$$

Burada  $\tau_0$  ve  $\tau$  sırasıyla kaynak ve alıcıdaki ilk varış dalga formunun artan zamanıdır, Q kalite faktörü, t, seyahat zamanı ve C ise sabittir. Bu denklem, artan zaman ve seyahat zamanı arasında doğrusal bir ilişkinin olduğunu gösterir. Bu ilişki Q değerinden belirlenir.

Puls genişlemesi aynı zamanda artan zaman olarak da kullanılabilir. Blair ve Spathis (1982, 1984), deneysel sonuçlardan C'nin kaynaktaki dalga formuna bağımlı olduğunu iddia etmişler ve doğrusal bir ilişki varsayımı olmaksızın bir yöntem önermişlerdir. Yöntemde, Q bilinmeyen parametre olarak değişen Q değerlerinden teorik dalga formunun gözlenen dalga formuna uydurulmasıyla belirlenebilir. Artan zaman prensibi, artan zaman

ve iki alıcı noktası arasındaki ölçülen seyahat zamanı kullanılarak soğurulma özelliklerinin elde edilebileceğini göstermiştir. Bu yöntemin avantajı soğurulma özelliklerinin yalnızca ölçülen zaman verisinden belirlenebilmesidir. Zaman verisi ölçümlerde stabildir ve genlik veya değişik faktörlerden kolayca etkilenebilen spektral veriye ihtiyaç yoktur. Bu yöntem puls genişlemesi tomografisi olarak adlandırılmıştır. Tomografik ters çözüm olarak bu yöntemi formüle etmek için birkaç değişken gereklidir. Birincisi artan zaman prensibi tarafından temsil edilen doğrusal ilişkinin doğrudan uygulamasıdır. Denklem 5 ayrıklaştırılmış olarak aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\tau_j - \tau_{oj} = \sum_i \left(\frac{1}{Q_i}\right) C_j t_{ij} \quad (6)$$

Burada, alt indisler i ve j sırasıyla hücre ve ışını gösterir.  $t_{ij}$  ışın izlemeden hesaplanır. Bu formülasyon C'nin sabit veya kaynak dalga biçimine bağımlı olduğu durumlarda uygundur. C'nin değeri viskoz ortamın iletim tepki fonksiyonu ve kaynak dalga biçimi kullanılarak hesaplanan teorik dalga biçiminden elde edilebilir. Basit bir formülasyon izleyen denklem ile ifade edilebilir.

$$\tau_j - \tau_{oj} = \sum_i k_i t_{ij} \quad (7)$$

Burada k; bölgedeki soğurulma özelliklerinin değişim ilişkisini temsil eden genişleme faktörüdür. k'nın kullanımının avantajı dalga formunun tamamının kullanılmamasıdır.

Diğer bir yöntem Blair ve Spathis (1982, 1984), tarafından önerilen yöntemin uygulamasıdır. Işın yolu boyunca ortalama Q değeri deneme yanılma yaklaşımı ile belirlenir. Alıcılardaki teorik dalga formları kaynak ve viskoz ortamdaki iletim tepki fonksiyonundaki dalga formu kullanılarak hesaplanır. Teorik dalga formunun artan zamanı (veya puls genişlemesi) bilinmeyen parametre olarak değişen Q değerinin gözlenen dalga formuna uyabilir. Böylece ortalama Q değeri elde edilir. Q değerinin katkısını her bir hücreye yeniden dağıtırsa aşağıdaki denklem elde edilir.



$$\frac{T_j}{Q_j} = \sum_i \left( \frac{1}{Q_i} \right) * t_{ij} \quad (8)$$

Burada  $T_j$ : j. ışının toplam seyahat zamanı ve  $Q_i$ , kestirme yöntemi ile elde edilen j. ışının ortalama Q değeridir. Bu yöntem doğrusal eş zamanlı denklemdir. Bu nedenle, bu denklem çözülerek  $1/Q_i$  nin tomografik kesitleri yeniden oluşturulur.

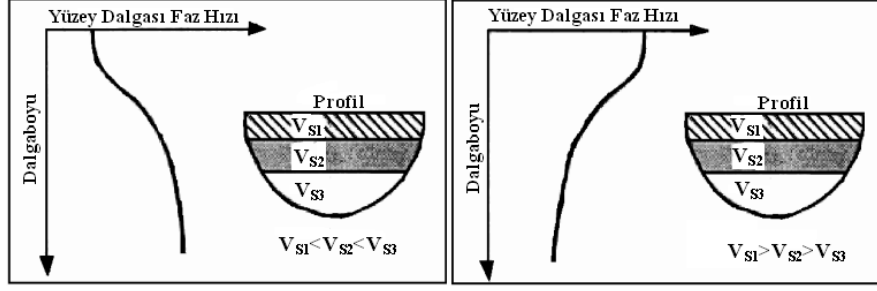
### 1.4. 3. Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri

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. Bu nedenle, yüzey dalgası analiz yöntemleri bu yöntemlere alternatif olarak geliştirilmiş olan yeni yöntemlerdir.

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 sınıflarının belirlenmesi ve sismik kayma dalga hızının hesaplanması gibi alanlarda oldukça yaygın olarak kullanılmaktadırlar.

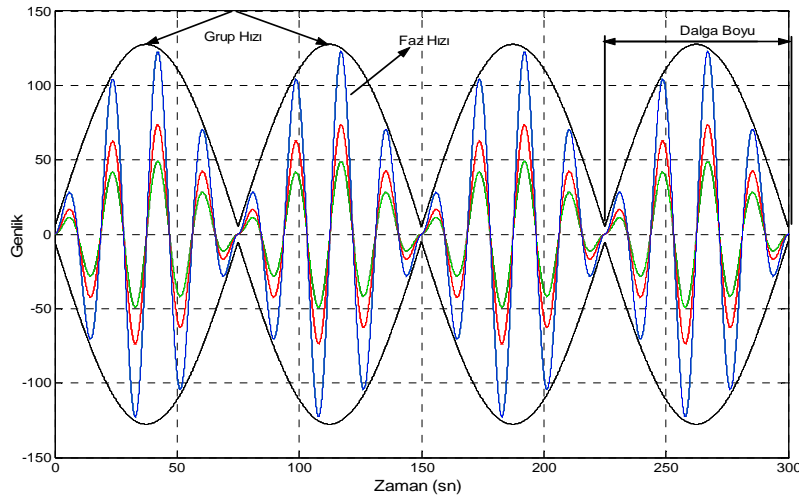
Bilindiği gibi, yüzey dalgaları dispersiyona uğramış dalga şekillerinden ibarettir. Dolayısıyla, bu dalgaların dispersiyon özelliklerinden yararlanarak ortamın kesme dalga hız dağılımı elde edilebilir. Rayleigh dalgalarının hızı ile aynı ortamda yayılan S dalgaları hızları arasındaki ilişki Poisson oranı 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 malzemedan oluşan gerçek ortamlarda Rayleigh dalgaları dispersif özellik gösterir.

Dispersiyon 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 Dispersiyon” dur (Telford vd., 1990). Şekil 7’de normal ve ters dispersiyon olayı görülmektedir.



Şekil 7. 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 8).



Şekil 8. Aynı frekans ve fazlı iki harmonik sinyalin toplamından oluşan dalga treni. Kırmızı ve yeşil renkli olanlar sinyalleri, mavi renkli olan ise toplam sinyali göstermektedir.

Sismik kaynaklar çoğunlukla yüzey dalgası periyotlarının geniş spektrumlu olmasına neden olur. Her bir harmonik bileşen  $c(\omega)$  hızındadır ve faz hızı olarak bilinir. Buradaki  $\omega=2\pi f$  (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).

$$\phi_0(\omega) = \phi_s(\omega) + \phi_p(\omega) + \phi_i(\omega) \quad (9)$$

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

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)} \quad (10)$$

ile verilir. Burada  $\omega$  açısal frekans ve  $k$  frekansa bağlı dalga sayısıdır.

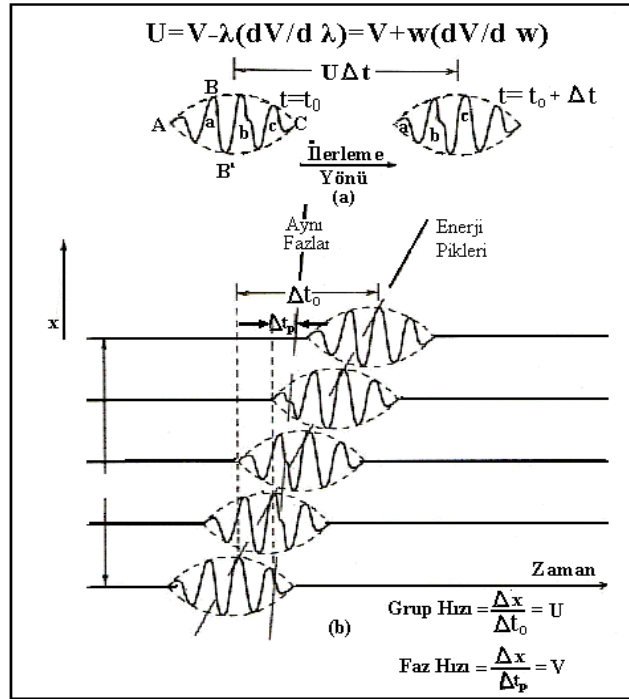
Verilen periyot için grup hızı, istasyon ve kaynak arasındaki grup hızlarının varış zamanlarına bölünerek tahmin edilebilir. Grup hızı,

$$U(\omega) = \frac{\partial \omega}{\partial k_i} \quad (11)$$

olarak verilir. Burada  $\omega$  açısal frekans ve  $k_i$  dalga sayısıdır. Grup hızı ile faz arasındaki ilişki,

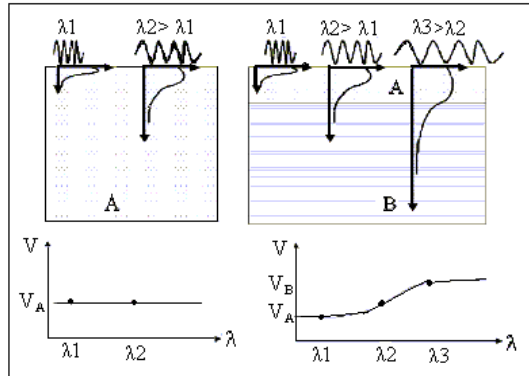
$$U(\omega) = c(\omega) - \frac{\lambda \partial c(\omega)}{\partial \lambda} \quad (12)$$

şeklinde verilir. Burada  $U$  grup hızı,  $c$  faz hızı,  $\lambda$  dalga boyudur. Şekil 9 üzerinde faz hızı ile grup hızı arasındaki ilişki görülmektedir.



Şekil 9. Faz hızı ve grup hızının karşılaştırılması. (a) Grup hızı  $U$ 'nun tanımlanması. (b) dispersif dalga varışları (Telford vd., 1990).

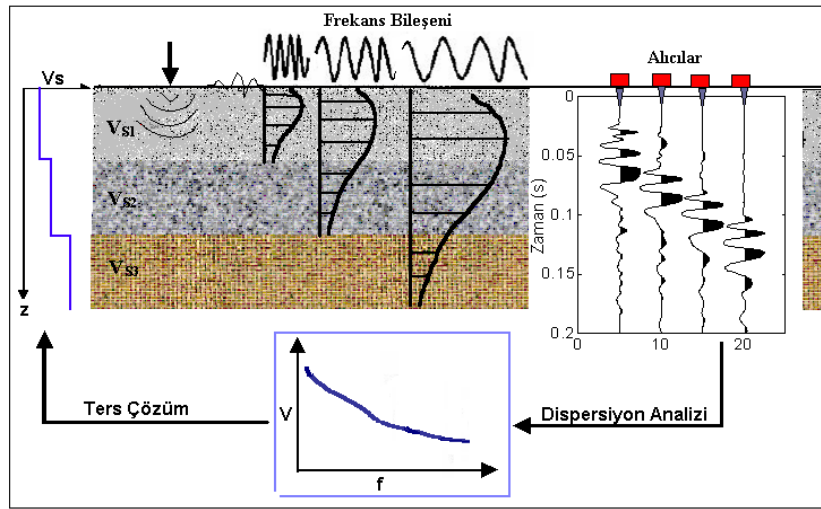
Yüzey dalgası yöntemleri, yüzey dalgalarının geometrik dispersiyonunun analizine dayanır. Düşey heterojen ortam içerisinde yüzey dalgalarının yayılımı dispersif davranış gösterir (Strobbia, 2005). Dispersiyonda, farklı frekanslar farklı faz hızlarına sahiptir. Homojen ortamda farklı dalga boyları aynı hızla yayılırken, heterojen ortamda farklı dalga boyları farklı hızlar ile yayılır (Şekil 10). Dispersiyon, faz hızının frekans ile değişimi olarak tanımlanabilir.



Şekil 10. Geometrik dispersiyon (Strobbia, 2005).

Şekil 10’da birinci durumda dalga boyu büyümesine rağmen ortam içerisinde hız değişimi olmadığı için dispersiyon olayı meydana gelmemektedir. İkinci durumda ise dalga boyunun büyümesiyle beraber ortamda hız değişimi de olduğu için dispersiyon olayı gözlenmektedir.

Yüzey dalgası analizleri sismik dalgaların frekansa bağlı 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 kademede olur (Şekil 11).



Şekil 11. Yüzey dalgası analizinin 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  $U(x,w)$  aşağıdaki gibi ifade edilir.

$$U(x, w) = \int U(x, t) e^{-iwt} dt \quad (13)$$

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

$$U(x,w)=P(x,w)A(x,w) \quad (14)$$

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:

$$U(x, w) = e^{i\Phi x} A(x, w) \quad (15)$$

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

$$V(w, \phi) = \int e^{i\phi x} [U(x, w) / |U(x, w)|] dx = e^{-i(\Phi-\phi)x} [A(x, w) / |A(x, w)|] dx \quad (16)$$

şeklinde elde edilir. Denklem (16) daki integral dönüşümü denklem (15)'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,

$$\emptyset=\Phi=w/c_w \quad (17)$$

denklemini bu şekilde olursa  $V(w,\emptyset)$  maksimum olur. Çünkü  $A(x,w)$  hem gerçek 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 (17)'deki 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).

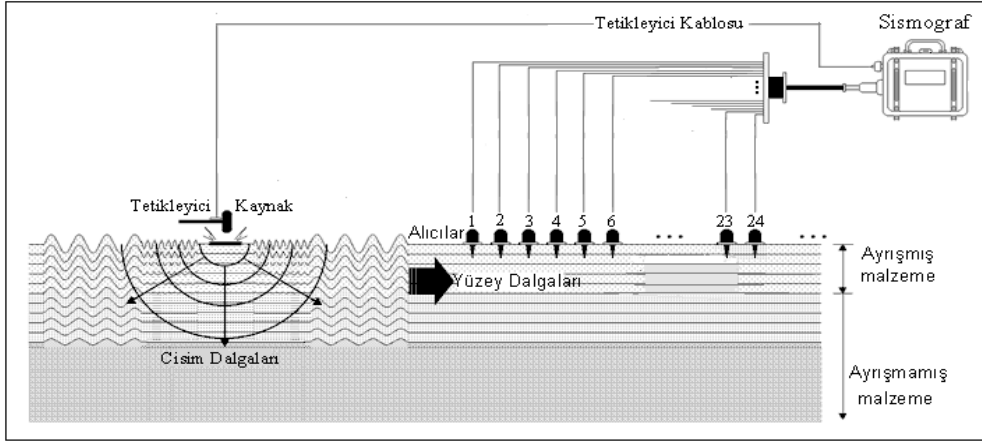
Dispersif fazlar alçak hızlı katmanlarda küçük frekanslarda yüksek faz hızları, büyük frekanslarda daha alçak faz hızlarından eğim aşağı farklı bir değişim gösterir. Verilen bir frekans için en düşük hız temel mod hızı veya birinci moddur. Temel mod faz hızından daha büyük hız ikinci veya yüksek moddur. Son aşama ise dispersiyon eğrisine ters çözüm uygulayarak kayma dalgası hızının bir boyutlu elde edilmesidir. 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 işlemini gerçekleştirmek 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 doğrusal eğiminden saptanır. Yüzey dalgası analiz yöntemlerinde kullanılan teknikler; ölçü sistemlerine, oluşum kaynaklarına ve kullanılan veri işlem tekniklerine göre sınıflandırılırlar (Ergun vd., 2005)

#### **1.4.3.1. Çok Kanallı Yüzey Dalgası 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.

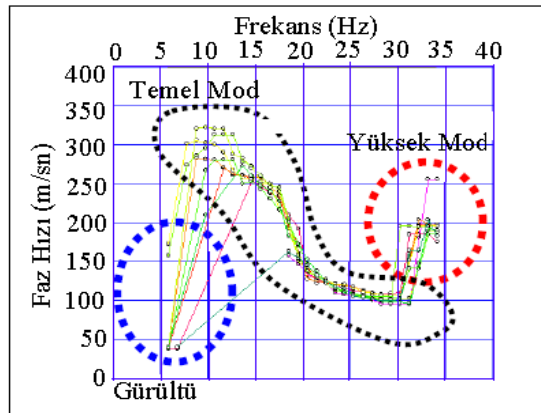
YDÇKA yöntemi ile ölçüm alınırken temel olarak hem sismik kırılma hem de yansıma yöntemi uygulanabilir. Her iki yöntem hem kaynak-alıcı düzenekleri hem de veri-işlem teknikleri bakımından birbirinden ayrılır. Sismik kırılma yönteminde; bir profil boyunca 12 veya daha fazla sayıda alıcı hedef derinliğine göre belirli aralıklarla yerleştirilerek kayıt alınır (Şekil 12). Yansıma yönteminde ise; dizilim sistemi ve veri

toplanması klasik yansıma yönteminde kullanılan ortak yansıma noktası (OYN) uygulamasında kullanılan ile aynıdır.



Şekil 12. Yüzeysel dalgaların çok kanallı analizi ile veri toplama (URL-1, 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 13). 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 frekans katlanması probleminden kaçınılabılır (Park vd., 2001c).



Şekil 13. 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 ize daha kaliteli bir süreklilik 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,

$$X_m \geq Z_{max} \quad (18)$$

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.

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 dönüşümüne 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 olmayan 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 edilir.
- 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).

#### 1.4.4. Ultrasonik Yöntem

Akustiğin bir kolu olan ultrasonik insan kulağının işitmeyeceği kadar yüksek frekanslı (>20kHz) ses dalgalarına verilen addır. Ultrasonik gaz, sıvı veya katı ortamdaki mekanik bir dalgadır. Sesin iletilebilmesi için bir ortam (madde) gereklidir ve yayılımı bir yerden başka bir yere enerji taşınımı şeklindedir. Katı materyaller içinde ultrasonik puls seyahatinin hızı materyalin elastik özelliklerine ve yoğunluğa bağlıdır. Bazı materyallerin kalitesi onların elastik sertliğiyle ilişkilidir. Öyle ki materyallerin ultrasonik puls hızının ölçümleri onların kalitesini göstermede ve elastik özelliklerinin hesaplanmasında kullanılır. Bu tür materyallerin ultrasonik hızlarının belirlenmesiyle materyale ait olan dinamik elastik parametreler hesaplanabilir. Bunun yanında numunelere ultrasonik test uygulandığı zaman malzeme içindeki heterojeniteye neden olan yapılar da belirlenebilmektedir.

Ultrasonikte Lamb, Stoneley, Rayleigh, Love, kesme ve sıkışma dalgaları kullanılmaktadır. Ancak bunlardan özellikle kesme ve sıkışma dalgalarının endüstriyel amaçlı kullanımı daha fazladır.

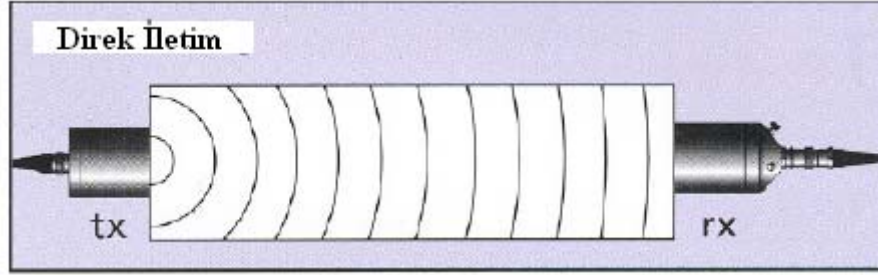
Ultrasonik yöntemler, laboratuvar ortamında araziden toplanan kayaç numunelerinin akustik boyuna (P-dalgası) ve enine (S-dalgası) dalga hızlarını ölçmek için kullanılmaktadır. Ultrasonik hız ölçüm aleti ile kaya numunelerinde duyarlı ölçümler

yapılabilmektedir. Boyuna dalga hızlarını belirlemek için genellikle 54 kHz'lik piezoelektriksel özellikte alıcı-verici problar kullanılırken, enine dalga hızlarını belirlemek için ise 1 MHz'lik alıcı-verici kullanılmaktadır. Piezoelektriksel özelliğe sahip verici probtan üretilen elektriksel sinyal mekanik titreşime dönüştürülerek kaya numunesine gönderilir, numune içinden geçen sinyal karşı taraftaki alıcı tarafından kaydedilir. Hız ölçümü yapılırken, alıcı ve verici başlıklar ile numune arasına bir jel sürülmesi ve numune ile alıcı-verici başlıklara belli bir kuvvet uygulanarak başlıkların numuneye iyi temas ettirilmesi çok önemlidir. Sinyalin kaya numunesi içindeki yayılım süresinden hız belirlenir:

$$\text{PulsHızı} = \frac{\text{Numunenin Boyu}}{\text{Geçiş Zamanı}} \quad (19)$$

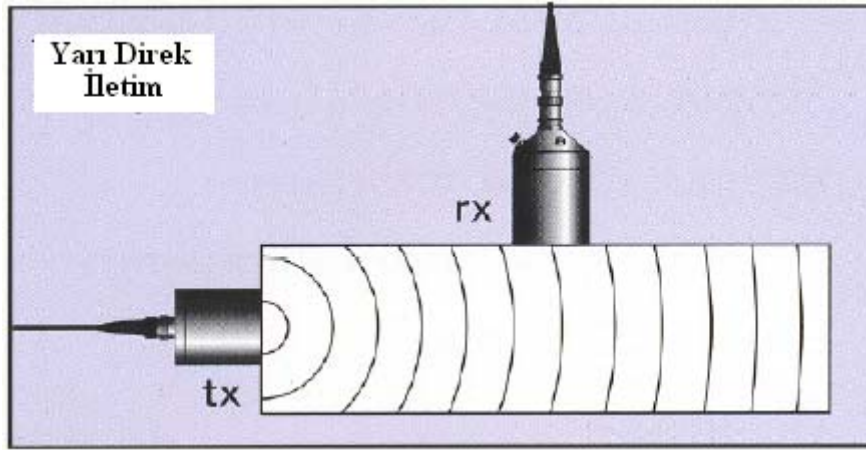
Ultrasonik ölçüm teknikleri alıcı ve vericinin numune üzerindeki pozisyonlarına göre 3 farklı şekilde uygulanabilmektedir.

**Puls İletim Tekniği (Direk iletim):** Bu yöntem tam olarak direk iletim tekniğidir. Burada alıcılar ve vericiler test edilecek numunenin paralel yüzeyleri üzerine zıt doğrultularda yerleştirilerek yol, geçiş zamanı veya hızlar ölçülür (Şekil 14).



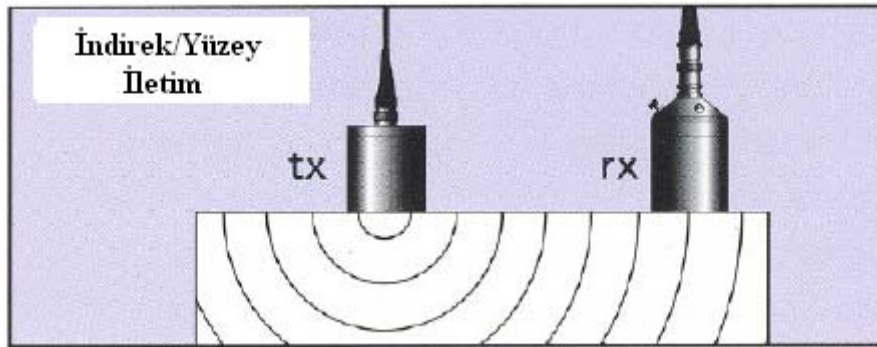
Şekil 14. Direk iletim tekniği

**Yarı direk iletim Tekniği:** Verici numunenin yan tarafında yer alırken alıcı ise üst tarafta yer alır (Şekil 15). Alıcı ve verici arasındaki  $d$  uzaklığının değişimi sonucunda hem P hem de S dalgaları için  $d$  uzaklığına karşı seyahat zamanı eğrilerini elde etmek mümkündür.



Şekil 15. Yarı direk iletim tekniği

Yüzey İletim Tekniği (İndirek iletim): Bu yöntemde ise alıcı ve verici numunenin aynı yüzeylerine uygulanarak ölçüm alınır (Şekil 16). Nispeten diğer iki yöneme göre doğruluk oranı daha düşüktür.

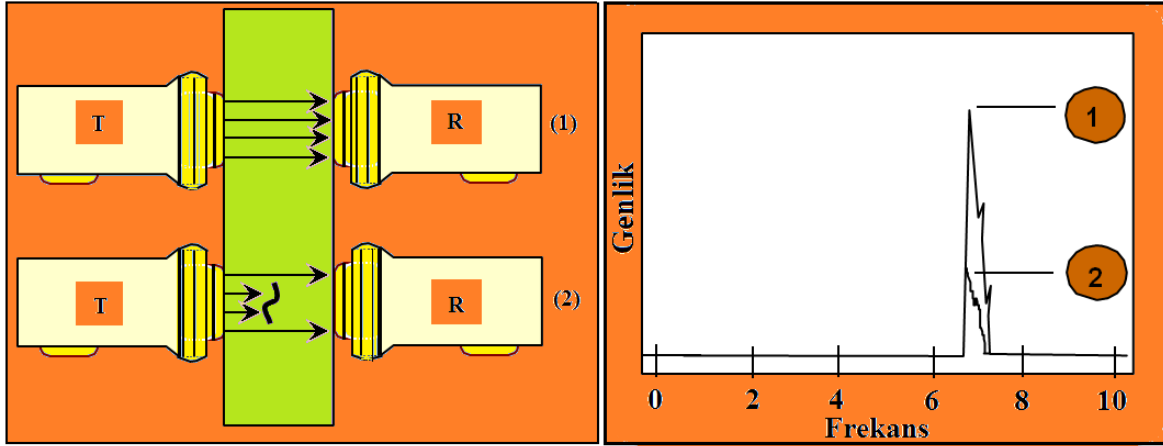


Şekil 16. İndirek iletim tekniği

#### 1.4.4.1. Zaman-Frekans Analizi

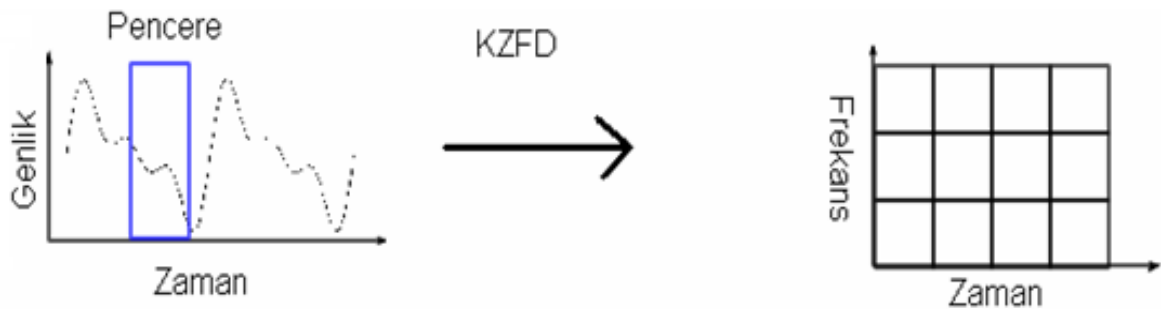
Materyaller içerisindeki süreksizlikler, mikro çatlaklar, boşluklar gibi heterojen yapılar ultrasonik sinyallerin analizi ile belirlenebilmektedir (Şekil 17). Sinyalin Fourier dönüşümünü almak suretiyle zaman ortamındaki veri frekans ortamına aktarılır. Fakat verinin sadece frekans ortamındaki içeriğini incelemek yetmeyebilir. Verinin hem frekans hem de zamanla değişimine bakmak gereklidir. Bunun için zaman frekans analiz yöntemleri uygulanarak verinin frekans içeriğinin zamanla değişimi incelenmektedir.

Değişik zaman-frekans analiz yöntemleri vardır. Bunların en yaygın kullanılanlardan bir tanesi kısa zamanlı Fourier dönüşümüdür (KFZD).



Şekil 17. Ultrasonik sinyal analizi ile mikro çatlakların belirlenmesi

Sismogram gibi durağan olmayan sinyaller için, frekans içeriği zamanla değişim göstermektedir. Sinyalin genlik spektrumu farklı frekansların varlığını ortaya çıkarsa da, bu frekansların zaman içerisindeki değişimlerini göstermez. Sinyalin kısa bir zaman penceresi boyunca sabit olduğunu kabul edersek, Fourier dönüşümü belli bir zaman süresi içinde sinyalin frekans içeriği ile ilgili bilgi verir (Şekil 18). Bu zaman penceresi uygun olarak seçilirse, sinyalin frekans içeriği ortaya çıkartılır. Bu iki boyutlu gösterim kısa zamanlı Fourier dönüşümü (KZFD) olarak adlandırılır.



Şekil 18. Zaman- frekans analizinin şematik gösterimi (Elmas, 2006).

Pencereleme; verinin belli bir kesimi (fiziksel olayın var olduğu kesim) ile, istenen bir pencere işlevinin zaman veya uzay ortamında bire bir çarpılması işlemidir (Pınar ve

Akçığ, 1995). Pencereleme, gözlenmesi istenen bir olayı sınırlayıp, istenmeyen olaylar kısmını sıfır olarak kabul eden bir işlemdir. Pencereleme işlemi zaman ve frekans ortamında denklem 20 ve 21'deki gibi tanımlanır.

$$y(t)=f(t).g(t) \quad (20)$$

$$Y(w)=F(w)*G(w) \quad (21)$$

Burada,  $y(t)$ ; pencerelenmiş sinyal,  $f(t)$ ; sinyal ve  $g(t)$ ; pencere fonksiyonudur.  $Y(w)$ ,  $F(w)$  ve  $G(w)$  sırasıyla bu parametrelerin frekans ortamına aktarılmış halleridir. Bu işlemde  $G(w)$ 'nin seçilmesi önemlidir. Çünkü  $G(w)$  bir sinc işlevidir. Sinc işlevinde önemli sorun enerji sızmasıdır. Enerji sızması, ana lobtan yan loblara enerjinin kaçmasıdır. Bu olay frekans ortamı ayrımlılığını doğrudan etkiler. Enerji sızması, pencere kenarının süreksizliğinin genliğine bağlıdır. Örneğin enerji sızması dikdörtgen pencerede çok fazla iken, üçgen pencerede (Bartlet) sınırlar eğimlendirildiği için azdır. Ana lob ve yan lobların genliklerinin oranı, pencere uzunluğuna bağlıdır. Pencere uzunluğu da ayrımlılığı etkileyen parametrelerden biridir. Ancak dikdörtgen pencere fonksiyonun bant genişliği, diğer pencere fonksiyonlarına göre küçüktür. Bu nedenlerle, öncelikle kuramsal çalışmalarda, pencere boyu ve pencere türleri denenerek kullanılacak olan pencere fonksiyonuna ve parametrelerine karar verilmelidir.

Kısa zamanlı Fourier dönüşümü matematiksel olarak ifade edilirse;  $w$ , frekansı,  $t'$  ise zamanı göstermek üzere KZFD aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$\text{KZFD}_{(t',w)} = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)g(t-t')e^{-j\omega t} dt \quad (22)$$

Burada,  $f(t)$  zaman ortamında sinyal,  $g(t)$  pencere fonksiyonu,  $e^{-j\omega t}$  ise Fourier dönüşüm operatörüdür.

$f(t)$  sinyali, pencere fonksiyonu  $g(t)$  ile çarpılarak belirli aralıklarda parçalara bölünür. Daha sonra, bu pencerelenmiş sinyalin Fourier dönüşümü hesaplanır. Bu işlem  $g(t-t')$  fonksiyonu kullanılarak zaman içinde seçilen pencerelere tekrar uygulanır. Frekans-zaman düzlemi içindeki her bir düşey dikdörtgen, pencerelenmiş sinyalin Fourier dönüşümüdür.

KZFD yönteminde pencere fonksiyonunun seçimi oldukça önemlidir. Eğer bu fonksiyon uzun bir zaman aralığına sahipse, frekans ortamında bant genişliği dar bir band geçişli filtre gibi olur. Bu durum frekans ekseninin iyi örneklendiğini gösterir. Ancak, uzun zaman aralığı, zaman ortamındaki küçük değişimlerde belirsizliklere de neden olabilir (Chakraborty ve Okaya, 1995).

### **1.5. Jeofizik Verilerin Ters Çözümü**

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 alınır. Eğer gerçek parametre ile ön-kestirim parametreleri arasındaki farklar hesaplanabilirse, ön-kestirim değerlerine bir düzeltme uygulanarak gerçek parametre değerlerine bir yaklaşım sağlanabilir. 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 ettiği varsayılır (Yanık, 2006).

#### **1.5.1. Doğrusal Olmayan En Küçük Kareler Yöntemi**

Doğrusal olmayan problemlerin çözümünde problem doğrusallaştırılarak yinelemeli olarak çözülebilir. Bir  $f(x)$  fonksiyonu ve türevleri biliniyorken fonksiyonun  $x+h$ ' deki değeri  $f(x+h)$ , Taylor serisine açılarak bulunabilir.

$$f(x+h) = f(x) + hf'(x) + \frac{h^2}{2!} f''(x) + \dots + \frac{h^n}{n!} f^{(n)}(x) \quad (23)$$

Burada  $f'(x), f''(x)$  vd. birinci, ikinci, ... vd. türevleri göstermektedir. (23) bağıntısının jeofiziğin ters problemlerine uygulandığı düşünülün.  $f(x)$  model fonksiyonunu simgelediğinden problem bir boyutlu düşünülduğünde bunun olası tüm değerlerinden biri olan  $p_i$  parametre değeri için  $f(x)$  yerine  $f(p_i)$  yazılması gerekir. Model fonksiyonunu  $f(p_i)$  değeri, parametrenin seçilen  $p_i$  değeri için model tepkisini gösterir.  $p_i$ 'nin hatalı (yanılgılı) olduğunu ve bu hatanın  $\Delta p_i$  olduğunu düşünülduğünde, buna göre doğru parametre değeri  $(p_i + \Delta p_i)$  olacaktır. Buna göre Taylor açılımı bu tanımlara göre yazıldığında, ifade;

$$f(p_i + \Delta p_i) = f(p_i) + \Delta p_i f'(p_i) + \frac{\Delta p_i^2}{2!} f''(p_i) + \dots \quad (24)$$

biçimini alacaktır. (23) bağıntısındaki  $x$  bağımsız değişkeni yerine (24) denkleminde  $p_i$  bağımsız değişkeni yer almaktadır.  $\Delta p_i$  parametreye uygulanması gereken düzeltmeyi göstermektedir. (23) ve (24) denklemleri doğrusal olmayan denklemlerdir. Taylor açılımında ikinci ve daha yüksek mertebeden türevlerin sıfır olduğu varsayılarak, gözlemsel değerlerle model tepkisi arasındaki ilişkinin doğrusal olduğunu, yani

Gözlemsel değer = başlangıç değeri + a.(birinci türev)

olduğu varsayılmaktadır. Bu açık biçimde yazıldığında;

$$f(p_i + \Delta p_i) = f(p_i) + \Delta p_i f'(p_i) + \varepsilon \quad (25)$$

Burada  $\varepsilon$  ihmal edilen terimleri göstermektedir. Bu denklem sistemi, bir matris ve vektör olarak gösterebilir. Buna göre denklem;



$$\begin{pmatrix} \left(\frac{\partial f_1}{\partial p_1}\right) & \left(\frac{\partial f_1}{\partial p_2}\right) & \cdots & \left(\frac{\partial f_1}{\partial p_n}\right) \\ \left(\frac{\partial f_2}{\partial p_1}\right) & \left(\frac{\partial f_2}{\partial p_2}\right) & \cdots & \left(\frac{\partial f_2}{\partial p_n}\right) \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \left(\frac{\partial f_m}{\partial p_1}\right) & \left(\frac{\partial f_m}{\partial p_2}\right) & \cdots & \left(\frac{\partial f_m}{\partial p_n}\right) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta p_1 \\ \Delta p_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta p_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta f_1 \\ \Delta f_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta f_m \end{pmatrix} \quad (26)$$

olur. Önceki bağıntılarla biçimsel benzeşim sağlamak amacıyla,  $m \times n$  boyutlu Jacobian matrisini  $A$  ile gösterildiğinde (26) denklem takımı, simgesel olarak

$$A \Delta p = \Delta g \quad (27)$$

bağıntısıyla gösterilebilir. (27) bağıntısı ile gösterilen doğrusallaştırılmış denklem takımında bilinmeyenlere göre kısmi türevlerden oluşan  $A$  Jacobian matrisi  $m \times n$  boyutundadır. Buna göre ifade

$$A_{(m \times n)} \cdot \Delta p_{(n \times 1)} = \Delta g_{(m \times 1)} \quad (28)$$

olur. Bu durumda denklemin teorik çözümünün

$$\Delta p = A^{-1} \cdot \Delta g \quad (29)$$

olması gerekir. Doğrusal olmayan problemlerin doğrusallaştırılması ile oluşturulan matris denklemleri her bir başlangıç değeri ve bir yineleme adımı için bir düzeltme vektörü verir. Bir çözümün doğru olup olmadığına bakmaksızın  $m \times n$  boyutlu doğrusallaştırılmış bir denklem takımının “En Küçük Kareler” çözümü, doğrusal denklem takımlarına benzer şekilde yazıldığında,

$$\Delta p = (A^T A)^{-1} A^T \Delta g \quad (30)$$

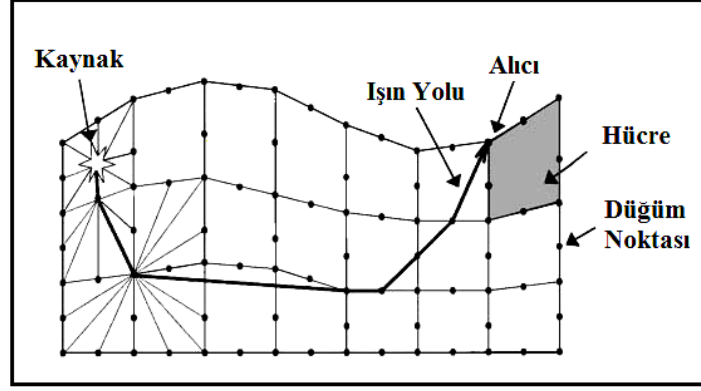
bağıntısından elde edilebilir.

Yinelemeli çözüm en küçük kareler problemine uygulandığında Taylor açılımında birinci türevden daha yüksek mertebeden türevler yer almadığından başlangıç modeli ne olursa olsun, veri tam ve problem doğrusal fonksiyonla modellenilebiliyorsa ilk yineleme sonunda bulunan  $\Delta p$  düzeltme değerinin başlangıç modeline uygulanmasıyla gözlemsel değerlere eşdeğer bir model tepkisi bulunabilir. Ancak doğrusal olmayan problemlerde model tepkisi ile gözlemsel verinin eşit olması için yüksek mertebeden türevlerin yeterince küçük olması gerekir. Bu ise çoğu zaman olanaksızdır. Bu nedenle (30) bağıntısından elde edilecek yüksek mertebeden türevlerin toplamı kadar bir hata taşıyacaktır. Sonuçta, model tepkisi ile gözlemsel veriler arasında hata en küçüklenene kadar (30) bağıntısındaki işlem yinelenmelidir.

### 1.5.2. Eş Zamanlı Yinelemeli Çözüm Tekniği

Eş zamanlı yinelemeli çözüm tekniği (SIRT) geleneksel ışın izleme temeline dayanmaktadır (Gilbert, 1972). Bu çözüm tekniğinde hız dağılımının hesaplanması için öncelikle bir başlangıç modeli varsayımından yola çıkılarak düz çözüm ile seyahat zamanları hesaplanır. Daha sonra, gözlenen ve teorik seyahat zamanları karşılaştırılarak aradaki hata oranları hesaplanır. Bu hata oranı istenilen seviyenin altına gelinceye kadar ya da önceden verilen yineleme sayısına ulaşıncaya kadar tekrar edilir. Bu işlemin sonucunda her bir yineleme için gerçek yeraltı modeline yaklaşılmaya çalışılır. Eş zamanlı yinelemeli çözüm tekniği, tomografik yöntemlerde en yaygın kullanılan ters çözüm tekniklerinden biridir (Hayashi ve Takahashi, 2001). Bu yöntem ile en durağan sonuçların elde edilmesi mümkündür (Lehman, 2007). Eş zamanlı yinelemeli ters çözüm yönteminin temel özellikleri kısaca aşağıdaki gibi özetlenebilir.

Kaynak ve alıcı arasındaki alan modeli Şekil 19 'da görüldüğü gibi dörtgen hücreler modeli ile temsil edilir (Hayashi ve Takahashi, 2001). Model çok ince tabakalara ayrılır ve her bir hücrenin genişliği alıcı aralığı olarak seçilmiştir. Her bir hücre içindeki hız değeri tüm işlem boyunca aynıdır ve başlangıç modeli, en basit anlamda hızın derinlikle arttığı varsayımına göre kurulur. İlk varış zamanları ve ışın yolları Huygens prensibine dayanan ışın izleme yöntemi kullanılarak hesaplanır.



Şekil 19. Temel ışın izleme prensipleri (Hayashi ve Takahash, 2001).

Şekil 19’da görülen ışın yolunun geometrisinden  $S_1$  kaynağından çıkan ışının  $A_1$  alıcısına ulaşana kadar izlediği yol bir integral ile tanımlanabilir.

$$t = \int_{S_1}^{A_1} \frac{1}{V} dx = \int_{S_1}^{A_1} p dx \quad (31)$$

Burada,  $V$  hız;  $p$  ise yavaşlıktır. Burada  $p$  yavaşlık pertürbasyonu aşağıdaki denklem yardımıyla hesaplanabilir.

$$\int_{S_1}^{A_1} \Delta p dx = \Delta t = t_g - t_h \quad (32)$$

Burada,  $\Delta p$  yavaşlık pertürbasyonu;  $t_g$  gözlenen zamanlar ve  $t_h$  ise hesaplanan zamanlardır. Kaynaktan çıkan ışının geçtiği her bir hücredeki yol uzunluğu hesaplanarak aşağıdaki denklem ile verilir.

$$\Delta t_i = \sum_{j=1}^J \Delta p_j d_{ij} \quad (i=1 \dots \dots \dots I) \quad (33)$$

Burada,  $i$  ve  $j$  sırasıyla, hesaplama alanındaki ışın ve hücrelerin sayacı;  $J$  ışının geçtiği toplam hücre sayısı;  $I$  veri sayısı;  $d_{ij}$   $j$ 'nci hücredeki  $i$  ışının yol aldığı mesafedir.

SIRT, parametre değerlerinin, yinelenmeli olarak güncellendiği yöntemlerden biridir. Bunun için, ilk olarak, tüm parametreler için belirlenen bir tahmin değeri ile başlangıç model fonksiyonu oluşturulduktan sonra, ilk ışın için seyahat süresi, (31) eşitliği ile

hesaplanır. Parametre düzeltmesi için ise aşağıdaki (34) eşitliği kullanılır (Lo ve Inderwiesen, 1994).

$$\Delta p_j = \frac{1}{W_j} \sum_{i=1}^I \Delta^i p_j = \frac{1}{W_j} \sum_{i=1}^I d_{ij} \frac{t_i^g - \sum_{j=1}^J d_{ij} p_j^h}{\sum_{j=1}^J d_{ij}^2} \quad (34)$$

Burada,  $W_j$  j'nci bloğu kesen ışın sayısını göstermektedir. Buradan elde edilen düzeltme değeri, izleyen eşitlikte yerine konularak yavaşlık alanı güncellenir.

$$p_j = p_j \Delta^i p_j \quad (35)$$

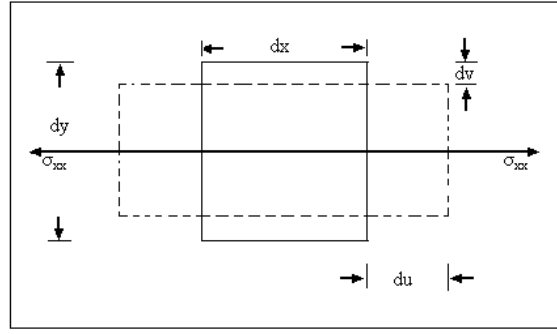
SIRT algoritmasında, her bir hücreyi geçen tüm ışın yolları dikkate alınarak yavaşlık modeli değiştirilir ve hesaplama alanı tüm ışınlar alıcılara ulaşmadan güncellenmez. Dolayısıyla SIRT, her bir yinleme adımı için her bir yavaşlık hücresinde sadece bir güncelleme gerçekleştirir (Balkaya, 2010).

### 1.6. Sismik Hızlar ile Hesaplanabilen Bazı Mühendislik Jeofiziği Parametreleri

Sismik hızların kullanılmasıyla hesaplanan mühendislik parametreleri, herhangi bir yapının inşa edileceği alanın zemini hakkında önemli bilgiler vermektedir. Elde edilen bu bilgilerin dikkate alınması ile inşaatı gerçekleştirilen yapılar, meydana gelebilecek bir deprem veya diğer afetler gibi olaylardan en az zararla etkilenmesine neden olacaktır. Bu nedenle bu parametrelerin hesaplanması ileride meydana gelebilecek zararlarının önüne geçebilmek bakımından oldukça önemlidir.

Bir malzemenin özellikleri, dinamik elastik parametreler adı verilen aşağıdaki sabitler ile tanımlanabilir. Bu sabitler  $V_p$  ve  $V_s$  hızlarının bilinmesiyle hesaplanabilir.

Poisson Oranı ( $\nu$ ); Şekil 20' de görüldüğü gibi bir küp  $\sigma_{xx}$  gerilmesi ile x eksen yönünde uzamış, y- eksen yönünde ise kısalmıştır.



Şekil 20. Basit Hooke kanunu (Poisson oranı)

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

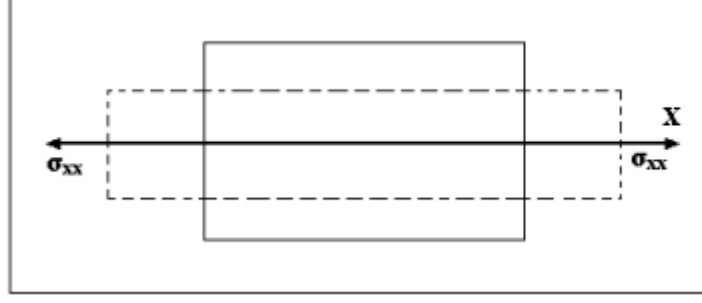
$$\nu = \frac{-dv}{du} \quad (36)$$

Denklem 36'de görülen (-) işaretinin matematiksel bir anlamı olmayıp geometrik bir anlam içermektedir. Böylece Poisson oranının enine kısalmanın boyuna uzamaya oranı olduğu söylenebilir. Poisson oranı 0 ile 0.5 arasında değişir ve boyutsuzdur (Telford vd., 1990). Tablo 2'de poisson oranı ile zemin sıklığı arasındaki ilişki görülmektedir.

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

Poisson Oranı ( $\nu$ )	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

Elastisite Modülü (E); bu modülün belirlenebilmesi için gerilmenin çok küçük olduğu kabul edilir. Şekil 21'de x eksenine boyunca uzamış bir küp görülmektedir. Eğer buradaki gerilme  $\sigma_{xx}$  bir  $\epsilon_{xx}$  birim deformasyona neden olursa,



Şekil 21. Elastisite modülü

$$E = \frac{\text{Gerilme}}{\text{Birim Deformasyon}} = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx}} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (37)$$

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

Kayma Modülü (G); makaslama gerilmelerine karşı formasyonun direncini gösterir. Yani zeminin yanal kuvvetlere karşı dayanımını gösterir. Kayma gerilmesinin deformasyona oranı olarak kabul edilir ve aşağıdaki bağıntıyla ifade edilir.

$$G = \frac{\sigma_{xy}}{\varepsilon_{xy}} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (38)$$

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

Bulk (Sıkışmazlık) Modülü (K); bir cismin üzerindeki hidrostatik basıncın, cisimde meydana getireceği hacim değişmesine oranı olup;

$$K = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{zz}} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (39)$$

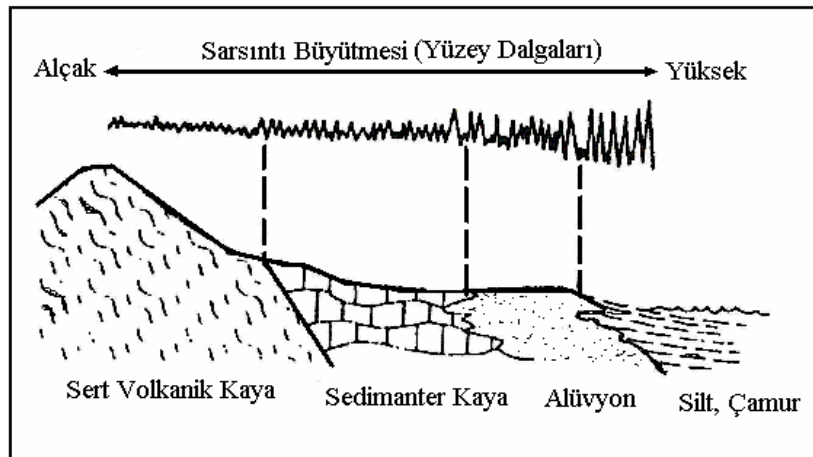
bağıntısı ile verilmektedir (Reynolds, 1997).

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

Zemin Büyütmesi; deprem odağında oluşan faylanma sonucu kayalar kırılarak, yırtılarak sismik dalgalar halinde yayılırlar. Sismik dalgaların hareketleri, yeryüzüne yakın tabakaların bileşim ve fiziksel özelliklerine bağlı olarak değişir. Yüze 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 hareketini 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 22). Gevşek, suya doymuş, kalın genç çökellerin bulunduğu yerlerde büyütme çok fazla olur. Depremlerde bu gibi alanlarda ağır hasarlar meydana gelir.



Şekil 22. Yer materyalleri ile zemin büyütmesi arasındaki ilişki

Sismik yer büyütmesinin hesaplanmasında enine dalga hızları, mikrotremör yöntemi ve ivme kayıtları olmak üzere üç yöntem kullanılmaktadır. Zemin büyütmesi enine dalga hızları kullanılarak Midorikawa (1987), bağıntısından hesaplanabilir.

$$A_k = 68 * V_s^{-0.6} \quad (V_s < 1100 \text{ m/sn}) \quad (40)$$

$$A_k = 1 \quad (V_s > 1100 \text{ m/sn}) \quad (41)$$

Zemin büyütmesi için Joyne ve Fumal (1984);

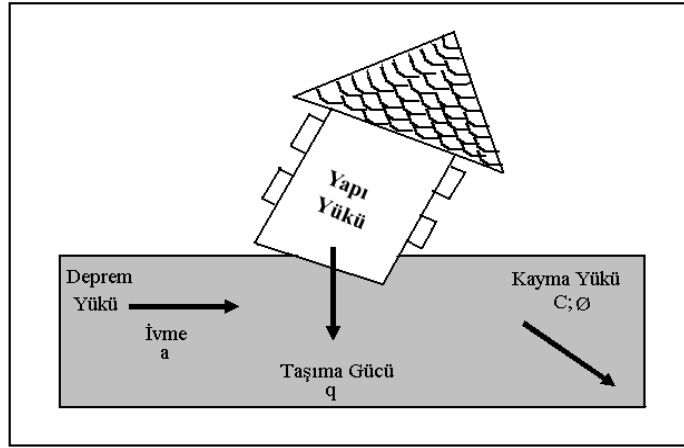
$$A = 23 * V_s^{-0.45} \quad (42)$$

bağıntısını önermişlerdir.

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 de bilinmesi gerekmektedir.

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 23). Bunun yanında herhangi bir yerin normal koşullarda dayanabileceği en büyük gerilme miktarının da bilinmesi gereklidir.





Şekil 23. 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 vd., 2006). Zeminin taşıma gücü kapasitesi yerinde yapılan kesme dalgası hızlarının belirlenmesiyle hesaplanabilmektedir. Bir bölge için emniyetli zemin taşıma kapasitesi;

$$q_e = \frac{1}{100} \rho \frac{V_s}{V_p} \quad (43)$$

bağıntısı kullanılarak hesaplanabilmektedir (Keçeli, 2010). Burada  $\rho$ ;  $\text{gr/cm}^3$  cinsinden yoğunluk ve  $V_s$  ise  $\text{m/sn}$  cinsinden kesme dalgası hızını ifade etmektedir.

Zemin-Hakim-Titreşim Periyodu; bir cismin ya da bir sistemin periyodik dışarıdan uygulanan bir kuvvet etkisi altında yaptığı salınımların sürücü kuvvetin frekansı sistemin doğal titreşim frekansına eşit olduğunda büyük genliklere çıkması olayına rezonans denir. Rezonans olayı salınan sistemleri ilgilendirmektedir, dolayısıyla depremler sonucu salınan yeryüzünün salınım frekansı ve binaların kendi özsalınım frekansları rezonans olayı ile ilişkilidir.

Yeryüzündeki 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 kayaçlarda depolanmış enerjinin aniden açığa çıkması olarak tanımlanmaktadır. Bu ani enerji çıkışı titreşimler yani salınımlar şeklinde yayılır. Açığa çıkan enerjinin miktarına göre salınım büyüklüğü de artar. Sonuç olarak yeryüzünde

bulunan her şey bu salınım gücüyle birlikte salınmaya başlar. 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).

$$T_z = \sum 4H_i / V_{si} \quad (44)$$

Burada  $H$ : Tabaka kalınlığı ve  $V_s$  ise kesme dalgası hızıdır. Titreşimlerin genlikleri arttıkça 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.

### 1.7. Kaya Kalitesi, Sismik Hızlar ve Soğurulma

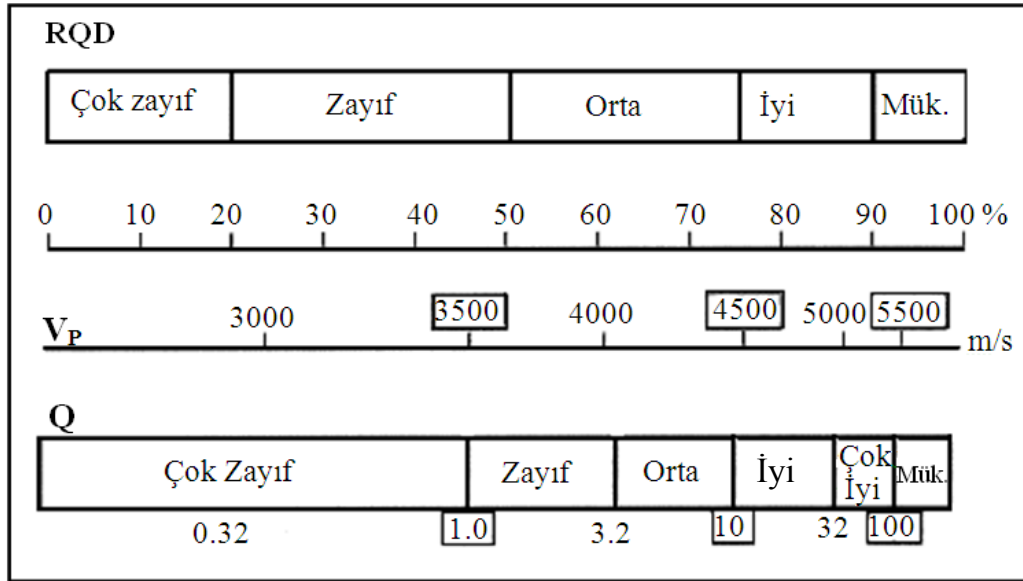
Mühendislik jeolojisi ve jeofiziği amacıyla yapılan çalışmalar arazi ve laboratuvar olmak üzere iki kısma ayrılmaktadır. Arazi çalışmaları ile yerinde yapılan gözlem ve ölçümlerden elde edilen sonuçlar ile sondaj veya yüzeylemiş kayalardan alınan örneklerin laboratuvar ortamında incelenmesi ile elde edilen sonuçlardan kaya kütlesi ve kaya malzemesi hakkında önemli bilgiler elde edilmektedir.

Kaya Kalite Faktörü ( $Q$ ); kaya sınıflamasında kullanılan bir diğer parametrede  $Q$  kaya kalite değeridir. Norveç Jeoteknik Enstitüsü Sınıflandırması olarak da bilinen  $Q$  kaya kalite sınıflaması  $V_p$  dalga hızına bağlı olarak aşağıdaki bağıntıdan bulunabilir.

$$V_p \approx 3.5 + \log Q \quad (45)$$

Burada  $V_p$ : km/sn cinsinden sismik P dalgası hızı,  $Q$ : kaya kalite faktörüdür.  $V_p$  ve  $Q$  arasındaki ilişki Barton (2007), tarafından tanımlanmıştır (Tablo 4).

Tablo 4.  $V_p$  hızı,  $Q$  ve RQD arasındaki ilişkiler (Barton, 2007).



Kaya Kalite Göstergesi (RQD): RQD, bir sondajda herhangi bir ilerleme aralığında doğal süreksizliklerle ayrılmış, boyu 10 cm ve daha büyük olan ve silindirik şeklini koruyan karot parçalarının toplam uzunluğunun ilerleme aralığının uzunluğuna oranının yüzde olarak ifade edildiği sayısal bir indekstir. Deere (1964), tarafından önerilen RQD, aşağıda verilen ifadeden belirlenir.

$$\% \text{ RQD} = \frac{\sum_{i=1}^n l_i}{L} \times 100 \quad (46)$$

Burada,  $n$ : ilerleme aralığındaki karot parçalarının sayısı;  $l$ : RQD'ye dahil edilen ve boyu 10 cm ve daha büyük olan karot parçalarının boyları,  $L$ : ilerleme uzunluğudur.

Sondaj yapılamayan alanlarda ise RQD denklem 47 (Priest ve Hudson, 1976) ve denklem 48 (Barton, 2007) yardımıyla hesaplanabilmektedir.

$$\% \text{RQD} = 100 e^{(-0.1\lambda)}(0.1\lambda+1) \quad (47)$$

Burada  $\lambda$ : 1 m uzunluktaki ölçüm hattını kesen ortalama çatlak sayısıdır.

$$\% \text{RQD} = 100 * \left( \frac{V_F}{V_L} \right)^2 \quad (48)$$

Burada ise  $V_F$  ve  $V_L$  sırasıyla sahada ve laboratuarda ölçülen sismik P-dalgası hızlarıdır. RQD değerlerinin değişim aralıkları esas alınarak, Deere (1964), tarafından kaya kalitesi tanımlamaları yapılmıştır (Tablo 5).

Tablo 5. RQD sınıflaması (Deere, 1964).

<b>RQD</b>	<b>Kaya kalite göstergesi</b>
Çok zayıf	< 25
Zayıf	25-50
Orta	50-75
İyi	75-90
Çok iyi	90-100

Tek Eksenli Basınç Dayanımı; silindirik bir şekle sahip kayaç malzemesi örneklerinin dayanım ve kaya kütlesi sınıflamalarında ve tasarımlarda yaygın biçimde kullanılan tek eksenli sıkışma dayanımının tahmini amacıyla yapılır. Ayrıca kaya kütlesinin basınç dayanımı ve kayma parametrelerinin tahmini için geliştirilen göreceli yaklaşımlarda da yaygın olarak kullanılmaktadır.

Genellikle kayaçların tek eksenli sıkışma dayanımları belirlenirken, ISRM (1981), tarafından önerilen standartlar kullanılır. Deneyde kullanılacak örnek sayısı pratik gereksinimlere bağlı olmakla birlikte, ISRM (1981), tarafından her kayaç türünden en az 5 örneğin deneye tabi tutulması önerilmektedir. Örneklerin tek eksenli sıkışma dayanımı ( $\sigma_c$ ) aşağıdaki eşitlikten hesaplanır.

$$\sigma_c = F/A \quad (49)$$

Burada, F: yenilme anında kaydedilen yük, A: silindirik örneğin en kesit alanıdır.

Bu çalışmada, Kabaköy formasyonu için 3 farklı alanda yapılan çalışmalar sonucunda sismik ve ultrasonik hızlar, soğurulma katsayıları, dinamik-elastik parametreler, zemin büyütme oranı, taşıma gücü, zemin hâkim titreşim periyodu gibi bazı mühendislik parametreleri, RQD ve ayrışma değerleri belirlenmiş ve bu parametrelere göre kaya sınıflamaları yapılmıştır.

## **2. YAPILAN ÇALIŞMALAR**

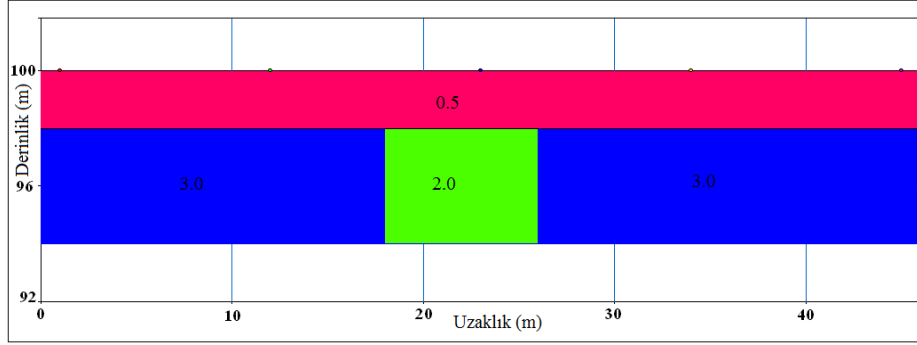
### **2.1. Modelleme Çalışmaları**

Bu tez kapsamında, arazi verilerini toplamadan önce veri toplama uygulamasının planlanması ve elde edilen verilerin değerlendirilirken yorumlama kısmında kolaylık sağlaması amacıyla bir dizi yapay model oluşturulmuştur. Bu amaca yönelik olarak çok sayıda modelleme çalışması yapılmış ve bu çalışmada bazı örnek modeller verilmiştir. Bu modelleme çalışmalarında sismik tomografi ve çok kanallı yüzey dalgası analizi için değişik yer altı modelleri tasarlanmış ve elde edilen sentetik verilerin ters çözümünden tasarlanan modeller elde edilmeye çalışılmıştır. Soğrulma modellerinde ise hesaplanan minimum ve sıfır fazlı bir dalgacık da, zaman ve frekans ortamında farklı soğrulma, hız ve uzaklık gibi değerler için meydana gelen değişimler incelenmiştir.

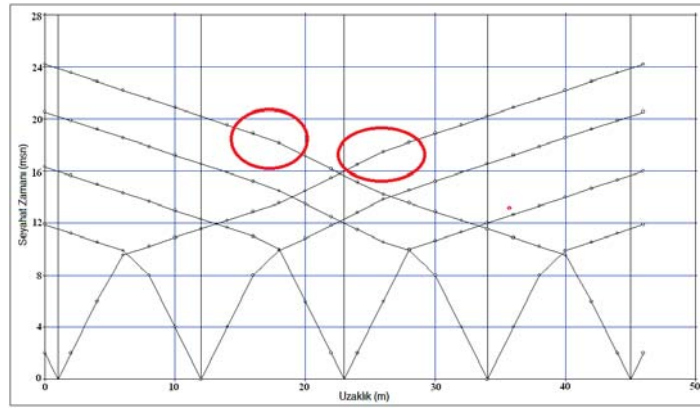
#### **2.1.1. Hız Tomografisi Modelleme Örnekleri**

Hız tomografisi sonuçlarının daha iyi anlaşılması için bir kaç yeraltı modeli tasarlanıp önce düz çözüm yapılarak sentetik veriler elde edilmiş daha sonra bu veriler üzerinde ters çözüm işlemi yapılarak gerçek modeller ile ters çözüm sonucu elde edilen modeller karşılaştırılmıştır. Bu amaçla model oluştururken ve ters çözüm yapılırken SeisImager 2D programı kullanılmıştır. Model verisinden sentetik veri elde edilirken ışın izleme tekniği kullanılmıştır. Işın izleme tekniği kullanılarak üretilen sentetik veriler tomografik yöntem kullanılarak çözülmüştür. Tüm modeller için 24 adet alıcı kullanıldı ve alıcı aralıkları 2 m olarak seçildi. İlk üç modelde 5 atış, son modelde ise 7 atış kullanılmıştır. Birinci model 2 tabakalı bir yer altı modeli olup, modelde birinci tabakanın hızı 500m/sn, ikinci tabakanın hızı 3000 m/sn ve derinlik 2 m dir. Bu modelde, ikinci tabaka içerisine yaklaşık 18-26 metreler arasına hızı 2000 m/s olan bir birim yerleştirilmiştir (Şekil 24). Tasarlanan bu yer altı modeli için ışın izleme yöntemi ile düz çözümü yapılarak sentetik zaman-uzaklık grafiği elde edilmiştir (Şekil 25). Zaman-uzaklık grafiğinde özellikle baştan ve sondan yapılan atışlarda düşük hızlı tabakanın etkisi görülmektedir. Bu düşük hızlı tabakanın etkisi Şekil 25 üzerinde kırmızı daireler ile görülmektedir. Bu zaman-uzaklık grafiği doğrusal olmayan en küçük kareler yöntemi ile

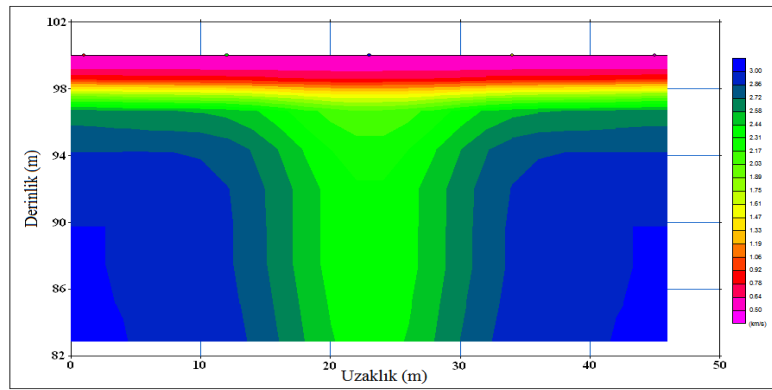
çözülerek tomografik kesit elde edilmiştir (Şekil 26). Hesaplanan yer altı yapısı incelendiğinde, elde edilen çözüm ile tasarlanan modelin oldukça uyumlu olduğu gözlenmektedir.



Şekil 24. 1. sentetik yer altı modeli

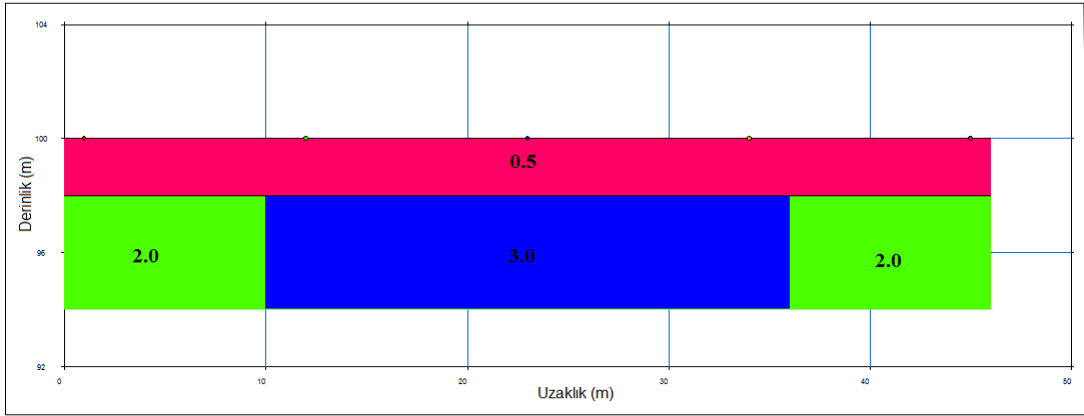


Şekil 25. 1. modele ait sentetik zaman-uzaklık grafiği

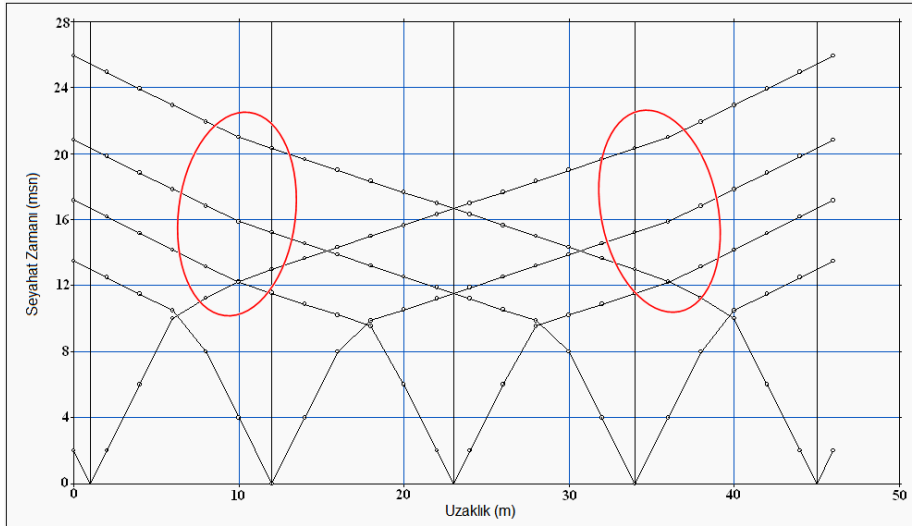


Şekil 26. 1. modele ait tomografik kesit

İkinci modelde ise birinci modelle benzer bir model oluşturulmuş olup tabaka hızları ve kalınlıkları aynı seçilmiştir. Bu modelde diğerinden farklı olarak düşük hızlı alanlar köşe kısımlarına yerleştirilmiştir (Şekil 27). Şekil 28’de ışın izleme yöntemi ile elde edilen sentetik zaman-uzaklık grafiği ve Şekil 29’da ise bu modele ait tomografik çözüm sonucu görülmektedir. Şekil 28’de köşe kısımlara yerleştirilen düşük hızlı birimlerin etkisi kırmızı yuvarlak daireler içerisinde kalan kısımlarda açıkça gözlenebilmektedir. Tomografik çözüm sonucu elde edilen yer altı yapısı modele oldukça yakındır.

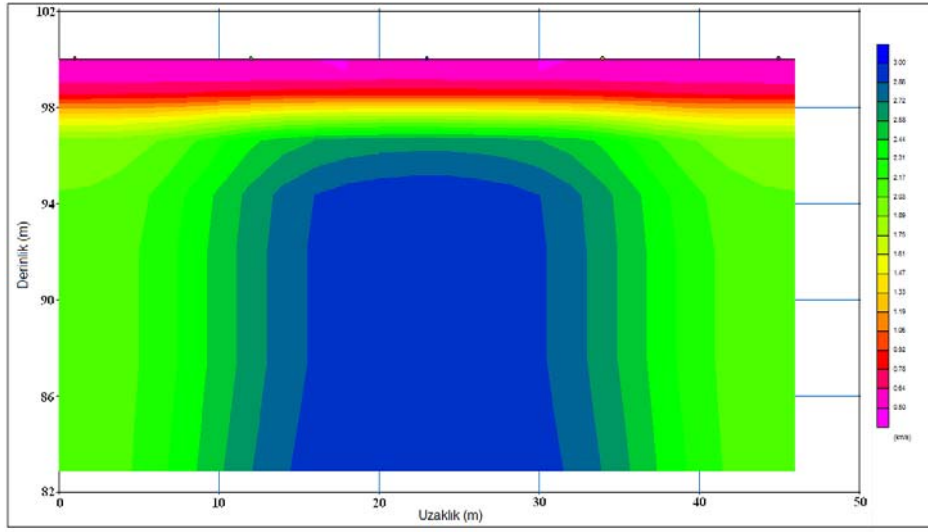


Şekil 27. 2. sentetik yer altı modeli



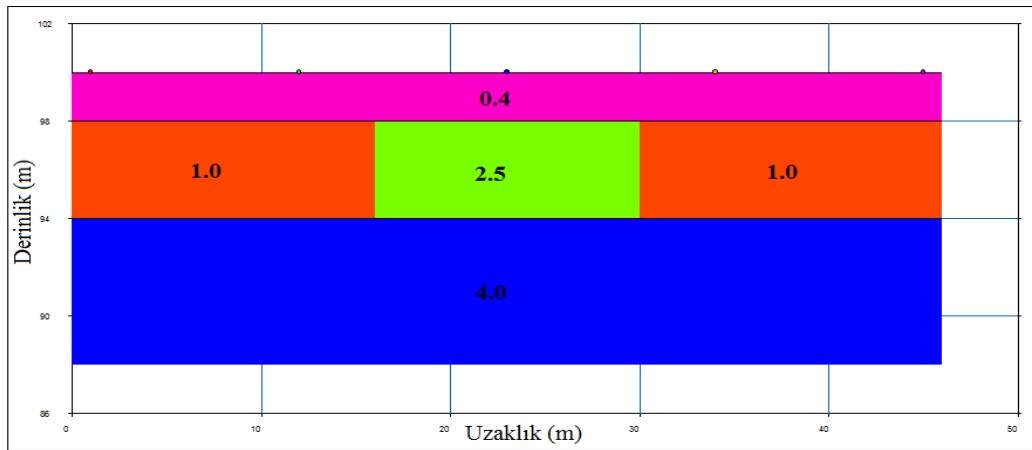
Şekil 28. 2. modele ait sentetik zaman-uzaklık grafiği



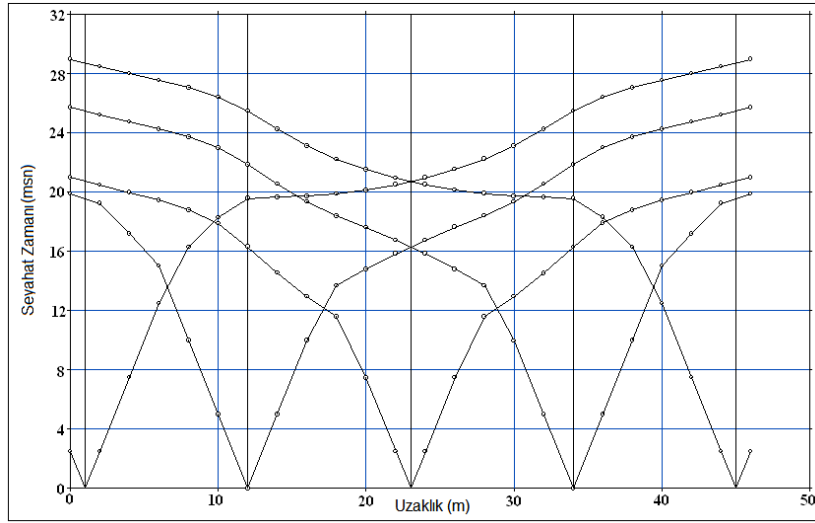


Şekil 29. 2. modele ait tomografik kesit

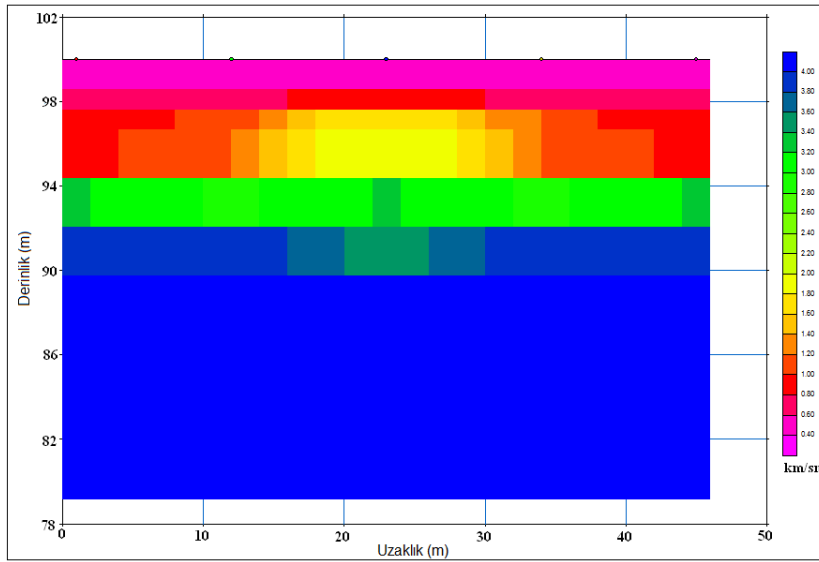
Üçüncü modelde ise 3 tabakalı bir yer altı kesiti oluşturulmuştur (Şekil 30). Birinci tabakanın hızı 400 m/sn, derinliği 2 m, ikinci tabakanın hızı 1000m/sn, derinliği 4 metre ve üçüncü tabakanın hızı 4000 m/sn olarak seçilmiştir. Bu modelde ikinci tabaka içerisine yaklaşık 15-30 metreler arasına hızı 2500 m/sn olan bir model yerleştirilmiştir. Işın izleme ile elde edilen zaman uzaklık grafiğinin (Şekil 31) çözümünden tomografik kesit elde edilmiştir (Şekil 32). Sonuçta elde edilen ters çözüm sonucunu belirli bir yaklaşımla da olsa modele yakın bir sonuç verdiği görülmüştür.



Şekil 30. 3. sentetik yer altı modeli

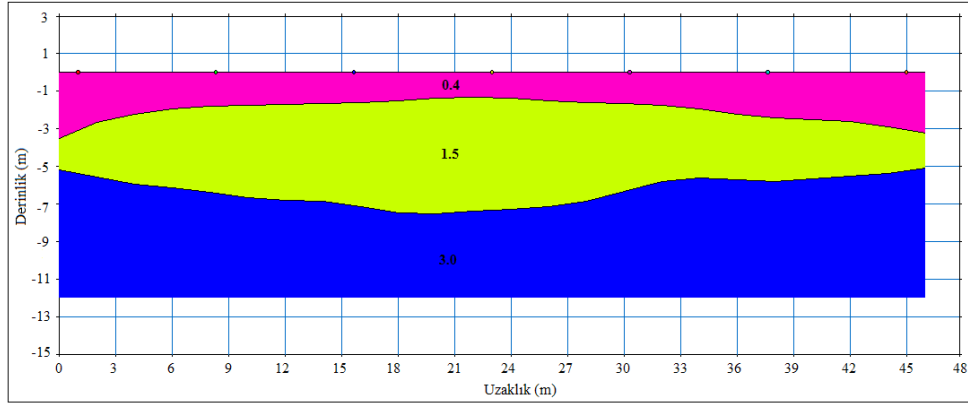


Şekil 31. 3. modele ait sentetik zaman-uzaklık grafiği

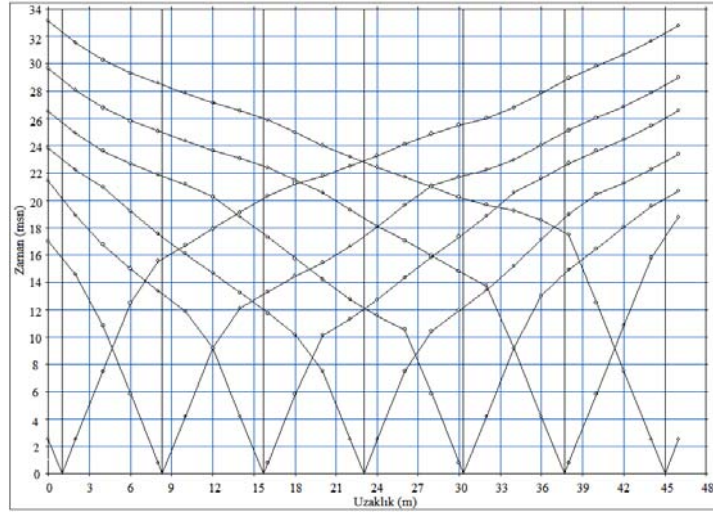


Şekil 32. 3. modele ait tomografik kesit

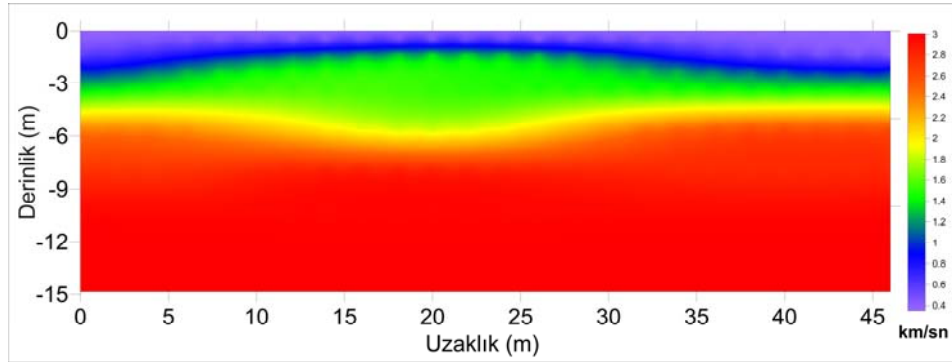
Dördüncü modelde ise 3 tabakalı bir yer altı kesiti oluşturulmuştur (Şekil 33). Bu modelde ara yüzey sınırları eğimli olarak seçilmiş ve bu eğimlerin teorik olarak hesaplanan zaman-uzaklık grafiklerinde nasıl bir etki yarattığı araştırılmıştır. Birinci tabakanın hızı 400 m/sn, ikinci tabakanın hızı 1500m/sn ve üçüncü tabakanın hızı ise 3000 m/sn olarak seçilmiştir. Işın izleme ile elde edilen zaman uzaklık grafiğinin (Şekil 34) çözümünden tomografik kesit elde edilmiştir (Şekil 35). Sonuçta elde edilen ters çözüm sonucu modelde verilen ara yüzeylerin eğimli durumlarını başarılı bir şekilde vermektedir.



Şekil 33. 4. sentetik yer altı modeli



Şekil 34. 4. modele ait sentetik zaman-uzaklık grafiği



Şekil 35. 4. modele ait tomografik kesit

Farklı tabaka sayıları, farklı hızlar ve eğimli ara yüzey sınırları kullanılarak oluşturulan bu dört modelin tomografik kesitleri incelendiğinde özellikle iki tabakalı

modellerde çok yüksek bir uyum gözlenmiştir. Bunun aksine 3 tabakalı modelde ise bu uyum daha düşük seviyelerde kalmıştır. Eğimli ara yüzeye sahip modelde ise oldukça iyi bir uyumun sağlandığı gözlenmiştir. Yinede bu dört modelden elde edilen hem zaman-uzaklık grafikleri hem de tomografik kesitlerin gerçek verilerin yorumlanmasında oldukça kolaylık sağlayacağı ortaya çıkmıştır.

### 2.1.2. Soğurulma Modellemesi Örnekleri

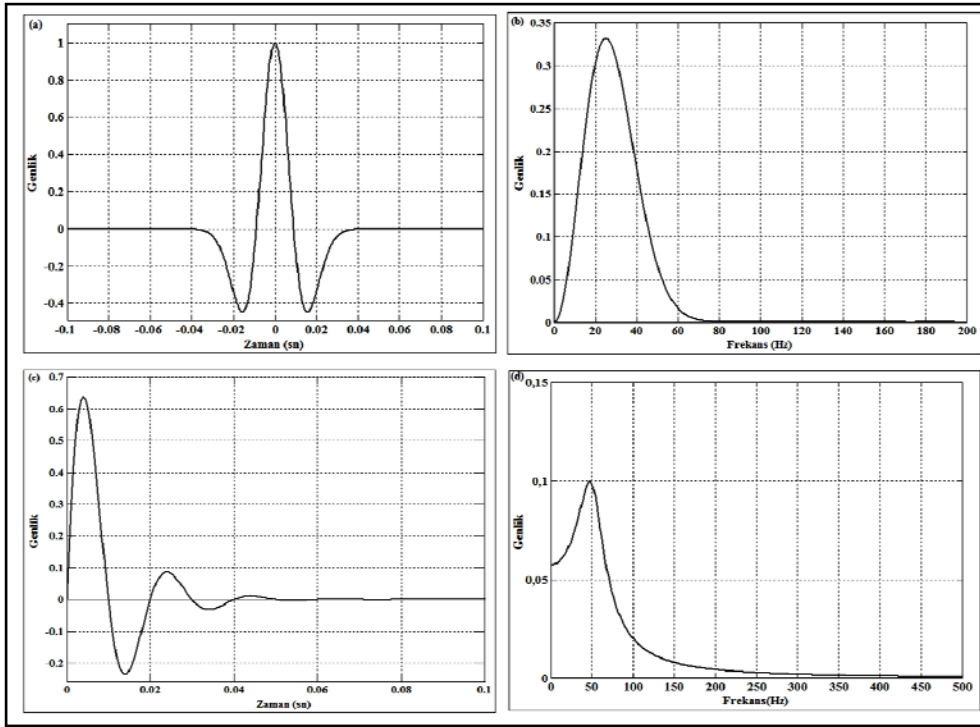
Sismik dalga soğurulmasının en iyi bilinen etkisi, soğurucu bir ortamda yayılan bir dalganın genliğinde ve frekans içeriğinde meydana gelen değişimdir. Soğurma ile ilgili yapılan çalışmalar genel olarak, soğurmanın bir sismik dalgacık üzerinde alçak geçişli bir süzgeç gibi davrandığını göstermektedir. Soğurulmanın etkisi sırasıyla Denklem 47 ve 48 kullanılarak hesaplanan 25 Hz'lik sıfır fazlı Ricker kaynak dalgacığı ve 50 Hz'lik minimum fazlı dalgacık üzerinde gösterilebilir (Şekil 36).

$$f(t) = [1 - 2(\pi f_p t)^2] \exp\left(-(\pi f_p t)^2\right) \quad (50)$$

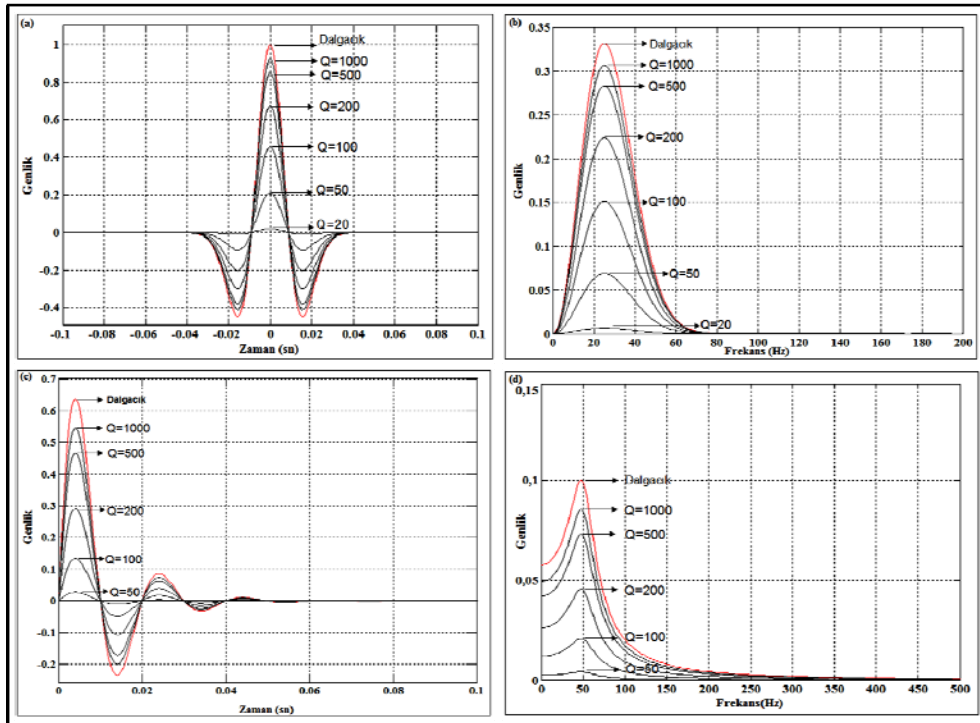
$$f(t) = [A \sin(2\pi ft)] \exp(-at) \quad (51)$$

Şekil 36' da sıfır ve minimum fazlı dalgacıkların zaman ve frekans ortamındaki görünüşleri verilmektedir. Bu dalgacıklar kullanılarak soğurmanın sismik dalgacık üzerinde olan etkisini incelemek için farklı parametreler seçilerek değişik modeller hazırlanmıştır.

Değişik soğurma değerleri için bu dalgacıkların zaman ortamında ve spektrumunda meydana gelen değişimleri inceleyecek olursak, sırasıyla  $Q=1000, 500, 200, 100, 50$  ve  $20$  değerleri için sıfır ve minimum fazlı dalgacıkların zaman ve frekans ortamındaki değişimi Şekil 37'de verilmiştir.



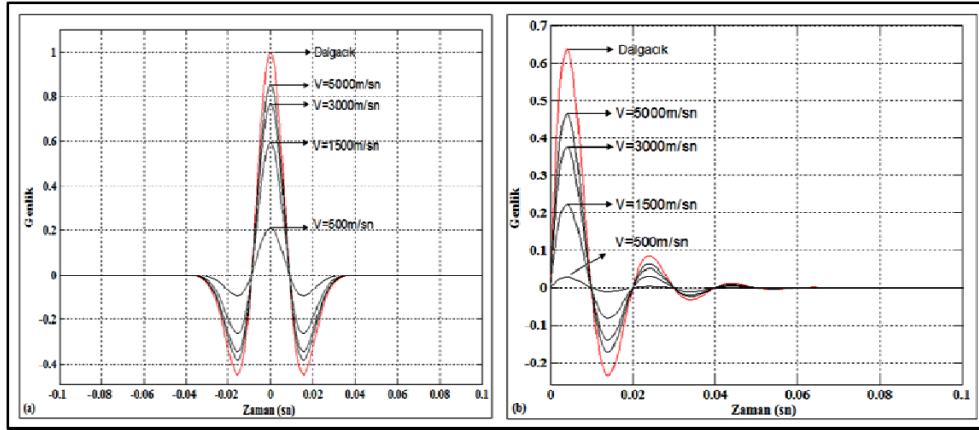
Şekil 36. (a), (c) sıfır ve minimum fazlı dalgacığın zaman ortamındaki görünümü, (b), (d) sıfır ve minimum fazlı dalgacığın frekans ortamındaki görünümü



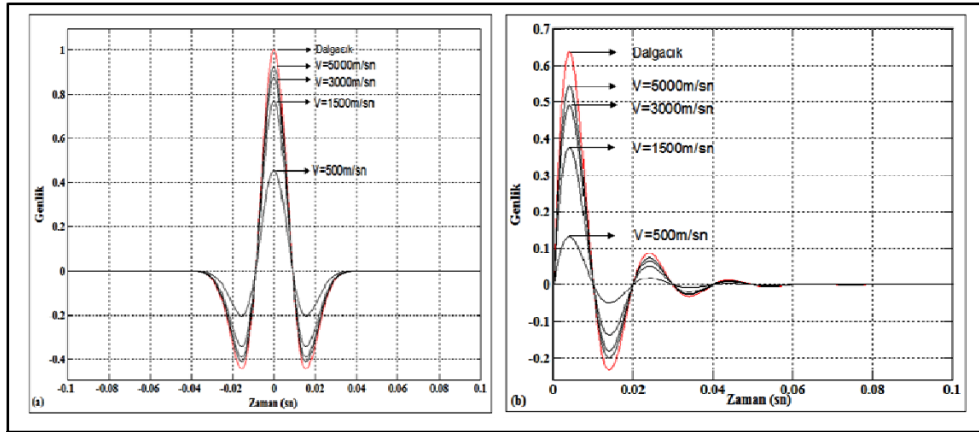
Şekil 37. (a), (b) sıfır fazlı dalgacığın değişik Q değerleriyle soğrulduktan sonra, (c), (d) ise minimum fazlı dalgacığın değişik Q değerleriyle soğrulduktan sonra sırasıyla zaman ortamındaki görünüşleri ve frekans spektrumları

Şekil 37' den anlaşılacağı gibi soğurulmanın artmasıyla dalgacık hem zaman hem de frekans ekseninde bir yayılma göstermektedir. Dolayısıyla ilk başlarda daha keskin uçlu görülen genlikler soğurmanın artmasıyla gittikçe yuvarlaşmaktadır. Bununla beraber genlik değerlerinde de artan soğurmaya bağlı olarak belirgin oranda azalım meydana gelmektedir. Gerçekte de alınan kayıtlarda benzer sonuçların olması beklenir. Çünkü yayılım yolu boyunca genliği ya da enerjiyi artıracak bir etki yoktur.

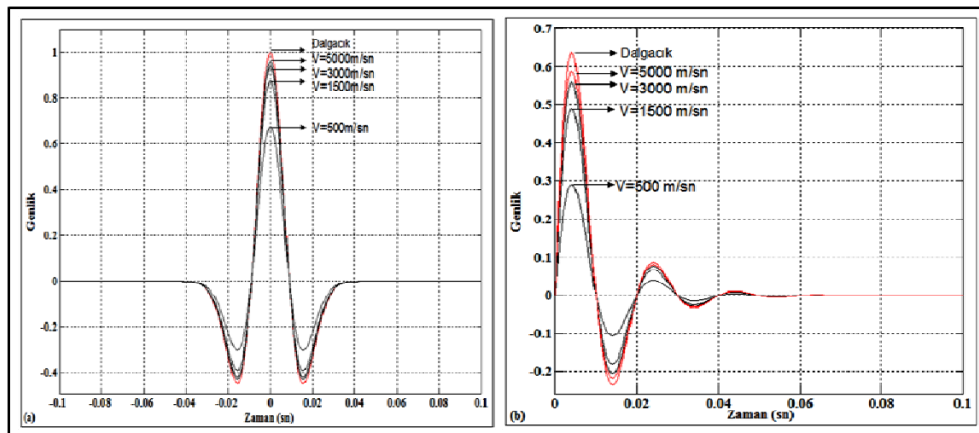
Soğurmanın derecesinin bir kayaç türünden diğerine değişim göstermesi kayacın kalitesi ile doğrudan ilişkilidir (Ecevitoglu, 1992 ). Gerçekte de bazalt veya granit gibi yüksek hızlı sağlam bir kayacın içersinde ilerleyen dalgaların soğurulması, kumlu ortam içersinde ilerleyen dalgaların soğurulmasından daha az olmaktadır. Bu durum doğrudan kayaç yapısının özelliklerinden kaynaklanmakta olup, ortamın bir dalgayı ne kadar bir kayıpla iletip iletemeyeceği ile ilgilidir. Bu yaklaşımdan yola çıkılarak, soğurulmayla ilgili diğer bir modelleme çalışması ile uzaklık sabit tutularak soğurulma ve hız değerlerinin değiştirilmesi ile kaynak dalgacıklarında meydana gelen değişimler incelenebilir. Bunun için öncelikle Q değeri sırasıyla 5, 10 ve 20 seçilmiş ve uzaklık ise her üç durum için de 50 m olarak alınmıştır. Bu değerler için ortamın hız değerleri sırasıyla 5000 m/sn, 3000 m/sn, 1500 m/sn ve 500 m/sn olarak seçilerek kaynak dalgacıklarında meydana gelen değişimler hesaplanarak Şekil 38, 39, ve 40'da gösterilmiştir. Şekil 38, 39 ve 40' da hızın artmasıyla soğurulmanın azaldığı ve dolayısıyla dalgacığın yüksek frekans içeriğinin korunduğunu anlaşılmaktadır. Bununla birlikte soğurulmanın arttığı durumlarda hızlardaki değişime göre genliklerde daha belirgin bir azalma olduğu görülmektedir. Özellikle düşük soğurulmanın olduğu ortamlarda yüksek hız değerleri arasında genlik değişimlerinde belirgin farklar görülmemektedir.



Şekil 38.  $Q=5$  ve  $50$  m uzaklık için farklı hız değerleri sonucu a) sıfır fazlı, b) minimum fazlı dalgacık üzerinde meydana gelen değişimler



Şekil 39.  $Q=10$  ve  $50$  m uzaklık için farklı hız değerleri sonucu a) sıfır fazlı, b) minimum fazlı dalgacık üzerinde meydana gelen değişimler

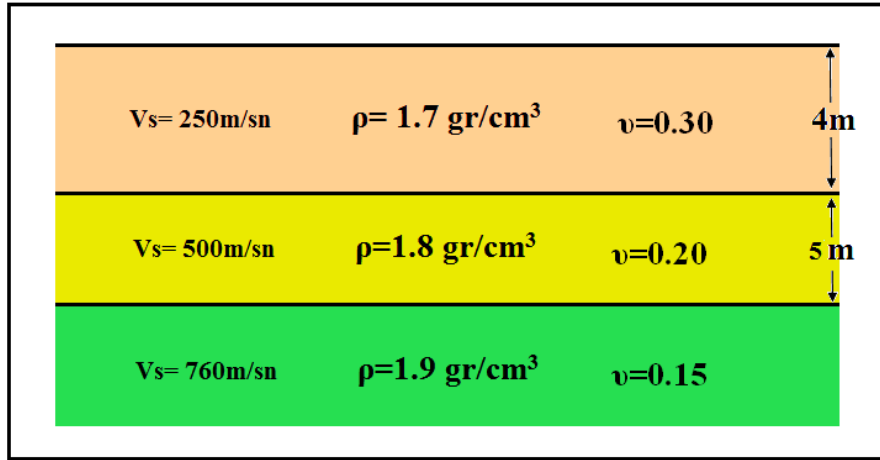


Şekil 40.  $Q=20$  ve  $50$  m uzaklık için farklı hız değerleri sonucu a) sıfır fazlı, b) minimum fazlı dalgacık üzerinde meydana gelen değişimler

### 2.1.3. Yüzeysel Dalgası Modelleme Örnekleri

Hız tomografisinde olduğu gibi yüzeysel dalgası analiz sonuçlarının yorumlanmasında kolaylık sağlamak amacıyla üç farklı yer altı modeli oluşturulmuştur. Bu modeller için farklı  $V_s$  hızı, Poisson oranı ve yoğunluk değerleri seçilip Lai ve Rix (1998) tarafından yazılmış olan Matlab kodlarının modifiye edilmesi ile hazırlanmış yeni kodlar yazılarak sentetik dispersiyon eğrileri hesaplanmıştır. Matlab’ de yazılmış olan programının temelini Green fonksiyonu oluşturmaktadır (Hisada, 1994). Önce sentetik dispersiyon eğrilerinin karakteristik özelliklerinden yararlanarak bir başlangıç modeli oluşturulur. Bu başlangıç modeli doğrusal olmayan en küçük kareler yöntemi ile çözülerek 1-boyutlu  $V_s$  hız kesitleri elde edilir. Son aşamada ise gözlenen ile hesaplanan dispersiyon eğrileri karşılaştırılarak aralarındaki hata oranına bakılır. Bu hata oranı istenilen seviyede ise işlem tamamlanır. Eğer hata oranı beklenenden yüksek çıkarsa başlangıç modeli güncellenerek işleme yeniden başlanır.

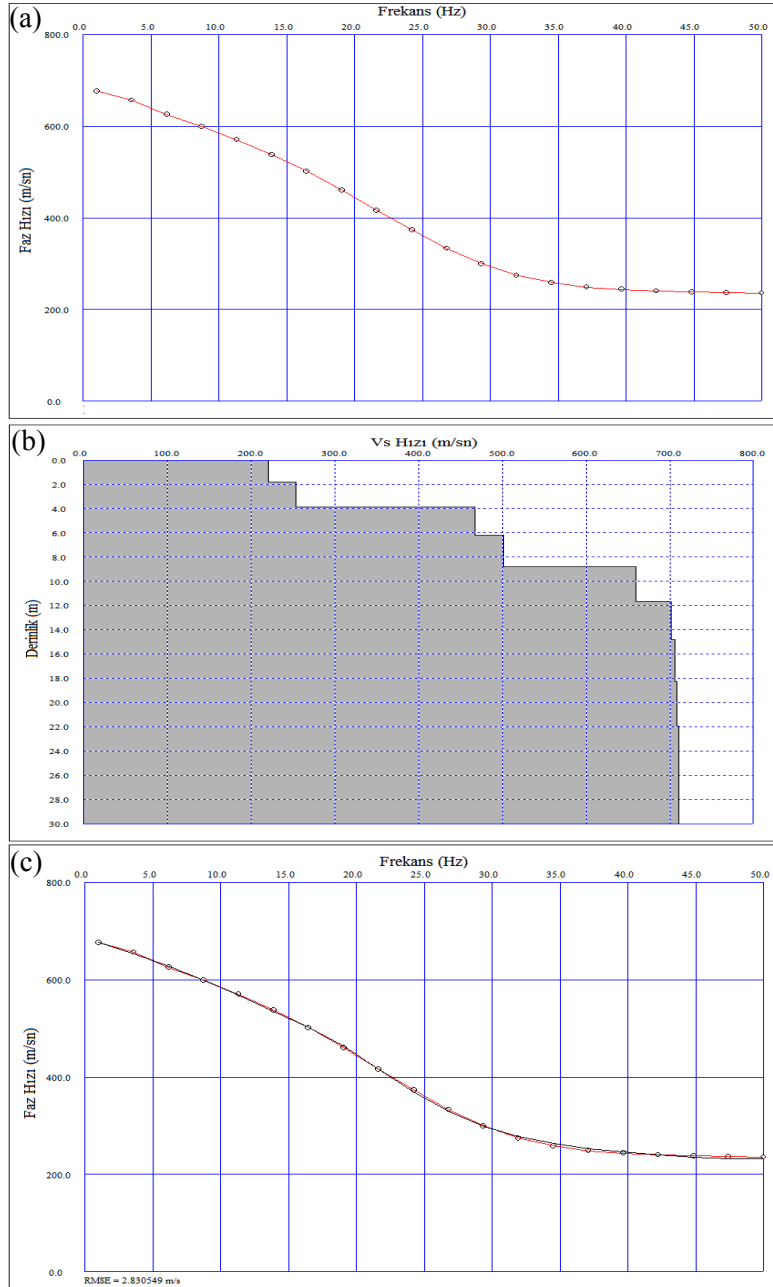
Birinci model olarak şekil 41’ de görüldüğü 3 tabakalı bir yer altı yapısı tanımlanmıştır. Bu yer altı yapısı için hızların derinlikle arttığı varsayılarak birinci tabakanın S dalgası hızı 250 m/sn, ikinci tabakanın hızı 500 m/sn ve üçüncü tabakanın hızı ise 760 m/sn seçilmiştir. Tabaka derinlikleri ise sırasıyla 4 ve 5 metredir. Poisson oranları ve yoğunluk değerleri  $V_s$  hız değerleri dikkate alınarak sırasıyla 0.30, 0.25 ve 0.15 ile 1.7 gr/cm<sup>3</sup>, 1.8 gr/cm<sup>3</sup> ve 1.9 gr/cm<sup>3</sup> olarak belirlenmiştir.



Şekil 41. 1. modele ait yeraltı yapısı



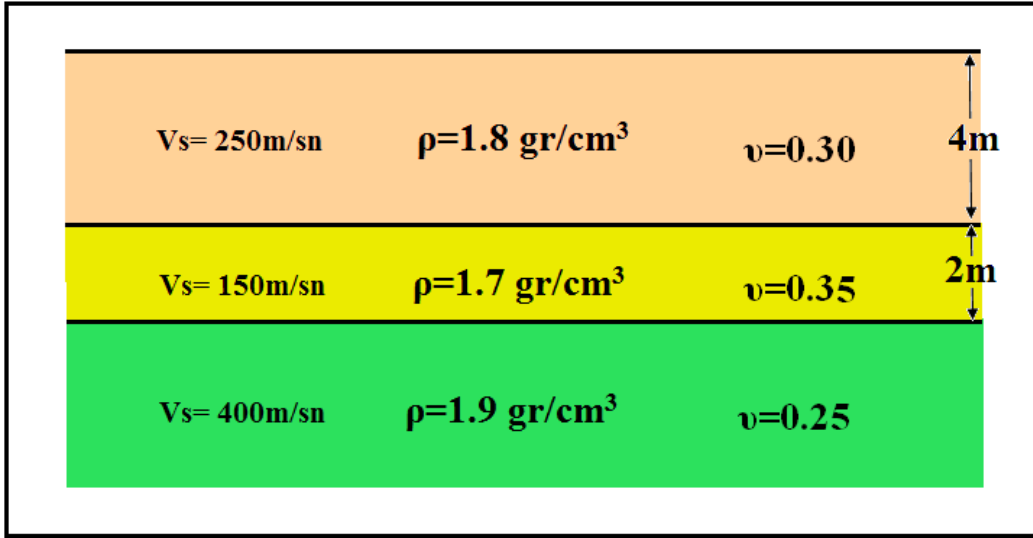
Model için hesaplanan sentetik dispersiyon eğrisi Şekil 42a' da görülmektedir. Eğrinin karakteristik özelliklerinden de yararlanılarak oluşturulan başlangıç modelinin ters çözümünden 1-boyutlu yeraltı hız yapısı elde edilir (Şekil 42b). Son aşamada ise teorik ile hesaplanan dispersiyon eğrileri karşılaştırılarak aradaki hata oranı hesaplanır (Şekil 42c). Bu oran istenilen seviyeye gelene kadar bu işlemler tekrar edilir.



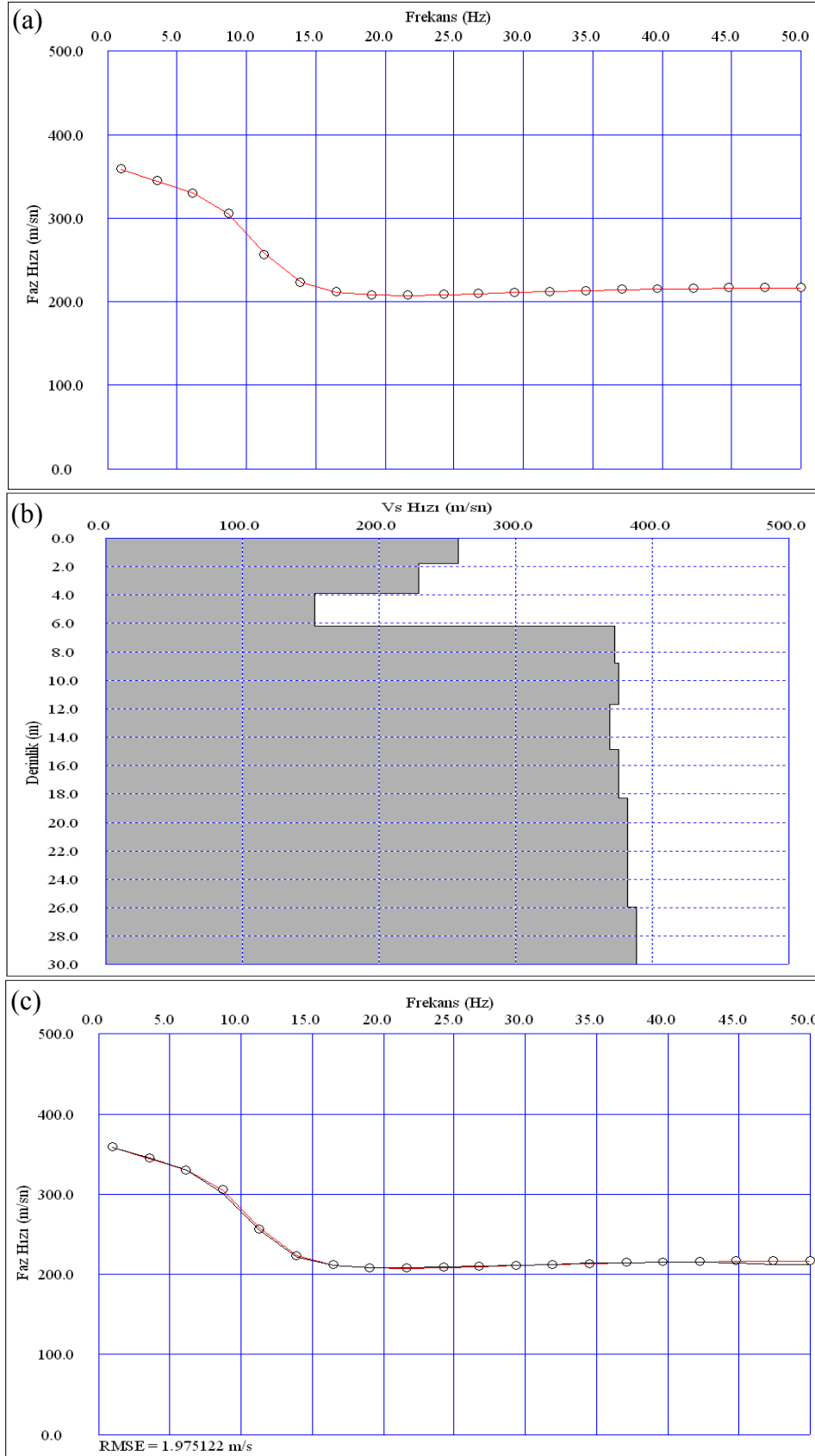
Şekil 42. a) 1. modele ait sentetik dispersiyon eğrisi, b) yer altı modeli, c) gözlenen ile hesaplanan dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması

2. modelde ise 1. modelde olduğu gibi üç tabakalı bir yeraltı modeli oluşturulmuştur (Şekil 43). Bu model de 1. modelden farklı olarak birinci ve üçüncü tabaklar arasında düşük hızlı bir tabaka yerleştirilmiştir. Modelin tabaka hızları sırasıyla  $V_{s1}= 250$  m/sn,  $V_{s2}=150$  m/sn ve  $V_{s3}=400$  m/sn olarak alınmıştır. Tabakaların Poisson oranları ve yoğunluk değerleri  $V_s$  hızları da dikkate alınarak  $\nu =0.30$ ,  $\nu =0.35$  ve  $\nu =0.25$  ile  $\rho=1.8$  gr/cm<sup>3</sup>,  $\rho=1.7$  gr/cm<sup>3</sup> ve  $\rho=1.9$  gr/cm<sup>3</sup> olarak alınmıştır.

Bu parametrelere bağlı olarak sentetik dispersiyon eğrisi elde edilir (Şekil 44a). Eğrinin karakteristik özelliklerinden de yararlanılarak oluşturulan başlangıç modelinin ters çözümünden 1-boyutlu yeraltı hız yapısı hesaplanmıştır (Şekil 44b). Son aşamada ise gözlenen ile hesaplanan dispersiyon eğrileri karşılaştırılarak aradaki hata oranı hesaplanır (Şekil 44c). Bu oran istenilen seviyeye gelene kadar bu işlemler tekrar edilir. Ters çözüm sonucu elde edilen modelde düşük hızlı tabaka açıkça görülmektedir. Yer altı yapısı ile tasarlanan model arasında düşük bir hata oranı ile oldukça iyi bir uyum yakalandığı görülmektedir.

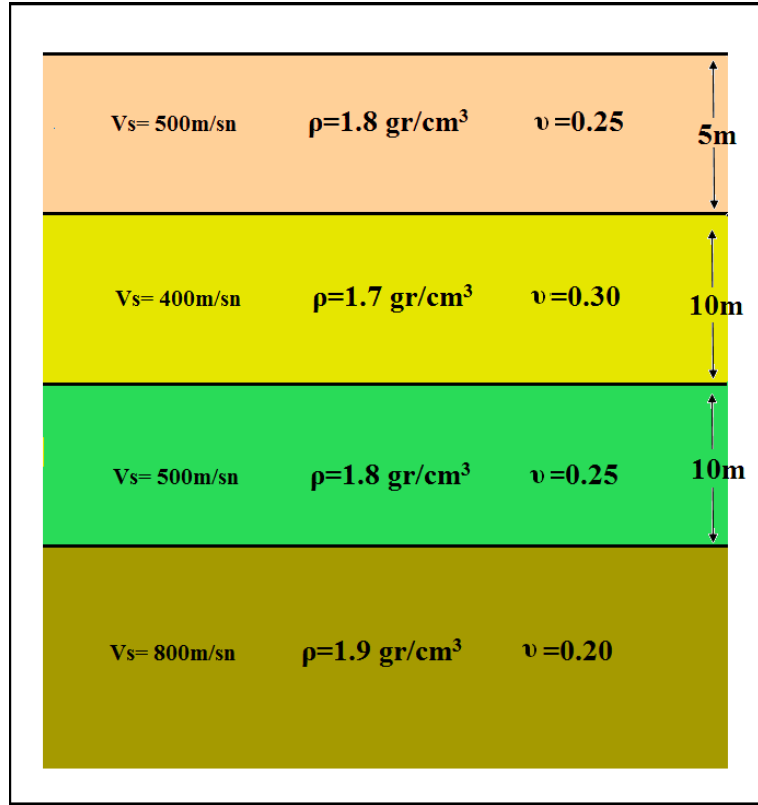


Şekil 43. 2. modele ait yeraltı yapısı



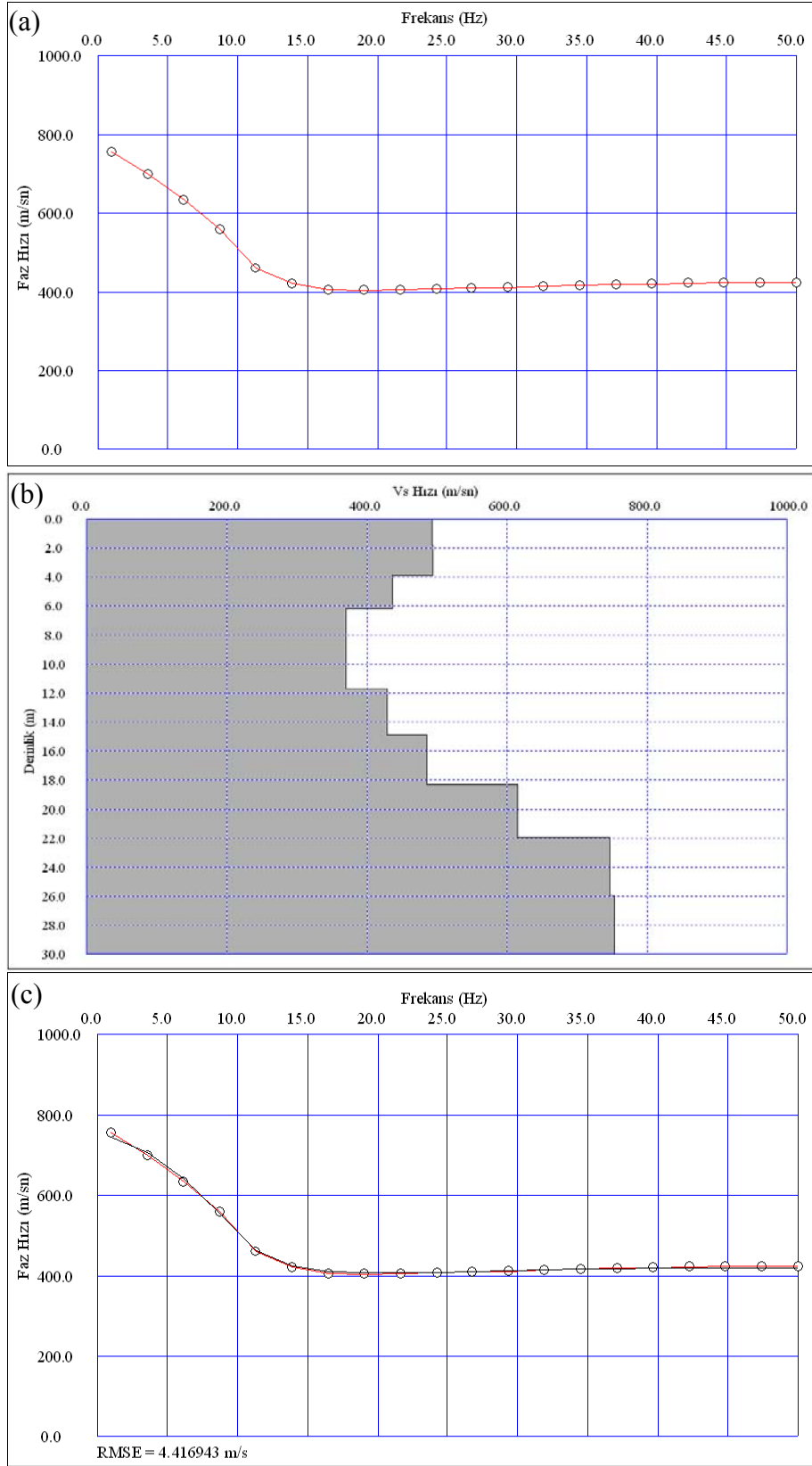
Şekil 44. a) 2. modele ait sentetik dispersiyon eğrisi, b) yer altı modeli c) gözlenen ile hesaplanan dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması

Bu konu ile ilgili oluşturulan 3. modelde ise dört tabakalı bir yeraltı yapısı seçilmiştir. (Şekil 45). Bu model de ise 2. modelde olduğu gibi birinci ve üçüncü tabaklar arasına düşük hızlı bir tabaka yerleştirilmiştir. Fakat bunlara ek olarak bir yüksek hızlı dördüncü tabaka ilaveten eklenmiştir. Bu modelin tabaka hızları sırasıyla  $V_{S1}= 500$  m/sn,  $V_{S2}=400$  m/sn,  $V_{S3}=500$  m/sn ve  $V_{S4}=800$  m/sn olarak alınmıştır. Tabakaların Poisson oranları ve yoğunluk değerleri  $V_s$  hızları da dikkate alınarak  $\nu =0.25$ ,  $\nu =0.30$   $\nu =0.25$  ve  $\nu =0.20$  ile  $\rho=1.8$  gr/cm<sup>3</sup>,  $\rho=1.7$  gr/cm<sup>3</sup>,  $\rho=1.8$  gr/cm<sup>3</sup> ve  $\rho=1.9$  gr/cm<sup>3</sup> olarak alınmıştır.



Şekil 45. 3. modele ait yeraltı yapısı

Bu parametrelere bağlı olarak sentetik dispersiyon eğrisi elde edilir (Şekil 46a). Sentetik dispersiyon eğrisinin karakteristik özelliklerinden de yararlanılarak oluşturulan başlangıç modelinin ters çözümünden 1-boyutlu yeraltı hız yapısı elde edilir (Şekil 46b). Son aşamada ise gözlenen ile hesaplanan dispersiyon eğrileri karşılaştırılarak aradaki hata oranı hesaplanır (Şekil 46c). Bu oran istenilen seviyeye gelene kadar bu işlemler tekrar edilir.



Şekil 46. a) 3. modele ait sentetik dispersiyon eğrisi, b) yer altı modeli, c) gözlenen ile hesaplanan dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması

Hesaplanan model, başlangıç modeli ile karşılaştırıldığında oldukça başarılı bir yakınsama görülmektedir. Her ne kadar başlangıç modeli ile elde edilen sonuç modeli arasındaki Vs hızlarında küçük farklılıklar olsa da derinlikler dikkate alındığında bu farkların göz ardı edilebilecek düzeyde olduğu görülmektedir.

## 2.2. Çalışma Alanının Tanıtımı ve Genel Jeolojisi

Bu tez kapsamında Doğu Karadeniz Bölgesinin en büyük ili olan Trabzon sınırları içerisinde kalan Kabaköy Formasyonun yer aldığı üç farklı alan seçilerek jeolojik ve jeofizik çalışmalar yapılmıştır. Çalışma alanları, Trabzon ili Karadeniz Bölgesi'nin Doğu Karadeniz Bölümü'nde ve 1/100000 ölçekli Akçaabat F42 ve F43, Trabzon G42, G43 ve G44 paftalarında yer almaktadır. Bölgede deniz kıyısına paralel yüksek sıradağlar hâkimdir. Doğu-Batı doğrultusundaki bu dağlar, Karadeniz kıyısının hemen gerisinde uzanmaktadır. Bu nedenle kıyı bölgelerde düz alanlar kısıtlıdır. Nüfusun çoğu dağlar ve kıyı şeridi arasında kalan dar ve düzlük alanlarda bulunmaktadır. Bununla birlikte, sahile dik vadiler boyunca da yerleşim görülmektedir. Doğu Karadeniz Bölgesi kıyı şeridi yazlar sıcak, kışlar ılık ve her mevsim yağışlı bir iklime sahiptir. Trabzon ilinde son 52 yıllık dönem içerisinde ortalama yıllık yağış miktarı 67,1 kg/m<sup>2</sup> dir. Aynı dönem içerisinde aylık ortalama yağışlı geçen gün sayısı 12,35 gündür (MGM, 2012).

İnceleme alanı olarak seçilen her üç sahada çalışmalar andezit, bazalt ve piroklastik kayalardan oluşan Kabaköy Formasyonu üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu formasyon üzerinde özellikle son yıllarda hem çok katlı bina hem de yol yapımı gibi yoğun bir yapılaşmaya gidilmesi formasyonun mühendislik özelliklerinin detaylı bir şekilde ortaya konulması gerekliliğini artırmıştır. Şimdiye kadar bu formasyonun hem jeoteknik hem de sismik karakteristikleri ayrıntılı olarak çalışılmamıştır.

Birinci çalışma sahası olarak Trabzon ili Çukurçayır beldesi, ikinci çalışma alanı olarak Pelitli Beldesi ve son alan olarak ise Aydınlıkevler Mahallesi Seçilmiştir (Şekil 47).



Şekil 47. Çalışma alanı olarak seçilen üç farklı bölgenin konumu

Her üç alanda da, devam eden ve proje aşamasında olan birçok konut yapımı mevcuttur. Çalışmanın yapıldığı birinci alanda halen inşaatı devam eden konutlar bulunmaktadır. Diğer alanlarda ise mevcut yeni projeler planlanmaktadır. Bu alanlar için öncelikle ayrıntılı olarak 1/25000 lik jeolojik haritası (Şekil 48) hazırlanmıştır. İkinci aşamada ise birinci ve ikinci alanda arazi şartları dikkate alınarak hem sismik hem de sondaj için uygun olan alanlar seçilerek kuyular açılmış ve sismik veriler toplanmıştır. Üçüncü alan olan Aydınkayalar sahasında ise sadece sismik ölçümler alınabilmektedir.





Şekil 48. a) çalışma alanının yer bulduru ve b) jeolojik haritası (Baykan, 2011' den değiştirilerek)



Bölgede, genellikle Liyas'tan Eosen'e kadar belli zaman aralıklarında gelişimini sürdüren magmatik faaliyetlerin ürünleri olan magmatik kayalar ve magmatik faaliyetlerin durduğu dönemlerde çökelen tortul istifler yaygındır.

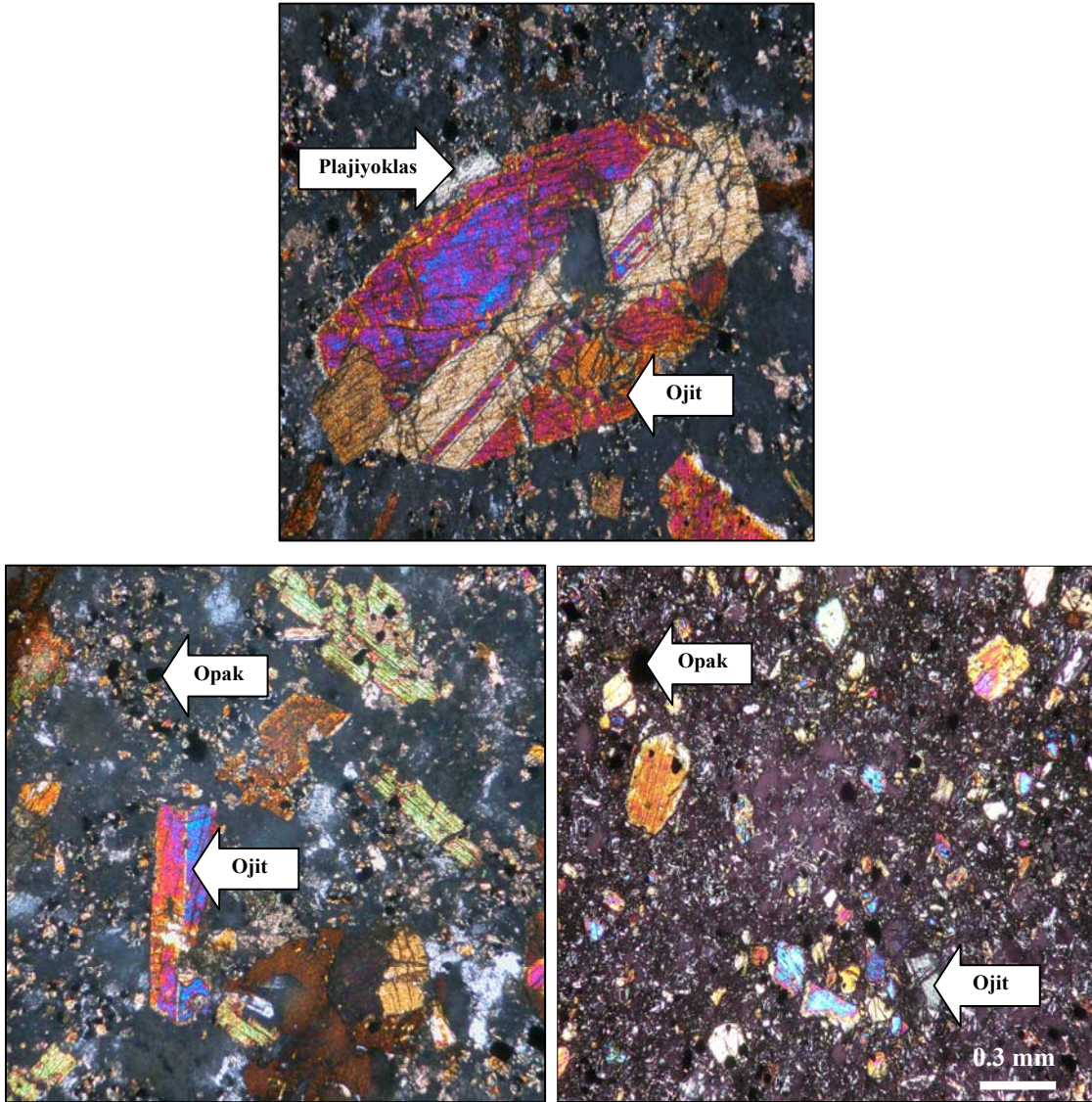
İnceleme alanlarında geniş yüzeylenmeler veren tortul ara katkılı andezit, bazalt ve piroklastitlerden oluşan birim Güven (1993); tarafından tanımlanan Kabaköy Formasyonu ile benzer litolojik ve stratigrafik özellikler gösterdiği için aynı isimle adlandırılmıştır.

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

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

Sondaj yapılan Çukurçayır ve Pelitli sahalarından elde edilen karot örneklerinden kayaların mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarında yaptırılan ince kesitler, James Swift (Model MP3500MBL) marka polarize mikroskopta incelenmiştir. Bunun yanı sıra kayalardaki önemli mineralojik özelliklerin gösterilmesi amacıyla mikroskobik ölçekte fotoğraflar çekilmiştir (Şekil 49).

Çalışma konusu bazaltik volkanik kayalar, hiyalomikrolitik dokuya sahip olup kayada hâkim mineraller plajiyoklas ve ojitlerdir. Kayaç içerisindeki ojitler çoğunlukla mikro fenokristaller ve çok daha az oranda da fenokristaller halinde görülür. Genelde yarı öz şekilli ve öz şekilsizdirler. Yarı öz şekilli olanların çoğu bol kırıklı ve çatlaklıdır. Plajiyoklaslar kayaç içerisinde tamamı çok küçük mikrolitler halinde yer almaktadırlar. Opak mineraller ise çok küçük taneler halinde yer yer ojitlerin içerisinde inklüzyonlar halinde birçok yerde de hamur içinde yer alırlar.



Şekil 49. Kabaköy Formasyonu'ndaki bazaltlara ve piroklastik çakıllara ait ince kesitlerin polarizan mikroskoptaki görünümü

### 2.3. Kabaköy Formasyonuna Ait Volkanik Kayaçların Arazi Çalışmaları ve Değerlendirilmesi

Bu tez çalışmasında Trabzon ilinde büyük bir yayılım alanına sahip olan andezit, bazalt ve proklastiklerden oluşan Kabaköy Formasyonun mühendislik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla iki farklı alanda hem sismik ölçümler alınmış hem de toplam 10 adet sondaj çalışması yapılmıştır. Üçüncü alanda ise sadece sismik ölçümler alınabilmiştir. Sismik ölçümler Geometrics Firmasına ait olan ES-3000 sismik cihaz ile toplanmıştır.

Arazi verilerinin toplanması aşamasında modelleme çalışmalarından elde edilen bilgilerden yararlanılarak uygun saha parametreleri seçimi yapılmaya çalışılmıştır. Zaman-uzaklık grafiklerinin çözümünde modelleme çalışmalarından elde edilen bilgilerden, tabaka seçimleri ve başlangıç modelinin oluşturulması aşamalarında yararlanılmıştır. Özellikle arazi verilerinden elde edilen zaman-uzaklık grafikleri üzerinde görülen değişimlerin ara yüzeyin topografyasından mı yoksa hızda meydana gelen değişimlerden mi kaynaklandığı konusunda modellemelerden elde edilen sonuçlara göre değerlendirilmeye çalışılmıştır.

### 2.3.1. Çukurçayır Sahası

#### 2.3.1.1. Çukurçayır Sahası Sondaj Çalışmaları

Çukurçayır sahasında alanın jeolojik ve topografik koşulları da dikkate alarak yaklaşık olarak sismik profillerin orta noktalarını kesecek şekilde toplam 6 noktada karotlu sondaj işlemi gerçekleştirilmiştir. Her sondaj noktası için 15 metre olmak üzere toplamda 75 metre sondaj yapılmıştır. Sondaj işlemi sonucunda her bir kuyu için nx çaplı karotlar alınarak karot sandıklarına yerleştirilmiştir. Sondajlardan elde edilen karotlar laboratuvar ortamında değerlendirilmek suretiyle her bir kuyu için formasyonun ana kaya derinliği, litolojisi, toplam karot verimi, RQD değerleri ve ayrışma dereceleri belirlenmiştir (Tablo 6-10).

Tablo 6. Sondaj noktası 1'den elde edilen veriler

Derinlik (m)	Litoloji	Karot Verimi (%)	RQD (%)	Ayrışma
0-5	Zemin			
5-7	Aglomera	95	85	Orta derecede
7-8,5	Bazalt	100	90	Yok
8,5-10	Aglomera	80	50	Yüksek
10-11	Aglomera	70	20	Çok yüksek
11-13	Aglomera	70	50	Çok yüksek
13-15	Aglomera	95	85	Orta derecede

Tablo 7. Sondaj noktası 2'den elde edilen veriler

Derinlik (m)	Litoloji	Karot verimi (%)	RQD (%)	Ayrışma
0-4	Zemin			
4-6	Aglomera	100	80	Az
6-7	Bazalt	90	40	Orta
7-11	Aglomera	80	60	Orta
11-12	Bazalt	100	80	Yok
12-15	Aglomera	70	50	Az-orta

Tablo 8. Sondaj noktası 3'den elde edilen veriler

Derinlik (m)	Litoloji	Karot verimi (%)	RQD (%)	Ayrışma
0-6	Zemin			
6-10	Bazalt	60	30	Yüksek
10-12	Aglomera-bazalt	80	60	Orta
12-15	Aglomera-bazalt	70	30	Yüksek

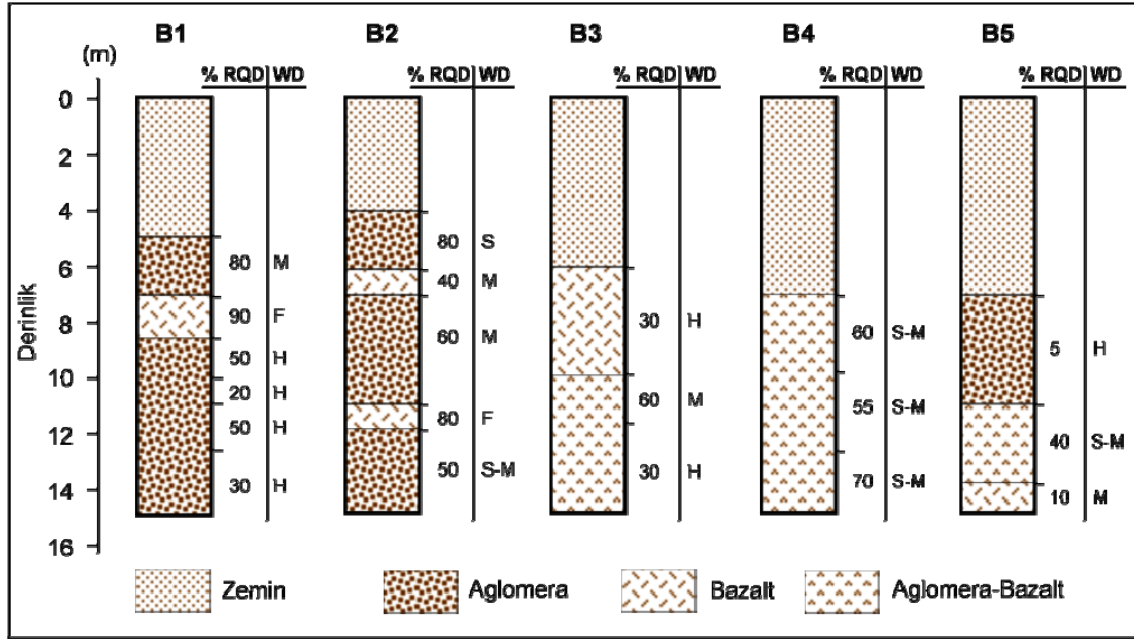
Tablo 9. Sondaj noktası 4'den elde edilen veriler

Derinlik (m)	Litoloji	Karot verimi (%)	RQD (%)	Ayrışma
0-7	Zemin			
7-10	Aglomera-bazalt	80	60	Az-orta
10-13	Aglomera-bazalt	75	55	Az-orta
13-15	Aglomera-bazalt	90	70	Az-orta

Tablo 10. Sondaj noktası 5'den elde edilen veriler

Derinlik (m)	Litoloji	Karot verimi (%)	RQD (%)	Ayrışma
0-7	Zemin			
7-11	Aglomera	20	5	Aşırı derece
11-14	Aglomera-bazalt	60	40	Az-orta
14-15	Bazalt	60	10	Orta

Sondaj noktası 6'dan verimli karot elde edilemediği için bu sondaj noktası ile ilgili RQD değeri ve ayrışma hakkında herhangi bir sonuç elde edilememiştir. Bu nokta yüzeylenme veren ana kayaya en yakın nokta olmasına rağmen ana kaya derinliği de diğer noktalara göre artmıştır. Tablo 6-10'daki veriler kullanılarak çalışma alanına ait sondaj logları ve belirlenen jeoteknik parametreler Şekil 50'de verilmiştir.



Şekil 50. Sondaj noktaları için loglar ve ilgili jeoteknik parametreler

Çukurçayır çalışma sahasında yapılan sondajlardan laboratuvar deneylerinde kullanılmak üzere standartlara uygun olan ancak 23 adet karot örneği elde edilebilmiştir (Ek 1).

### 2.3.1.2. Çukurçayır Sahası Laboratuvar Deneyleri

Çukurçayır sahasında yapılan toplam 6 adet karotlu sondaj sonucunda elde edilen karot sandıkları içerisindeki karotların RQD, ayrışma derecesi gibi parametreler belirlendikten sonra laboratuvar deneyleri için uygun olan karotlar seçilmiştir. Her metreden en az iki tane karot örneği alınmaya çalışılmıştır. Fakat bu karotların bazıları kesme, bazıları düzeltme ve bazıları da deneyler esnasında standartların dışına çıktığı için değerlendirmelere katılamamıştır.

Seçilen karot örnekleri ISRM (1981) standartlarına uygun olarak kesme ve düzeltme işleminden geçirildikten sonra 23 adet karot örneği deneyler için kullanıma hazır hale getirilmiştir. Tüm deneyler ISRM (1981), ve standartları göz önünde bulundurularak yapılmıştır. Öncelikle bu karotların doğal ağırlıkları, boy ve çapları hassas olarak ölçülmüştür. Daha sonra en az 24 saat süreyle su ile doyurma işlemine tabi tutulduktan sonra doymuş halleri için tartılarak ağırlıkları hesaplanmıştır. Doymuş karot numunelerinin ultrasonik hızları ölçülmüştür (Tablo 11). Bu aşamada doymuş numuneler etüv içerisinde 24 saat 105 °C derecede bekletilerek içerisindeki su tamamen kurutulmuştur. Kuru karot numunelerinin ağırlıkları ve ultrasonik hızları belirlenmiştir (Tablo 11). Karot numunelerinin doğal, kuru ve doymuş ağırlıklarından yararlanmak suretiyle görünür porozite, su içeriği ve ağırlıkça su emme oranı değerleri hesaplanmıştır (Tablo 11). Son olarak ise mühendislik tasarımlarında girdi parametresi olarak kullanılan tek eksenli basınç dayanımı karot numunelerinin kırılmasıyla elde edilmiştir (Tablo 11). Karotların doymuş ve kuru hızlarının ölçümünde Pundit Plus marka ultrasonik hız ölçüm cihazı ve 54 kHz'lik merkezi frekansa sahip alıcı ve verici problar kullanılmıştır. Karot numunelerinin ölçümüne başlamadan önce alet kalibre edilmiş ve her ölçüm esnasında iletimi artırmak amacıyla karot numuneleri üzerine ultrasonik jel sürülmüştür. Ultrasonik hızların ölçümünde direk iletim tekniği kullanılmıştır. Alıcı-verici problar karot numunesinin yüzeyine karşılıklı gelecek şekilde yerleştirilerek, alıcı probtan numune içerisine iletilen sinyalin verici proba varış zamanı ölçülür. Varış zamanı kullanılarak ultrasonik hızlar hesaplanmıştır.

Tablo 11. Çukurçayır sahası karotlarından elde edilen deney sonuçları; n: görünür porozite, w:su içeriği, ASE: ağırlıkça su emme oranı, UCS: tek eksenli basınç dayanımı

Örnek	n (%)	w (%)	ASE (%)	UCS (MPa)	Kuru Vp (m/s)	Doygun Vp (m/s)
1	2,18	1,1	0,85	153	5381	5474
2	3,29	1,08	1,3	167	5392	5492
3	2,35	0,96	0,92	150	5463	5610
4	31,26	13,03	19,05	20	2562	2520
5	28,69	12,49	17,16	14	2295	2900
6	28,39	11,94	16,24	15	2322	2697
7	5,02	1,34	2,04	140	4981	5245
8	3,37	1,11	1,34	146	5380	5594
9	37,14	13,5	23,77	20	2335	2116
10	14,38	5,39	6,57	21	2848	3839
11	23,91	9,11	12,18	15	1662	2644
12	21,02	8,23	10,49	20	2187	3193
13	22,45	8,66	12,09	15	2116	2869
14	22,44	8,89	11,34	15	2217	3149
15	18,52	7,23	9,76	15	3186	3475
16	16,51	6,96	7,82	60	3571	4012
17	28,87	11,88	17,46	14	2337	2828
18	20,83	7,48	10,52	15	2219	2943
19	22,42	7,51	10,09	21	2205	2802
20	15,42	5,58	6,48	30	3450	3985
21	24,65	9,9	13,43	30	3116	3168
22	31,47	12,43	19,56	20	2096	2410
23	29,43	12,76	16,84	15	1990	2611
<b>Ort.</b>	<b>19,74</b>	<b>7,76</b>	<b>10,75</b>	<b>49,17</b>	<b>3100,48</b>	<b>3546,78</b>
<b>Std. Sp.</b>	<b>10,44</b>	<b>4,29</b>	<b>6,66</b>	<b>55,98</b>	<b>1285,74</b>	<b>1145,66</b>

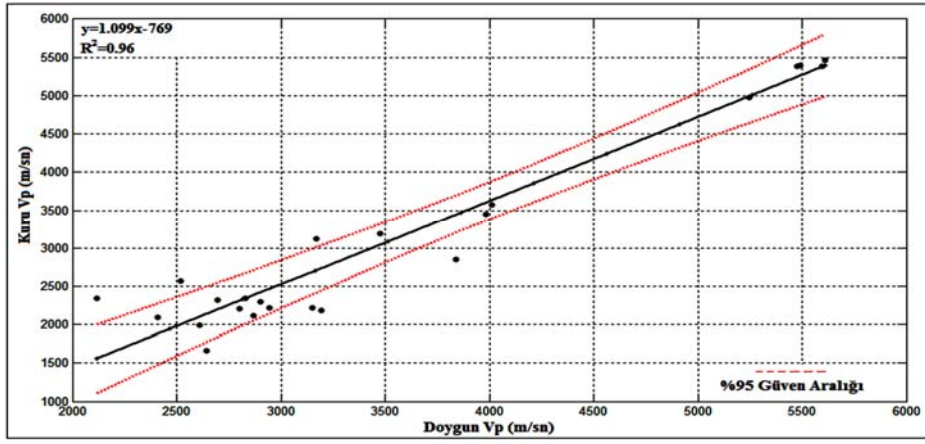
Ultrasonik teknikler uzun yıllardır jeoteknik uygulamaların çözümünde kullanılmıştır. Birçok araştırmacı kaya özellikleri ve ses hızı arasındaki ilişki üzerinde çalışmış ve ses hızının kaya özellikleriyle oldukça ilişkili olduğunu belirlemiştir. Bu çalışmada dolaylı yöntemler kullanılarak elde edilen ultrasonik hız değerleri ile tek eksenli basınç dayanımı, görünür porozite, su içeriği ve ağırlıkça su emme oranları arasındaki ilişkiler regresyon analizi kullanılarak belirlenmiştir. Şekil 51-57' de sırasıyla doymuş Vp hızı ile kuru Vp hızı, doymuş ve kuru Vp hızı ile tek eksenli basınç dayanımı, görünür porozite ile doymuş, kuru Vp hızı ve su içeriği, ağırlıkça su emme oranı ile doymuş Vp hızı arasındaki ilişkiler görülmektedir.

Regresyon analizi, bağımlı değişken ile bir veya daha çok bağımsız değişken arasındaki ilişkiyi incelemek amacıyla kullanılan istatistiksel bir analiz yöntemidir. Bu yöntem ile değişkenler arasındaki neden-sonuç ilişkisi belirlenebilmektedir. Regresyon analizi ile bağımlı ve bağımsız değişkenler arasında bir ilişkinin olup olmadığı, eğer aralarında bir ilişki varsa bu ilişkinin gücü ve yönü belirlenmeye çalışılır. Regresyon analizinde değişkenler arasındaki ilişki matematiksel bir denklem ile ifade edilir. Bu matematiksel denklem ile bağımsız değişkenlerin, bağımlı değişken üzerindeki etkileri kestirilebilir. En temel hali ile Regresyon denklemi aşağıdaki gibi ifade edilir.

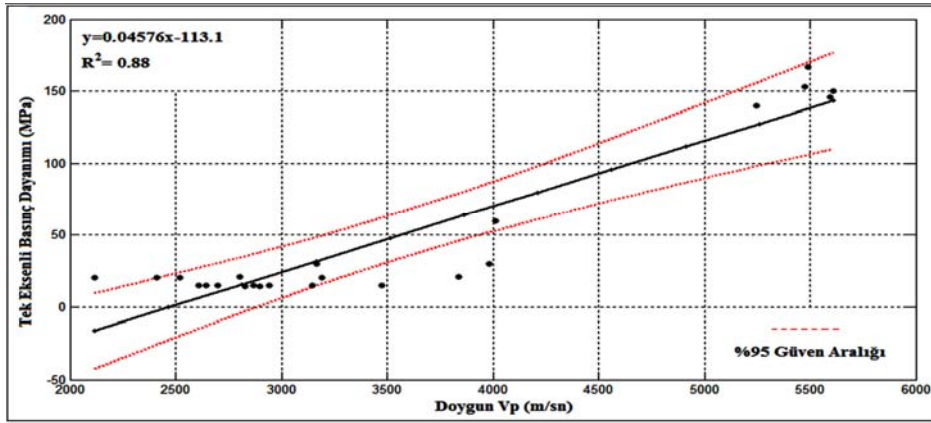
$$Y = a + bX \quad (49)$$

Burada, X; seçilen bağımsız değişkenin değeri, Y; seçilmiş X değeri için tahmin edilen Y değerini, a: doğrunun Y eksenini kestiği noktanın değerini, b: doğrunun eğimidir. İstatistiksel analizlerde kullanılan birçok regresyon yöntemi mevcuttur (Öztürk, 2012). Bunlardan bazıları en küçük kareler yöntemi, en küçük toplam mutlak sapma, toplam en küçük kareler veya ortogonal regresyon, robust regresyon yöntemi gibi. Bu yöntemler içinde en yaygın olarak kullanılan regresyon yöntemi ise klasik yöntem olarak da bilinen en küçük kareler (EKK) yöntemidir (Coşkuntuncel, 2009). EKK yönteminde, gerçek Y değerleri ile tahmin edilen Y değerleri arasındaki düşey uzaklıkların karelerinin toplamının minimum yapılması prensibine dayanır.

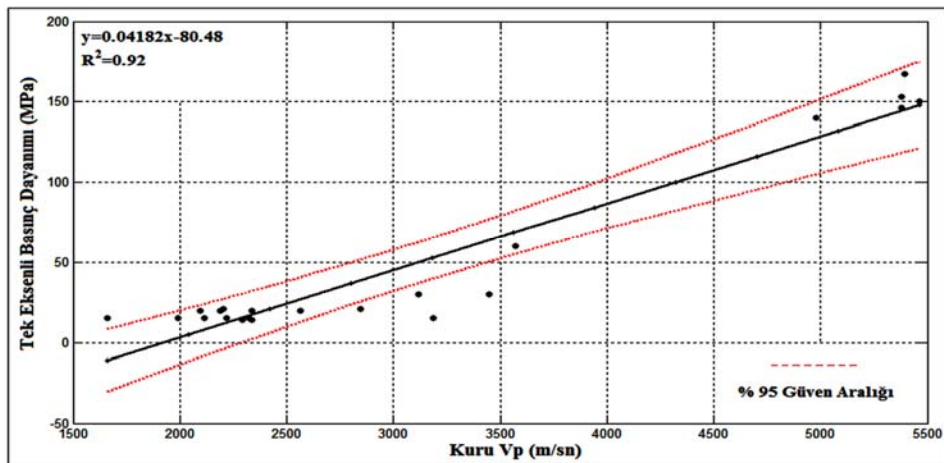




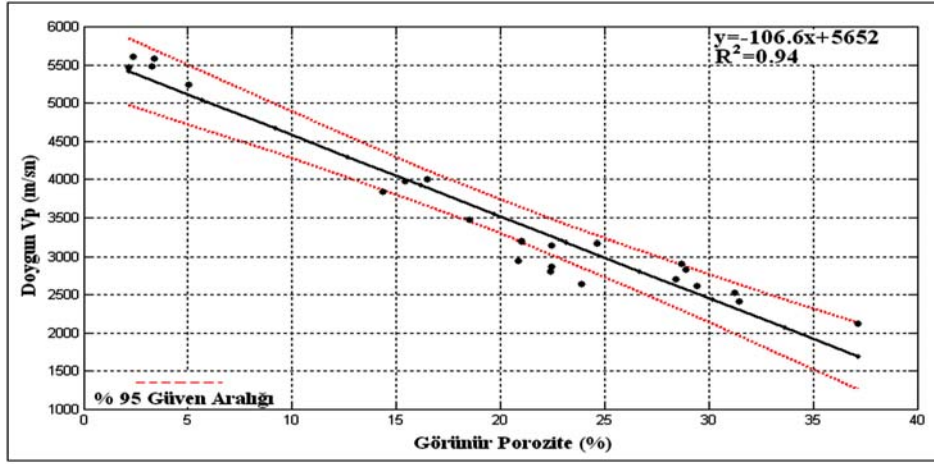
Şekil 51. Doğun Vp ile kuru Vp arasındaki ilişki



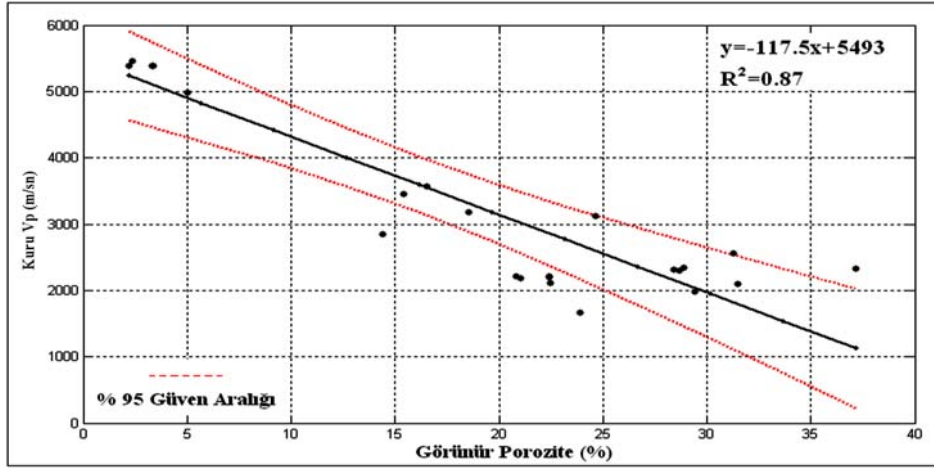
Şekil 52. Doğun Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasındaki ilişki



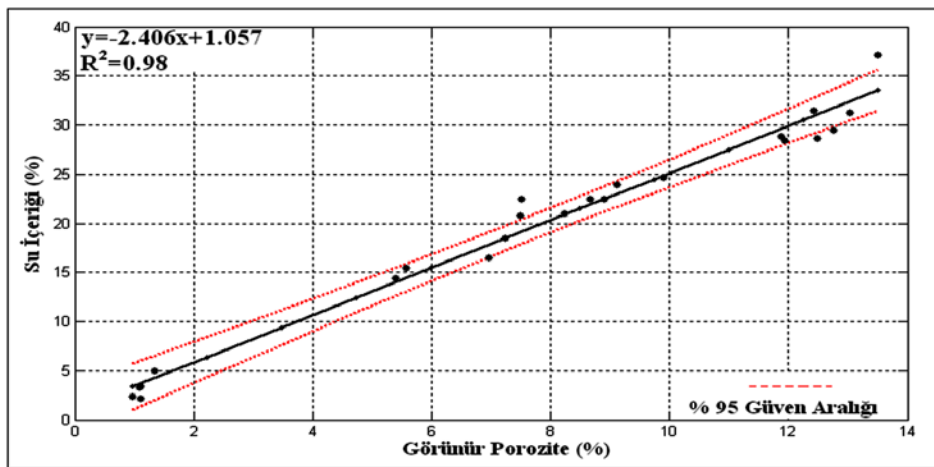
Şekil 53. Kuru Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasındaki ilişki



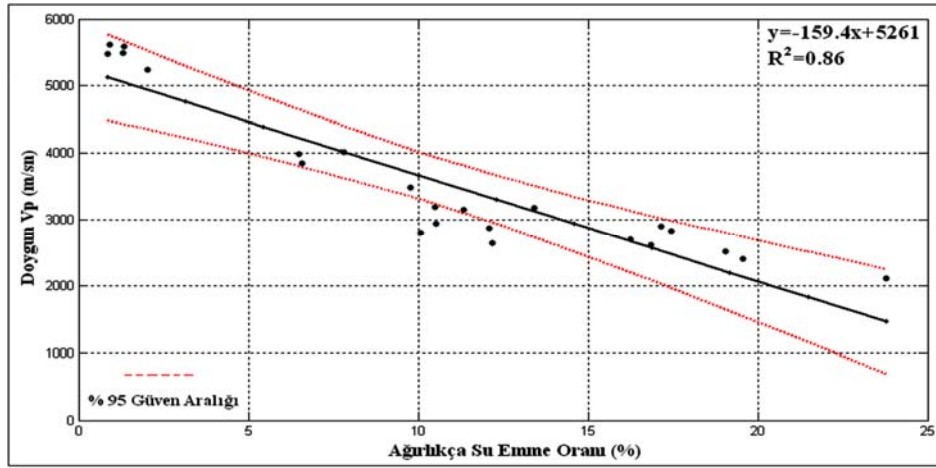
Şekil 54. Görünür porozite ile doymun Vp arasındaki ilişki



Şekil 55. Görünür porozite ile kuru Vp arasındaki ilişki



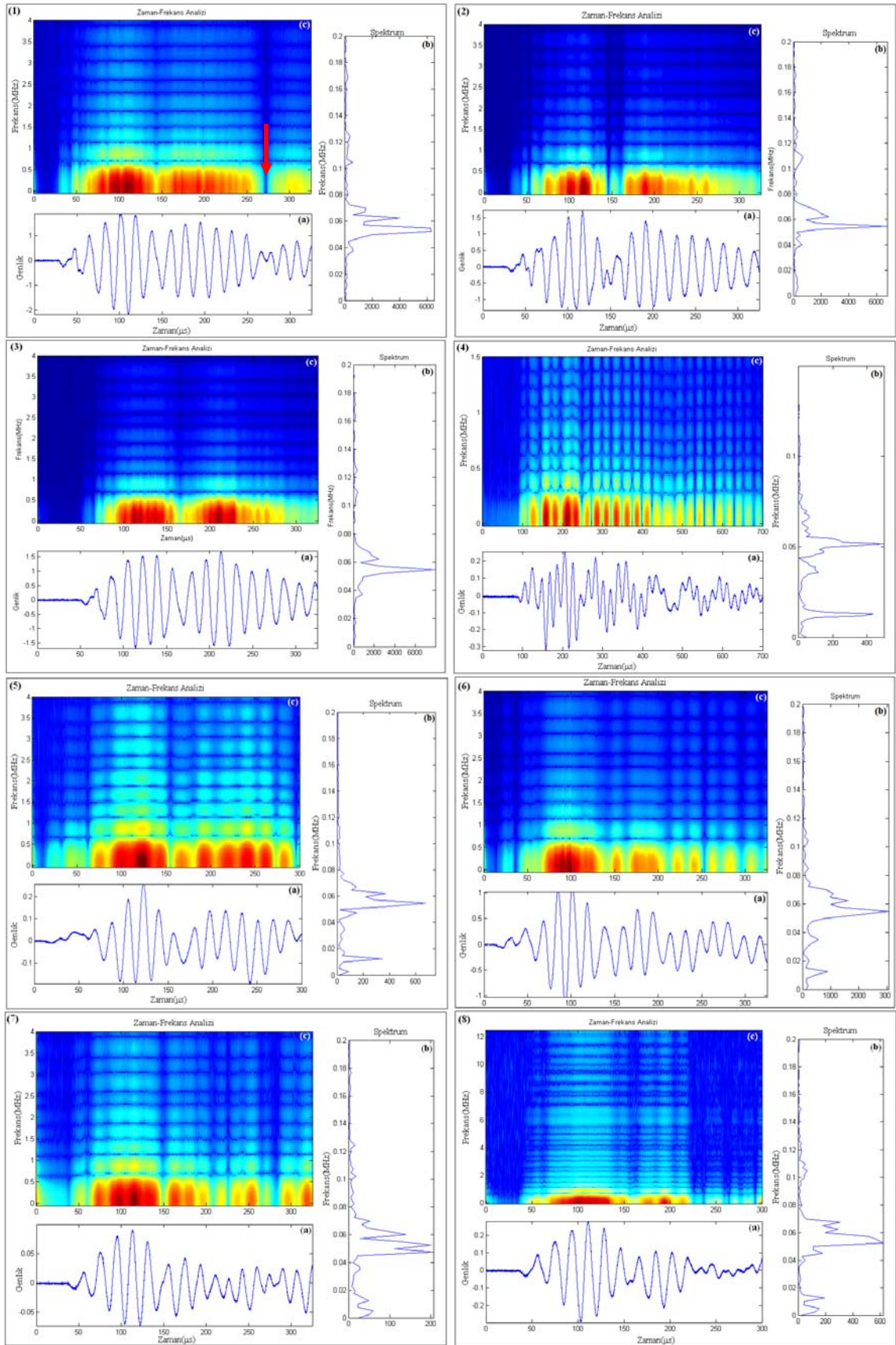
Şekil 56. Görünür porozite ile su içeriği arasındaki ilişki



Şekil 57. Ağırlıkça su emme oranı ile doymun Vp arasındaki ilişki

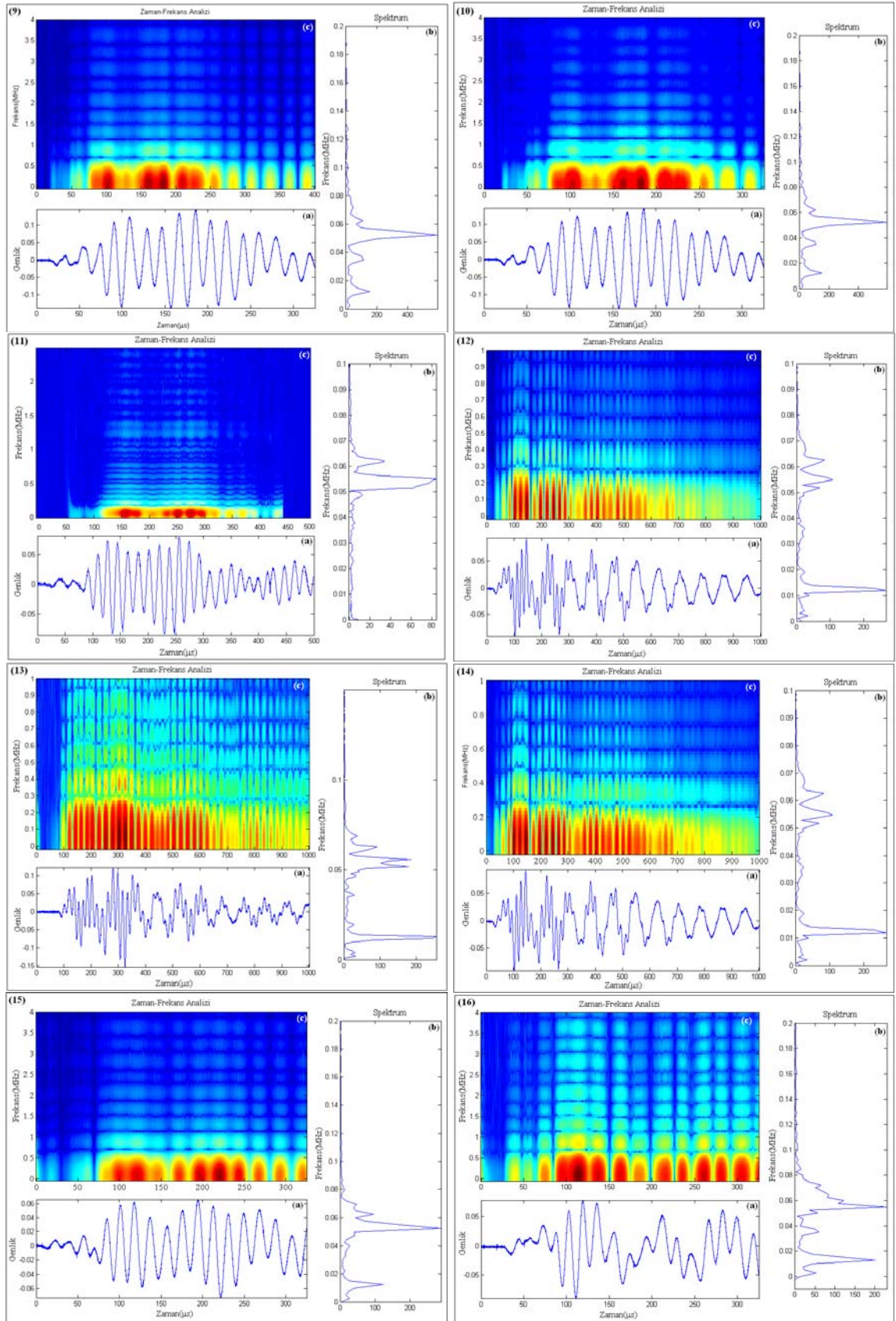
Regresyon analiz sonuçları incelendiğinde kuru ve doymun ultrasonik hızlar ile diğer jeoteknik parametreler arasında oldukça yüksek bir oranda ilişkinin sağlandığı görülmüştür. Veri noktalarının büyük bir çoğunluğu %95 güven aralığı sınırı içerisinde kalmaktadır.

Sondaj çalışmasından standartlara uygun olarak elde edilen 23 adet karot örneği içerisindeki doğal olarak bulunan mikro çatlaklar ve süreksizliklerin belirlenmesi için karotların doğal halleri için ultrasonik ölçüm cihazına bağlanan bir osiloskop yardımıyla ham sinyaller (Şekil 58a-60a) zaman ortamında kayıt edilmiştir. Bu ham sinyallerin spektrumları alınarak ve zaman-frekans analizleri yapılmak suretiyle bu kayaçların iç yapıları analiz edilmiş, deney sonuçlarını olumsuz etkileyecek küçük çatlaklar içeren kayaç örnekleri belirlenmiştir. Zaman ortamında kayıt edilen bu sinyallerin öncelikle genlik spektrumları hesaplanmış ve şekil 58b-60b' de verilmiştir. Ayrıca bu ham sinyalleri zaman-frekans analiz yöntemiyle incelenerek karot numuneleri içerisindeki mikro çatlakların ve süreksizliklerin yerleri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 58c-60c). Şekiller üzerinde frekans bandında meydana gelen kesilmeler karotlar içerisindeki mikro çatlak ve boşluk gibi süreksizliklerden kaynaklanmaktadır. Bu gibi alanlara örnek olarak şekil 58'de 1 nolu örnek üzerinde kırmızı ok ile gösterilmiştir.

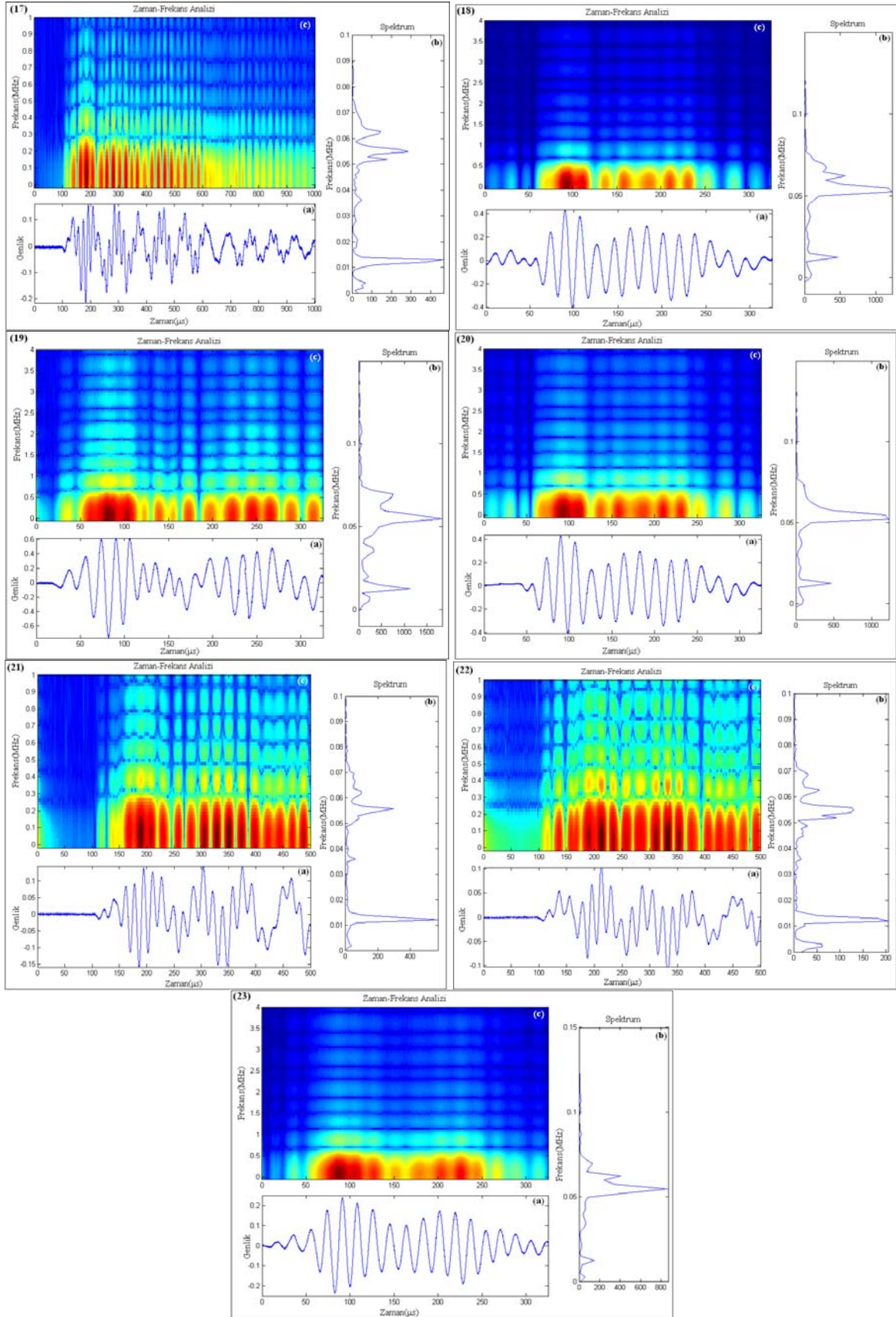


Şekil 58. 1-8 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi





Şekil 59. 9-16 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi



Şekil 60. 17-23 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi

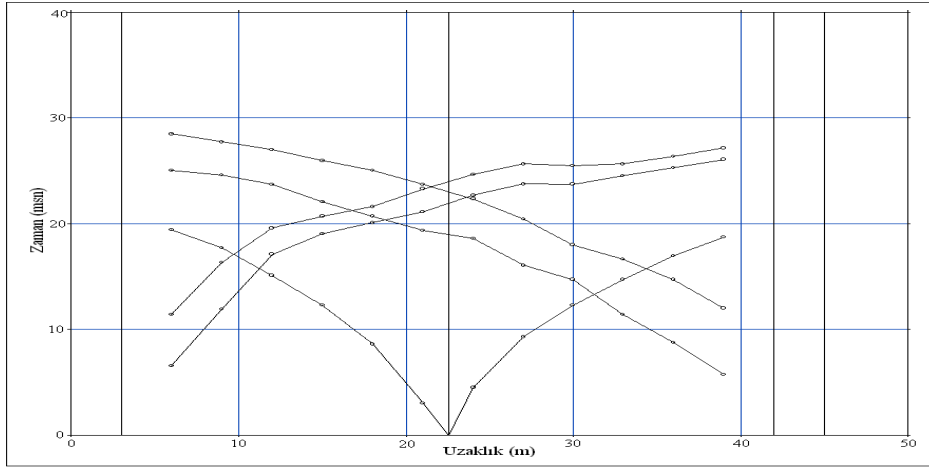


### 2.3.1.3. Çukurçayır Sahası Sismik Tomografi Ölçümleri

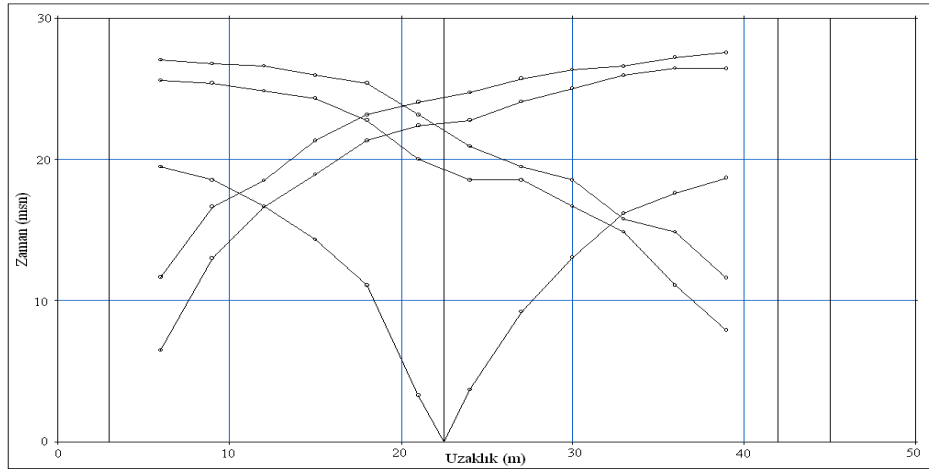
Çukurçayır sahasında toplam 10 profilde (Şekil 61) sismik kırılma yöntemi kullanılarak veriler toplanmıştır. Elde edilen sismik kayıtlar tomografi yöntemi ile çözümlenerek, çalışma alanı için yer altı Vp hız dağılımları elde edilmiştir. Sismik ölçümler için profiller belirlenirken sahanın büyüklüğü ve arazi şartları dikkate alınarak inceleme alanı iki kısma bölünmüş ve her bir kısımda 5 profil ölçüm alınmıştır. Enerji kaynağı olarak 8 kg balyoz ve demir bir plaka kullanılmıştır. 12 adet 14 Hz lik alıcılar kullanılarak birinci kısımda alınan ölçümlerde her bir profilde alıcı aralıkları 3 metre ve maksimum ofset 6 metre olarak seçilmiş ve ikisi baştan, ikisi sondan ve biride orta noktadan olmak üzere toplam 5 noktada atış yapılarak kayıtlar toplanmıştır. x yönünde toplam profil boyu 45 metredir. Birbirine paralel hatlar boyunca alınan 5 profil ölçümde, profiller arası 5 metre olarak belirlenmiş ve y yönünde toplam profil boyu 20 metredir. Kırılma tomografisinin verilerinin değerlendirmesi için SeisImager programı kullanılmıştır. Bu uygulamanın temeli doğrusal olmayan en küçük kareler yöntemine dayanmaktadır. Öncelikle, her bir jeofonda kayıt edilen sismik iz üzerinde ilk varış zamanlarının piklenmesi ile zaman-uzaklık grafikleri elde edilir. Birinci kısımda (ilk 5 profil boyunca) elde edilen zaman-uzaklık grafikleri sırasıyla Şekil 62-66'da verilmiştir.



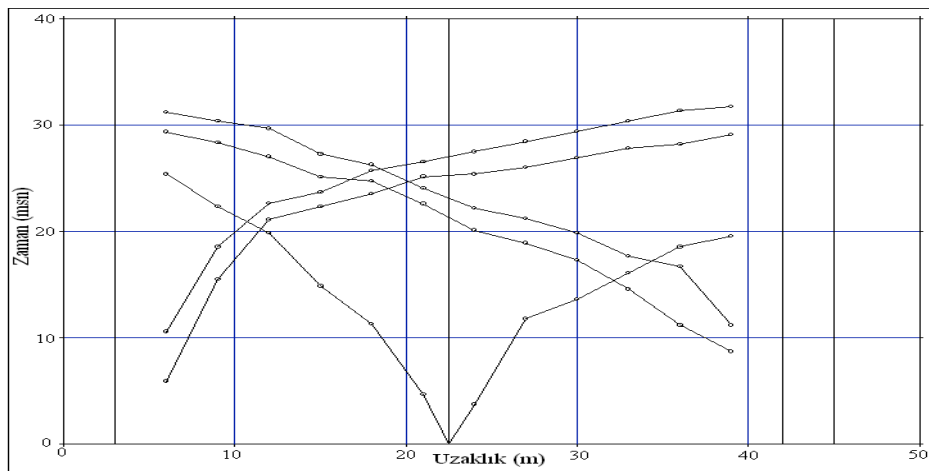
Şekil 61. Sismik ölçüm profilleri (1-10) ve sondaj noktaları (B1-B6)



Şekil 62. Çukurçayır sahası I. kısım 1. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği

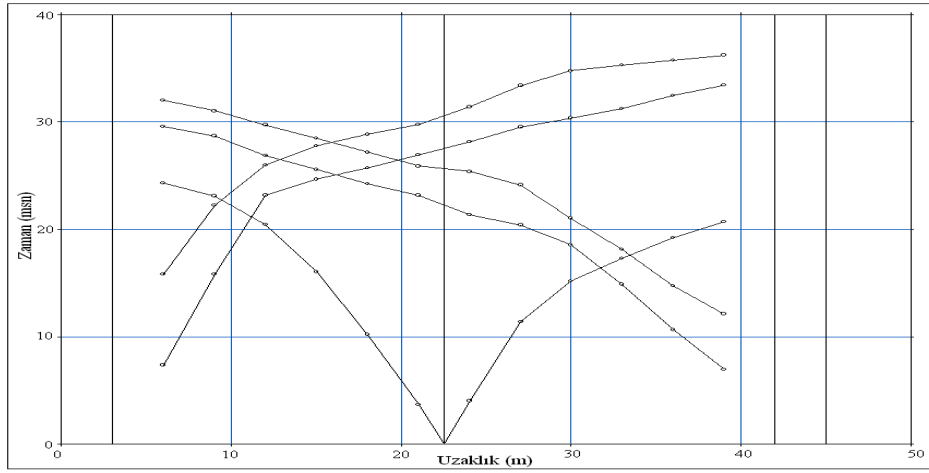


Şekil 63. Çukurçayır sahası I. kısım 2. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği

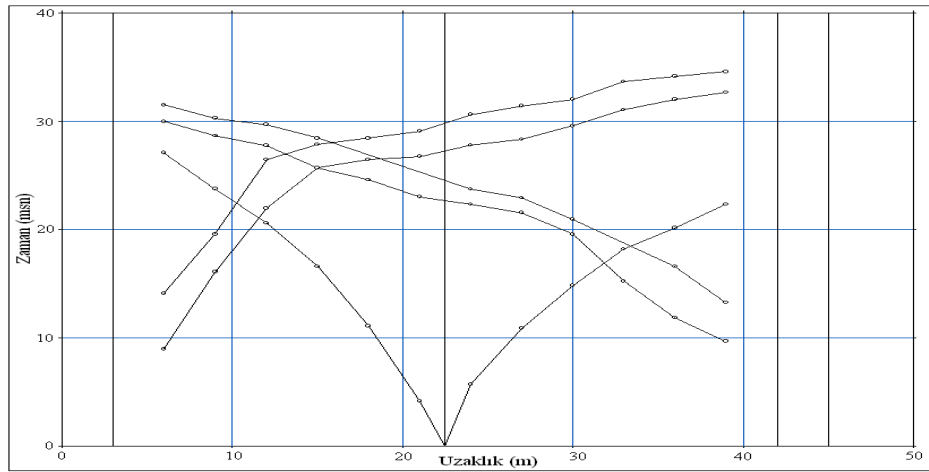


Şekil 64. Çukurçayır sahası I. kısım 3. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



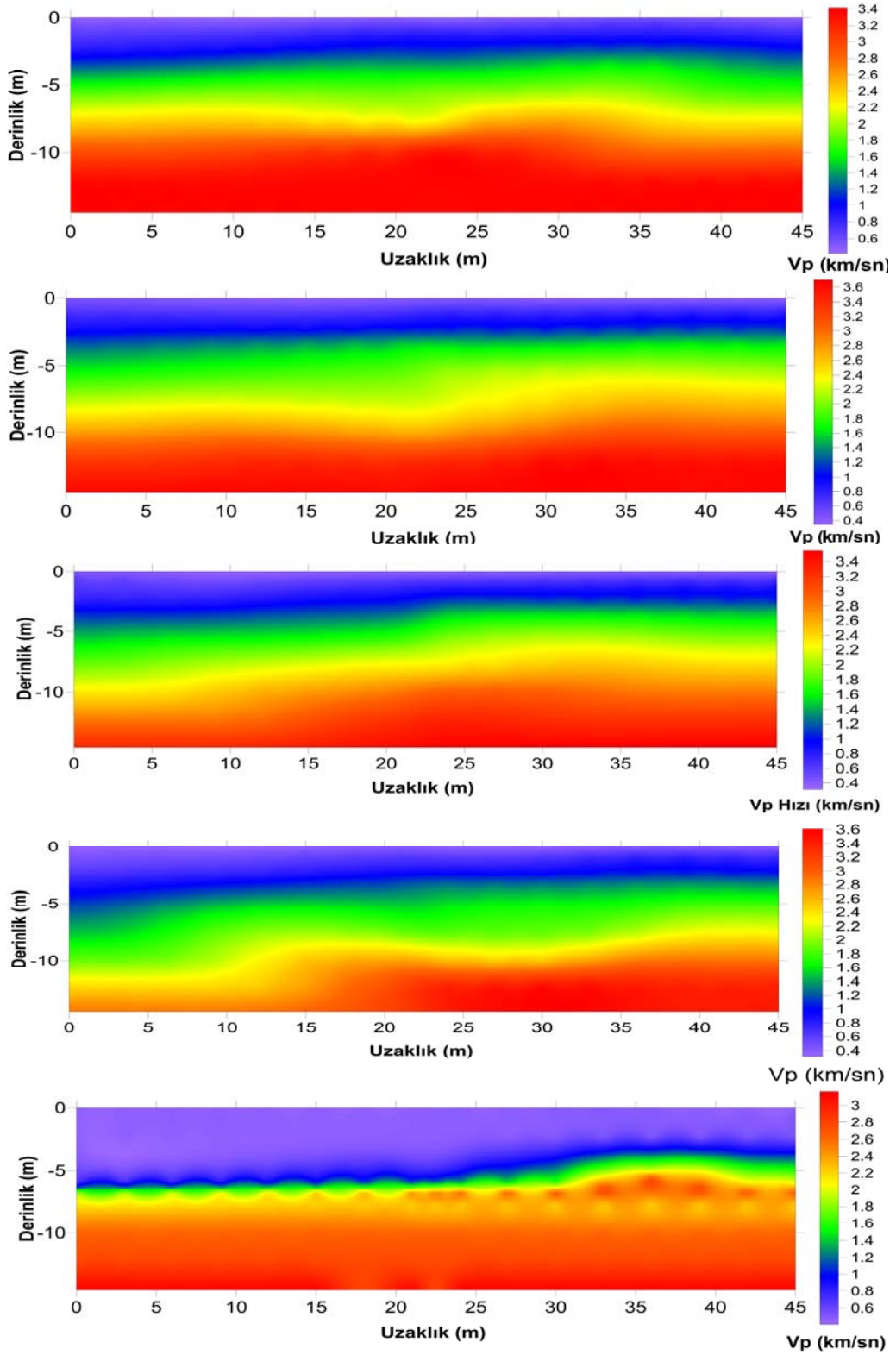


Şekil 65. Çukurçayır sahası I. kısım 4 profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



Şekil 66. Çukurçayır sahası I. kısım 5 profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği

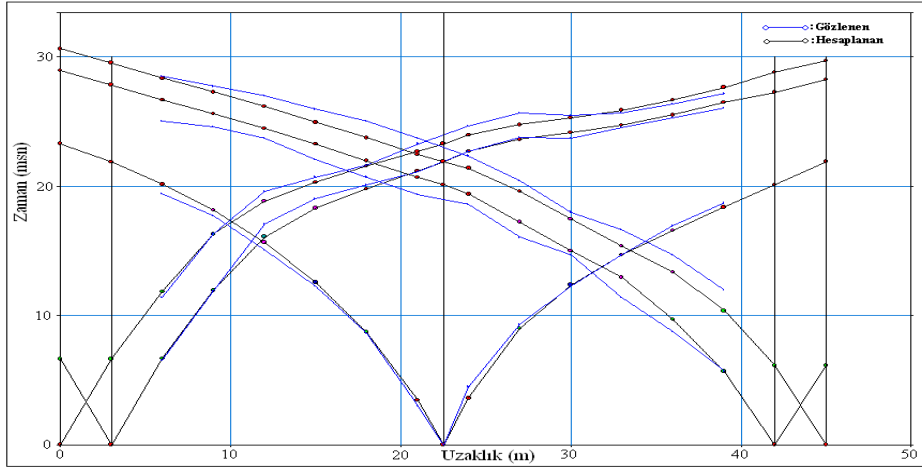
Bu veriler ışığında, beş profil boyunca elde edilen zaman-uzaklık grafiklerinin geleneksel yöntemler ile çözümünden basit bir yer altı modeli elde edilmiştir. Bu model tomografik çözümde başlangıç modeli olarak kullanılır. Bu başlangıç modelinin eş zamanlı yineleme çözüm tekniği ile çözümünden yer altının P-dalgası hız dağılımı elde edilir. Her bir çözümde en az 10 iterasyon kullanılır. İlk beş profil için zaman-uzaklık grafiklerinin çözümünden elde edilen  $V_p$  hız dağılımları Şekil 67' de verilmiştir. Bu şekillerde 3 tabakalı bir yer altı yapısının olduğu görülmektedir. Ancak ikinci ve üçüncü tabaka aslında aynı birim olup üsttekinin ayrılmış diğer kısmının ise daha masif birimi temsil ettiği anlaşılmaktadır.



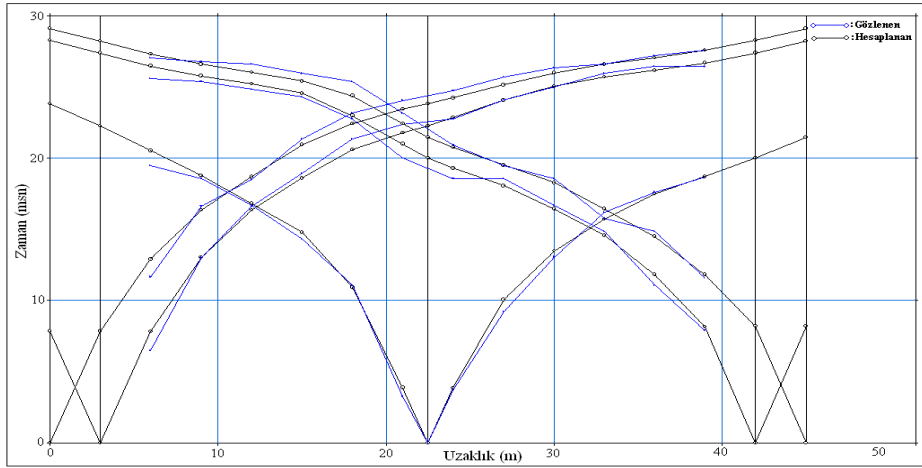
Şekil 67. Çukurçayır sahası I. kısma ait 5 profilin sırasıyla P dalgası hız dağılımları

Bu uygulamanın son aşamada ise ışın izleme yöntemi kullanılmak suretiyle hesaplanan eğriler ile gözlenen eğrilerin karşılaştırılması yapılmıştır (Şekil 68-72). Bu

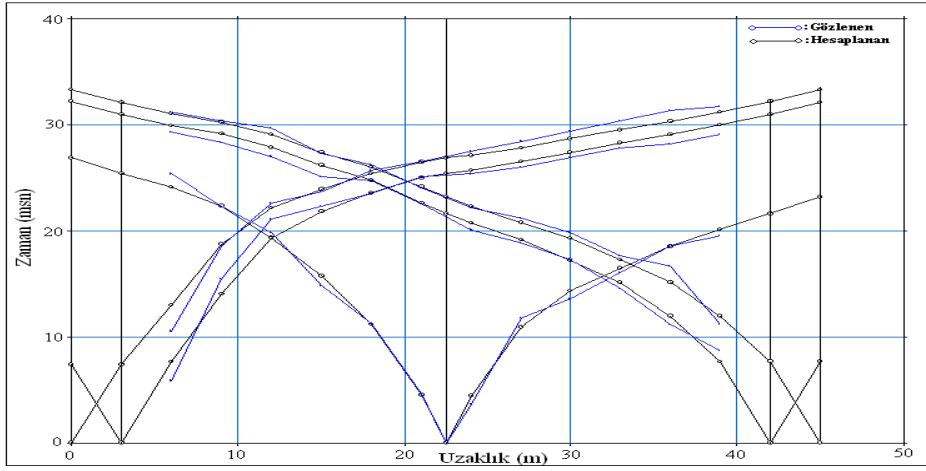
aşamada çakışma beklenen hata oranıyla sağlandıysa işleme son verilir. Eğer beklenen çözüme ulaşılmaz ise başlangıç modeli güncellenerek çözümler baştan yapılır. Eğer hala hata oranı beklenenden fazla çıkıyor ise en başa dönülür ve ilk varış zamanları yeniden okunur ve çözümler tekrarlanır. Bu işlemler beklenen hata miktarına ulaşana kadar tekrar edilir. Bu uygulamada hata oranı kabul edilebilir bir seviyede kalınca işleme son verilmiş ve bu yolla yer altı yapısı  $V_p$  hız dağılımı ile birlikte elde edilmiştir.



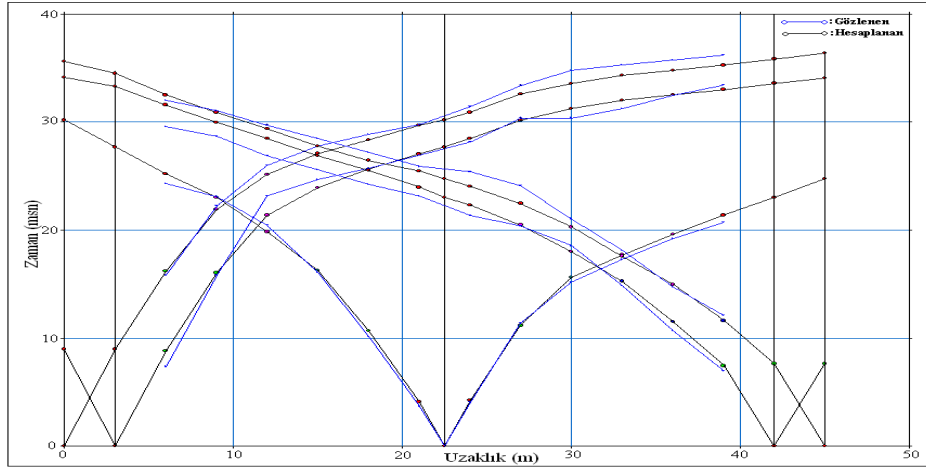
Şekil 68. 1. Profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



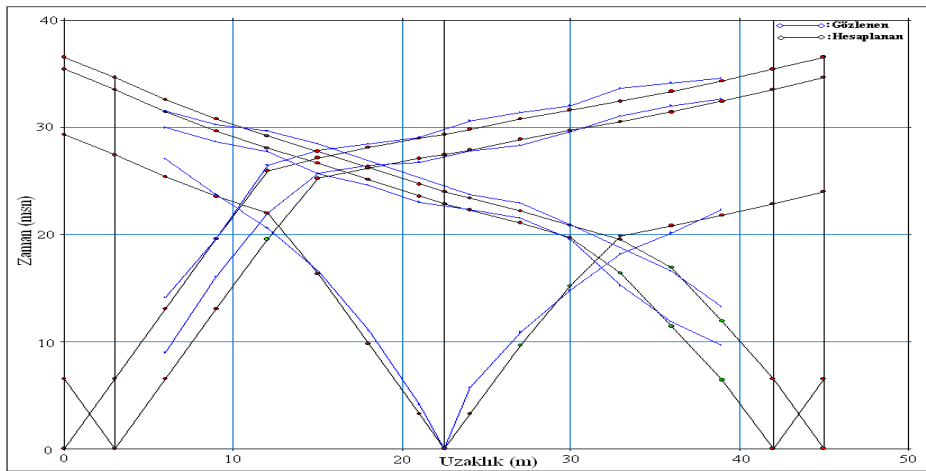
Şekil 69. 2. Profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



Şekil 70. 3. Profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

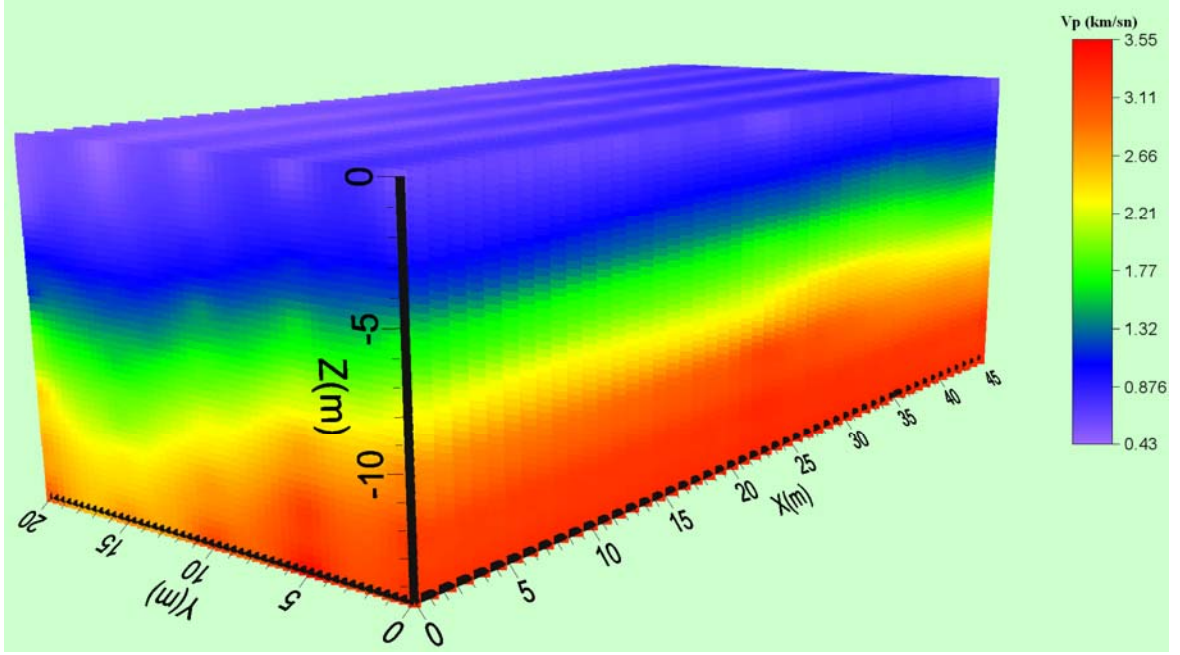


Şekil 71. 4. Profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



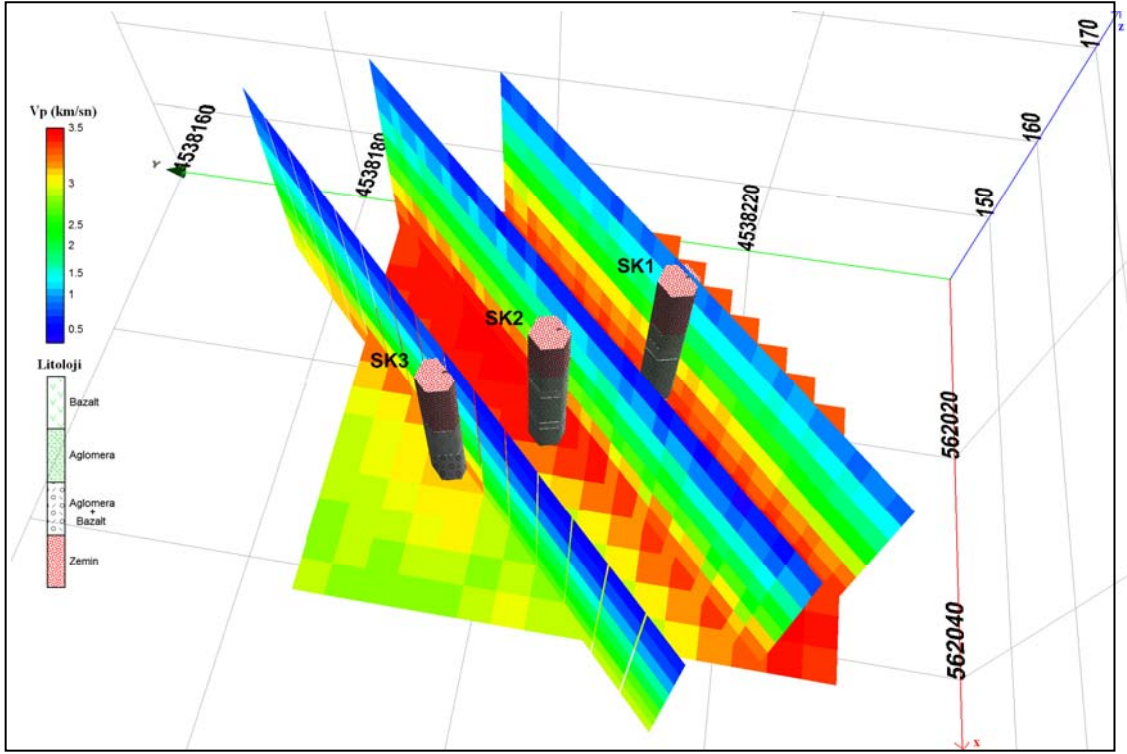
Şekil 72. 5. Profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

Birinci kısımda birbirine paralel 5 profil boyunca tomografik yöntem ile elde edilen yeraltına ait  $V_p$  hız dağılım kesitleri birleştirilerek çalışma alanı için küp (Şekil 73) ve düşey ile yatay kesitler şeklinde 3-boyutlu hız dağılım haritaları oluşturulmuştur (Şekil 74).



Şekil 73. Çukurçayır sahasının birinci kısmı için yeraltının üç boyutlu P-dalgası hız dağılımı

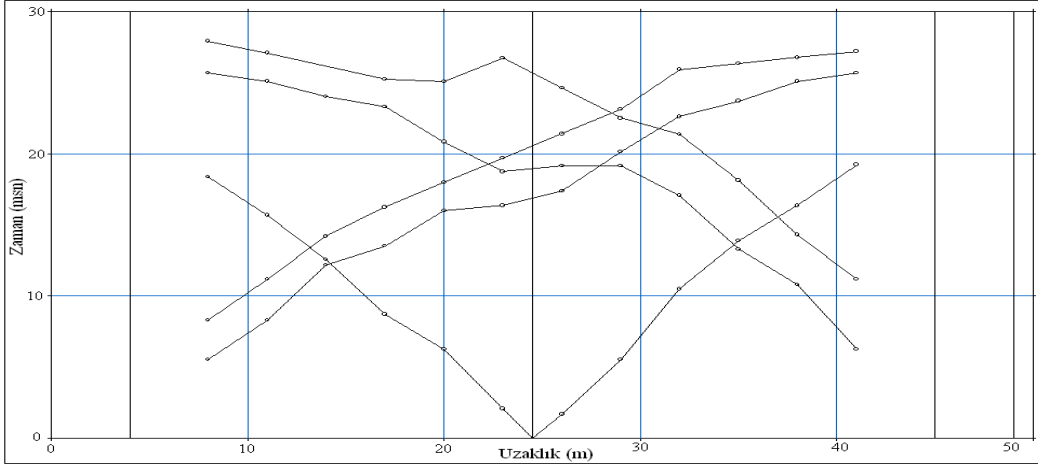
Şekil 73 'de Çukurçayır sahasının birinci kısmı için x ve y yönünde sismik hız ve yer altı yapısının değişimi görülmektedir. Şekilden de görüldüğü gibi y yönünde ilerledikçe daha ayrılmış birime doğru gidilmekte ve masif kaya derinliğinin arttığı anlaşılmaktadır.



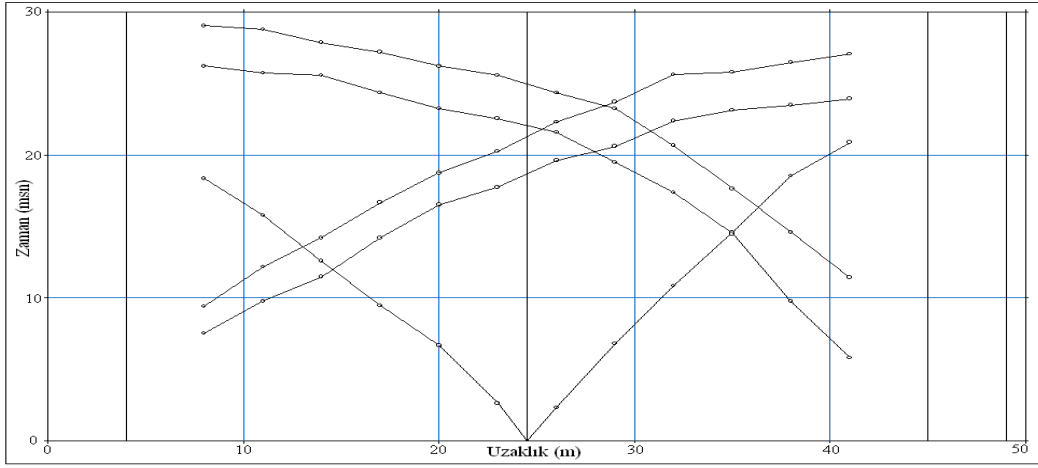
Şekil 74. Çukurçayır sahasının birinci kısmı için düşey ve yatay kesitler ile sondaj noktalarının görünümü

Şekil 74’de hız ve yer altı yapısındaki değişim sondaj verileri ile birlikte sunulmuştur. Şekilde veriler arasında iyi bir uyum olduğu anlaşılmaktadır. Bu uyum özellikle zemin kalınlığı ile ayrılmış ve daha sağlam birimlerin ayırt edilmesinde gözlenmektedir.

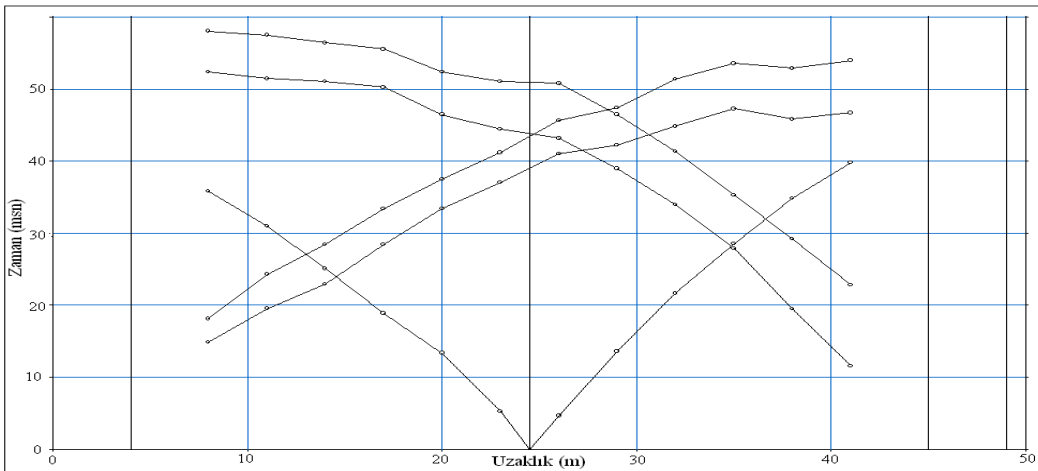
Birinci çalışma alanı olarak seçilen Çukurçayır bölgesinin çok geniş bir alanı kapsamaması ve arazi koşullarının da dikkate alınmasıyla daha öncede belirtildiği gibi saha iki kısma ayrılmış ve her kısımda birbirine paralel hatlar boyunca 5 er profil ölçüm alınmıştır. Şekil 61’de ikinci kısımda alınan ölçümlerinin (6-10. profil) yeri görülmektedir. Bu kısımda yapılan ölçümlerde alıcı aralıkları 3 er metre ve maksimum kaynak ofseti 8 metre olmak üzere toplam profil boyu 49 metre olarak belirlenmiştir. Diğer ölçüm parametreleri birinci kısımda alınan ölçümler ile aynı seçilmiştir. Çalışma alanının bu kısmında alınan sismik kayıtlardan elde edilen zaman-uzaklık grafikleri Şekil 75-79’da sırasıyla verilmiştir.



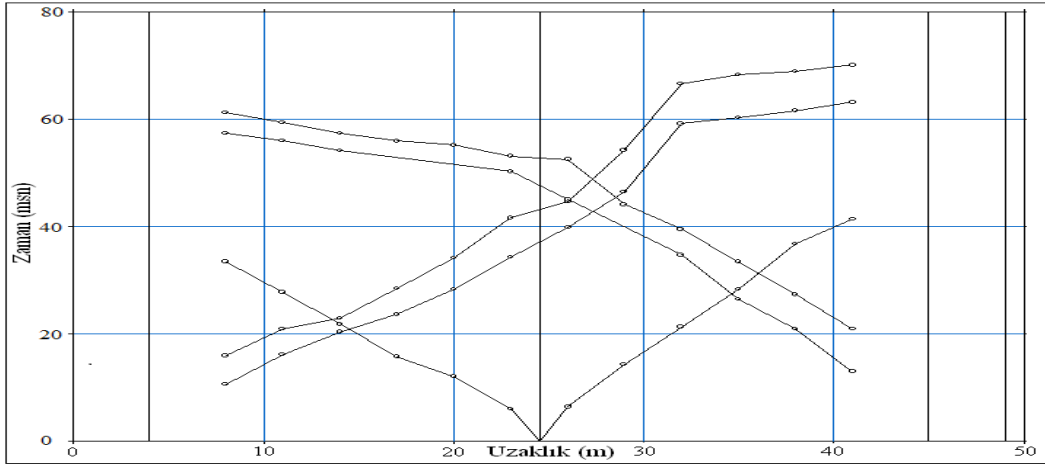
Şekil 75. Çukurçayır sahasının II. kısmı 6. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



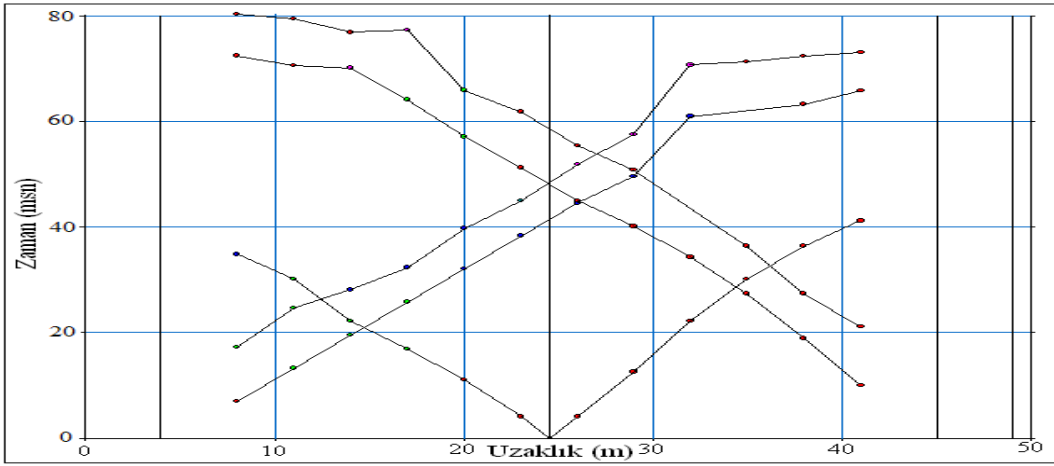
Şekil 76. Çukurçayır sahasının II. kısmı 7. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



Şekil 77. Çukurçayır sahasının II. kısmı 8. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



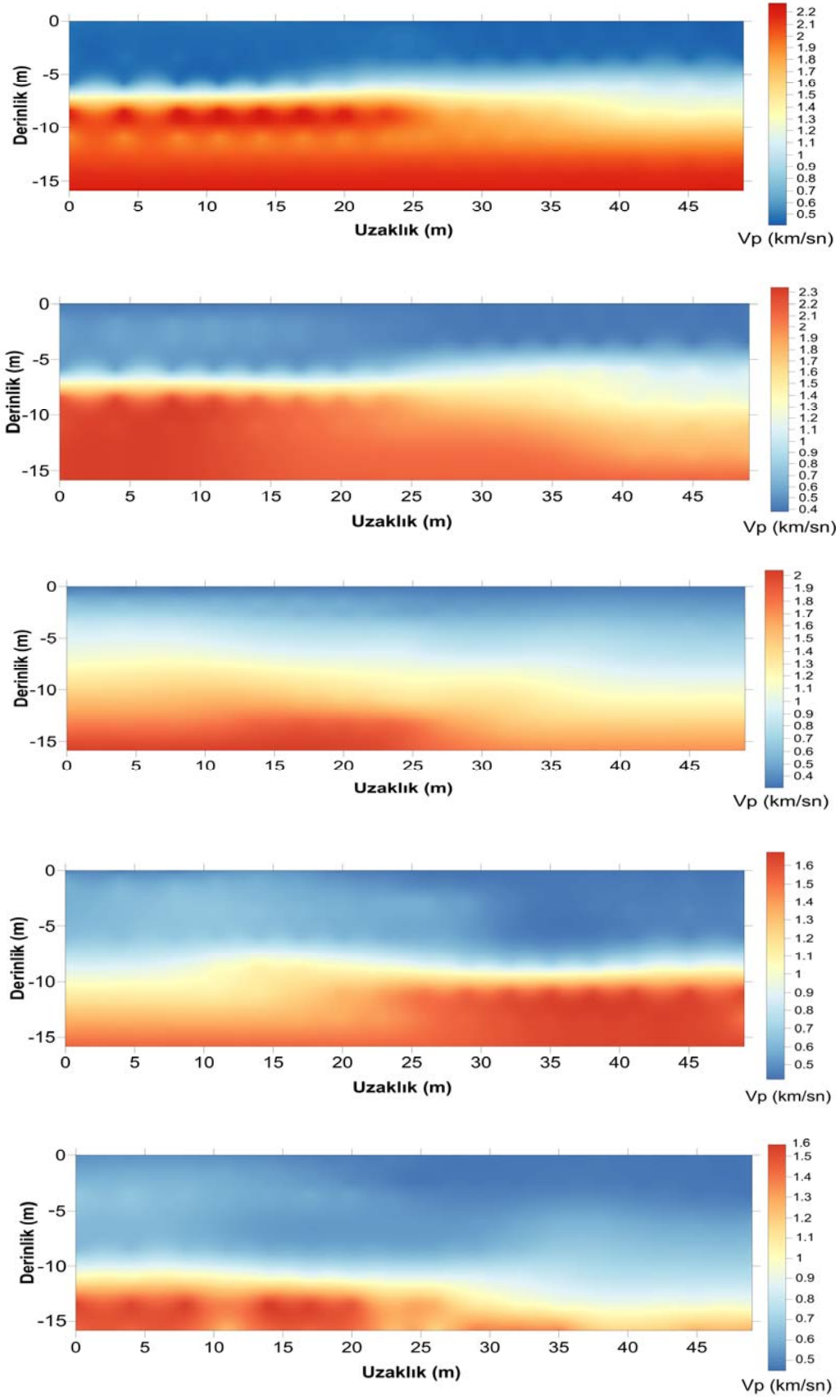
Şekil 78. Çukurçayır sahasının II. kısmı 8. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



Şekil 79. Çukurçayır sahasının II. kısmı 10. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği

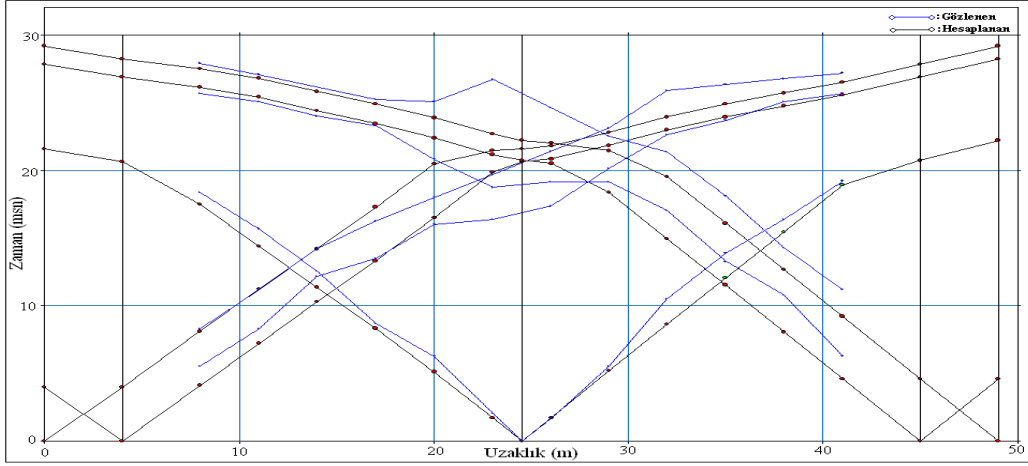
6, 7, 8, 9 ve 10. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiklerinin tomografik çözümlerinden sismik hızlara bağlı olarak elde edilen yer altı modelleri sırasıyla Şekil 80'de verilmiştir.



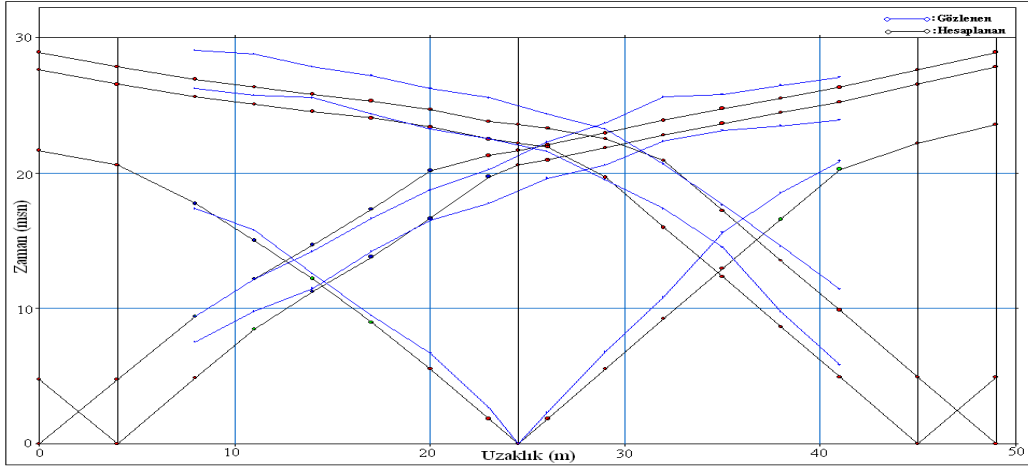


Şekil 80. Çukurçayır sahasının II. kısmına ait 5 profil (6-10) için sırasıyla P dalgası hız dağılımları

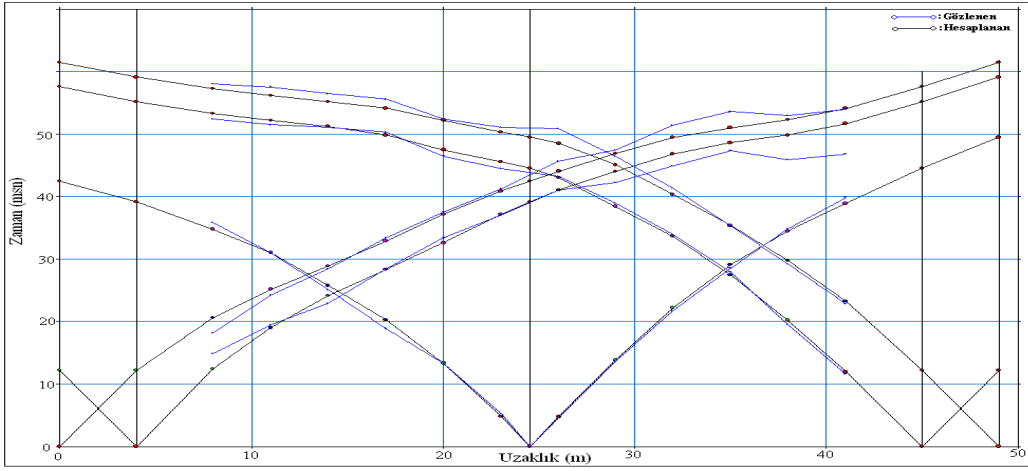
Son aşamada ise ışın izleme yöntemi kullanılmak suretiyle hesaplanan eğriler ile gözlenen eğrilerin karşılaştırılması yapılmıştır (Şekil 81-85). Hesaplanan ile gözlenen eğrilerin karşılaştırılması sonucu her bir profil için hata oranı ortalama olarak %5'in altında elde edilmiştir.



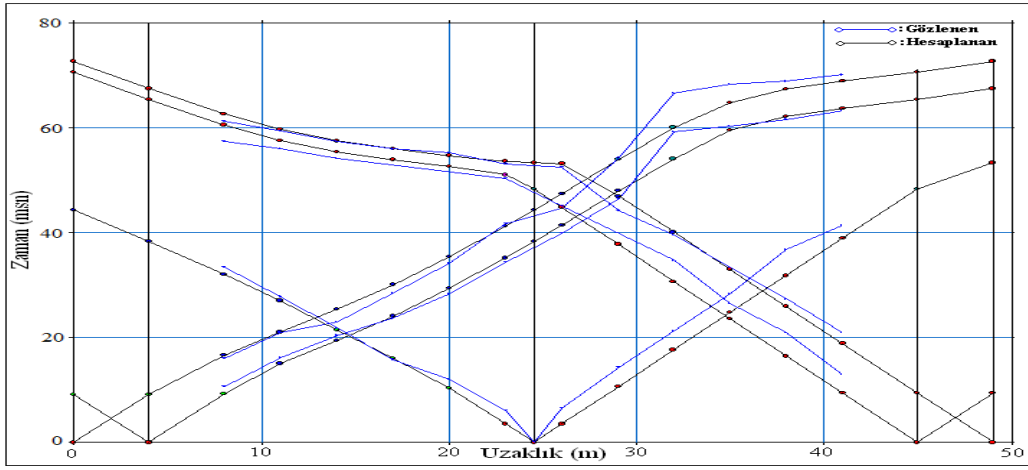
Şekil 81. 6.profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin karşılaştırılması



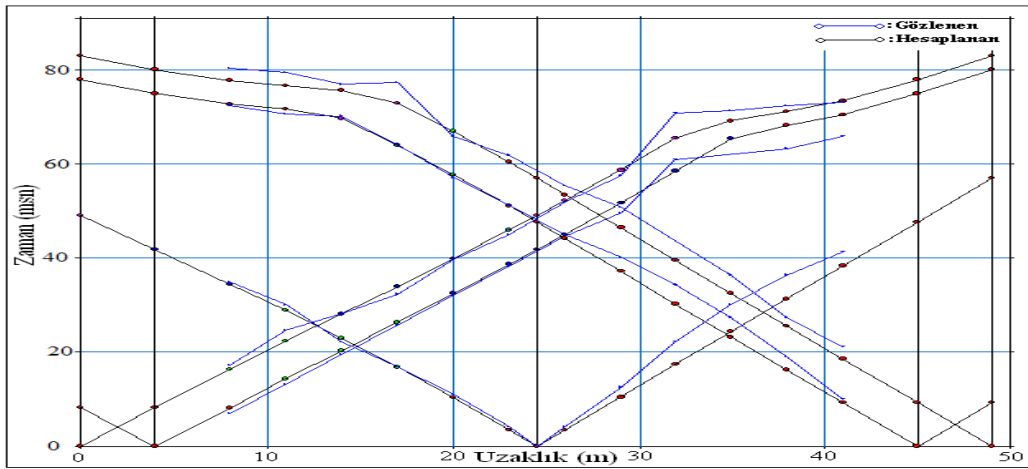
Şekil 82. 7.profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin karşılaştırılması



Şekil 83. 8.profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

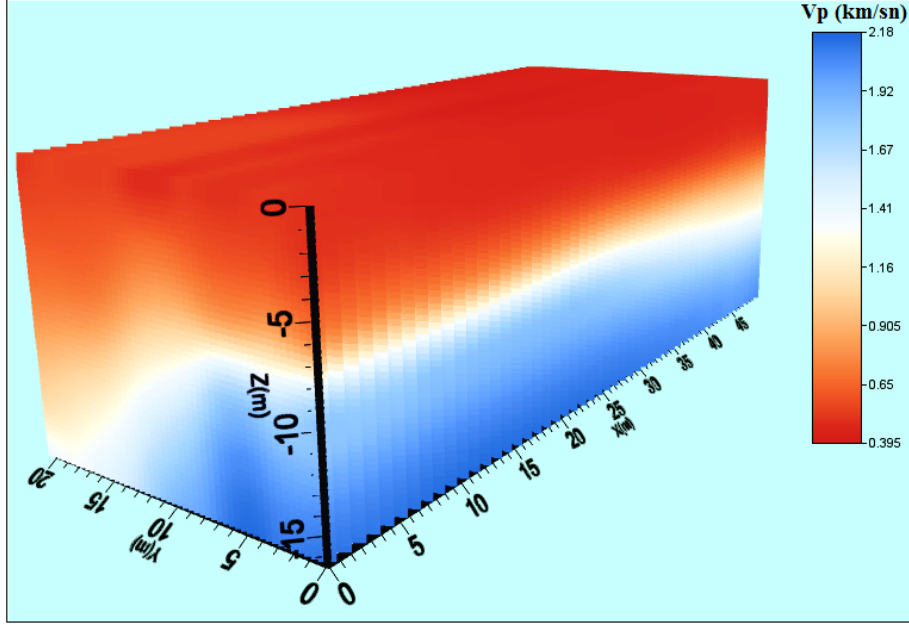


Şekil 84. 9. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



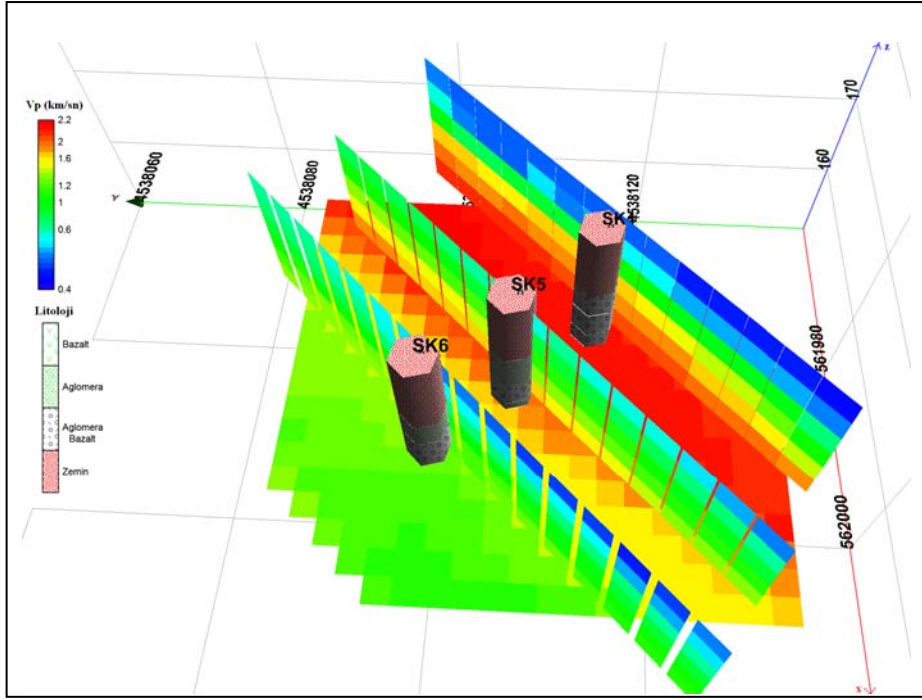
Şekil 85. 10.profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

Çukurçayır sahasının ikinci kısmında birbirine paralel 5 profil boyunca tomografi yöntemi ile elde edilen yeraltına ait  $V_p$  hız dağılım kesitleri birleştirilerek, birinci kısma benzer olarak çalışma alanı için 3-boyutlu hız dağılım haritası elde edilmiştir (Şekil 86).



Şekil 86. Çukurçayır sahasının II. kısmında alınan beş profil için yeraltının üç boyutlu P-dalgası hız dağılımı

Küp şeklinde oluşturulan 3-boyutlu modelin altlık verileri kullanılmak suretiyle ve bu verileri çalışma alanında yapılan 3 adet sondajdan elde edilen verilen eklenmesiyle Çukurçayır sahasının ikinci kısmına ait  $V_p$  hız dağılımlarının kesit şeklinde görünümü ve sondajlara ait litolojik bilgi Şekil 87’de verilmektedir. Şekil 87 üzerinde küp modelden rastgele alınan dört nokta için düşey kesitler ve en alt noktanın yatay kesiti görülmektedir.



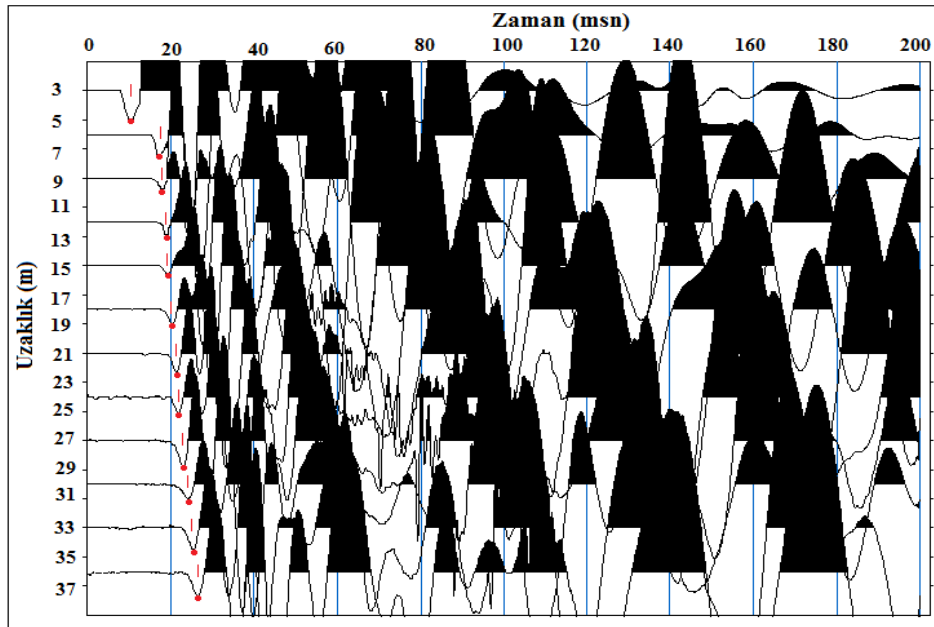
Şekil 87. Çukurçayır sahasının II. kısmı için P-dalgası hızlarının kesitler halinde görünümü ve sondaj noktaları

Şekil 86 ve 87’de görüldüğü gibi ortam kalın bir örtü tabakasına sahiptir ve örtü tabakası kalınlığı y-yönünde ilerledikçe artmaktadır. Bu kısım için sismik P hızları Çukurçayır sahasının birinci kısmında elde edilen hızlara göre oldukça düşüktür. Bunun anlamı bu alanda ayrışmanın çok daha etkili olduğudur.

#### 2.3.1.4. Çukurçayır Sahası Genlik Soğurulma Tomografisi

Daha öncede ifade edildiği gibi Çukurçayır sahasının birinci kısmında her bir profilde 12 alıcı kullanılmak üzere 5 profilde toplam 25 adet sismik kırılma kaydı alınmıştır. Genlik soğurulma tomografisi uygulaması için, elde edilen sismik kayıtların her birinde ilk varışların çukur noktalarının maksimum değerleri (Şekil 88) piklenerek toplamda 300 adet ham genlik değeri okunmuştur (Şekil 89a). Ham genlikler aşağıda ifade edilen bazı işlemlerden geçirilerek işlenmiş genlik değerleri elde edilmiştir (Şekil 89b). İlk önce geometrik yayınımdan kaynaklanan soğurulmanın etkisi giderilebilmesi için, eğrisel ışın yolu uzaklıkları hesaplanmıştır. Hesaplanan yeni kaynak-alıcı uzaklıkları ham genlik değerleri ile çarpılarak geometrik yayınımdan kaynaklanan soğurma etkisi giderilmiştir. Elde edilen yeni değerlerin doğal logaritmaları alınarak değerler Neper birimine

dönüştürülmüştür. Bilindiği gibi  $\alpha$  soğurulma katsayısı Neper veya dB cinsinden ifade edilmektedir. Daha sonra Neper cinsinden elde edilen bu değerler, eğrisel ışın yollarından hesaplanan yeni kaynak-alıcı uzaklıklarına karşılık çizdirilir (Şekil 89c). Şekil 89c'den de görülebileceği gibi grafikte negatif yönlü bir trend gözükmemektedir. Bu trendin geriye doğru düşey eksene tamamlanması ile kaynak genliği  $I_n (A_0)$  değeri elde edilir. Bu değer yaklaşık olarak 14 dür. Başlangıç genliği  $I_n (A)$ 'dan kaynak genliği  $I_n (A_0)$  çıkarılarak işlenmiş değerler elde edilir. Bu değerler her zaman negatif çıkacaktır. Bu negatif değerlerin mutlak değeri alınarak genlik soğurulma tomografisinin ters çözümünde kullanılacak değerler elde edilmiştir.

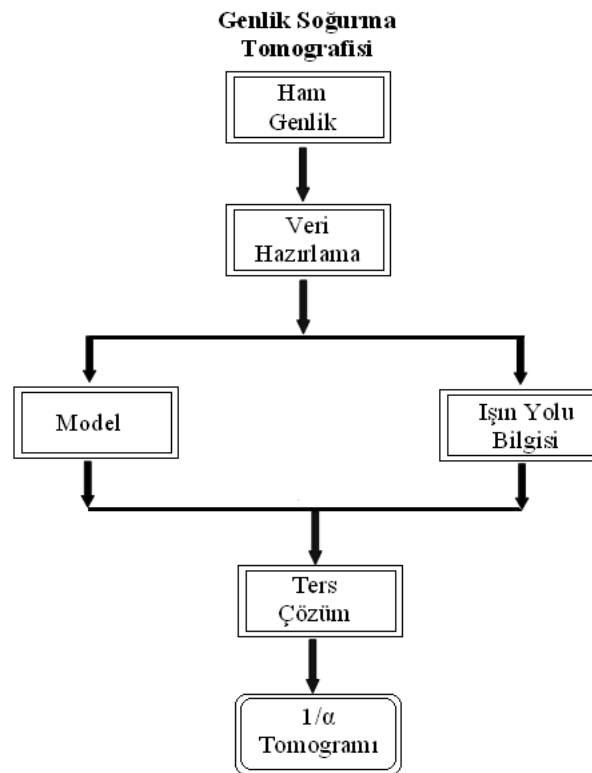


Şekil 88. İlk varışların çukur noktaların maksimum değerlerinin işaretlenmesi

Bu çalışmada genlik soğurulma tomografisinin çözümü için GeoTomCG programı kullanılmıştır (GeoTomCG, 2011). GeoTomCG programı hem seyahat zamanı hem de soğurulma için 2 ve 3 boyutlu ters çözüm yapabilme yeteneğine sahiptir. Soğurulma ters çözümü, seyahat zamanı ters çözümünden elde edilen eğrisel ışınlar ile gerçekleştirilir. Bu program temel olarak karşıt kuyu, VSP veya GPR verisinin çözümünde kullanılan bir program olmasına rağmen yüzey sismik verisi için uygun hale dönüştürüldükten sonra soğurulma için ters çözüm işlemi yapılmıştır. Soğurulma programının yüzey sismik verisi için uygun hale getirilmesi ve soğurulma hesaplarının yapılması aşamaların da programın yazarından destek alınmıştır.

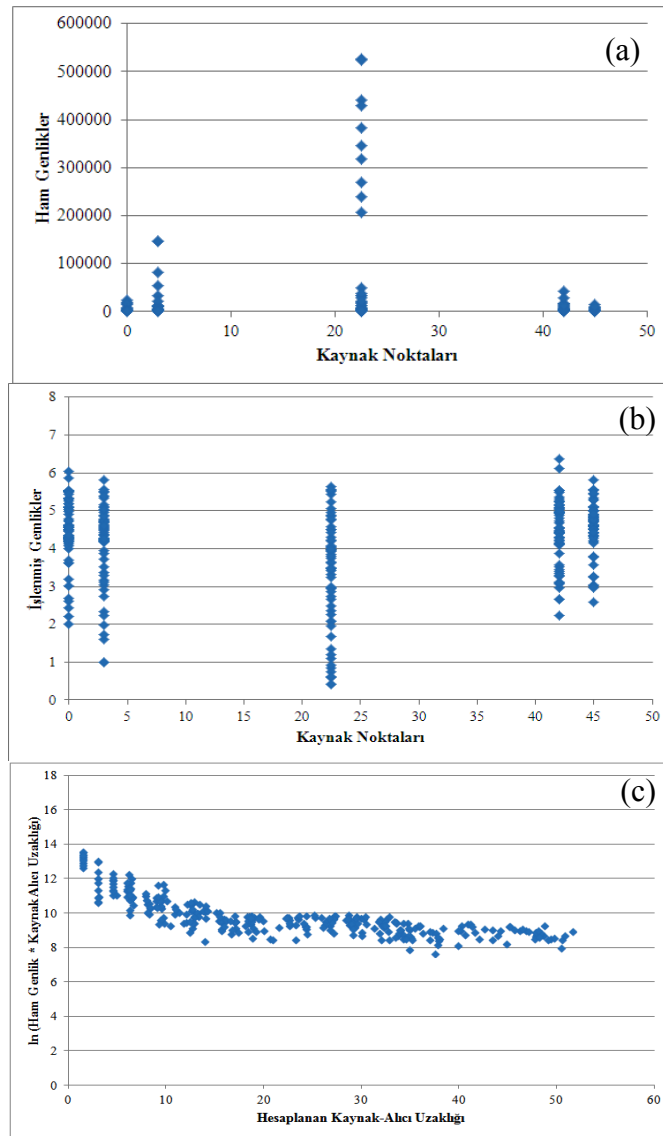
Program ters çözüm işlemini gerçekleştirirken geleneksel ışın izleme tekniğine dayanan eş zamanlı yinelemeli çözüm tekniğini (SIRT) kullanır. Eğrisel ve düz olmak üzere iki çeşit iterasyon yapabilmektedir. Her iki tip iterasyon yöntemi ayrı ayrı veya birlikte de kullanılabilir. Ayrıca program, yumuşatma, sönümlenme, anizotropi ve hız sınırlaması gibi özelliklere imkân vermektedir. Programın genlik soğurulma ters çözüm aşaması Tablo 12’ de verilmiştir.

Tablo 12. Genlik soğurulma tomografisi için akış diyagramı



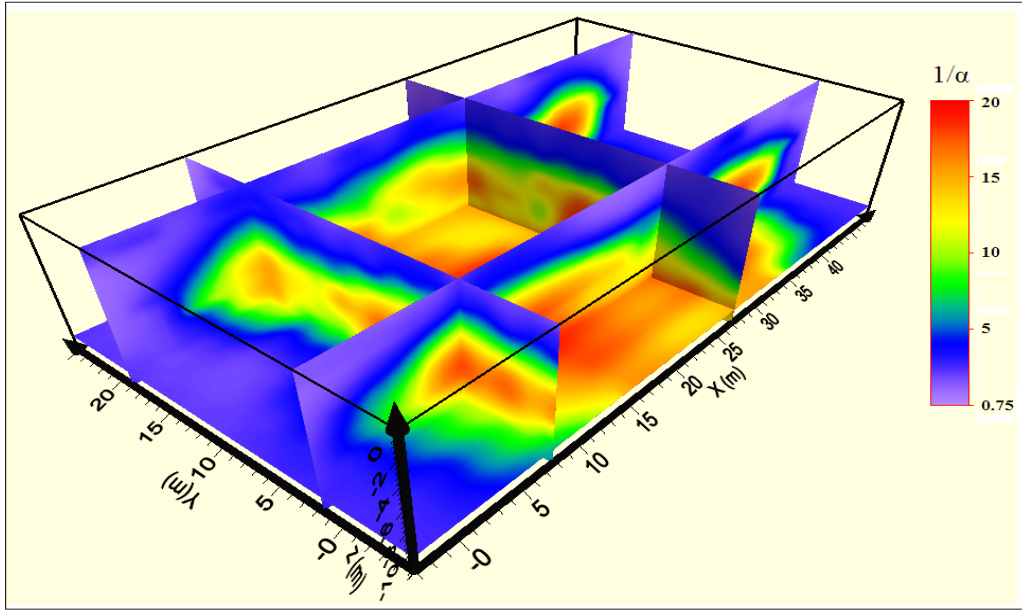
Genlik soğurulma tomografisi işlemi için öncelikle bir veri dosyası hazırlanır. Bu veri dosyasında birinci çalışma alanının ilk kısmında 5 profilde alınmış toplam 300 sinyal için ilk varış zamanları ve işlenmiş genlik değerleri ayrı sütunlarda olacak şekilde hazırlanan 3-boyutlu kaynak alıcı geometrisine uygun olacak şekilde yerleştirilir ve programa okutulur. İkinci aşamada ise hız tomografisinden elde edilen 3-boyutlu hız verileri başlangıç model dosyası olarak kullanılır. GeoTomCG programı ters çözüm işleminin gerçekleştirilebilmesi için ışın yolları bilgisine kullanmaktadır. Işın yolları bilgisi hız tomografisi sonucu elde edilmektedir. Son olarak, ters çözüm işlemi için parametre seçimi ve varsa herhangi bir sınırlama bilgisi kullanılır. Daha sonra hem düz ışın yolları

hem de eğrisel ışın yolları için iterasyon sayısı belirlenir. İterasyon sayısı elde edilen sonuç ve hata miktarı oranına göre artırılabilir. Ayrıca istenirse iterasyondan önce veya sonra belirli bir yumuşatma veya sönümleme uygulanabilmektedir. Çukurçayır sahasının birinci kısmı için elde edilen genliklerin ters çözüm işlemi sonucu  $1/\alpha$  tomogramı elde edilmiştir (Şekil 90). Şekil 90'da görüleceği gibi  $1/\alpha$ 'nın düşük olduğu alanlar soğurulmanın yüksek olduğu kısımları dolayısıyla kaya kalitesinin düşük olduğu alanları göstermektedir. Elde edilen soğurulma değerlerinin kırılma tomografisi ve yüzey dalgası çözümlerinden elde edilen sonuçlarla uyumlu olduğu görülmektedir.



Şekil 89. a) Ham genlikler, b) işlenmiş genlikler, c) doğal logaritması alınmış ham genlikler ile hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığının çarpımı sonucu elde edilen değerler





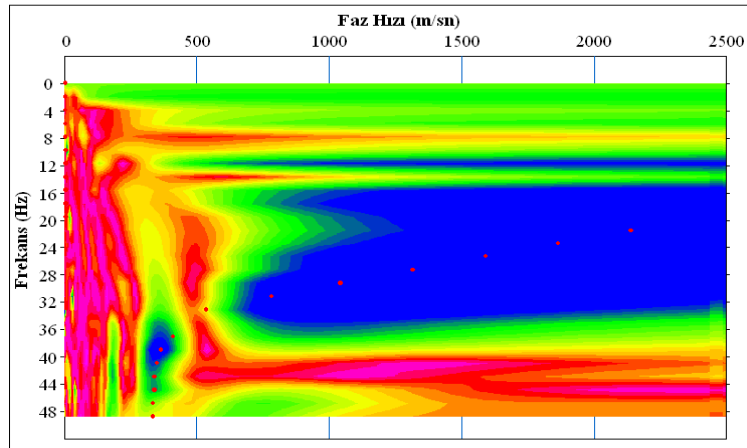
Şekil 90. Çukurçayır çalışma alanının birinci kısmı için  $1/\alpha$  tomografik kesiti

Çukurçayır sahasının ikinci kısmında alınan sismik kayıtlarından ham genlik değerleri veri kalitesinin düşük olması sebebiyle güvenilir olarak okunamamıştır. Bu nedenle bu kısım için genlik soğurulma tomografisi işlemi yapılamamıştır. Genlik soğurulma tomografisi işlemi hız tomografisi işlemine göre daha karmaşık ve zor olması nedeniyle bu alanda hız tomografisi sonuçları elde edilmesine rağmen genlik soğurulma tomografisi sonuçları elde edilememiştir.

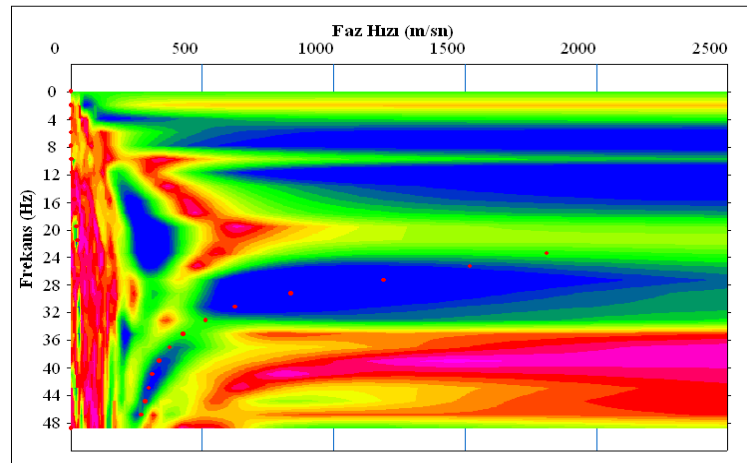
### 2.3.1.5. Çukurçayır Sahası Çok Kanallı Yüzey Dalgası Ölçümleri

Kabaköy formasyonun mühendislik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla bu çalışmada, geleneksel yöntemlerin yerine son yıllarda kullanımı giderek artan yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemini kullanmak suretiyle sığ yeraltının kesme dalgası hızları belirlenmiş ve bu hız bilgilerinden yararlanarak araştırma bölgesinde zemine ait mühendislik özellikleri hesaplanmıştır. Yüzey dalgası verileri, sismik kırılma yönteminde olduğu gibi iki kısımda alınmıştır. Atılan profillerin yerleri hemen hemen sismik kırılma ölçümleri ile aynı hatlar üzerinde yer almaktadır. Yüzey dalgası ölçümlerinde de her iki kısımda beşer profil olmak üzere toplam 10 profil boyunca ölçümler alınmıştır (Şekil 61). Profiller arası 5 er metre olarak seçilmiştir. Enerji kaynağı olarak 8 kg'lık balyoz ve demir bir plaka kullanılmıştır. 24 adet 4.5 Hz lik alıcılar kullanılarak alınan ölçümlerde, alıcı

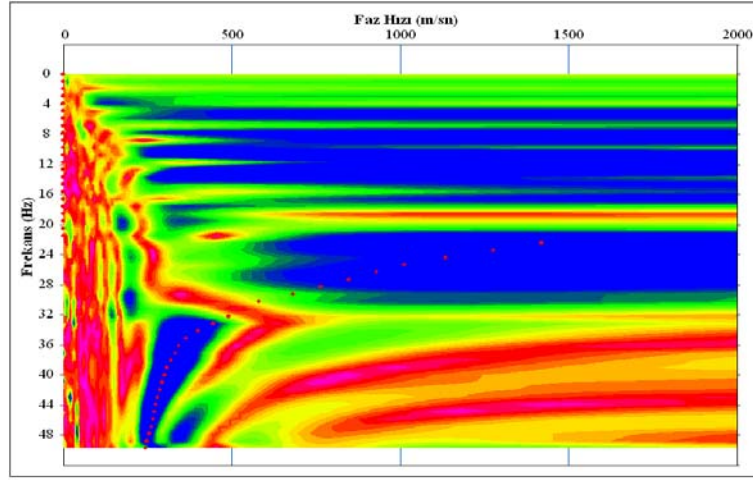
aralıkları 1m alınmıştır. Kaynak alıcı ofseti ise farklı uzaklıklar kullanılarak birkaç adet ölçüm alınmıştır. Tüm profillerde örnekleme aralığı 0.5 msn seçilmiş ve 1 sn süreyle kayıtlar alınmıştır. Sismik kayıtlar SeisImager programı kullanılarak değerlendirilmiştir. Sahadan toplanan sismik kayıtların Fouirer dönüşümleri alınmak suretiyle elde edilen faz hızı-frekans kesitleri Şekil 91-95’ de görülmektedir. Faz hızı frekans şekilleri incelendiğinde kesitlerde genel olarak iyi bir spektral görüntü elde edilmiş ve temel mod ayırımı kolaylıkla yapılabilmektedir. Temel mod üzerinde bazı noktalarda meydana gelen kesilmeler faz hızındaki yüksek farklılıktan kaynaklandığı düşünülmektedir. Faz hızı-frekans kesitleri üzerinde maksimum genliklerin pik noktalarını işaretlemek suretiyle Şekil 96’ da görülen dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Dispersiyon eğrilerinin karakteristik yapısı başlangıç modelinin oluşturulmasında oldukça önemlidir.



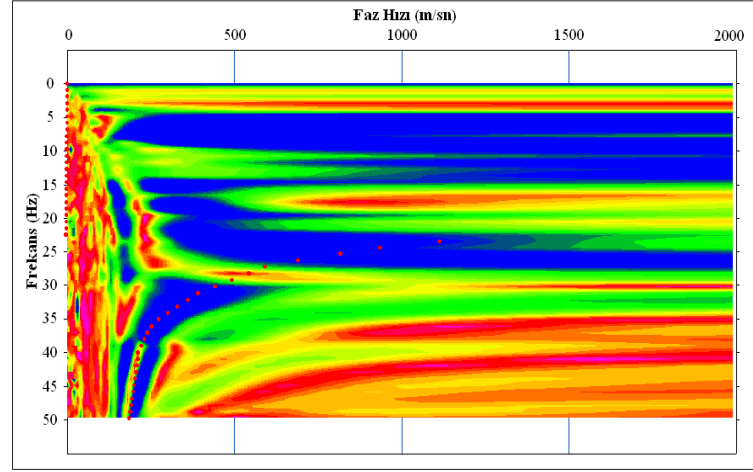
Şekil 91. Çukurçayır sahasının I. kısım 1. profil için faz hızı-frekans kesiti



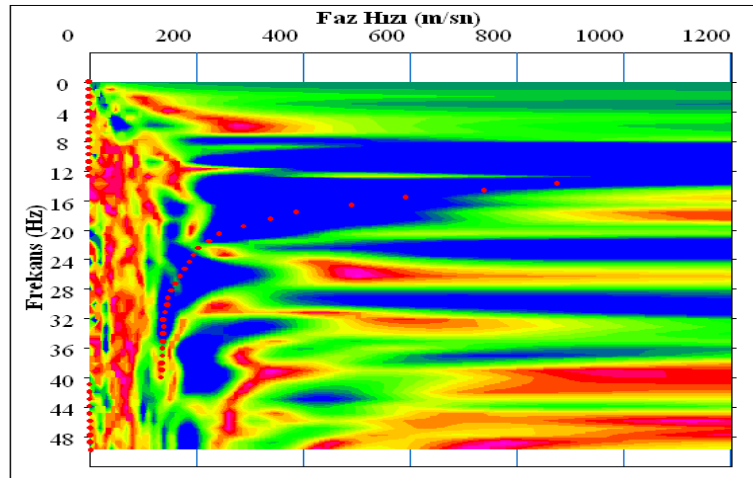
Şekil 92. Çukurçayır sahasının I. kısım 2. profil için faz hızı-frekans kesiti



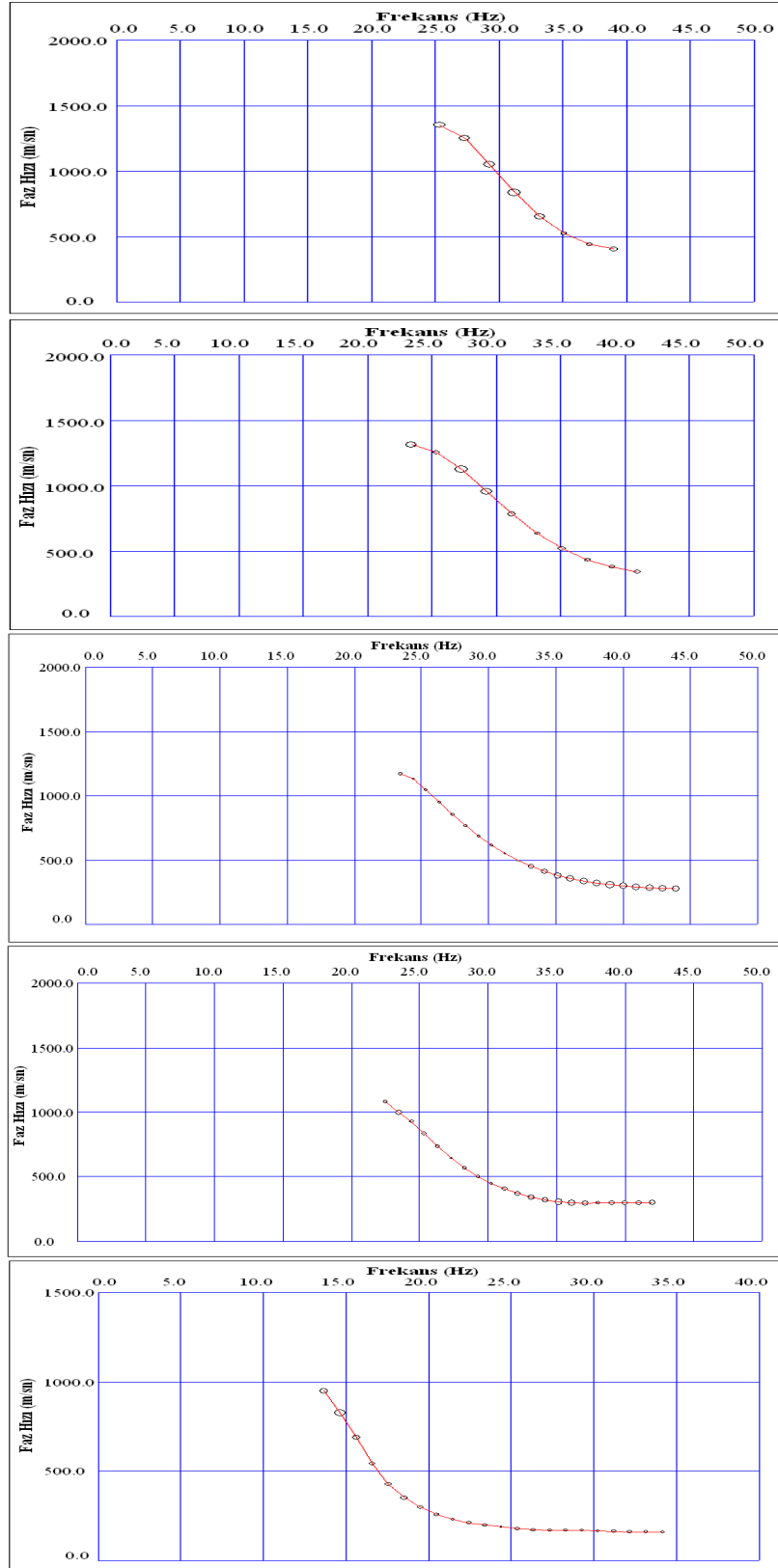
Şekil 93. Çukurçayır sahasının I. kısım 3. profil için faz hızı-frekans kesiti



Şekil 94. Çukurçayır sahasının I. kısım 4. profil için faz hızı-frekans kesiti

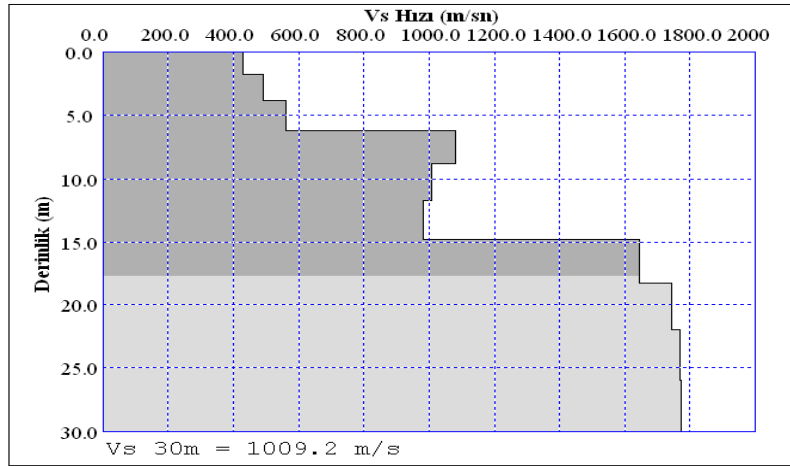


Şekil 95. Çukurçayır sahasının I. kısım 5. profil için faz hızı-frekans kesiti

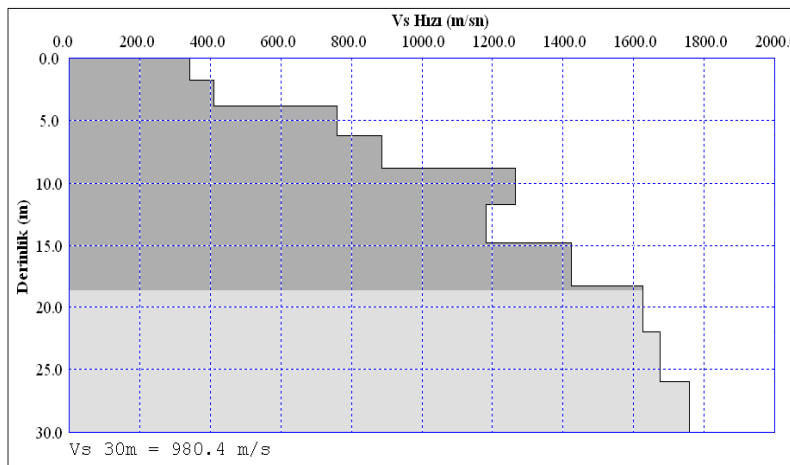


Şekil 96. Çukurçayır sahasının I. kısmına ait 5 profil için sırasıyla elde edilen dispersiyon eğrileri

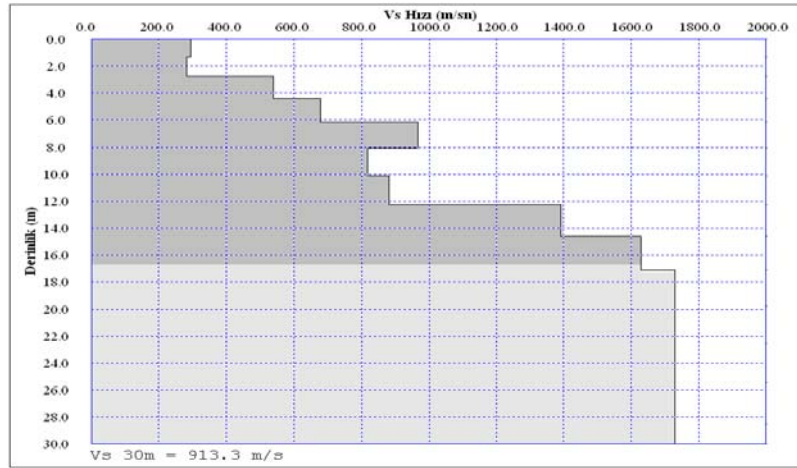
Elde edilen dispersiyon eğrilerine yinelemeli bir çözüm uygulanır. Bu çözümde önce düz çözüm uygulanarak bir başlangıç modeli belirlenir. Başlangıç modeli dispersiyon eğrisinin genel karakteristiğinden ve atış kaydı üzerindeki yüzey dalgası paketinin görünür hızları dikkate alınarak oluşturulur. Daha sonra bu başlangıç modeline doğrusal olmayan ters çözüm yöntemi uygulanarak bir boyutlu kesme dalgası hız-derinlik modeli elde edilir (Şekil 97-101). Başlangıç modeli ne kadar iyi oluşturulursa sonuç o kadar iyi olacaktır. Elde edilen yer altı yapılarından ortamın özellikle 5-6 metrelerden sonra oldukça yüksek hızlı ve masif birimden oluştuğu anlaşılmaktadır. Son adımda ise hesaplanan dispersiyon eğrisi ile gözlenen eğri karşılaştırılır (Şekil 102). Eğer çakışma beklenen düzeyde sağlandıysa işlem tamamlanmış olur.



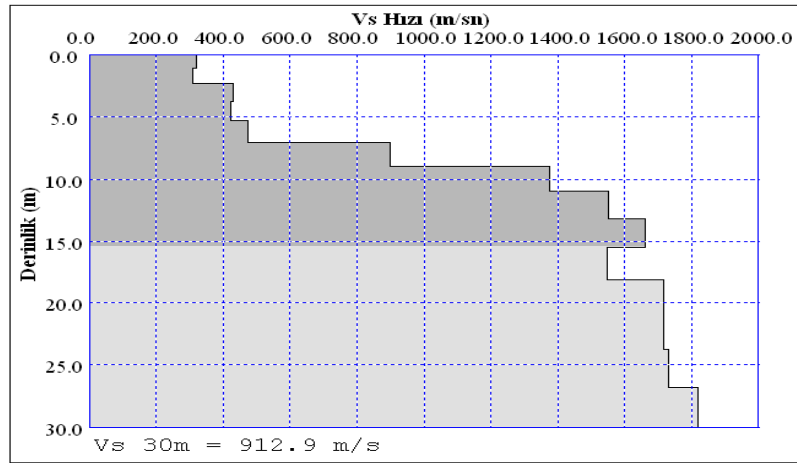
Şekil 97. Çukurçayır sahasının I. kısım 1. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



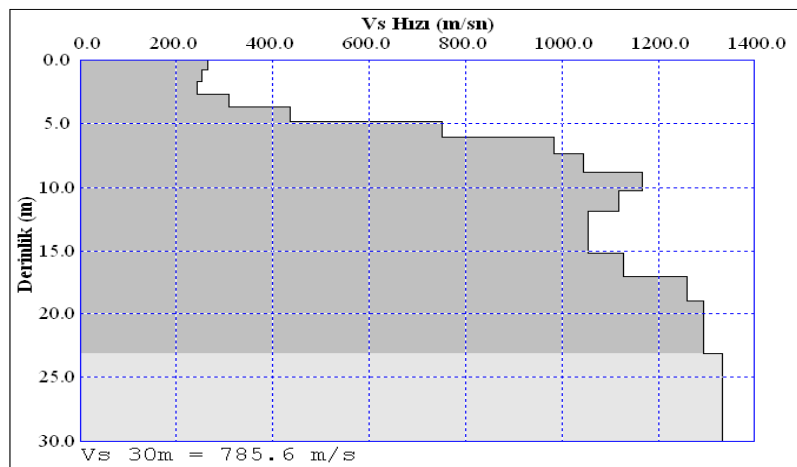
Şekil 98. Çukurçayır sahasının I. kısım 2. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



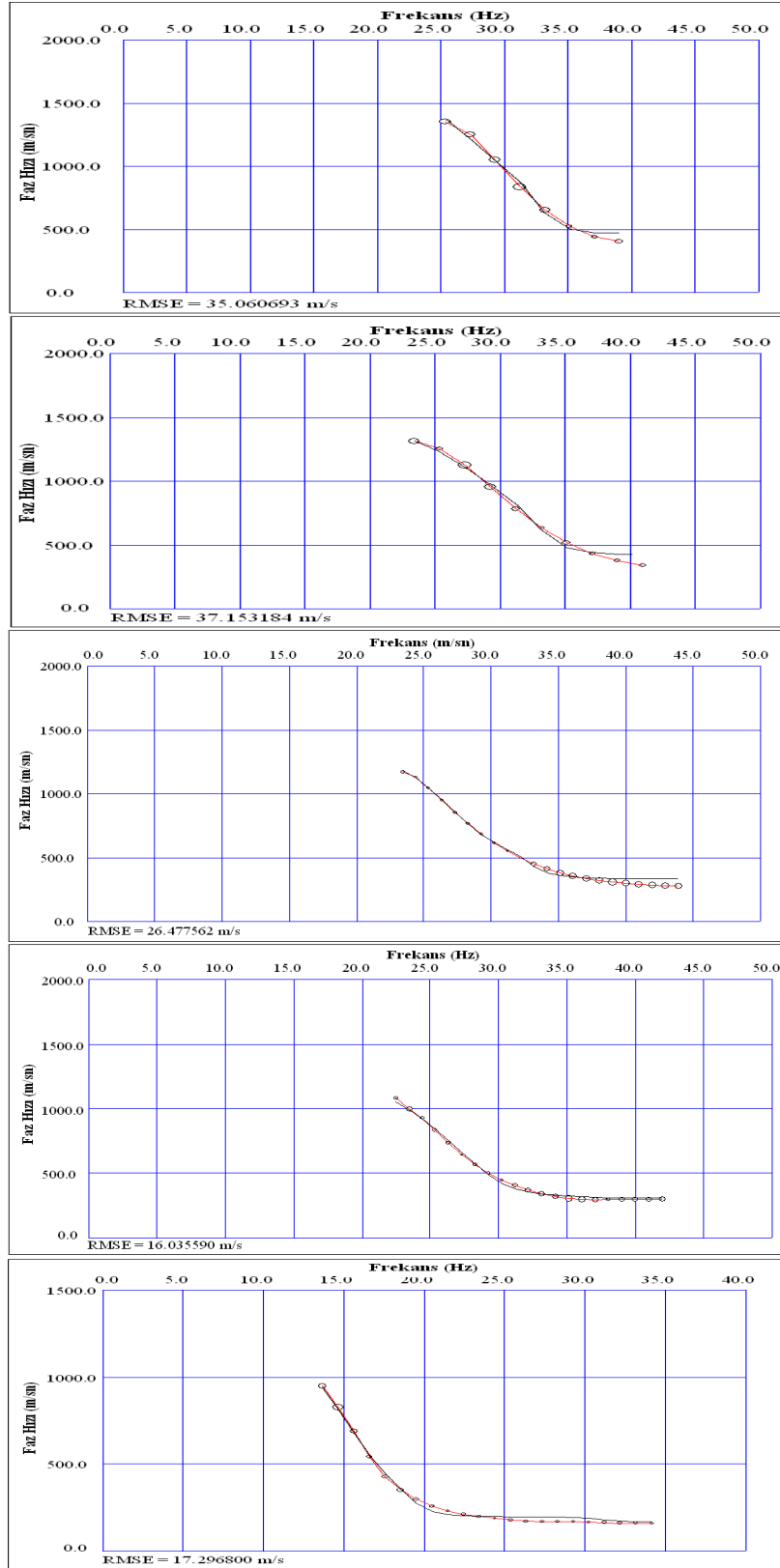
Şekil 99. Çukurçayır sahasının I. kısım 3. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



Şekil 100. Çukurçayır sahasının I. kısım 4. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı

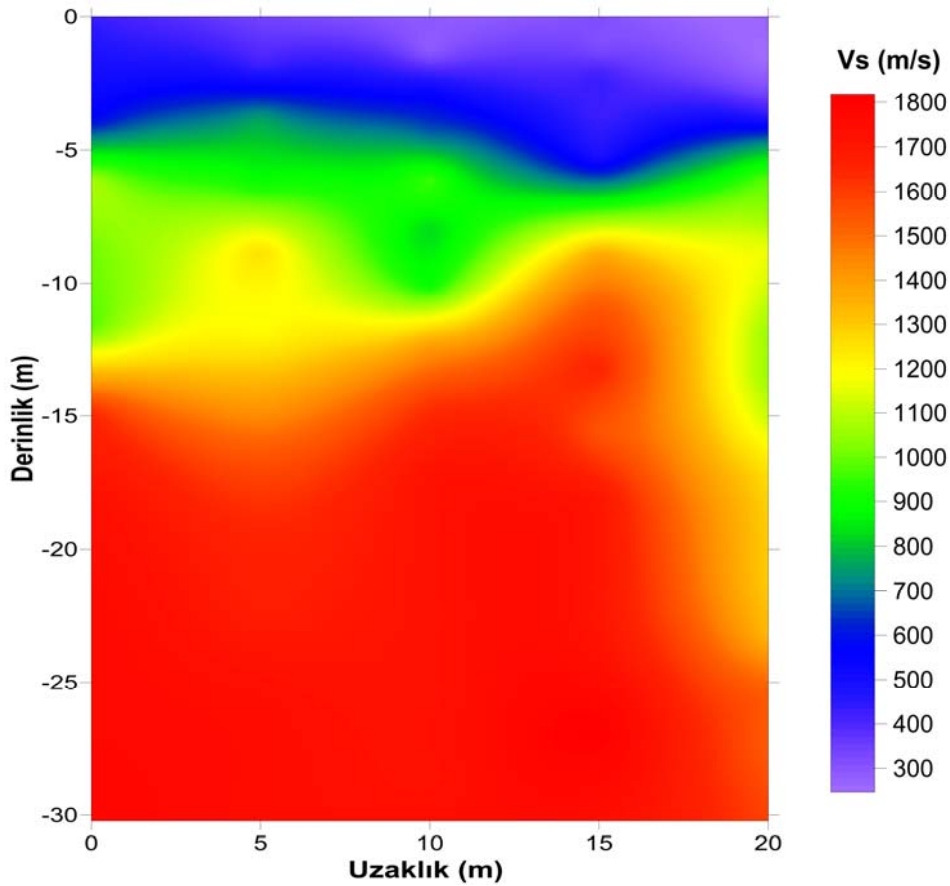


Şekil 101. Çukurçayır sahasının I. kısım 5. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



Şekil 102. Beş profil için elde edilen hesaplanan ve gözlenen dispersiyon eğrilerinin çakışması sırasıyla verilmektedir.

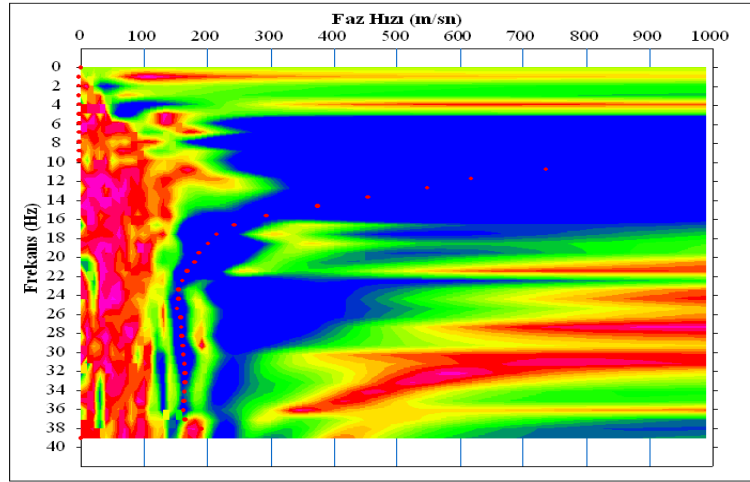
Çukurçayır çalışma sahasının 1. kısmında birbirine paralel olarak alınan 5 profil boyunca çok kanallı yüzey dalgası yöntemi ile elde edilen 1-boyutlu Vs hız yapıları interpolasyon yöntemi ile birleştirilerek y yönü boyunca 2-boyutlu S-dalgası hız yapısı elde edilmiştir (Şekil 103). Şekil 103’de görüldüğü 10-12 metrelerin altında oldukça yüksek hızlı ve masif bir birim yer almaktadır. Ayrıca uzaklık yönü boyunca ortamın düzensiz bir topografyaya sahip olduğu görülmüştür.



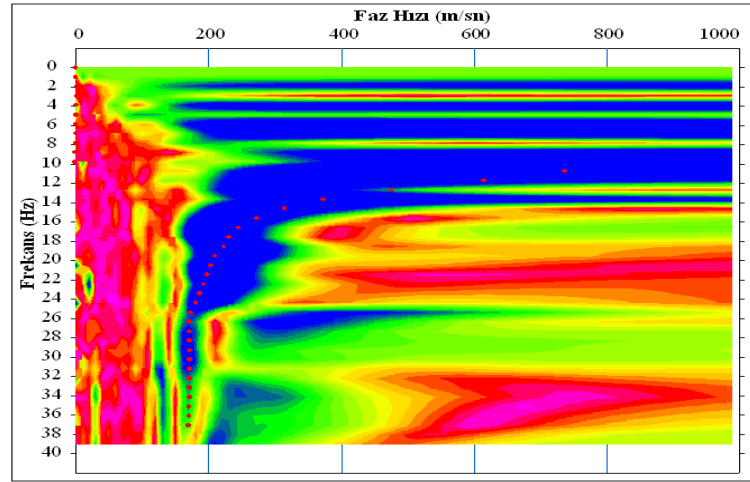
Şekil 103. Çukurçayır sahasının 1. kısmı için elde edilen 2-boyutlu Vs hızı dağılımı

Çukurçayır sahasının ikinci kısmında da birinci kısımda olduğu gibi 5 profil boyunca birbirine paralel hatlarda ölçümler alınmıştır. Şekil 61’de bu kısımda alınan ölçümlerin (6-10. profil) yerleri görülmektedir. Saha parametreleri birinci kısım ile tamimiyle aynı seçilmiştir. Çalışma sahasında zaman ortamında alınan sismik kayıtların Fourier dönüşümleri alınmak suretiyle faz hızı-frekans kesitleri elde edilmiştir (Şekil 104-108).

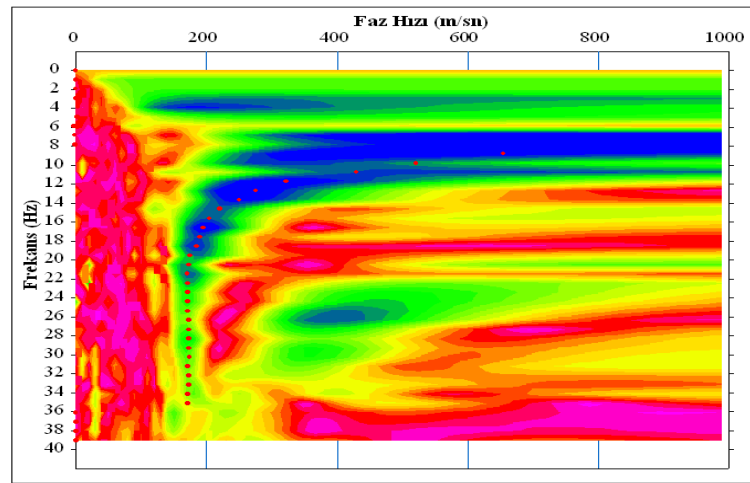




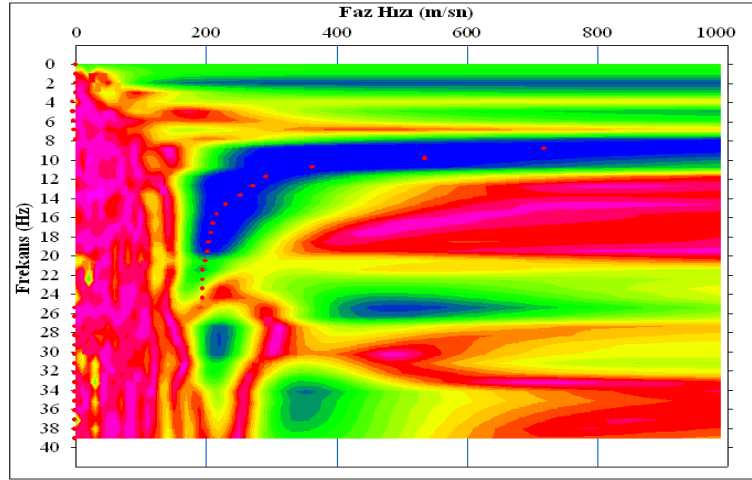
Şekil 104. Çukurçayır sahası II. kısmı 6. profil için faz hızı-frekans kesiti



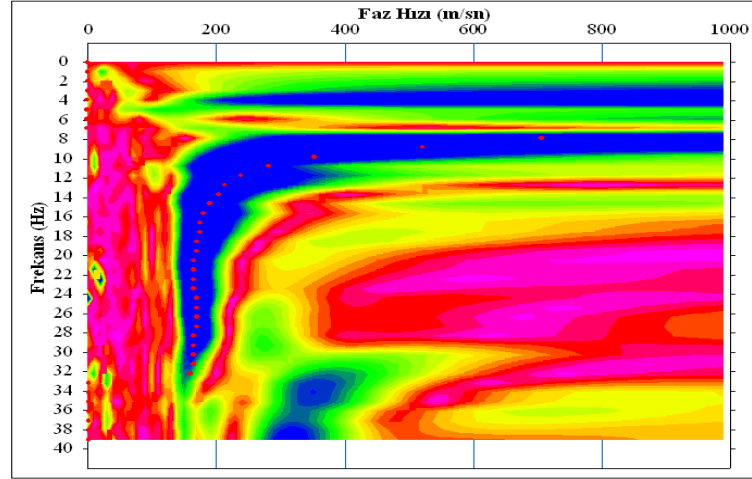
Şekil 105. Çukurçayır sahası II. kısmı 7. profil için faz hızı-frekans kesiti



Şekil 106. Çukurçayır sahası II. kısmı 8. profil için faz hızı-frekans kesiti

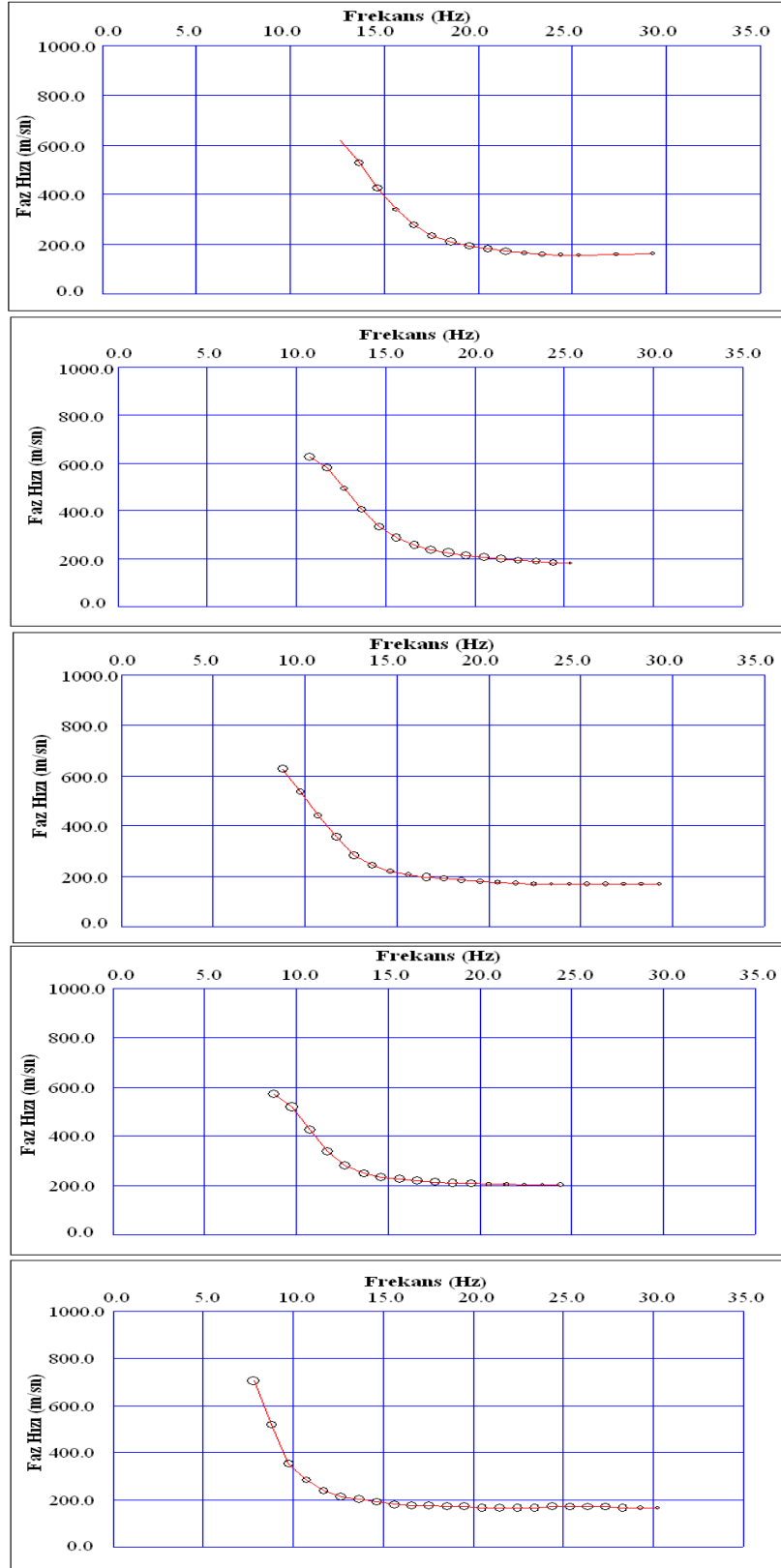


Şekil 107. Çukurçayır sahası II. kısmı 9. profil için faz hızı-frekans kesiti



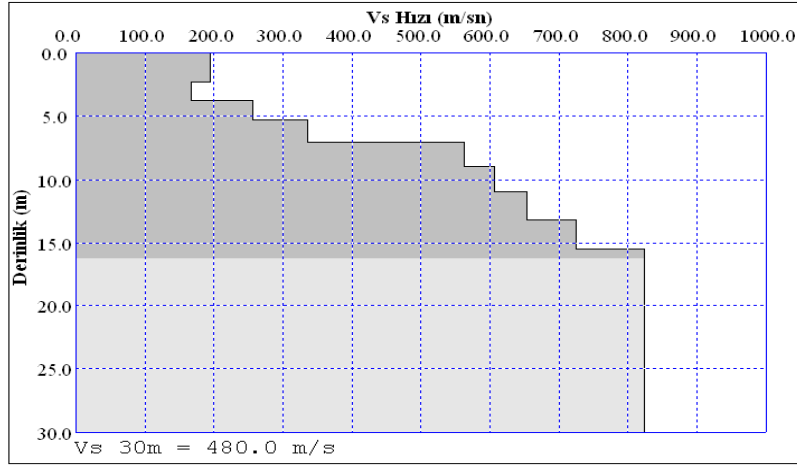
Şekil 108. Çukurçayır sahası II. kısmı 10. profil için faz hızı-frekans kesiti

Faz hızı-frekans kesitlerinde temel mod olarak belirlenen alanlar üzerinde genel olarak maksimum genliklerin pik noktalarını işaretlemek suretiyle çalışma alanının ikinci kısmı için Şekil 109' da görülen dispersiyon eğrileri elde edilmiştir.

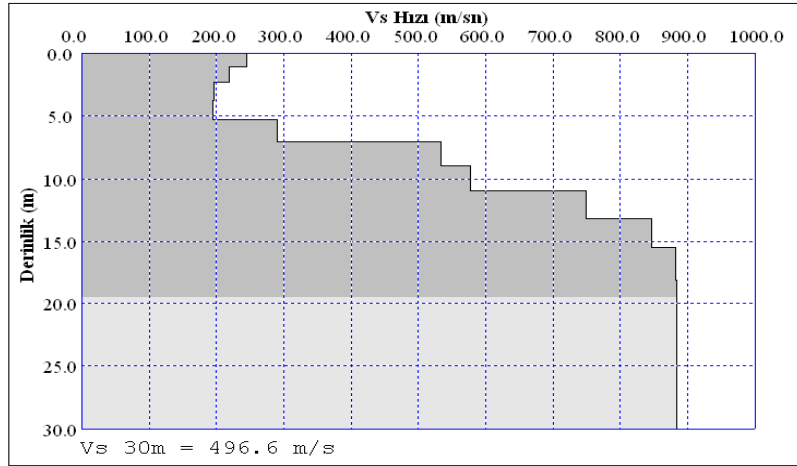


Şekil 109. Çukurçayır sahası II. kısmına ait beş profil (6-10) için sırasıyla elde edilen dispersiyon eğrileri

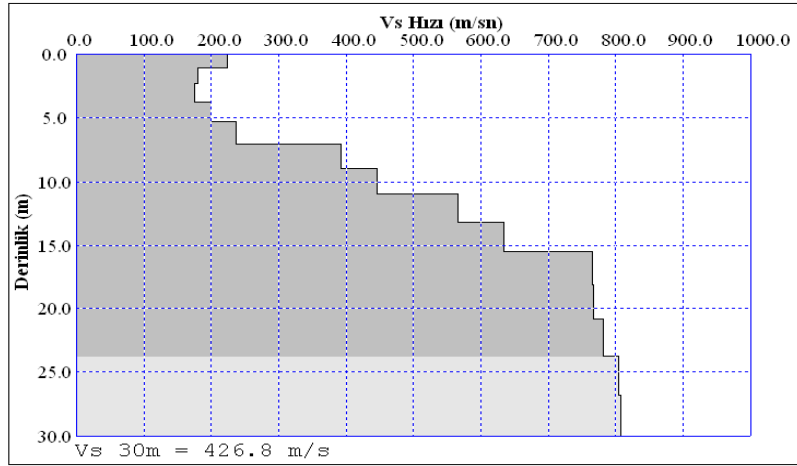
2. kısımda 5 profil (6-10) için elde edilen dispersiyon eğrilerinin ters çözümünden bu alan için  $V_s$  hızlarının derinlikle değişimleri elde edilmiştir (Şekil 110-114). Son aşamada ise hesaplanan dispersiyon eğrileri ile gözlenen dispersiyon eğrileri karşılaştırılmaya çalışılmıştır (Şekil 115). Sonuç olarak belirli bir hata oranı ile karşılaştırma sağlanmıştır.



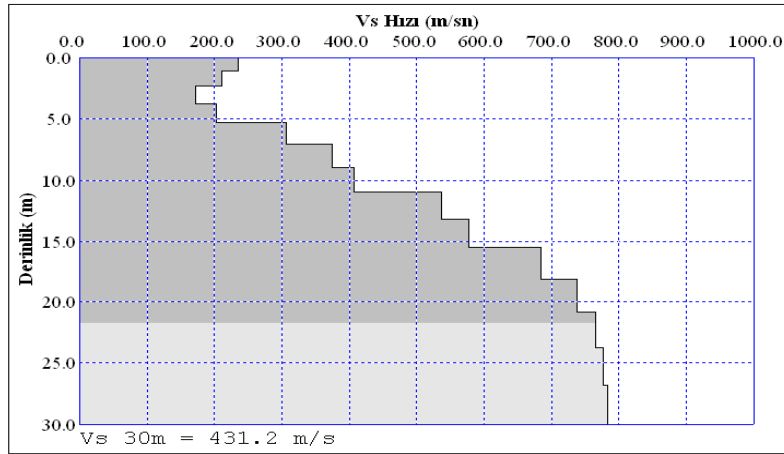
Şekil 110. Çukurçayır sahası II. kısmı 6. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



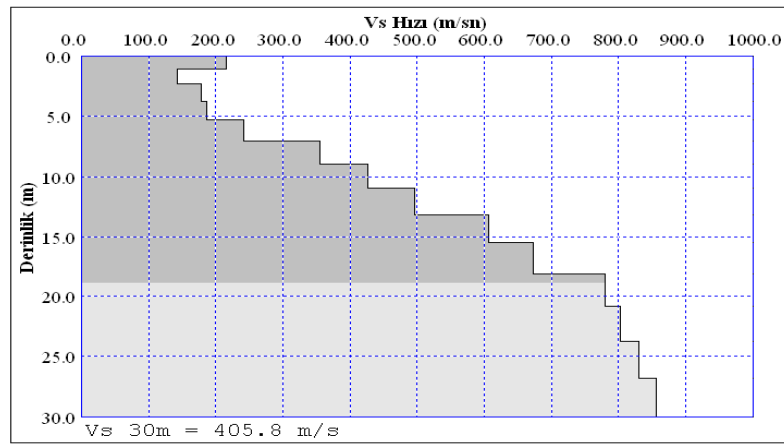
Şekil 111. Çukurçayır sahası II. kısmı 7. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



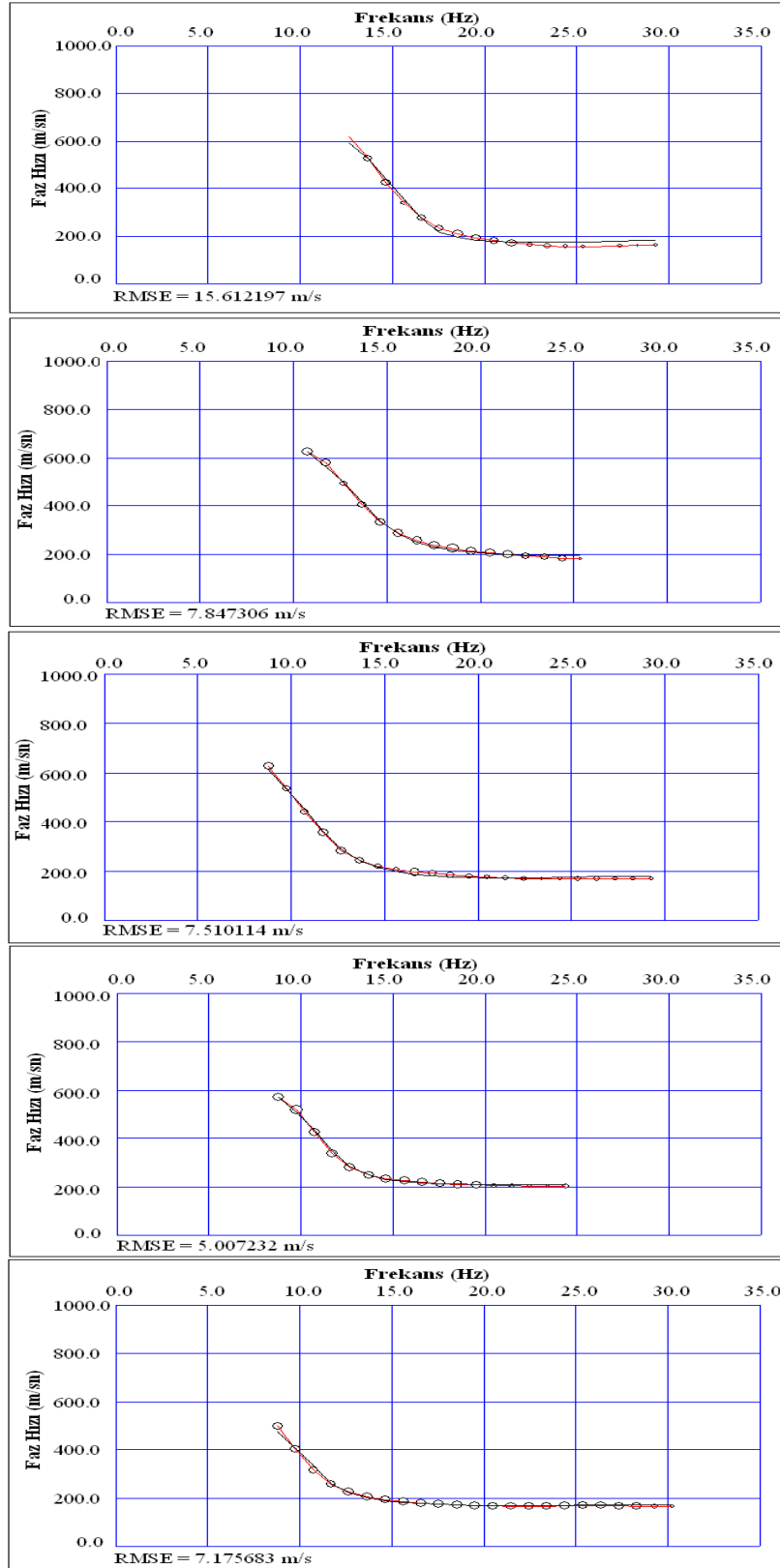
Şekil 112. Çukurçayır sahası II. kısmı 8. profil için 1 Vs yeraltı yapısı



Şekil 113. Çukurçayır sahası II. kısmı 9. profil için 1-Vs yeraltı yapısı

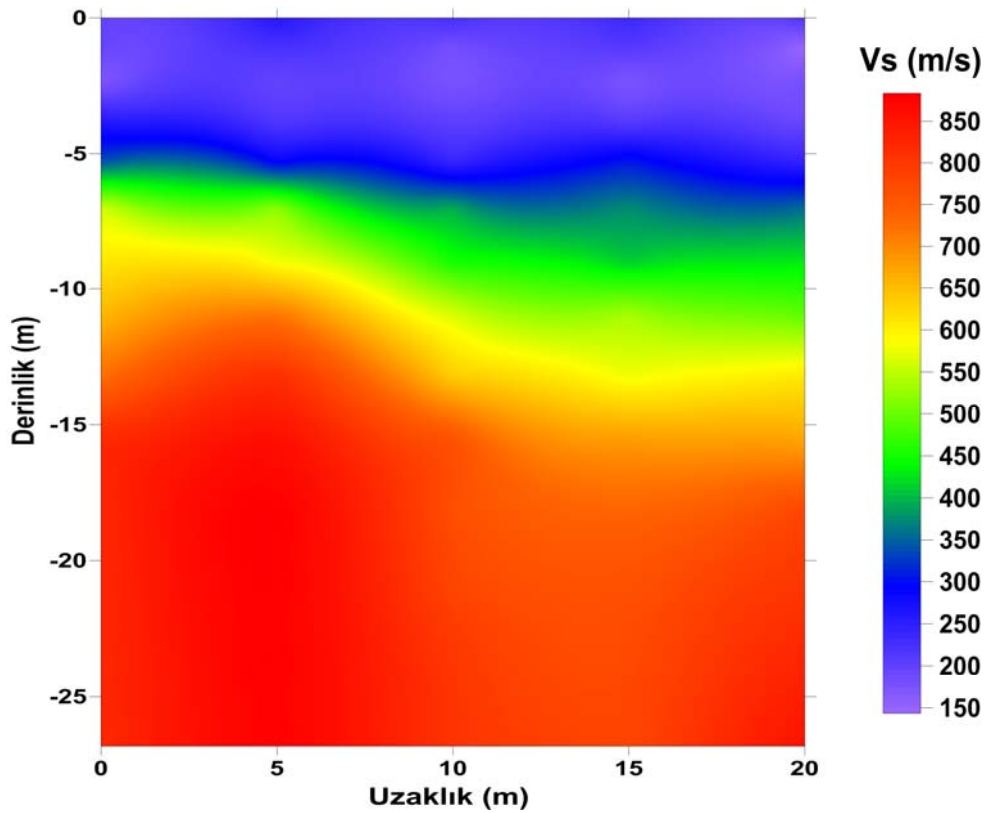


Şekil 114. Çukurçayır sahası II. kısmı 10. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



Şekil 115. Beş profil (6-10) için sırasıyla elde edilen hesaplanan ve gözlenen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması

Çukurçayır çalışma sahasının 2. kısmında birbirine paralel olarak alınan 5 profil boyunca çok kanallı yüzey dalgası yöntemi ile elde edilen 1-boyutlu Vs hız yapıları interpolasyon yöntemi ile birleştirilerek uzaklık boyunca 2-boyutlu S-dalgası hız yapısı elde edilmiştir (Şekil 116). Şekli 116'dan görüldüğü gibi 10 metre ve daha alt kısımlar nispeten daha yüksek hızlı alanları içermektedir. Çukurçayır sahasının ikinci kısmının uzaklık boyunca yer altı yapısı birinci kısma göre nispeten daha düzgün ancak eğimli bir topografyaya sahiptir. Bu alanda birinci kısma göre hızlar oldukça düşüktür. Bu durum ayrışmanın bu alanda oldukça yüksek olduğunu göstermektedir.



Şekil 116. Çukurçayır sahasının II. kısmı için elde edilen 2-boyutlu Vs hızı dağılımı

### 2.3.2. Pelitli Sahası

Kabaköy formasyonun mühendislik özelliklerini ortaya koymak için yapılan bu tez çalışmasında ikinci çalışma alanı olarak Trabzon ili Pelitli beldesi seçilmiştir. Bu bölge Çukurçayır beldesinden sonra yapılaşmanın en yoğun olduğu yerlerden biridir. Bu alanda

toplam 10 profil boyunca sismik ölçümler ve 4 noktada karotlu sondaj yapılmıştır (Şekil 117).



Şekil 117. Pelitli sahası sismik profiller ve sondaj noktaları

### 2.3.2.1. Pelitli Sahası Sondaj Çalışmaları

Çalışma alanında jeolojik ve topografik koşulları da dikkate alınarak, sismik profillerin orta noktalarını kesecek şekilde toplam 4 noktada karotlu sondaj işlemi gerçekleştirilmiştir (Şekil 117). Çalışma alanındaki yüzey ve çevre incelemeleri sonucu taban kaya derinliğinin hemen hemen sıg olduğu düşüncesiyle her nokta için 10 metre olmak üzere toplamda 40 metre sondaj yapılmıştır. Sondaj işlemi sonucunda her bir kuyu için nx çaplı karotlar alınarak karot sandıklarına yerleştirilmiştir. Sondajlardan elde edilen karot sandıkları laboratuvar ortamında değerlendirilmek suretiyle her bir kuyu için formasyonun ana kaya derinliği, litolojisi, toplam karot verimi, RQD değerleri ve ayrışma dereceleri belirlenmiştir (Tablo 13-16). Bu değerlerden ortamın oldukça masif bazaltlardan oluştuğu anlaşılmaktadır.



Tablo 13. 1 nolu sondaj noktasından elde edilen veriler

Derinlik(m)	Litoloji	Karot Verimi (%)	RQD (%)	Ayrışma Derecesi
0-3.5	Zemin			
3.5-4	Bazaltik Aglomera	80	80	Orta Derece
4-7	Bazaltik Aglomera	95	85	Az
7-9	Bazaltik Aglomera	100	90	Ayrışma Yok
9-10	Bazaltik Aglomera	100	100	Ayrışma Yok

Tablo 14. 2 nolu sondaj noktasından elde edilen veriler

Derinlik(m)	Litoloji	Karot Verimi (%)	RQD (%)	Ayrışma Derecesi
0-2	Zemin			
2-4	Bazaltik Aglomera	100	80	Az
5-8	Bazaltik Aglomera	100	70	Az-Orta
8-10	Bazaltik Aglomera	90	60	Orta Derece

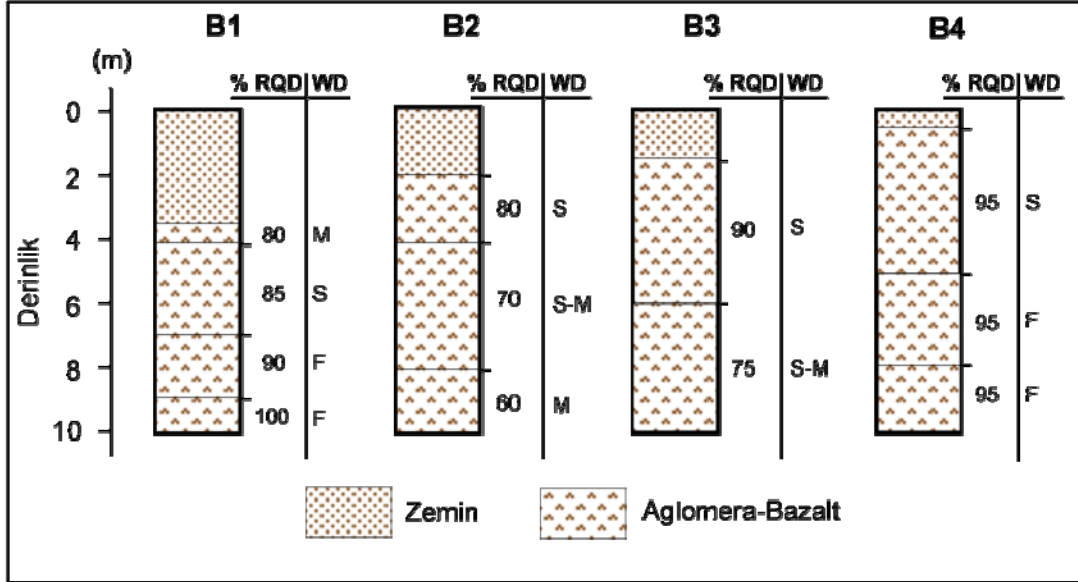
Tablo 15. 3 nolu sondaj noktasından elde edilen veriler

Derinlik(m)	Litoloji	Karot Verimi (%)	RQD (%)	Ayrışma Derecesi
0-1.5	Zemin			
1-5-6	Bazaltik Aglomera	95	90	Az Ayrışma
6-10	Bazaltik Aglomera	90	75	Az-Orta

Tablo 16. 4 nolu sondaj noktasından elde edilen veriler

Derinlik(m)	Litoloji	Karot Verimi (%)	RQD (%)	Ayrışma Derecesi
0-0.5	Zemin			
0.5-5	Bazaltik Aglomera	100	95	Az
5-8	Bazaltik Aglomera	100	95	Ayrışma Yok
8-10	Bazaltik Aglomera	100	95	Ayrışma Yok

Tablo 13, 14, 15 ve 16’da verilen sondaj bilgilerinden yararlanılarak çalışma alanına ait sondaj logları ve ilgili jeoteknik parametreler elde edilmiştir (Şekil 118).



Şekil 118. 4 adet sondaj noktası için loglar ve ilgili jeoteknik parametreler

Çalışma alanında yapılan sondajlardan laboratuvar deneylerinde kullanılmak üzere standartlara uygun olarak elde edilmiş olan 90 adet karot örneği ve karot sandıklarının bir görünümü Ek 2’ de verilmiştir.

### 2.3.2.2. Pelitli Sahası Laboratuvar Deneyleri

İkinci çalışma alanı olan Pelitli sahasında yapılan toplam 4 adet karotlu sondaj sonucunda elde edilen karot sandıkları içerisindeki karotlardan RQD, ayrışma derecesi gibi parametreler belirlendikten sonra laboratuvar deneyleri için uygun olan karotlar seçilmiştir. Seçilen karot örnekleri ISRM (1981) standartlarına uygun olarak kesme ve düzeltme işleminden geçirildikten sonra toplam 90 adet karot örneği deneyler için kullanıma hazır hale getirilmiştir. Bu 90 adet karot örneğinden 12 adeti su ile doyurma işlemi sonucunda üzerinden parça koptuğu ve 7 adeti ise tek eksenli deney sırasında standartların dışında kaldığı için deneylerden çıkarılmıştır. Bunun sonucunda toplam kalan 71 adet standartlara uygun karot örneği laboratuvar deneylerinde kullanılmıştır. Öncelikle bu karotların doğal ağırlıkları, boy ve çapları hassas olarak ölçülmüştür. Daha sonra en az 24 saat süreyle su

ile doyurma işlemine tabii tutulduktan sonra doygun halleri için tartılarak ağırlıkları hesaplanmıştır. Doygun karot numunelerin ultrasonik hızları ölçülmüştür (Tablo 17). Bu aşamada doygun numuneler etüv içerisinde 24 saat 105 °C derecede bekletilerek içerisindeki su miktarı tamamen kurutulmuştur. Kuru karot numunelerinin ağırlıkları ve ultrasonik hızları belirlenmiştir (Tablo 17). Karot numunelerinin doğal, kuru ve doygun ağırlıklarından yararlanmak suretiyle görünür porozite, su içeriği ve ağırlıkça su emme oranı değerleri hesaplanmıştır (Tablo 17). Son olarak ise tek eksenli basınç dayanımının hesaplanması için karot numuneleri kırılmıştır (Tablo 17). Karotların doygun ve kuru hızlarının ölçümünde Pundit Plus marka ultrasonik hız ölçüm cihazı ve 54 kHz'lik merkezi frekansa sahip alıcı ve verici probları kullanılmıştır. Karot numunelerinin ölçümüne başlamadan önce alet kalibre edilmiş ve her ölçüm esnasında iletimi artırmak amacıyla karot numuneleri üzerinde ultrasonik jel sürülmüştür. Ultrasonik hızların ölçümünde direk iletim tekniği kullanılmıştır. Tablo 17'den de görüleceği gibi hem hızlar hem de tek eksenli basınç değerlerinin standart sapmaları düşük olup, tüm örneklerde genel olarak birbirine yakın değerler elde edilmiştir. Karotlardan elde edilen ultrasonik hızlar ile arazi çalışmalarından elde edilen sismik hızlar birbirlerini desteklemektedir.

Tablo 17. Pelitli sahası karotlarından elde edilen deney sonuçları; n: görünür porozite, w:su içeriği, ASE: ağırlıkça su emme oranı, UCS: tek eksenli basınç dayanımı

Örnek	Doygun Vp (m/s)	Kuru Vp (m/s)	UCS (MPa)	n (%)	ASE (%)	w (%)
1	3577,20	3340,63	39,85	22,83	10,57	11,82
2	4292,83	3845,66	49,78	16,32	6,86	7,49
3	4316,41	3868,34	63,98	14,71	6,17	6,49
4	3905,46	3402,30	58,01	18,8	8,21	8,66
5	3913,38	3608,44	63,64	18,77	7,95	8,83
6	3962,72	3722,56	67,24	17,89	7,92	8,39
7	4613,87	4082,16	95,09	13,00	3,13	5,87
8	4503,28	3952,52	86,33	15,82	5,36	7,18
9	4162,64	3683,39	57,73	16,35	4,07	7,90
10	4462,30	4160,34	43,77	13,45	4,40	5,77
11	4682,64	4160,41	83,22	12,77	3,56	5,40
12	4390,75	3954,79	74,90	14,38	4,53	6,20
13	4546,17	4191,26	86,27	13,62	4,57	5,90
14	4727,35	4321,09	81,69	12,75	4,03	5,39

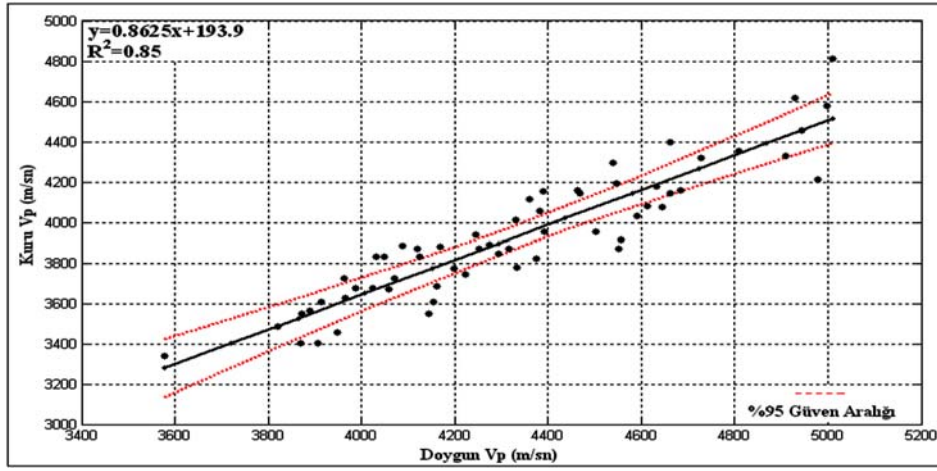
Tablo 17' nin devamı

15	4329,72	4013,69	83,52	14,32	3,85	6,19
16	4644,88	4076,80	66,07	13,04	3,36	5,59
17	5010,5	4812,72	127,34	8,95	2,82	3,72
18	4661,72	4141,82	84,37	12,72	4,20	5,79
19	4944,10	4457,48	116,99	12,39	4,19	5,25
20	4252,66	3870,07	49,35	14,29	4,78	6,80
21	4909,15	4329,33	86,44	12,70	4,46	5,39
22	4234,05	3307,45	32,06	18,52	7,35	8,91
23	4165,21	3488,69	55,12	17,50	7,50	7,95
24	4153,61	3605,28	51,59	17,85	8,50	8,52
25	4556,72	3915,16	72,65	16,73	7,34	7,73
26	4223,84	3744,85	42,59	16,62	7,07	7,77
27	3947,26	3455,43	66,90	18,66	7,90	8,62
28	4719,43	3901,62	68,76	16,40	7,22	7,44
29	4198,26	3775,52	44,87	18,53	8,89	9,11
30	4143,35	3549,51	39,96	20,26	9,59	10,18
31	4359,49	4115,49	48,49	17,61	8,26	8,76
32	4169,48	3878,92	43,04	17,50	8,01	8,62
33	4125,29	3833,75	40,78	17,97	8,68	9,10
34	4023,81	3673,91	51,01	19,96	9,89	10,15
35	3868,73	3400,16	45,43	22,62	10,37	11,70
36	4058,61	3668,87	46,75	19,60	9,21	10,05
37	3871,43	3549,84	40,69	20,99	9,99	10,91
38	3965,34	3625,08	43,47	20,50	9,10	10,61
39	4395,28	3566,77	61,36	17,72	7,68	8,55
40	4273,52	3889,21	60,09	15,25	6,17	7,05
41	4331,94	3777,34	81,46	14,41	5,54	6,29
42	4928,57	4619,25	97,69	11,99	3,34	5,02
43	4997,72	4579,50	110,29	12,17	4,63	5,13
44	4552,07	3809,20	37,90	17,42	7,61	7,97
45	3799,48	3659,70	36,15	19,44	7,45	9,26
46	4978,77	4209,85	62,83	12,73	3,83	5,41
47	3987,36	3677,53	31,97	17,22	6,22	8,10
48	4001,95	3376,54	39,55	19,61	8,82	9,68
49	4085,45	4025,37	40,04	15,17	4,76	6,97
50	3867,61	3748,81	54,44	17,19	7,79	8,26
51	4031,11	3832,39	66,83	15,44	4,76	7,28
52	4243,63	3939,43	49,38	13,97	5,74	6,55
53	4088,06	3885,11	54,48	14,72	4,59	6,85
54	4120,15	3870,00	59,65	16,74	8,43	7,89
55	4388,71	4154,20	57,47	15,06	4,72	6,94

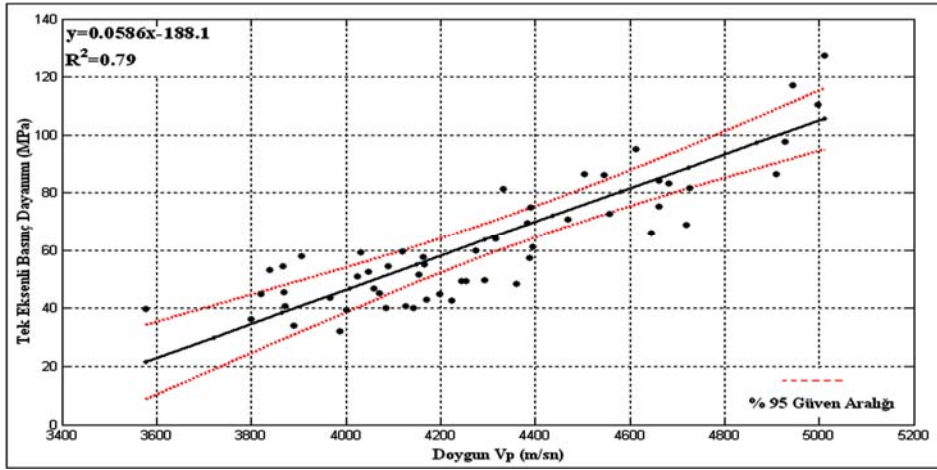
Tablo 17' nin devamı

56	4469,06	4146,20	70,83	16,53	6,91	7,69
57	3890,46	3563,11	33,89	22,4	9,41	11,50
58	4048,51	3833,92	52,64	17,75	5,81	8,41
59	4661,75	4398,59	75,15	13,99	5,43	6,08
60	4989,73	4092,70	72,29	13,32	5,32	5,65
61	4031,78	3958,21	59,39	15,76	7,17	7,27
62	4383,33	4057,43	69,47	13,09	4,89	5,80
63	3819,43	3486,77	45,00	20,57	7,65	9,69
64	4539,12	4293,77	99,28	11,94	4,61	5,06
65	3838,03	3771,63	53,19	18,56	7,63	8,71
66	4069,96	3722,70	45,19	19,04	7,72	8,82
67	4590,55	4031,55	46,45	16,26	6,01	7,41
68	4632,14	4175,95	52,82	15,96	6,86	7,18
69	4375,40	3820,77	40,03	17,20	6,64	7,95
70	4551,89	3869,11	44,04	15,86	6,93	7,11
71	4808,95	4352,77	60,09	14,17	4,73	6,18
<b>Ort.</b>	<b>4315,00</b>	<b>3896,91</b>	<b>60,86</b>	<b>16,29</b>	<b>6,47</b>	<b>7,60</b>
<b>Std. Sp.</b>	<b>347,24</b>	<b>317,13</b>	<b>20,70</b>	<b>2,89</b>	<b>2,00</b>	<b>1,77</b>

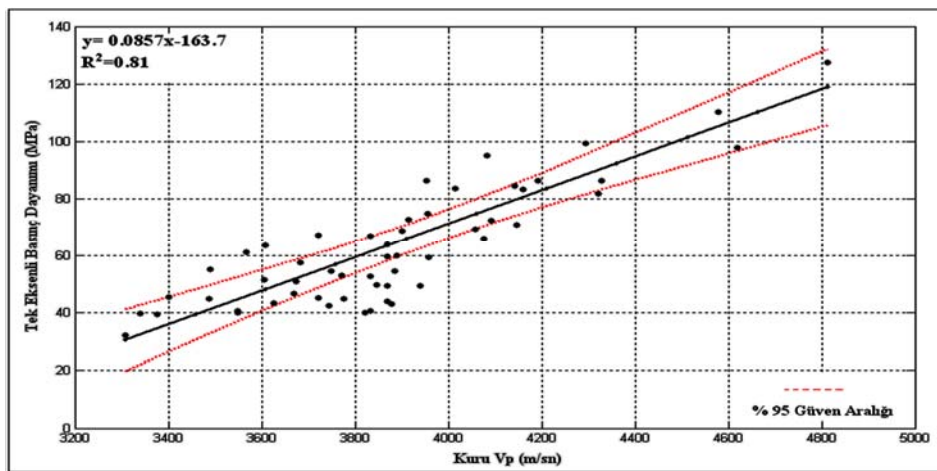
Pelitli sahasında yapılan 4 adet sondaj çalışmasından elde edilen karot örnekleri üzerinde dolaylı yöntemler kullanılarak elde edilen ultrasonik hız değerleri ile tek eksenli basınç dayanımı, görünür porozite, su içeriği ve ağırlıkça su emme oranları arasındaki ilişkiler regresyon analizi kullanılarak belirlenmiştir. Regresyon analizinde en küçük kareler ve robust teknikleri farklı veri grupları için kullanılarak en iyi ilişkiyi veren yöntem seçilmiştir. En küçük kareler yöntemi kümelenmiş veri gruplarında, robust yönteminin ise dağınık veri gruplarında daha iyi sonuç verdiği gözlenmiştir. Şekil 119-125' de sırasıyla doymun Vp hızı ile kuru Vp hızı, doymun ve kuru Vp hızı ile tek eksenli basınç dayanımı, görünür porozite ile doymun, kuru Vp hızı ve su içeriği, ağırlıkça su emme oranı ile doymun Vp hızı arasındaki ilişkiler görülmektedir. Regresyon analiz sonuçlarından ultrasonik P dalgası hızları ile diğer parametreler arasında yüksek oranda ilişkinin sağlandığı görülmektedir.



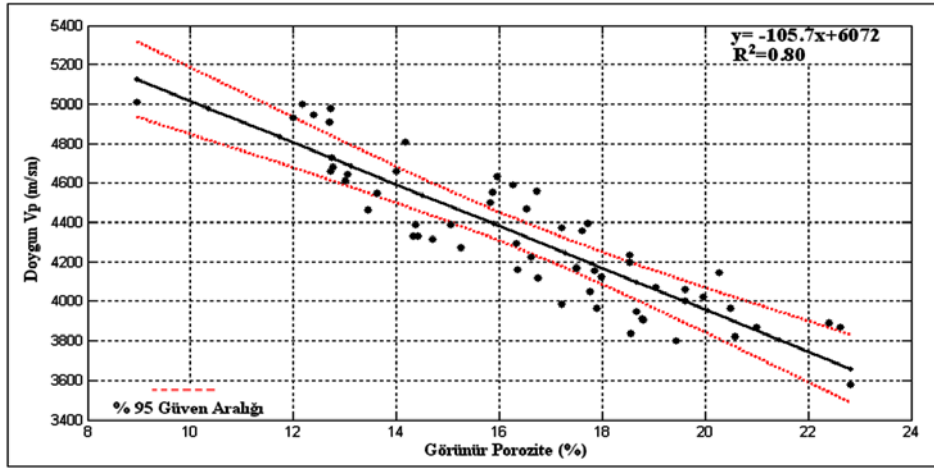
Şekil 119. Doygun Vp ile kuru Vp arasındaki ilişki



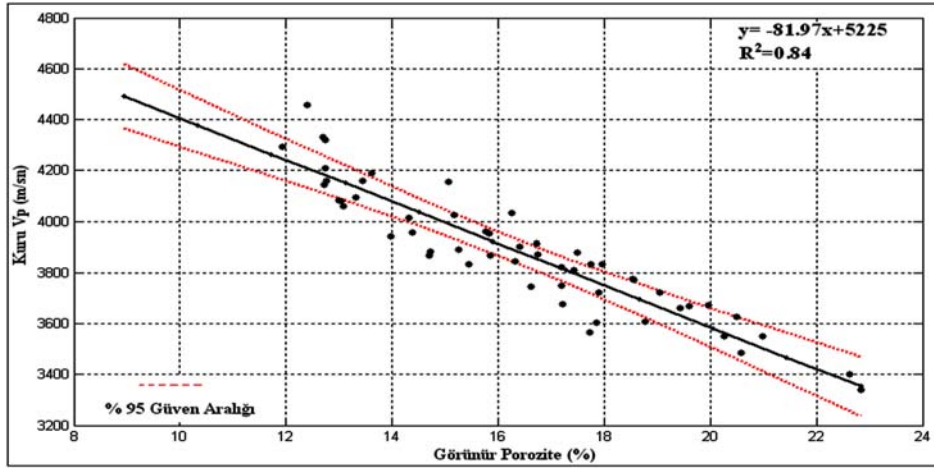
Şekil 120. Doygun Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasındaki ilişki



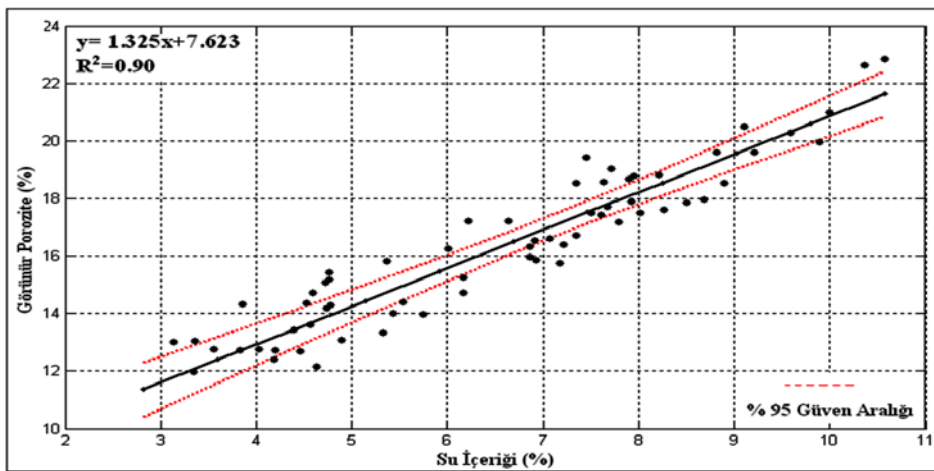
Şekil 121. Kuru Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasındaki ilişki



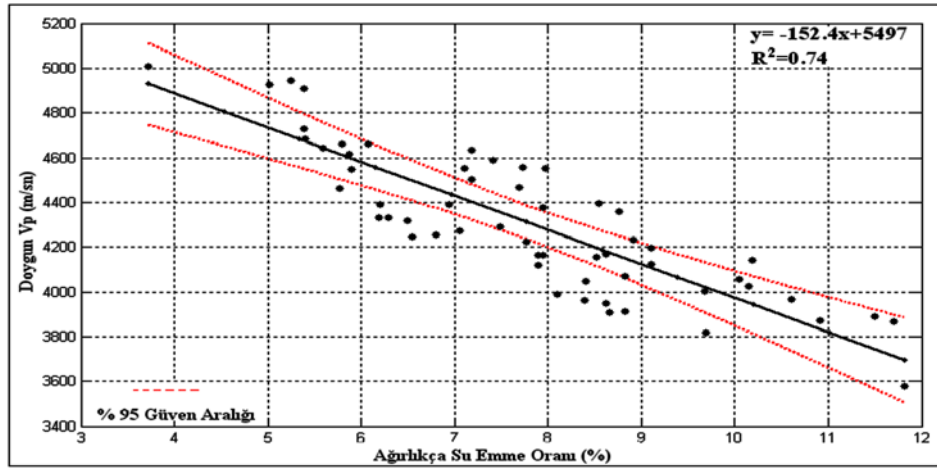
Şekil 122. Görünür porozite ile doymun Vp arasındaki ilişki



Şekil 123. Görünür porozite ile kuru Vp arasındaki ilişki



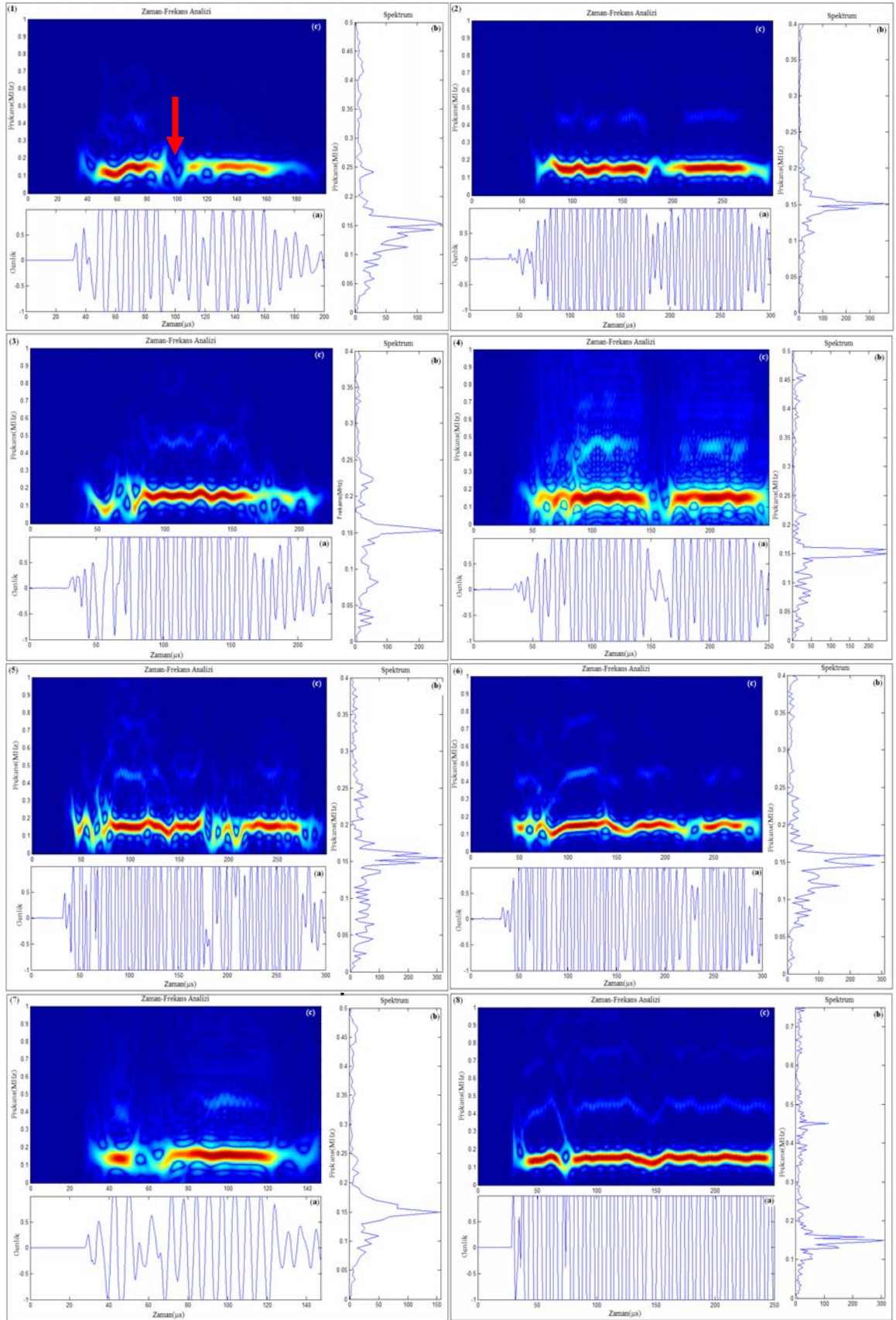
Şekil 124. Görünür porozite ile su içeriği arasındaki ilişki



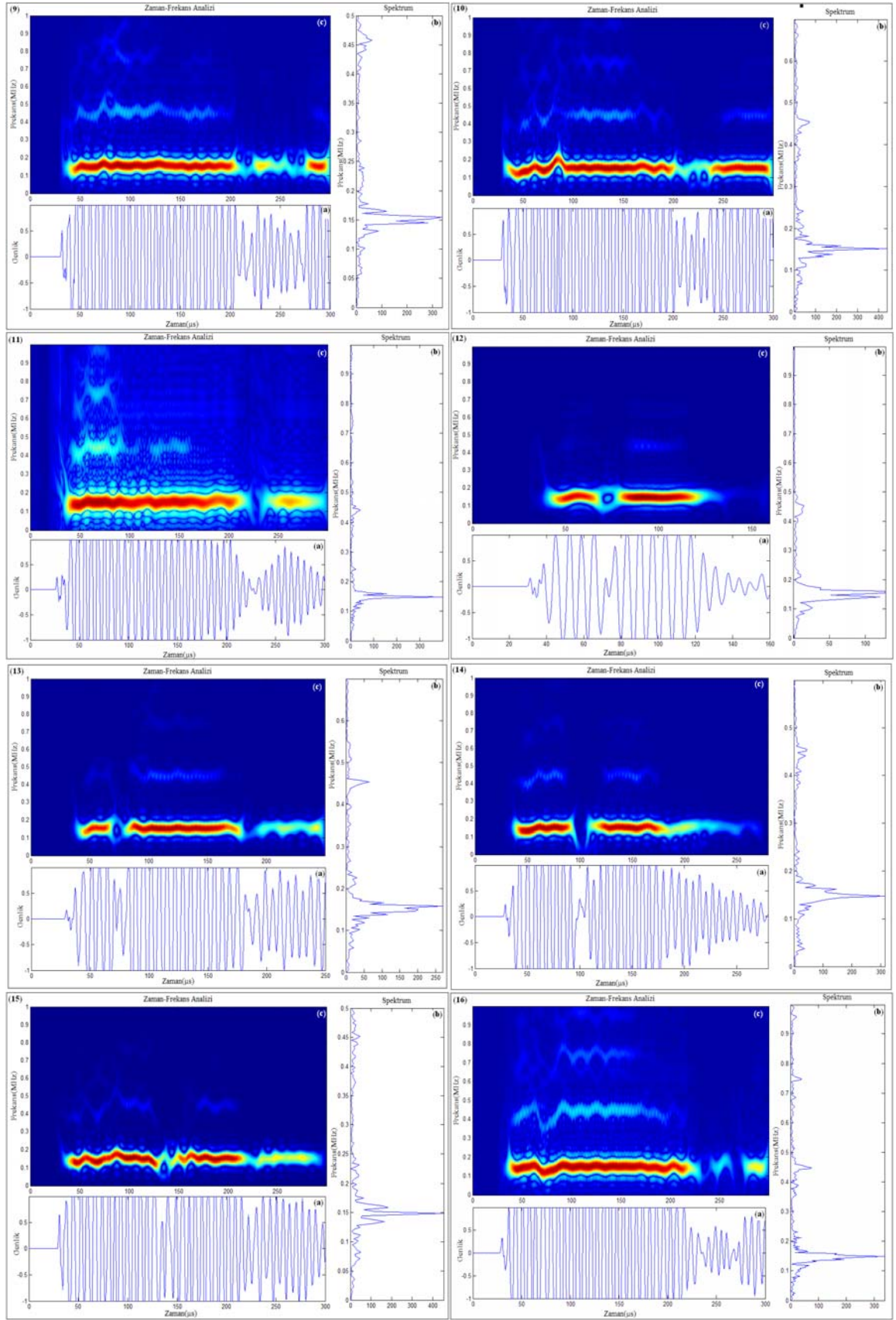
Şekil 125. Ağırlıkça su emme oranı ile doymun Vp arasındaki ilişki

Sondaj çalışmasından standartlara uygun olarak elde edilen ve sorunlu olan numunelerin değerlendirme dışında bırakılmasından sonra geriye kalan toplam 71 adet karot örneği içerisindeki doğal olarak bulunan mikro çatlaklar ve süreksizlikler spektral analiz ile belirlenmeye çalışılmıştır. Kullanılan 71 örneğin ilk 21 tanesi 1 nolu sondajdan, 22-38 arası 2 nolu sondajdan, 39-47 arası 3 nolu sondajdan ve 71'e kadar olanlar ise 4 nolu sondajdan elde edilmiştir. Bu karotların doğal halleri için ham sinyaller bilgisayara bağlanabilen Pundit Plus marka yeni bir ultrasonik cihaz ile 0.5 mikrosaniye örnekleme zamanı ile sayısal olarak kayıt edilmiştir (Şekil 126a-134a). Elde edilen ham sinyallerin analizi yapılmadan önce genlik değerleri %1 göre normalize edilmiştir. Bu ham sinyallere bazı veri-işlem teknikleri (zaman-frekans analizi) uygulanarak bu kayaçların içyapıları analiz edilmiş, deney sonuçlarını olumsuz etkileyecek küçük çatlaklar içeren kayaç örnekleri belirlenmiştir. Zaman ortamında kayıt edilen bu sinyallerin öncelikle genlik spektrumları hesaplanmış ve ana pik dışında kalan pikler ortaya konulmuştur (Şekil 126b-134b). Ayrıca bu ham sinyalleri zaman-frekans analiz yöntemiyle incelenerek herhangi bir zaman aralığında frekans içeriğinde değişimden karot numuneleri içerisindeki mikro çatlakların ve süreksizliklerin yerleri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 126c-134c). Zaman-frekans şekillerinden görüldüğü gibi karotların büyük bir çoğunluğu içerisinde mikro çatlak gibi süreksizlikler vardır. Bu çatlaklara örnek belirtiler Şekil 126' daki 1 nolu numune üzerinde kırmızı ok ile görülmektedir.



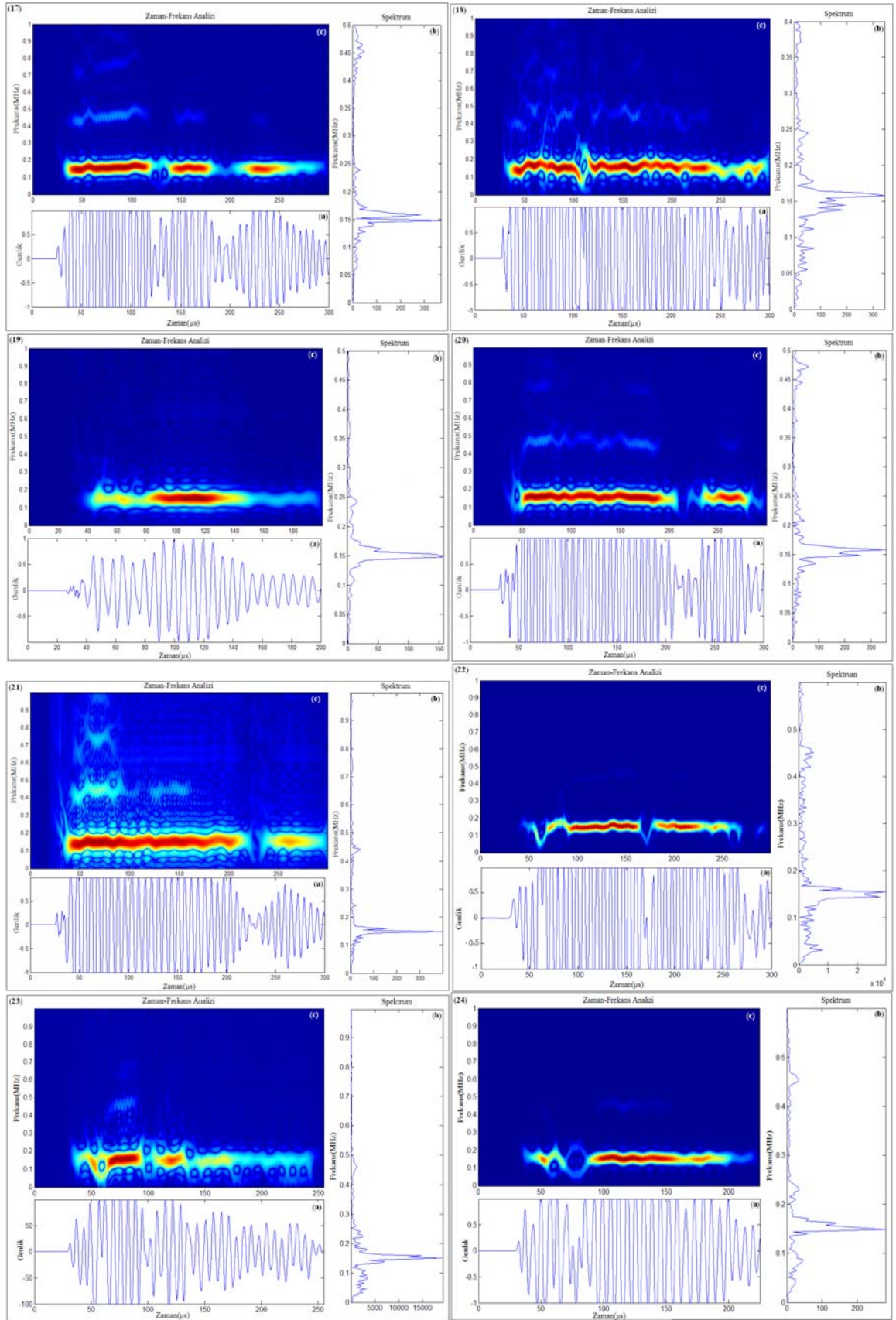


Şekil 126. 1-8 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi

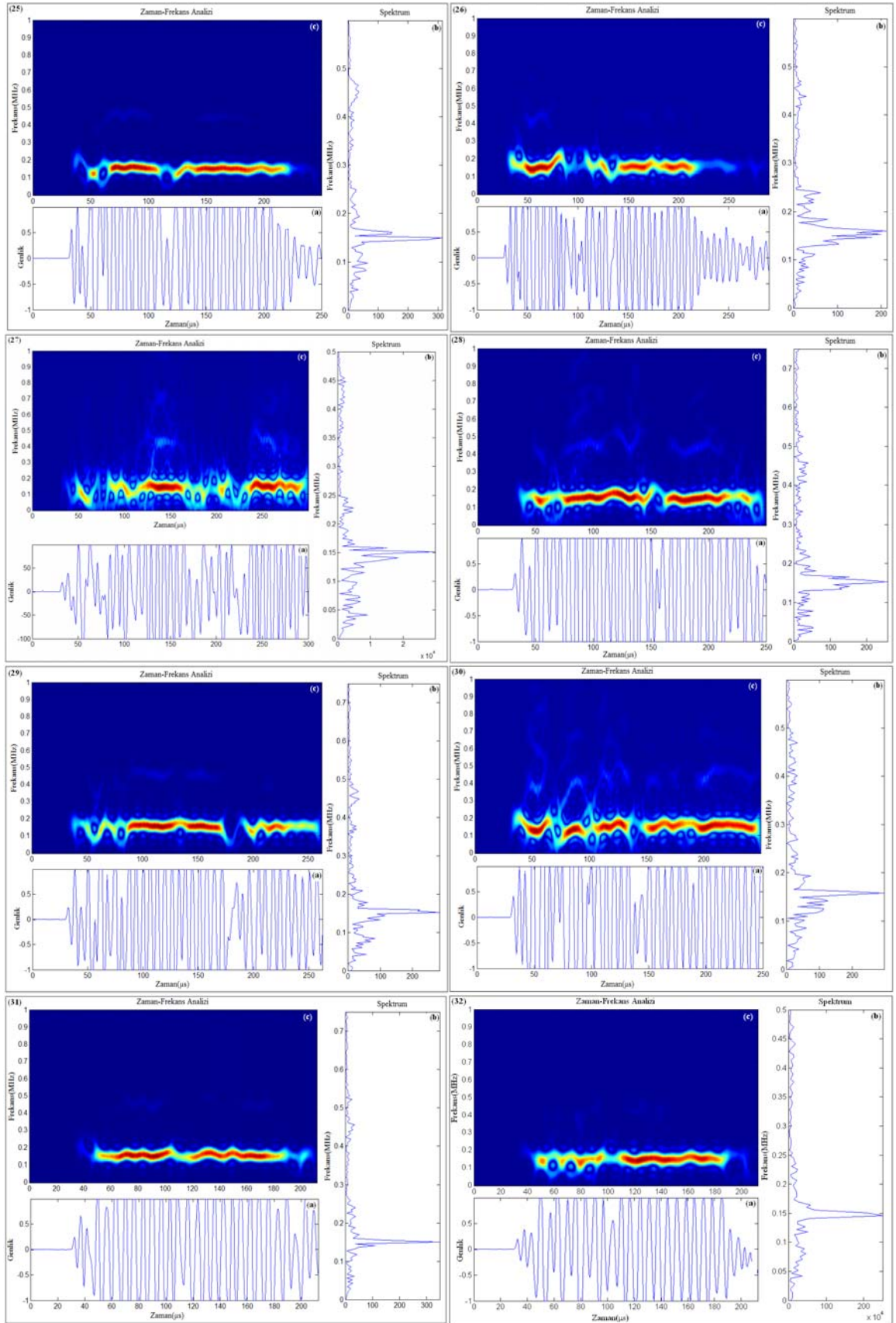


Şekil 127. 9-16 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi

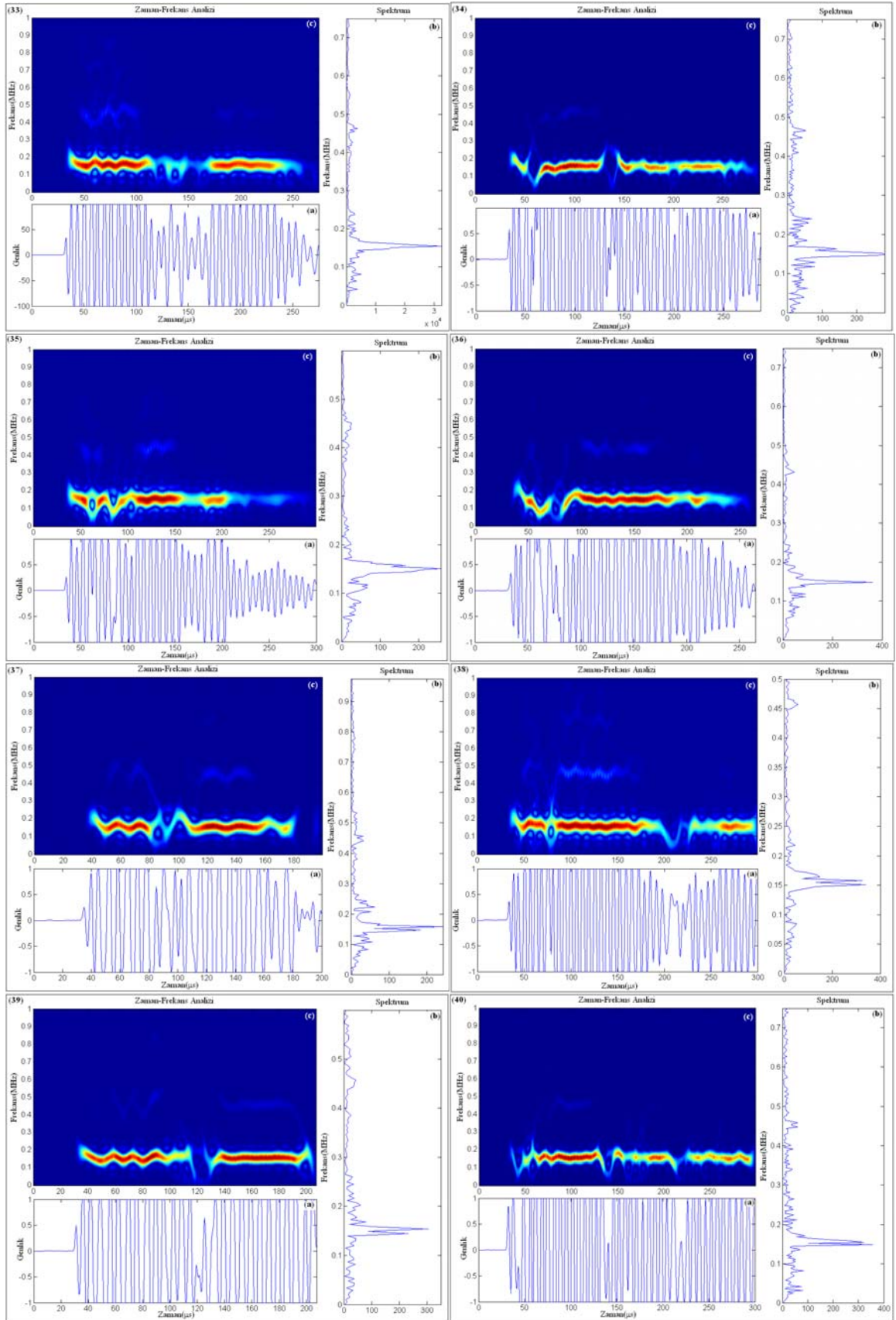




Şekil 128. 17-24 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi

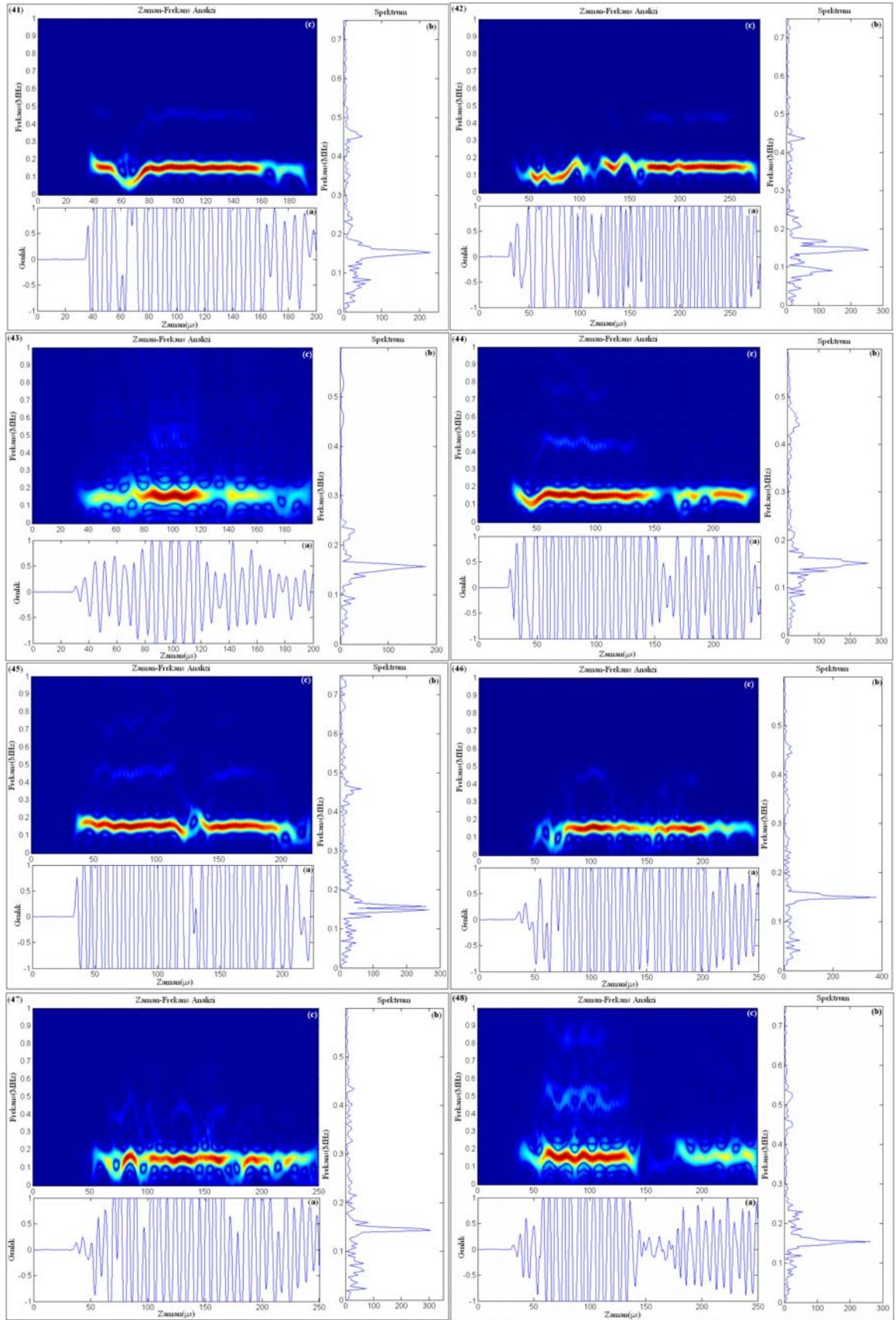


Şekil 129. 25-32 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi

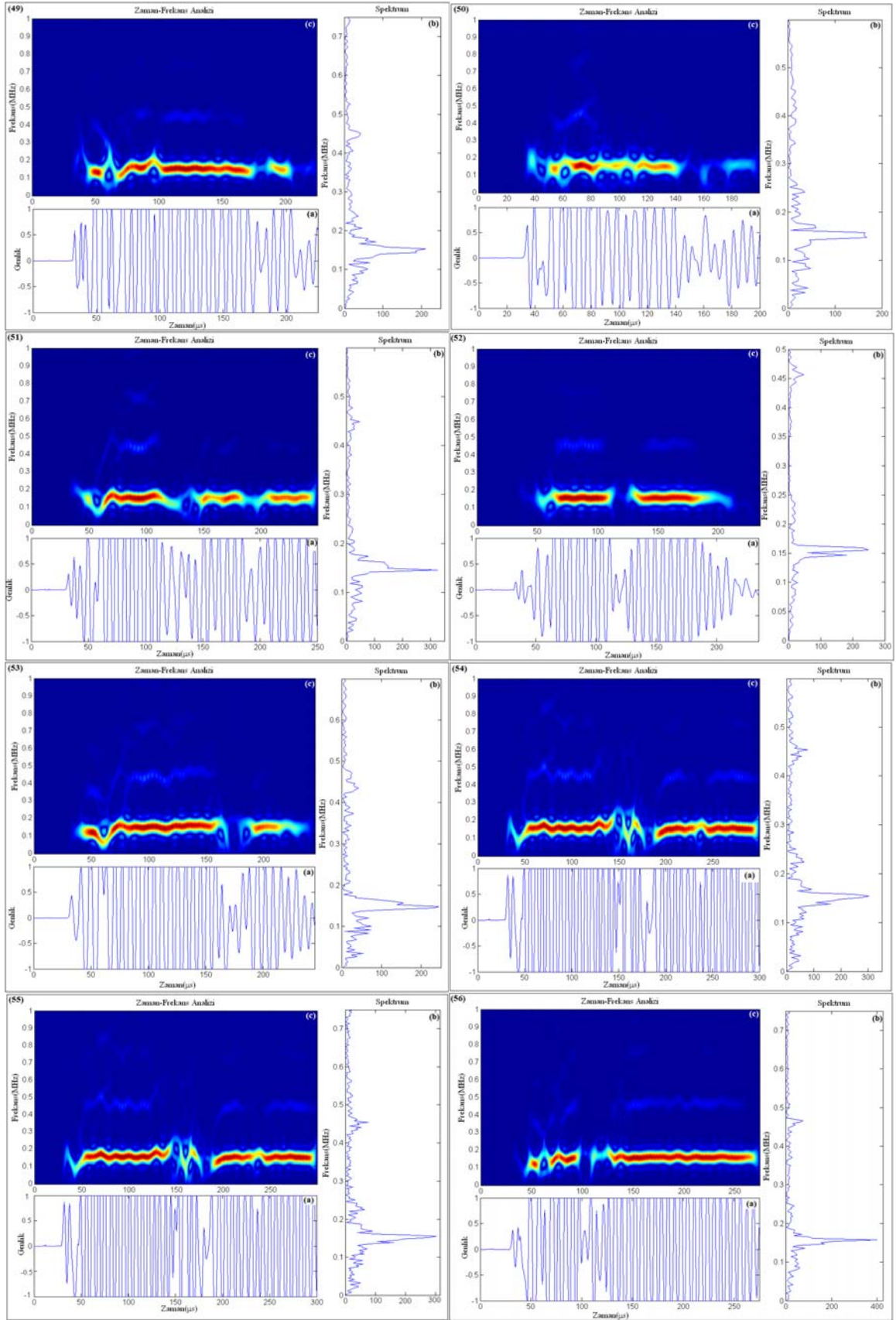


Şekil 130. 33-40 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi

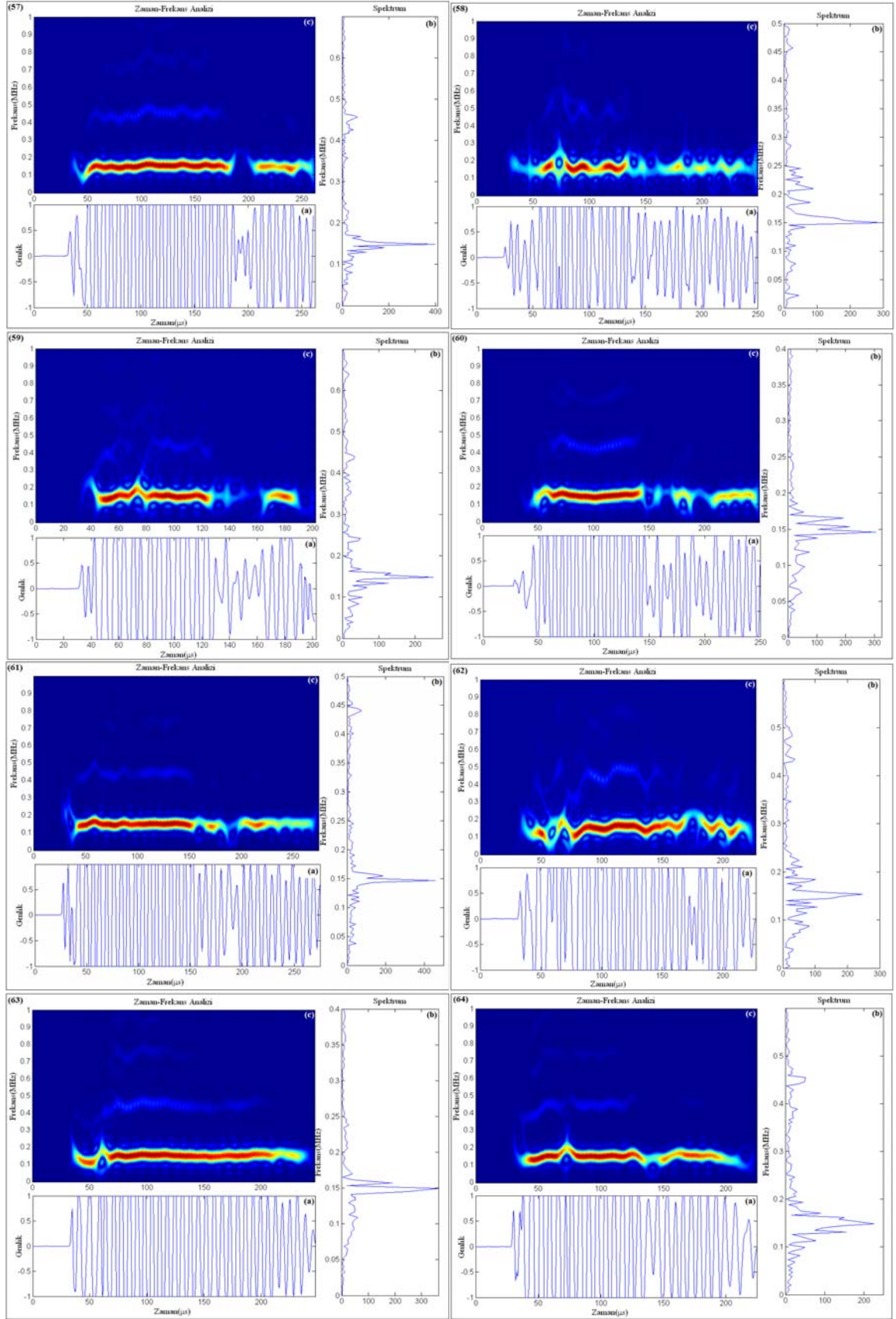




Şekil 131. 41-48 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi

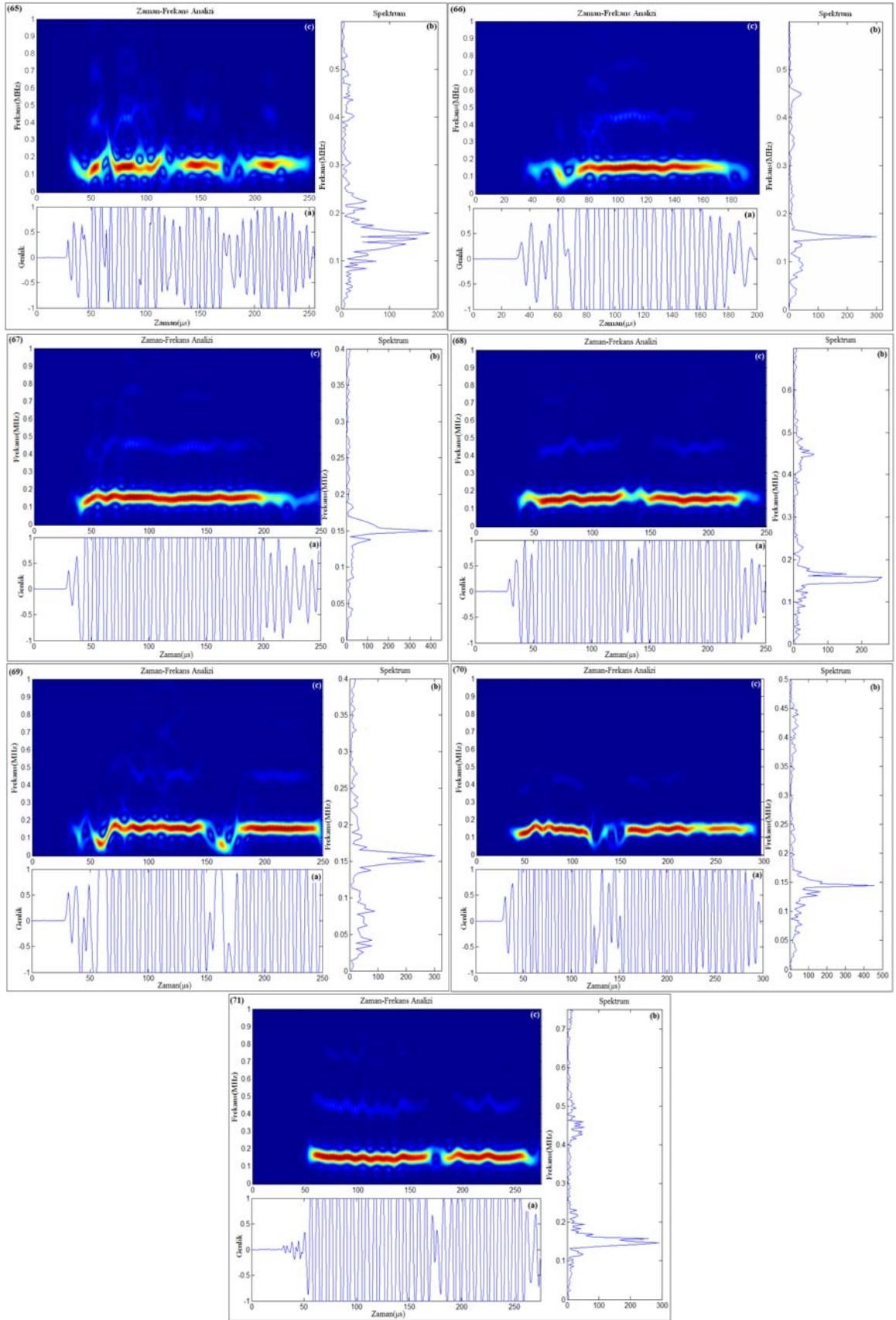


Şekil 132. 49-56 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi



Şekil 133. 57-64 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi



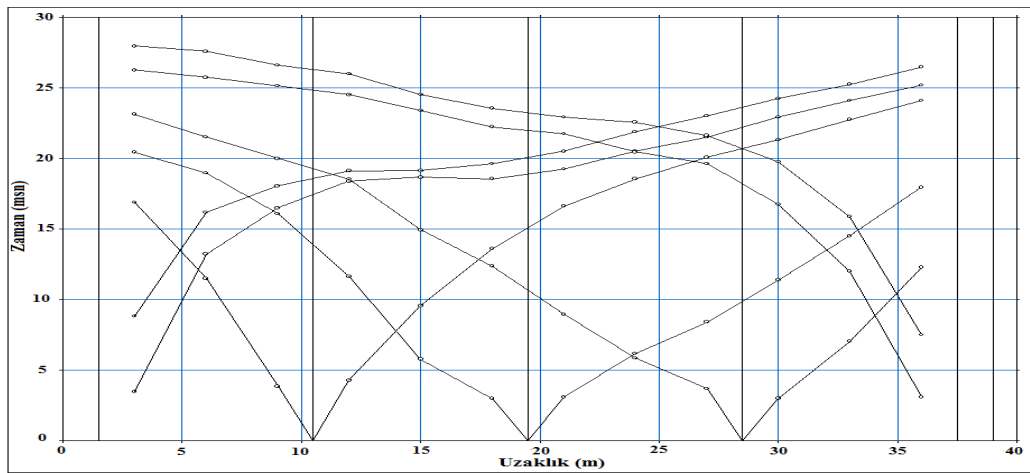


Şekil 134. 65-71 nolu karot örnekleri için sinyal analizi. (a) ham sinyal, (b) genlik spektrumu, (c) zaman-frekans gösterimi

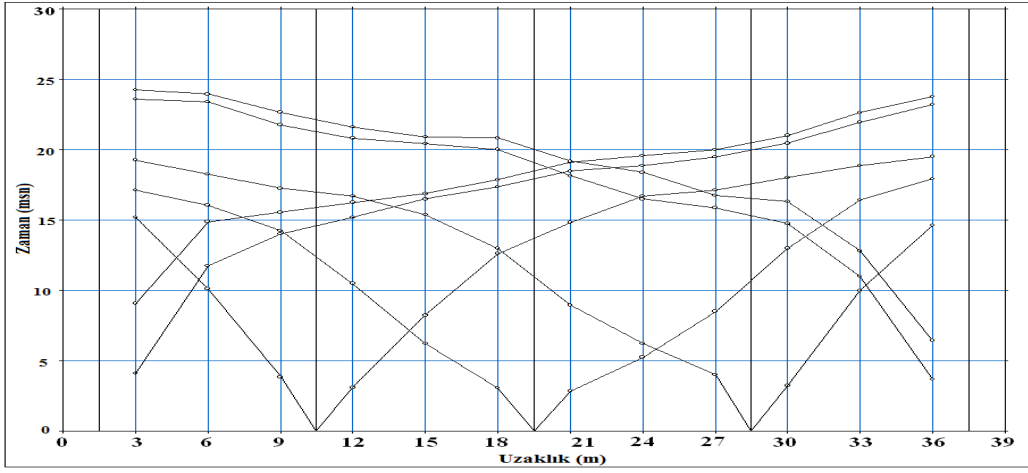
### 2.3.2.3. Pelitli Sahası Sismik Tomografi Ölçümleri

Bir önceki çalışılan bölgeye benzer olarak Pelitli sahasında toplam 10 profilde (Şekil 117) sismik kırılma yöntemi ile veriler toplanmıştır. Elde edilen sismik kayıtlar tomografi yöntemi ile çözümlenerek, çalışma alanı için yeraltının Vp hız dağılımları elde edilmiştir. Enerji kaynağı olarak 8 kg balyoz ve demir bir plaka kullanılmıştır. 12 adet 14 Hz lik alıcılar kullanılarak alınan ölçümlerde alıcı aralıkları ile maksimum ofset 3'er metre olarak seçilmiş ve ikisi baştan, ikisi sondan, 3 nokta ise alıcı hattı içinden olmak üzere toplam 7 noktada atış yapılarak kayıtlar alınmıştır. x yönünde toplam profil boyu 39 metredir. Birbirine paralel hatlar boyunca alınan 10 profil ölçümde, profiller arası 6 metre olarak belirlenmiş ve y yönünde toplam profil boyu 54 metredir. Her bir jeofonda kayıt edilen sismik iz üzerinde ilk varış zamanlarının piklenmesi ile zaman-uzaklık grafikleri elde edilmiştir (Şekil 135-144). Zaman-uzaklık grafiklerden genel olarak 3 tabakalı bir yapının olduğu görülmektedir.

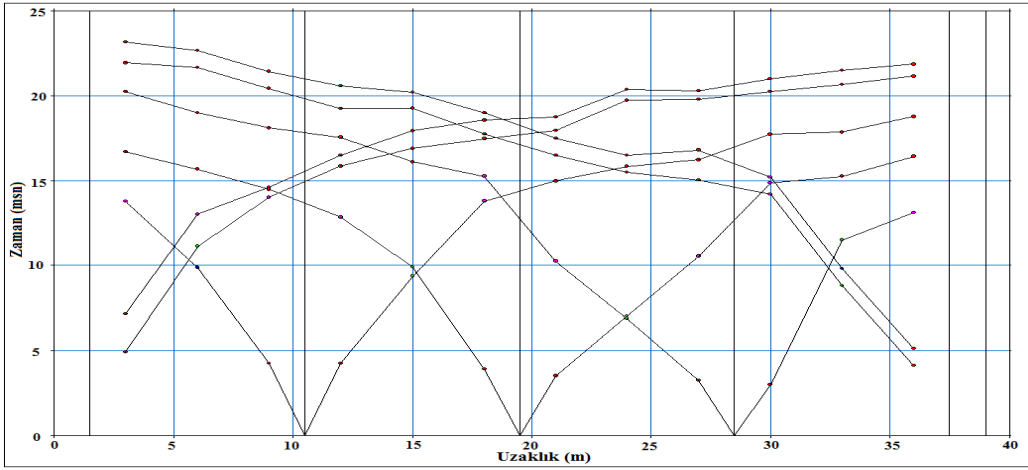
İnceleme alanında 10 profil boyunca elde edilen zaman uzaklık grafiklerinin geleneksel yöntemler ile çözümünden basit bir yer altı modeli elde edilmiştir. Bu model tomografik çözümde başlangıç modeli olarak kullanılır. Bu başlangıç modelinin eş zamanlı yineleme çözüm tekniği ile çözümünden yer altının Vp hız dağılımı elde edilir. Her bir çözümde en az 10 iterasyon kullanılmıştır. 10 profil için zaman-uzaklık grafiklerinin çözümünden elde edilen Vp hız dağılımları Şekil 145-146' da verilmiştir.



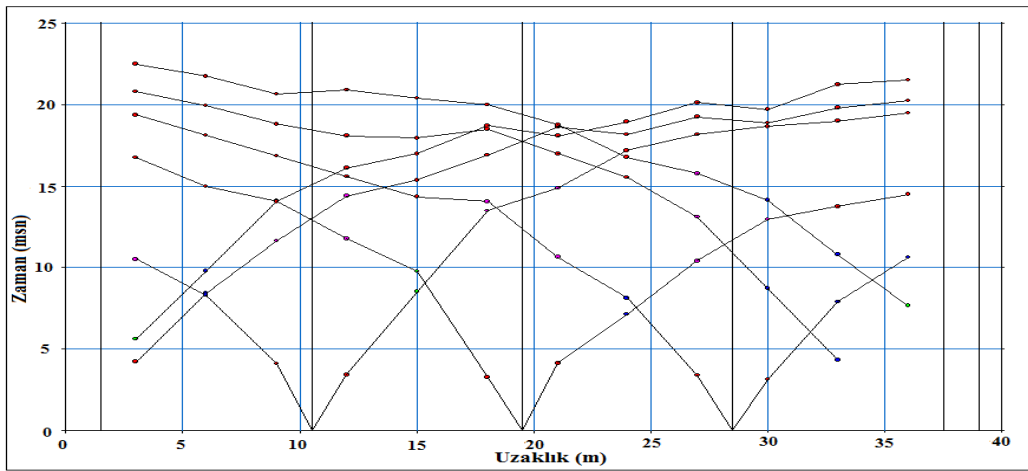
Şekil 135. Pelitli sahası 1. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



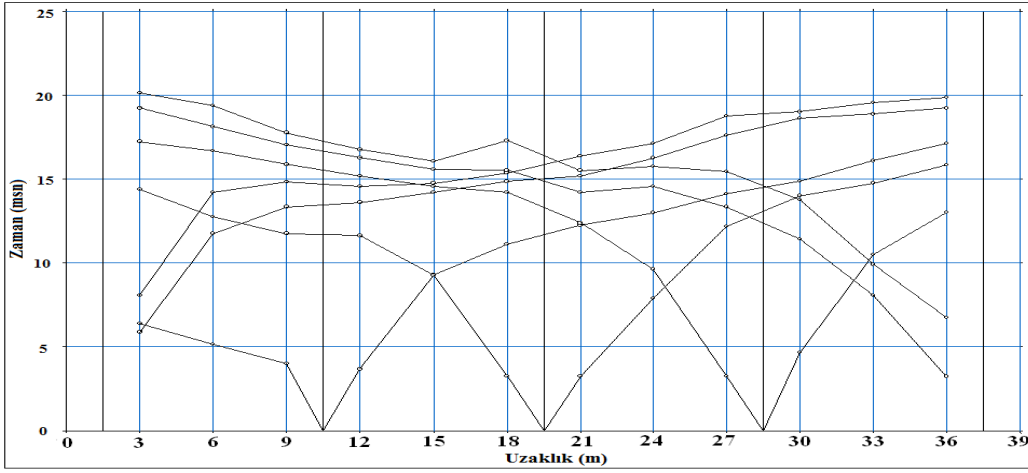
Şekil 136. Pelitli sahası 2. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



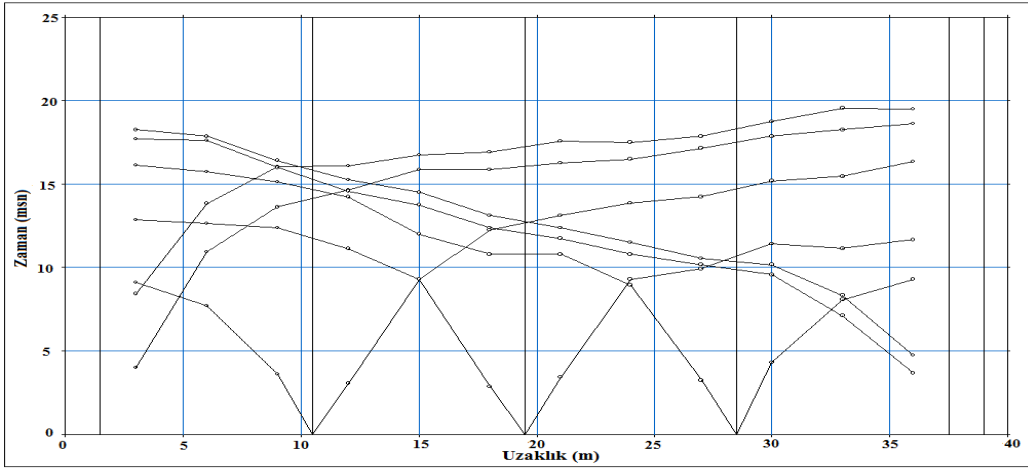
Şekil 137. Pelitli sahası 3. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



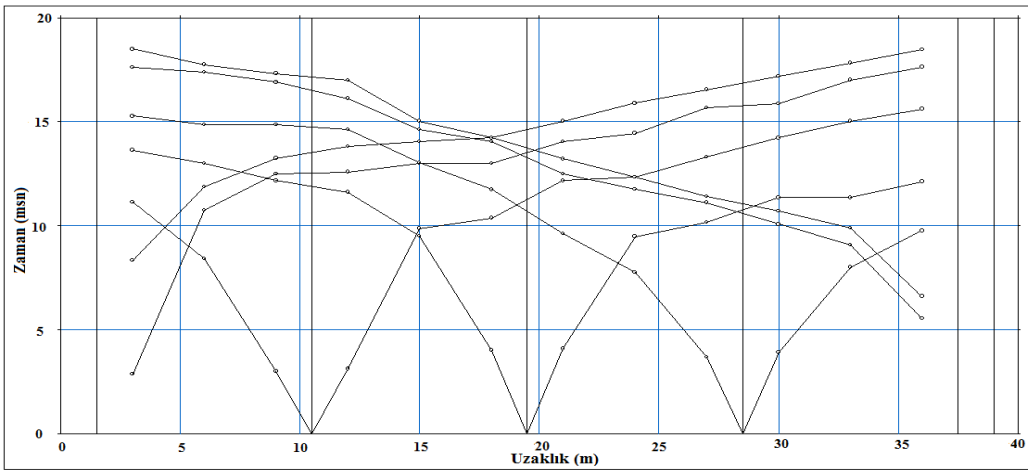
Şekil 138. Pelitli sahası 4. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



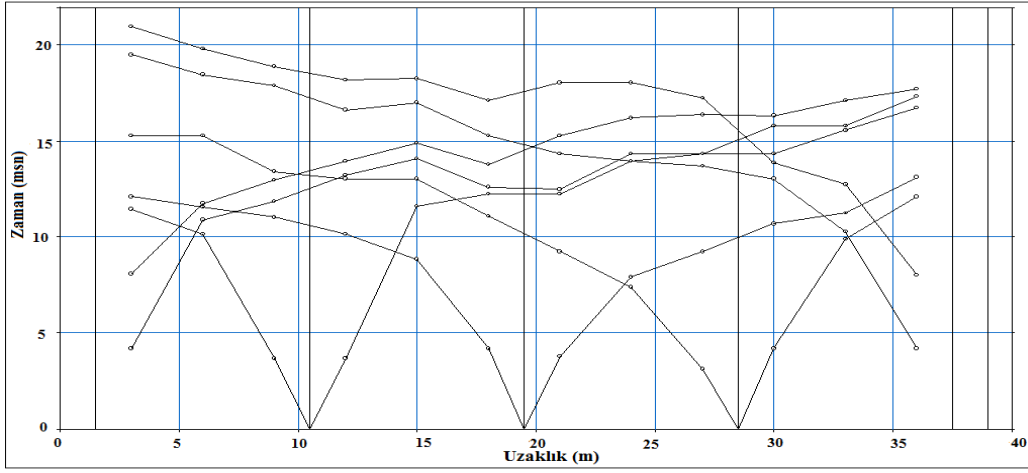
Şekil 139. Pelitli sahası 5. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



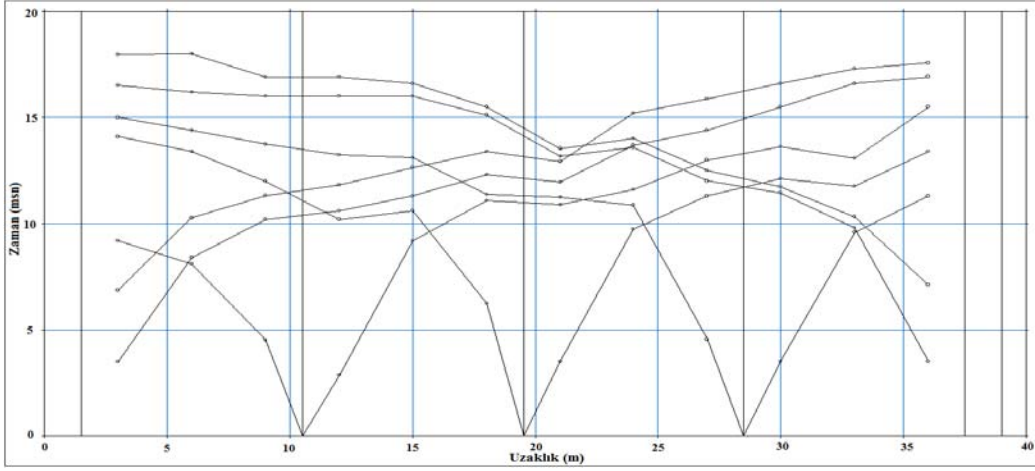
Şekil 140. Pelitli sahası 6. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



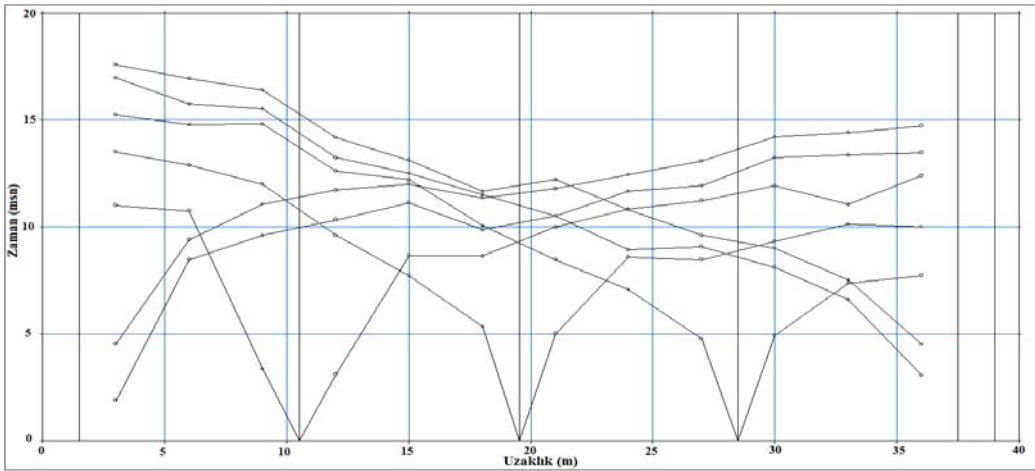
Şekil 141. Pelitli sahası 7. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



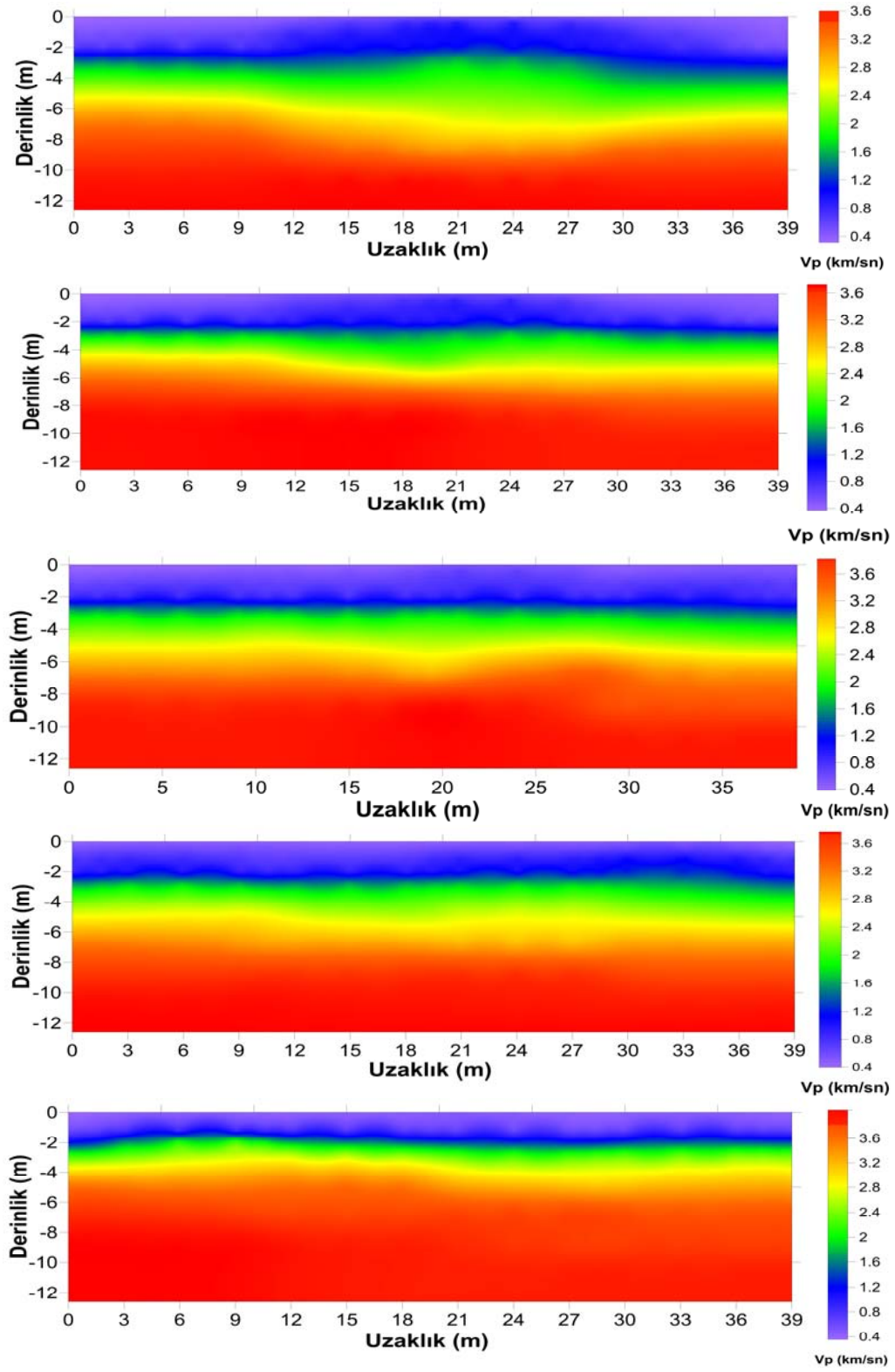
Şekil 142. Pelitli sahası 8. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



Şekil 143. Pelitli sahası 9. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği

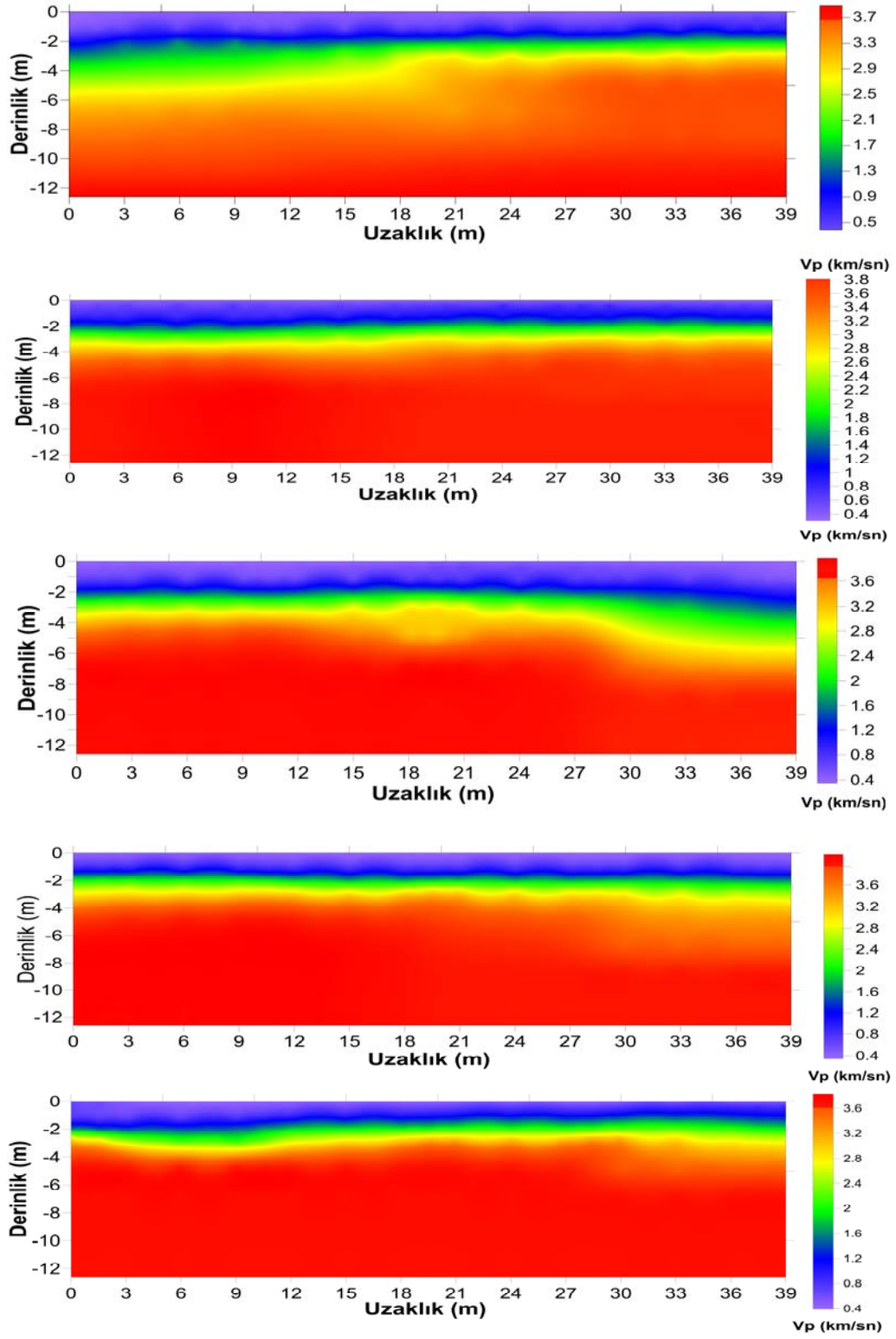


Şekil 144. Pelitli sahası 10. profilden elde edilen zaman-uzaklık grafiği



Şekil 145. Pelitli sahasının sırasıyla ilk beş profili (1-5) için elde edilen P dalgası hızlarının dağılımı

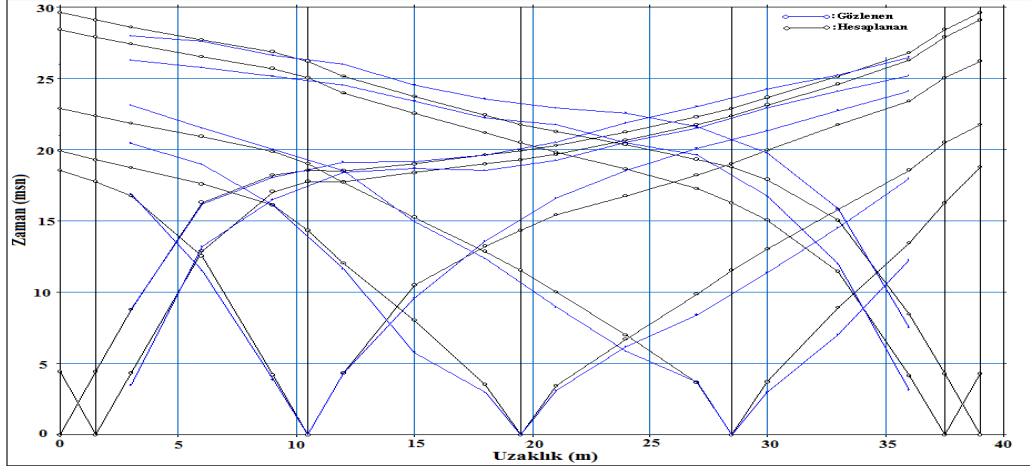




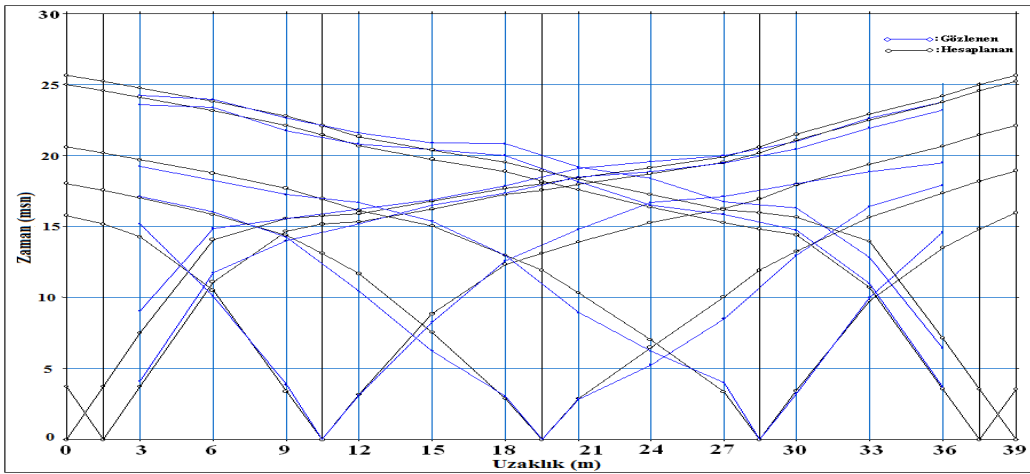
Şekil 146. Pelitli sahasının sırasıyla ikinci beş profili (6-10) için elde edilen P dalgası hızlarının dağılımı

Son aşamada ise ışın izleme yöntemi kullanılmak suretiyle hesaplanan eğriler ile teorik eğrilerinin karşılaştırılması işlemi yapılmıştır (Şekil 147-156). Bu aşamada karşılaştırma

oranı beklenen düzeye ulaşmışsa, işleme son verilir. Eğer beklenen çözüme ulaşılmaz ise başlangıç modeli güncellenerek çözümler baştan yapılır. Tüm çözümlerde hata oranı kabul seviyesi % 5' in altı olarak alınmıştır.

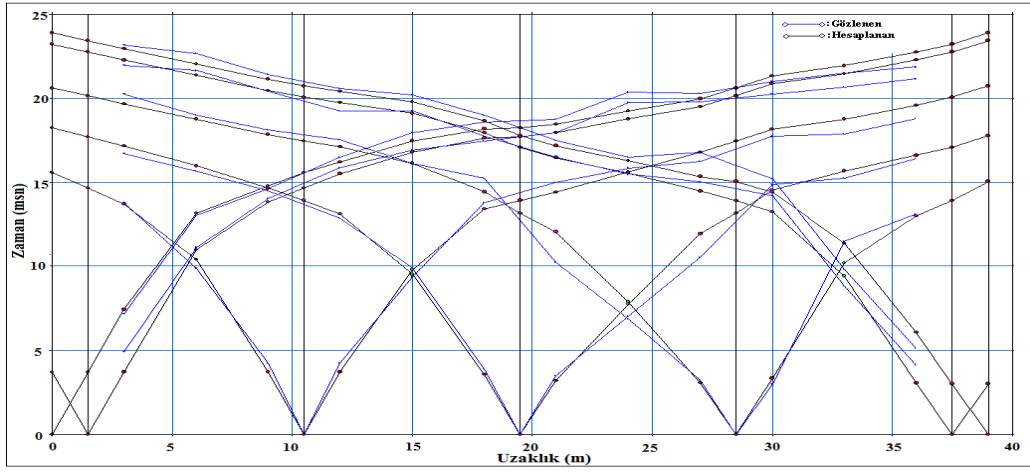


Şekil 147. Pelitli sahası 1. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

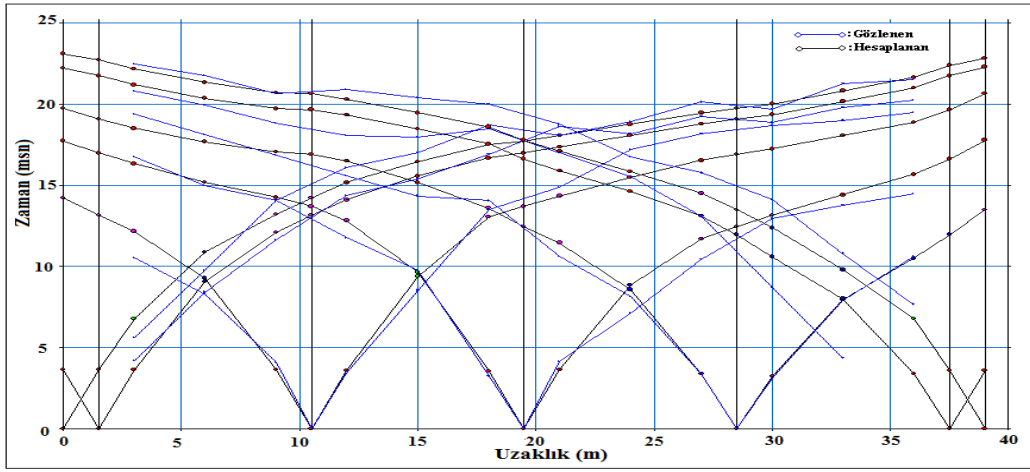


Şekil 148. Pelitli sahası 2. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

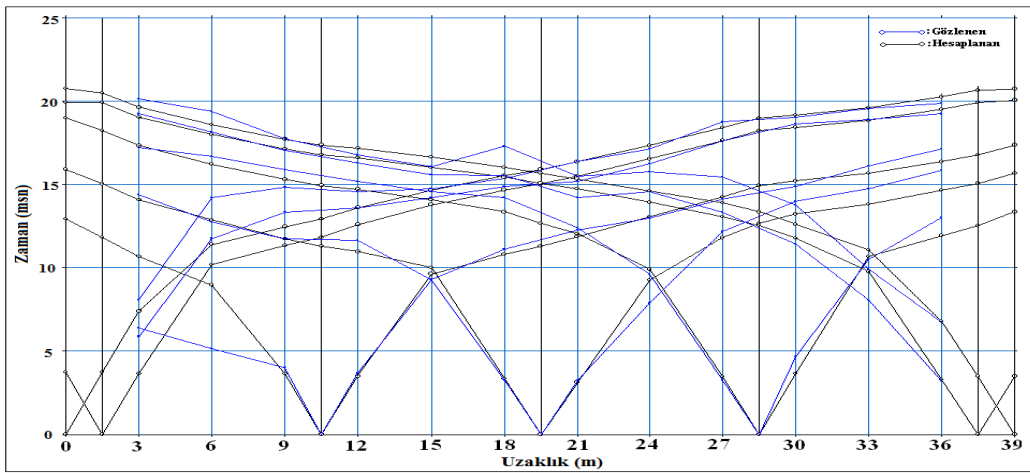




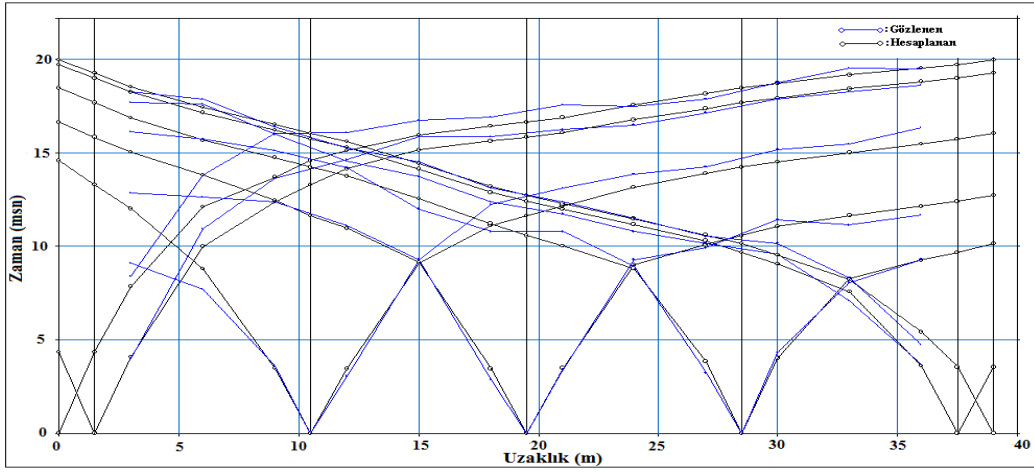
Şekil 149. Pelitli sahası 3. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



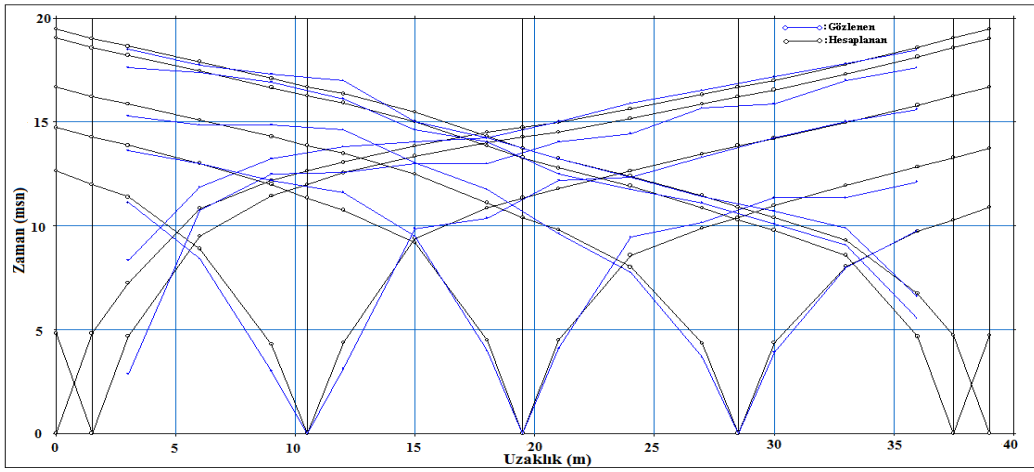
Şekil 150. Pelitli sahası 4. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



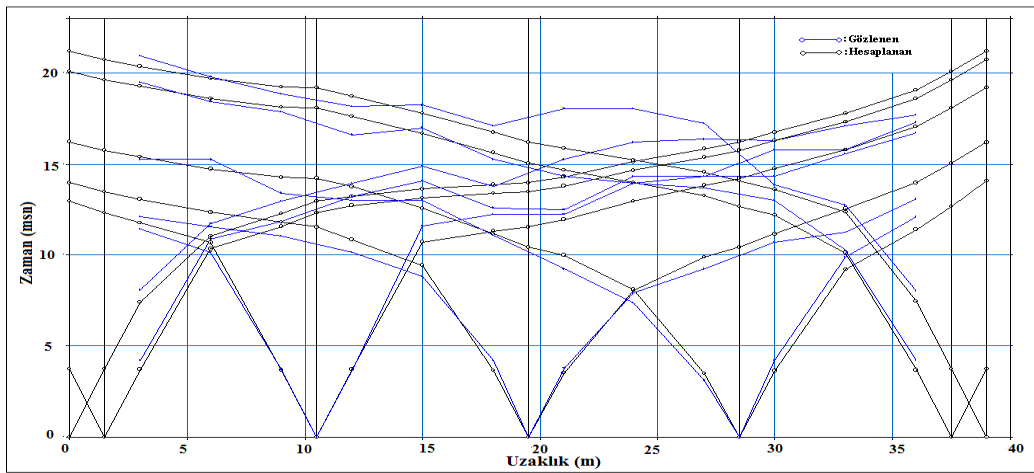
Şekil 151. Pelitli sahası 5. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



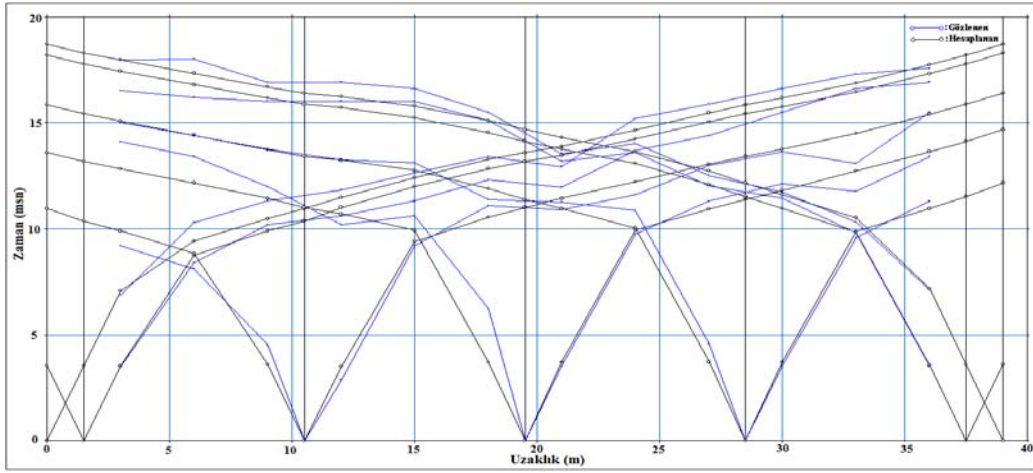
Şekil 152. Pelitli sahası 6. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



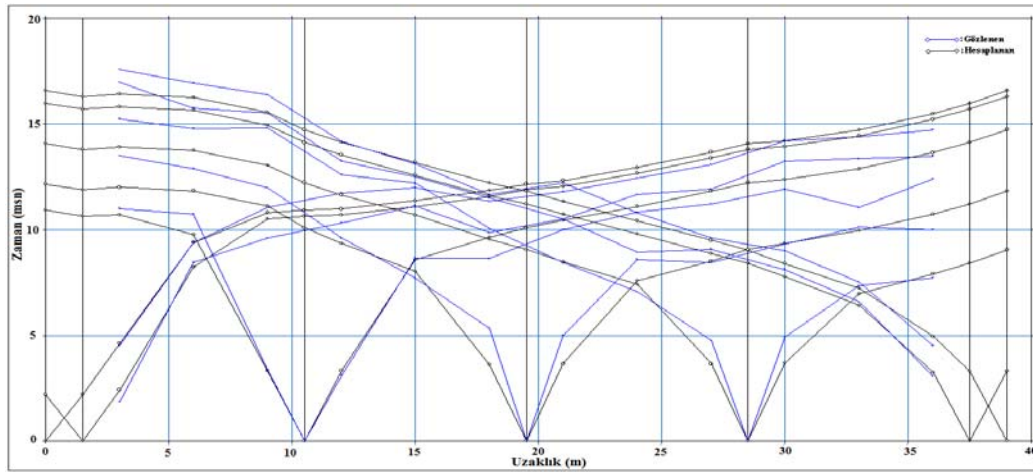
Şekil 153. Pelitli sahası 7. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



Şekil 154. Pelitli sahası 8. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

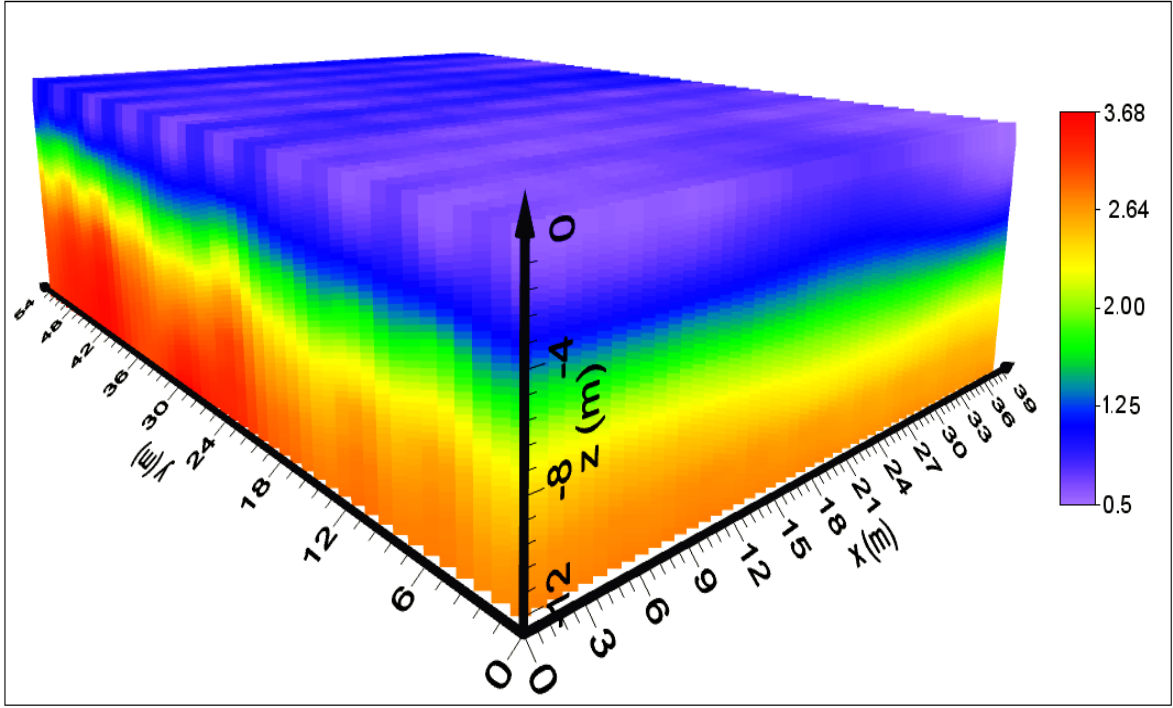


Şekil 155. Pelitli sahası 9. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



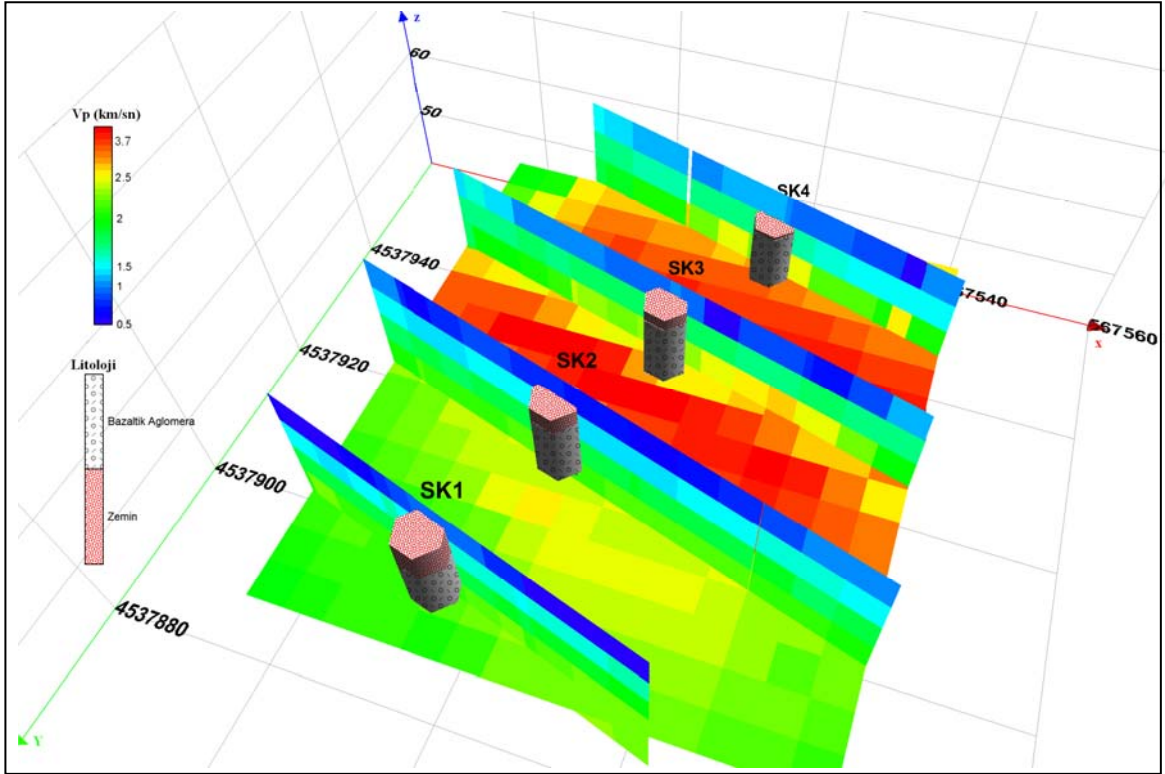
Şekil 156. Pelitli sahası 10. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

Birbirine paralel ve 6 metre aralıklarla toplam 10 profil boyunca alınan sismik ölçümlerin tomografik yöntem ile çözümünden elde edilen 2-boyutlu yer altı modelleri interpolasyon yöntemi ile birleştirilerek çalışma sahasına ait 3-boyutlu yeraltı modeli oluşturulmuştur (Şekil 157). 3-boyutlu model yardımıyla yatay ve düşey yöndeki hız değişimleri daha ayrıntılı olarak incelenebilmektedir.



Şekil 157. Pelitli inceleme sahasında yeraltının üç boyutlu  $V_p$  hız dağılımı

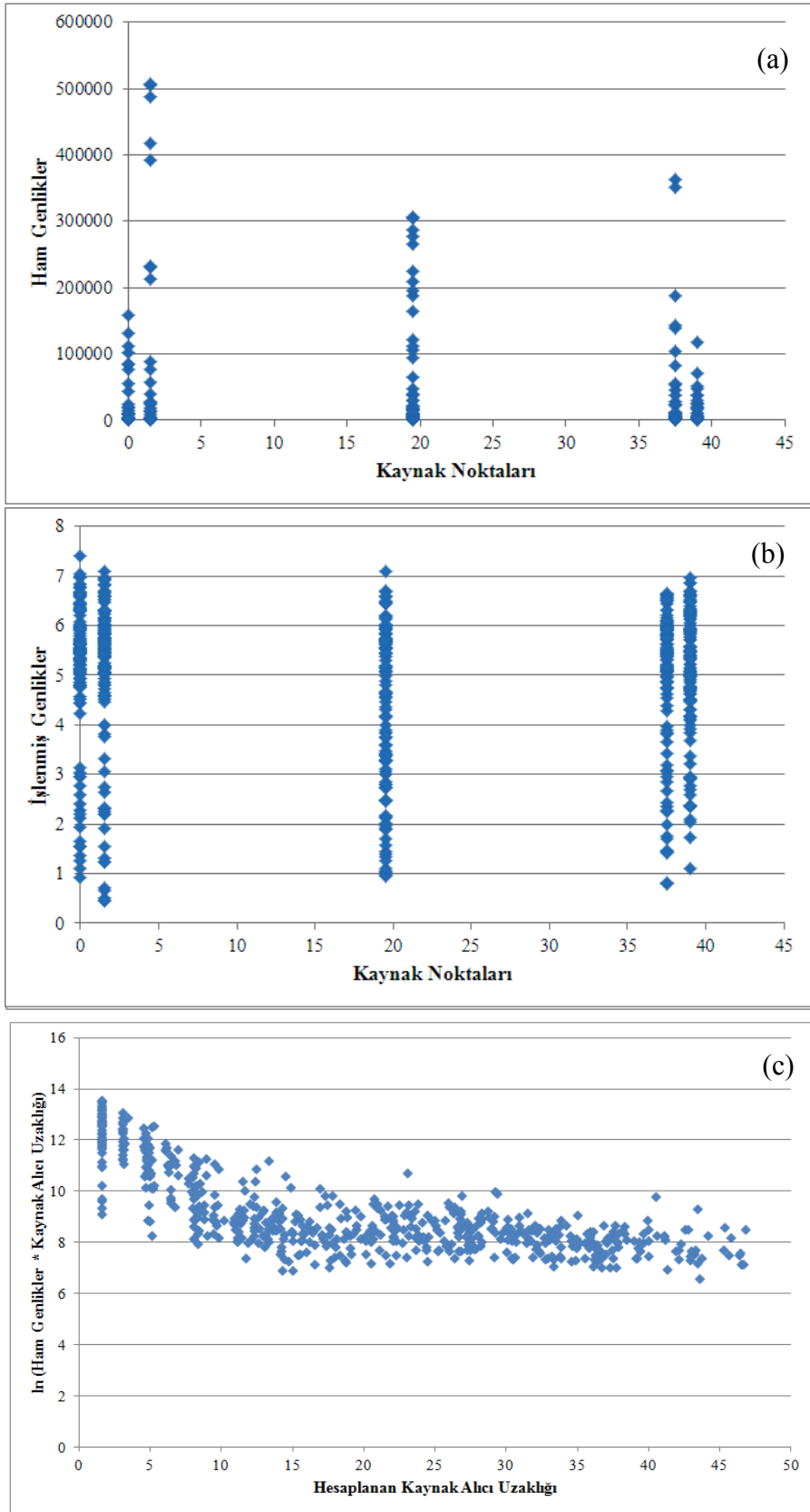
3-boyutlu modelin altlık verileri kullanılmak suretiyle ve bu verileri çalışma alanında yapılan 4 adet sondajdan elde edilen verilerin eklenmesiyle Pelitli sahasına ait  $V_p$  hız dağılımlarının kesit şeklinde görünümü ve sondajlara ait litolojik bilgi Şekil 158’de verilmektedir. Şekil 158 üzerinde küp modelden rastgele alınan dört nokta için düşey kesitler ve en alt noktanın yatay kesiti gösterilmiştir. Şekil 157 ve 158’den görülebileceği gibi yer altı yapısı genel olarak hem  $x$  hem de  $y$  yönü boyunca düzenli bir topografik yapıya sahiptir. Sondajlardan elde edilen sonuçlar, sismik verilerinden elde edilen sonuçlar ile büyük bir uyumluluk göstermektedir.



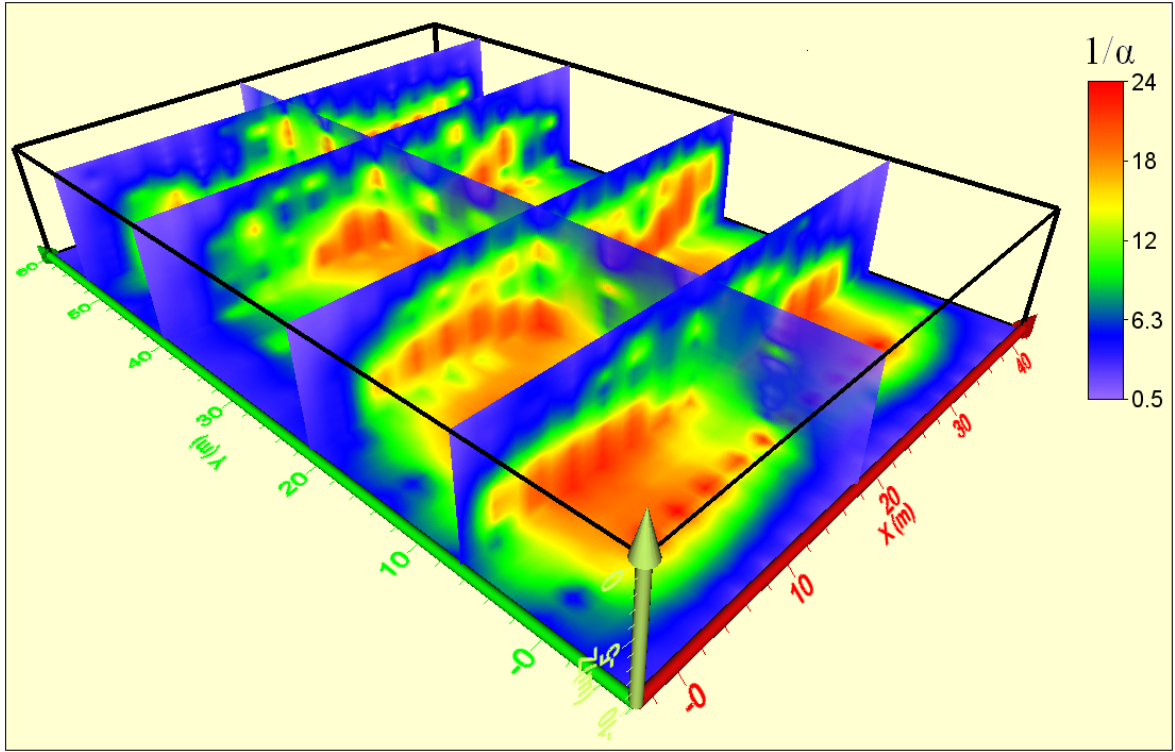
Şekil 158. Pelitli sahası için Vp hızlarının kesitler halinde görünümü ve sondaj noktaları

#### 2.3.2.4. Pelitli Sahası Genlik Soğurulma Tomografisi

Pelitli sahasında birbirine paralel toplam 10 profilde ve her bir profilde 12 alıcı kullanılmak suretiyle 50 adet sismik kırılma kaydı alınmıştır. Sismik kayıtların her birinde ilk varışların çukur noktalarının maksimum değerleri okunarak toplamda 600 adet ham genlik değeri elde edilmiştir (Şekil 159a). Ham genliklerden işlenmiş genliklerin (Şekil 159b) hesaplanması Çukurçayır sahasında anlatıldığı gibi gerçekleştirilmiştir. Pelitli sahası için Neper cinsinden elde edilen değerler, eğrisel ışın yollarından hesaplanan yeni kaynak-alıcı uzaklıklarına karşılık çizdirilmiştir (Şekil 159c). Şekil 159c’de negatif yönlü trendin geriye doğru düşey eksene tamamlanması ile kaynak genliği  $\ln(A_0)$  değeri elde edilir. Bu değer yaklaşık olarak 14’ tür. Ters çözüm işlemi için veri dosyası hazırlanır. Bu veri dosyasında 600 adet sinyal için ilk varış zamanları ve işlenmiş genlik değerleri yer almaktadır. İkinci aşamada çalışma sahasından elde edilen 3-boyutlu hız modeli başlangıç model dosyası olarak kullanılır. Son olarak ise ters çözüm işlemi için parametre seçimi ve varsa herhangi bir sınırlama bilgisi kullanılır. Pelitli sahası için elde edilen işlenmiş genliklerin ters çözüm işlemi sonucu  $1/\alpha$  tomogramı elde edilmiştir (Şekil 160).



Şekil 159. a) Ham genlikler, b) işlenmiş genlikler, c) hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığına karşı doğal logaritması alınmış ham genlikler ile hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığının çarpımı



Şekil 160. Pelitli çalışma alanı için  $1/\alpha$  tomografik kesiti

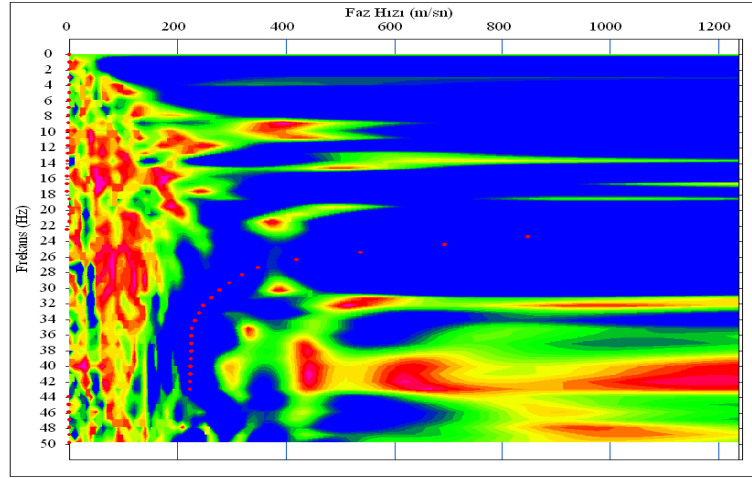
Şekil 160’da soğurulmanın yüksek ve düşük olduğu alanlar oldukça açık bir biçimde görülmekte olup, sismik tomografiden elde edilen sonuçlar ile hemen hemen uyumludur. Soğurulma, sismik hızlara göre kırık, çatlak gibi süreksizlik zonlarından daha fazla etkilendiği için soğurulma kesitlerinde daha sağlam olan kısımlar sismik kesitlere göre daha azdır.

### 2.3.2.5. Pelitli Sahası Çok Kanallı Yüzey Dalgası Ölçümleri

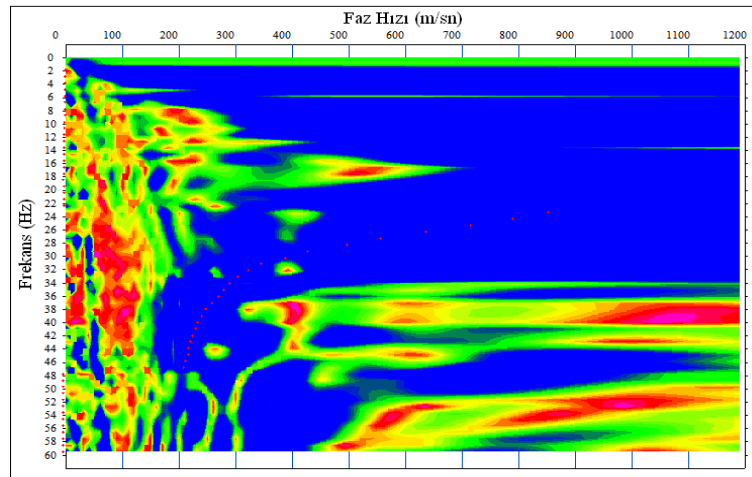
Pelitli sahasında sismik hatlar ile aynı hatlar üzerinde toplam 10 profil boyunca birbirine paralel hatlarda çok kanallı yüzey dalgası çözümünde kullanılmak üzere sismik ölçümler alınmıştır. Bu yöntem kullanılarak sığ ara yüzeyin kesme dalgası hızları belirlenmiş ve bu hız bilgilerinden yararlanarak araştırma bölgesinde zemine ait mühendislik özellikleri hesaplanmıştır. Şekil 117’de sismik ölçümlerin yerleri görülmektedir. İnceleme alanında profiller arası 6 şar metre olarak seçilmiştir. Enerji kaynağı olarak 8 kg’lık balyoz ve demir bir plaka kullanılmıştır. 24 adet 4.5 Hz lik alıcılar kullanılarak alınan ölçümlerde, alıcı aralıkları 1.5 m alınmıştır. Kaynak alıcı ofseti ise



farklı uzaklıklar kullanılarak birkaç adet ölçüm alınmıştır. Farklı ofset için alınan bu ölçümlerden en iyi spektral görüntünün elde edildiği kayıt kullanılmıştır. Tüm profillerde örnekleme aralığı 0.5 msn seçilmiş ve 1sn süreyle kayıtlar alınmıştır. Sismik kayıtlar SeisImager programı kullanılarak değerlendirilmiştir. Sahadan toplanan sismik kayıtların Fouirer dönüşümünü almak suretiyle elde edilen faz hızı-frekans kesitleri Şekil 161-170'de görülmektedir.

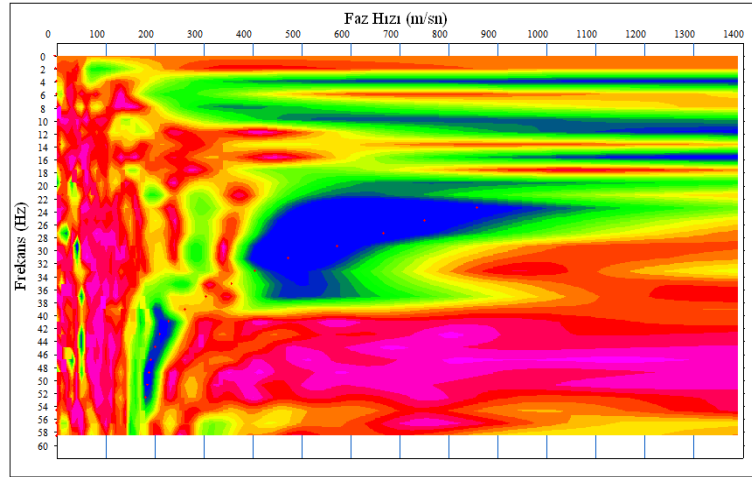


Şekil 161. Pelitli sahası 1. profil için faz hızı-frekans kesiti

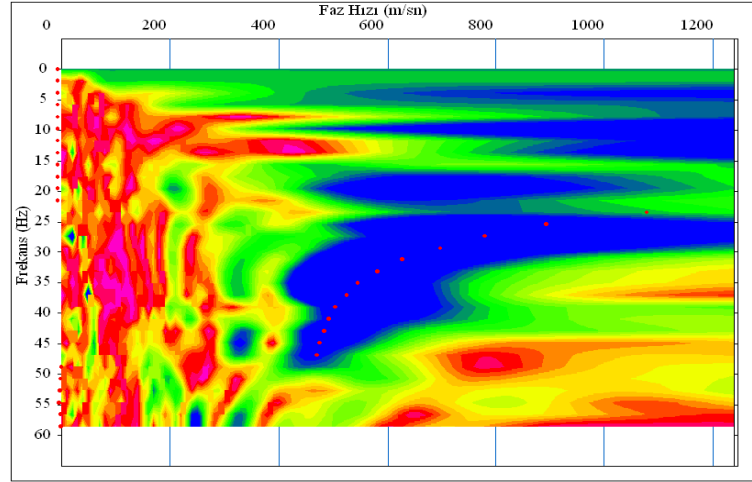


Şekil 162. Pelitli sahası 2. profil için faz hızı-frekans kesiti

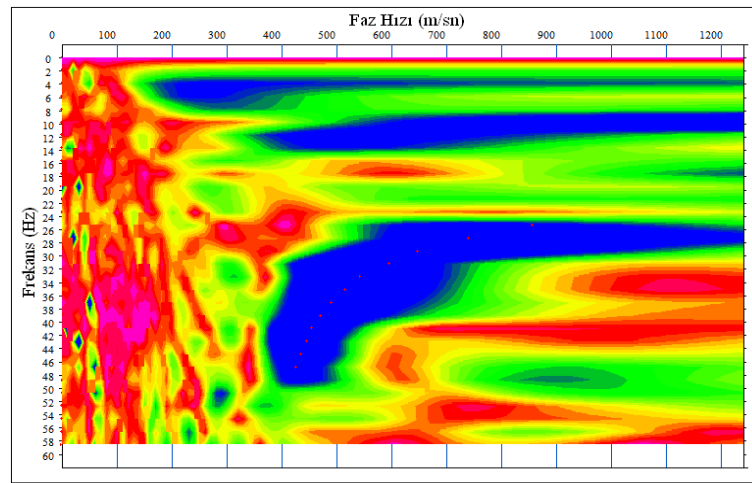




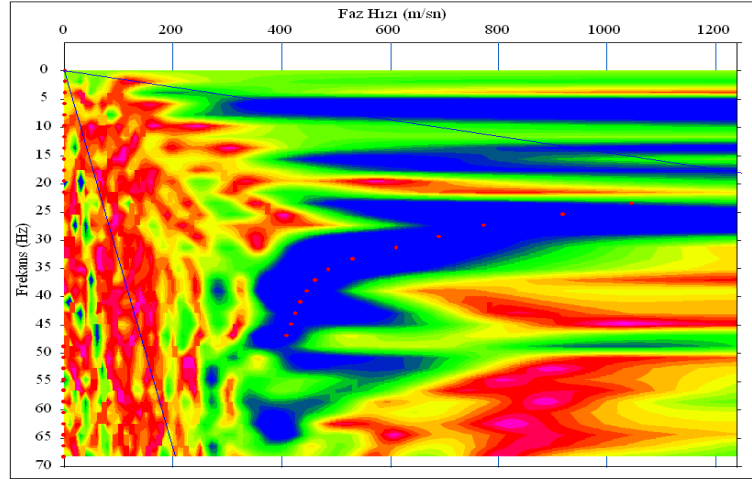
Şekil 163. Pelitli sahası 3. profil için faz hızı-frekans kesiti



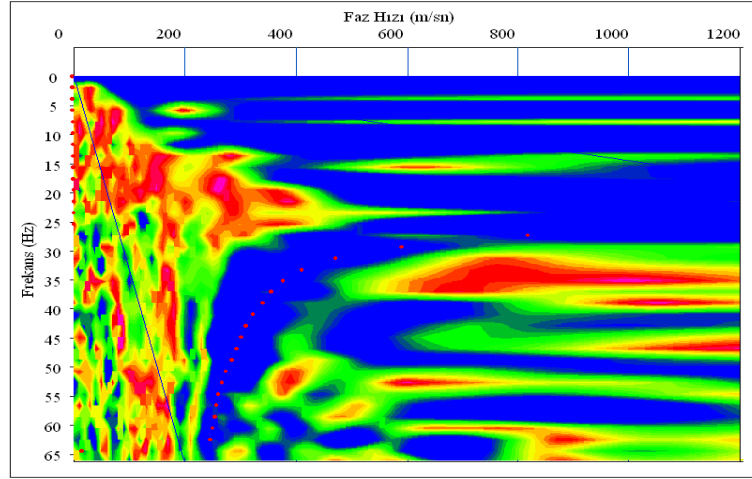
Şekil 164. Pelitli sahası 4. profil için faz hızı-frekans kesiti



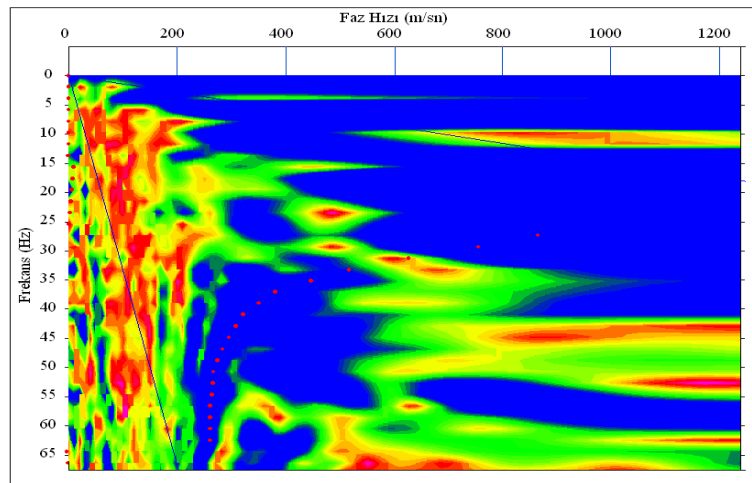
Şekil 165. Pelitli sahası 5. profil için faz hızı-frekans kesiti



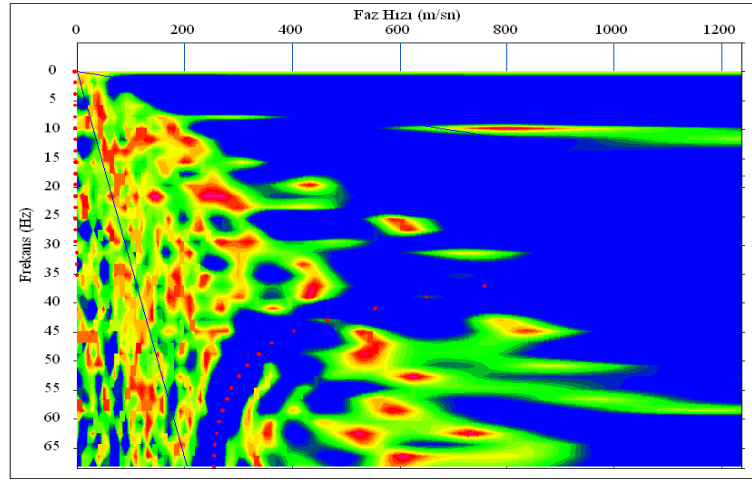
Şekil 166. Pelitli sahası 6. profil için faz hızı-frekans kesiti



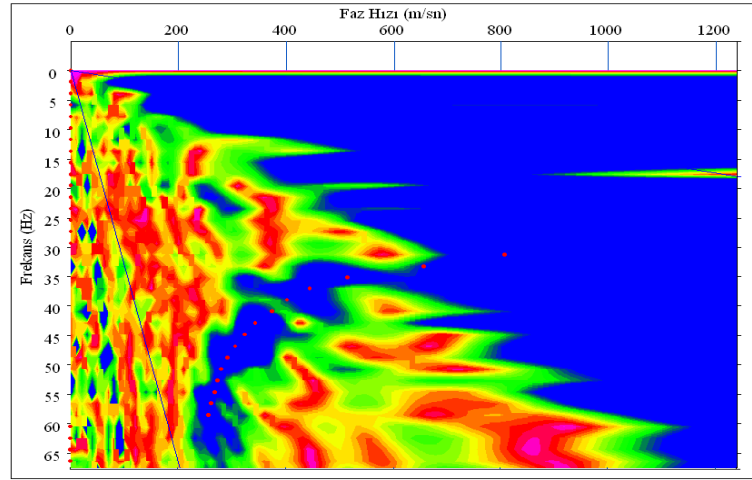
Şekil 167. Pelitli sahası 7. profil için faz hızı-frekans kesiti



Şekil 168. Pelitli sahası 8. profil için faz hızı-frekans kesiti

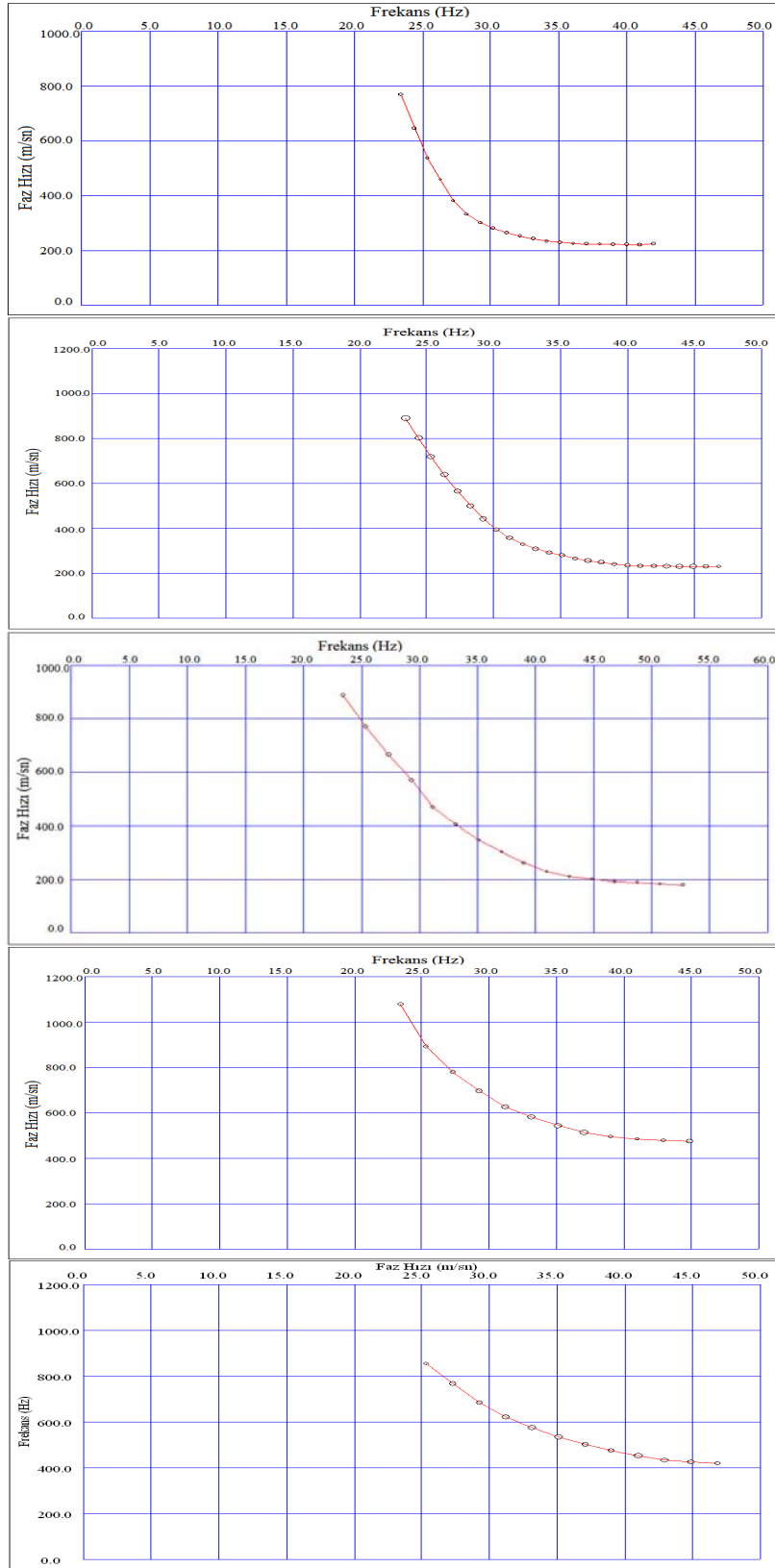


Şekil 169. Pelitli sahası 9. profil için faz hızı-frekans kesiti

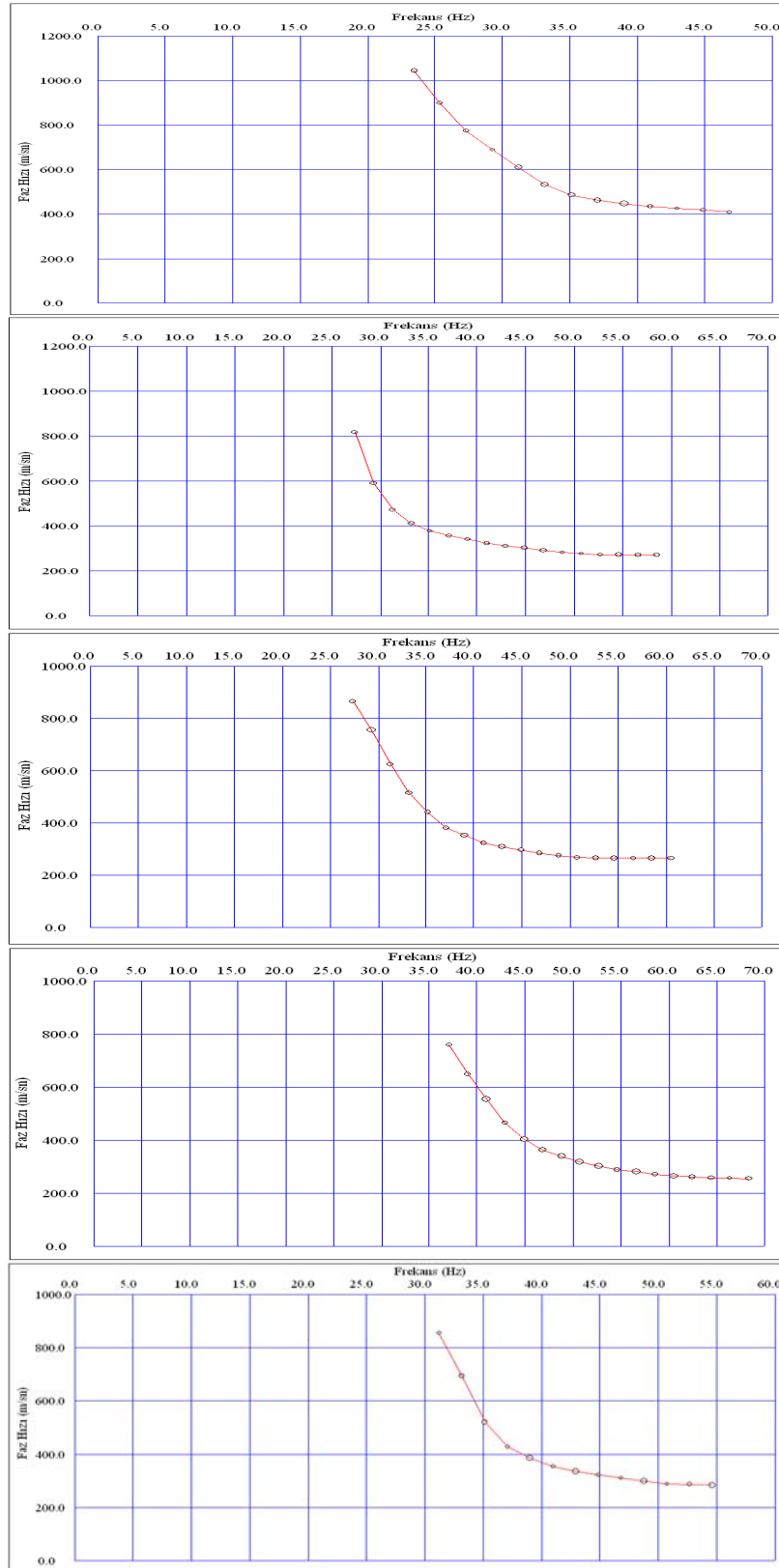


Şekil 170. Pelitli sahası 10. profil için faz hızı-frekans kesiti

10 profil boyunca sismik kırılma yöntemi ile alınan yüzey dalgası kayıtlarından elde edilen faz hızı frekans kesitleri üzerinde temel mod belirlendikten sonra bu alan üzerinden genel olarak maksimum genlik noktalarının işaretlemesi ile ters çözüm işleminde kullanılacak olan dispersiyon eğrileri elde edilmiştir (Şekil 171-172). Çok kanallı yüzey dalgası analizi ile elde edilen faz hızı-frekans kesitleri üzerinde temel mod ve diğer modlardan ayrımı genel olarak kolaylıkla yapılabilmektedir.

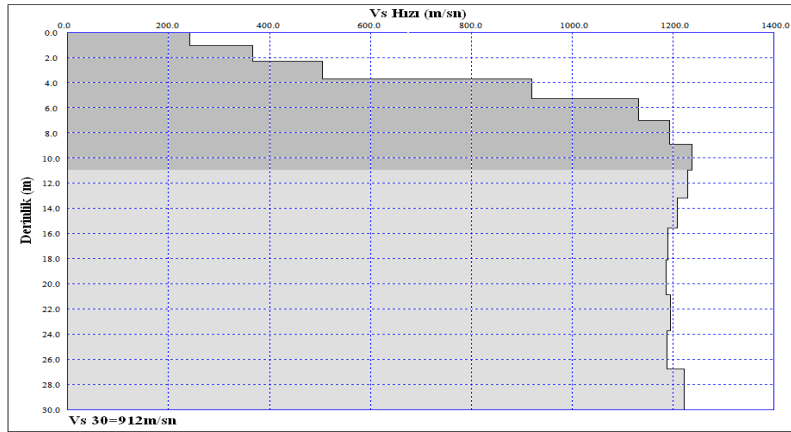


Şekil 171. Pelitli sahasının sırasıyla ilk beş profili (1-5) için elde edilen dispersiyon eğrileri

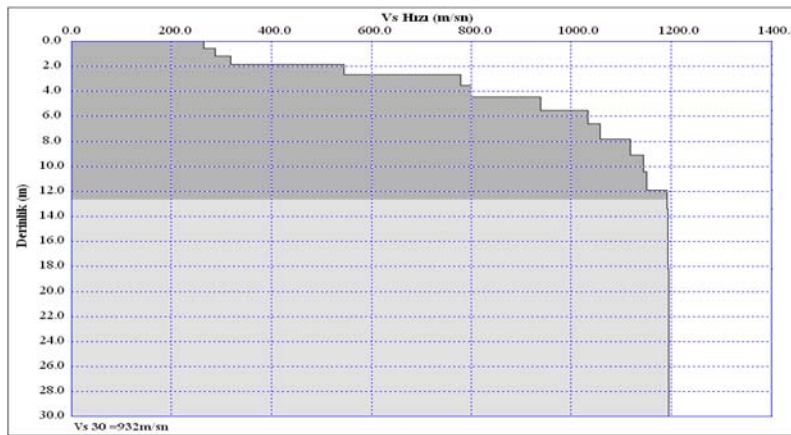


Şekil 172. Pelitli sahasının sırasıyla ikinci beş profili (6-10) için elde edilen dispersiyon eğrileri

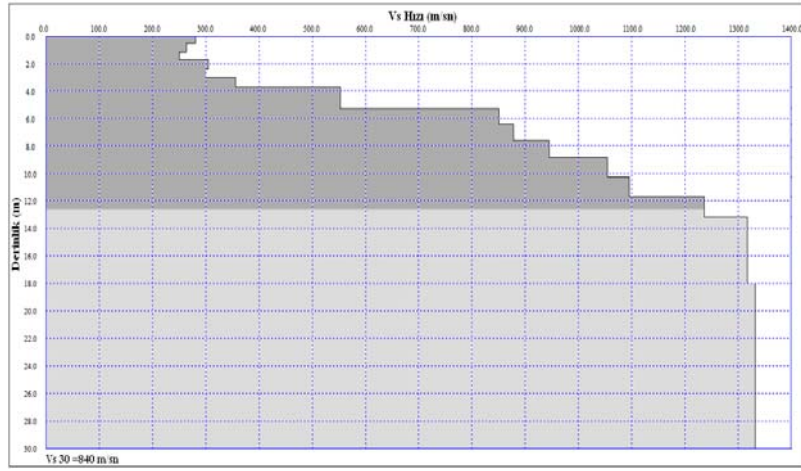
Bu çalışma sahasında elde edilen faz hızı frekans kesitleri üzerinde temel mod alanın piklenmesi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin yapısı incelenerek ters çözüm işlemi uygulamadan önce belirli bir yumuşatma işlemi uygulanmıştır. Ters çözüm işleminde öncelikle, düz çözüm uygulanarak bir başlangıç modeli belirlenir. Başlangıç modelini program dispersiyon eğrisinin genel karakteristiğinden ve atış kaydı üzerindeki yüzey dalgası paketinin görünür hızını dikkate alarak oluşturur. Eğer gerek duyulursa başlangıç modeli diğer verilerden yararlanmak suretiyle el ile değiştirilebilir. Bu alanda yapılan çalışmada başlangıç modelleri el ile yeniden düzenlenmiştir. Daha sonra bu başlangıç modeline doğrusal olmayan ters çözüm yöntemi uygulanarak bir boyutlu kesme dalgası hız-derinlik modelleri elde edilmiştir (Şekil 173-182). Pelitli sahasından elde edilen 1 boyutlu derinlik hız kesitleri genel olarak benzer özellikte olup ve sismik tomografi sonuçları ile de uyumluluk göstermektedir.



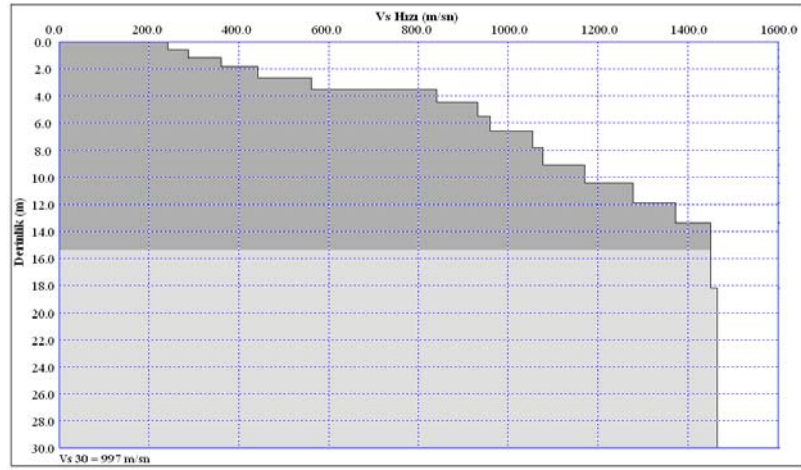
Şekil 173. Pelitli sahası 1. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı



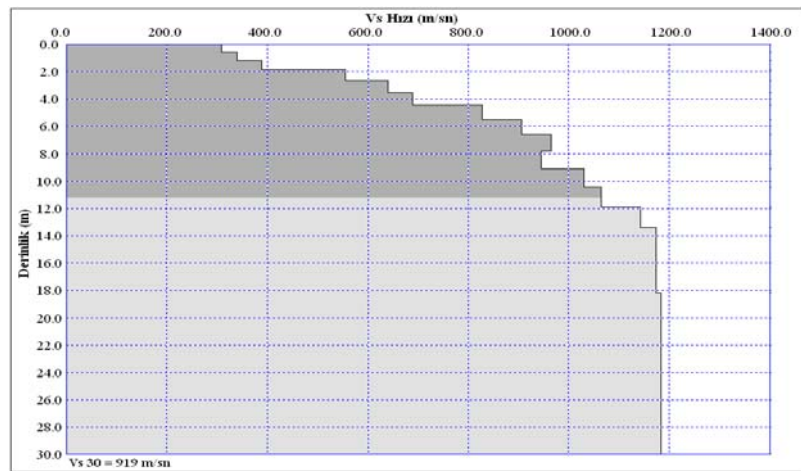
Şekil 174. Pelitli sahası 2. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı



Şekil 175. Pelitli sahası 3. profil için 1-B  $V_s$  hızı yeraltı yapısı

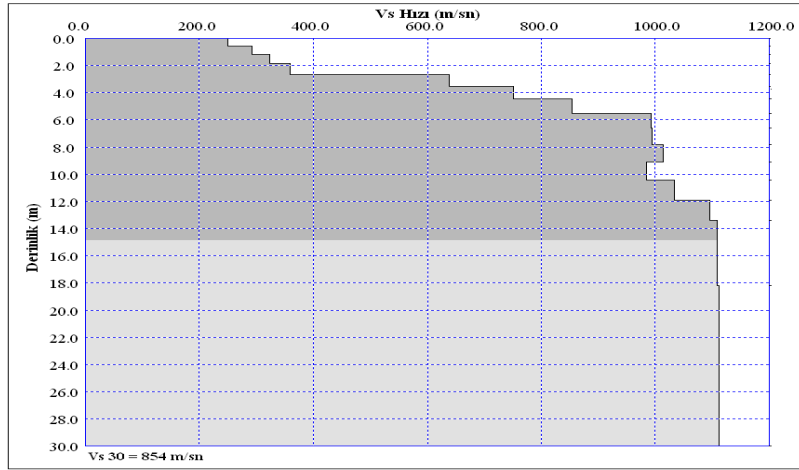


Şekil 176. Pelitli sahası 4. profil için 1-B  $V_s$  hızı yeraltı yapısı

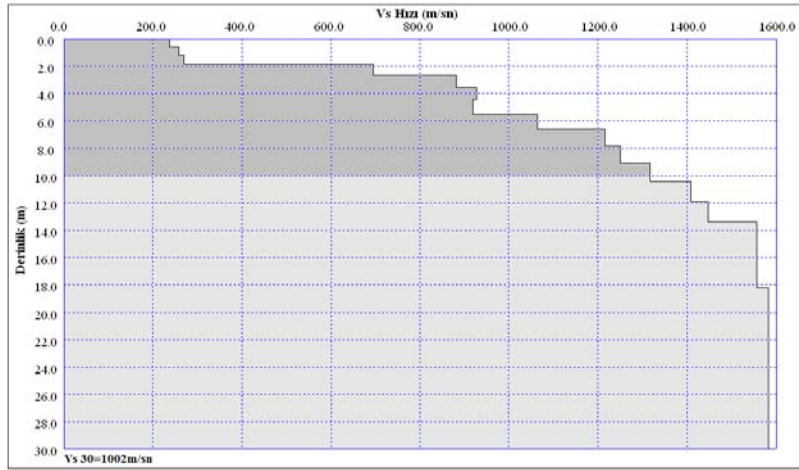


Şekil 177. Pelitli sahası 5. profil için 1-B  $V_s$  hızı yeraltı yapısı

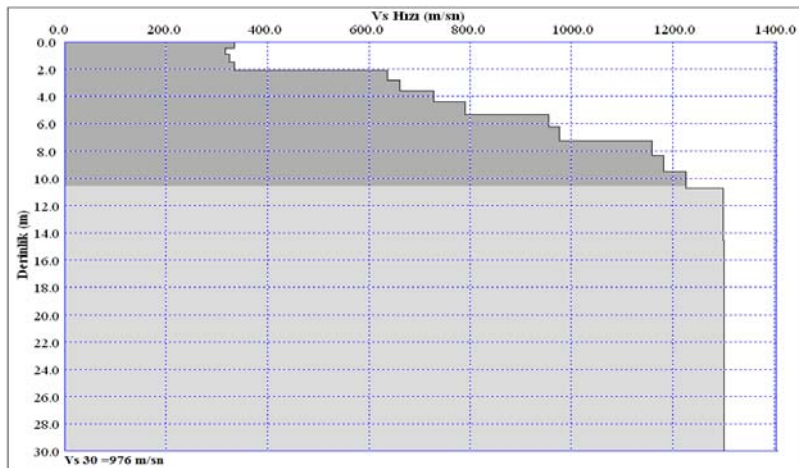




Şekil 178. Pelitli sahası 6. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı

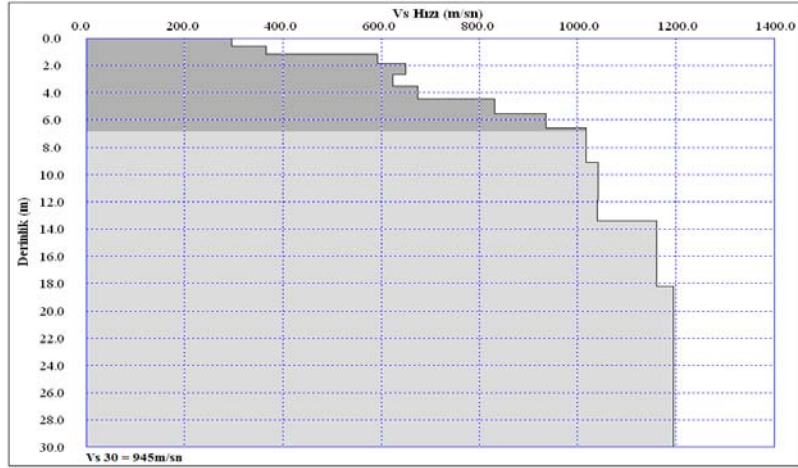


Şekil 179. Pelitli sahası 7. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı

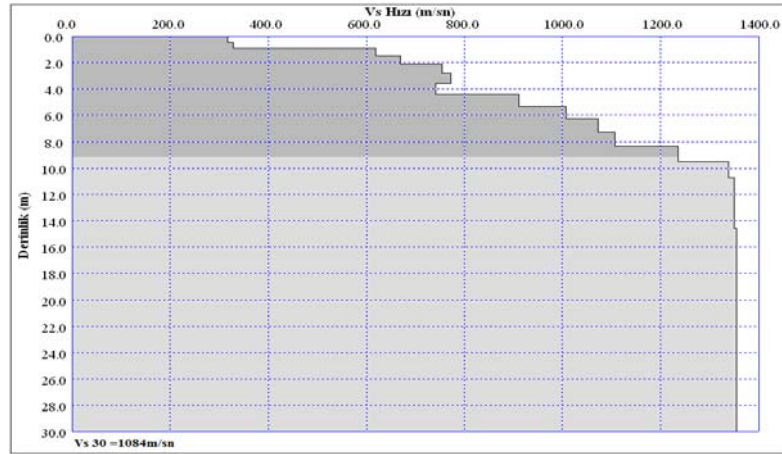


Şekil 180. Pelitli sahası 8. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı



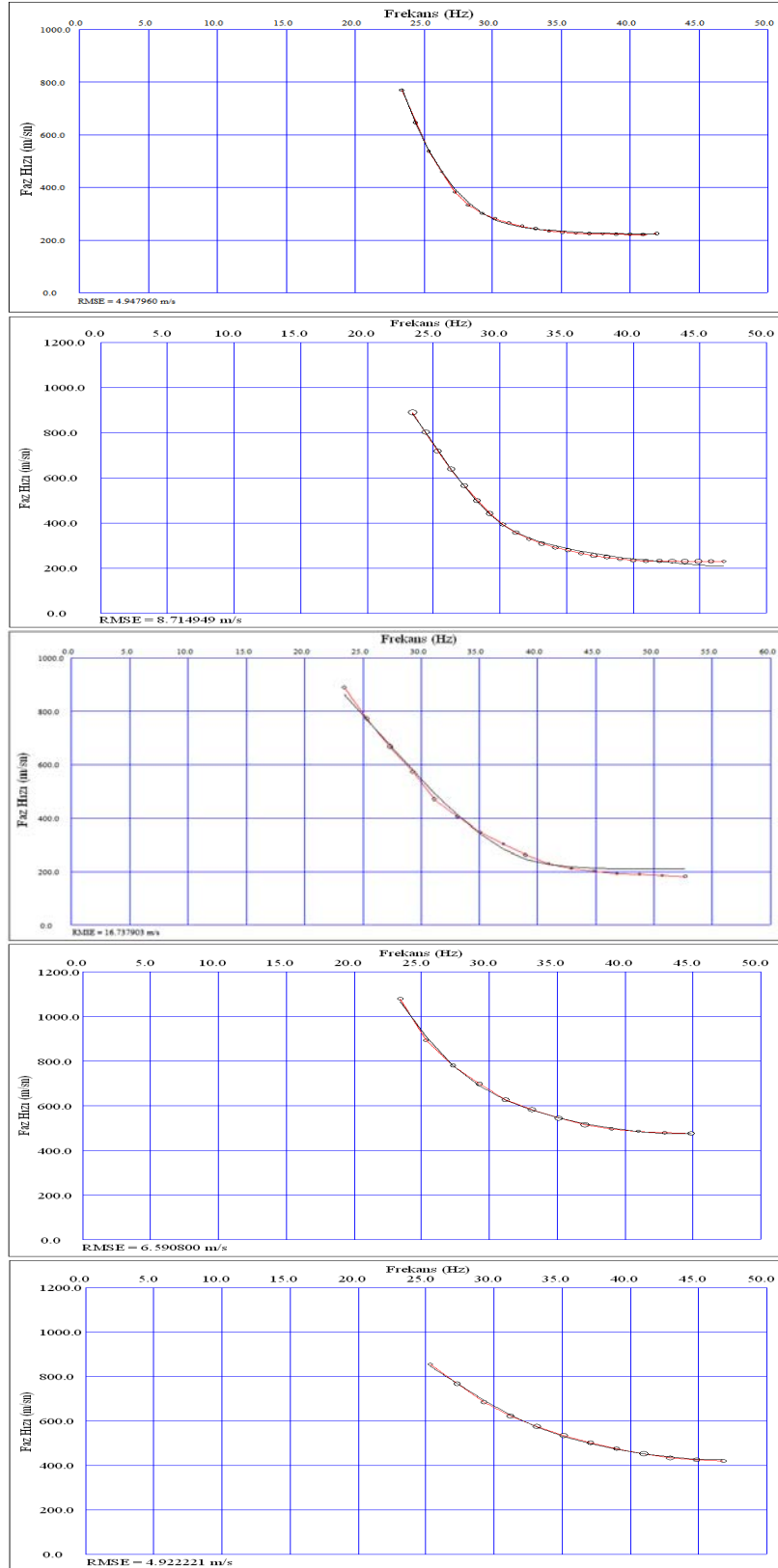


Şekil 181. Pelitli sahası 9. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı

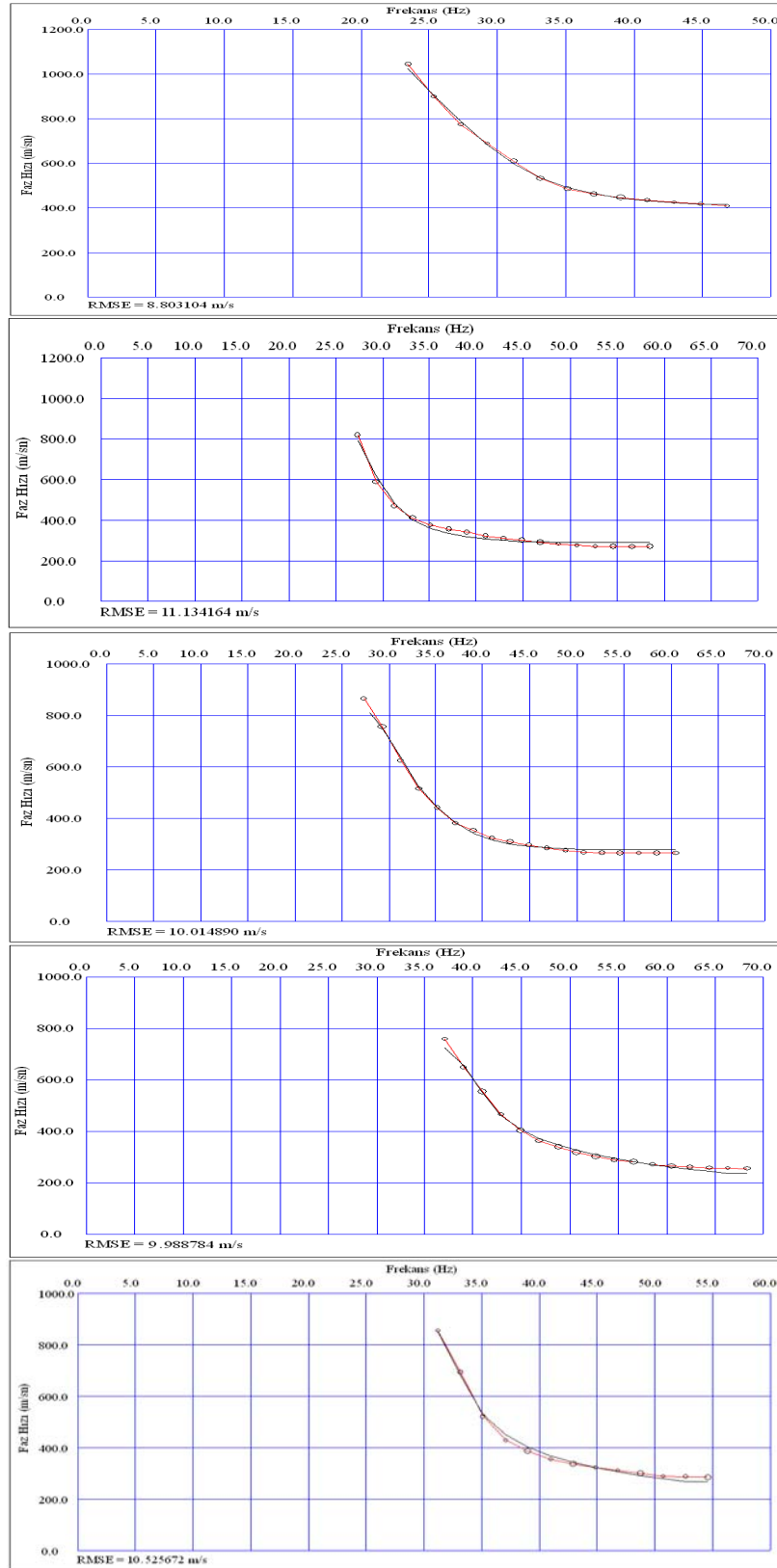


Şekil 182. Pelitli sahası 10. profil için 1-B Vs hızı yeraltı yapısı

Her bir profil için 1-boyutlu Vs hızı yeraltı yapısı elde edildikten sonra hesaplanan dispersiyon eğrileri ile gözlenen eğrilerin arasındaki çakışma oranına bakılır (Şekil 183-184). Eğer hesaplanan ile gözlenen eğri arasındaki çakışma oranı beklenen düzeyde sağlandıysa işlem tamamlanmış olur. Eğer çakışma sağlanmadıysa başlangıç modeli parametreleri değiştirilir ve işlem tekrarlanır. Bu işlem en iyi çakışma sağlanana kadar devam eder.

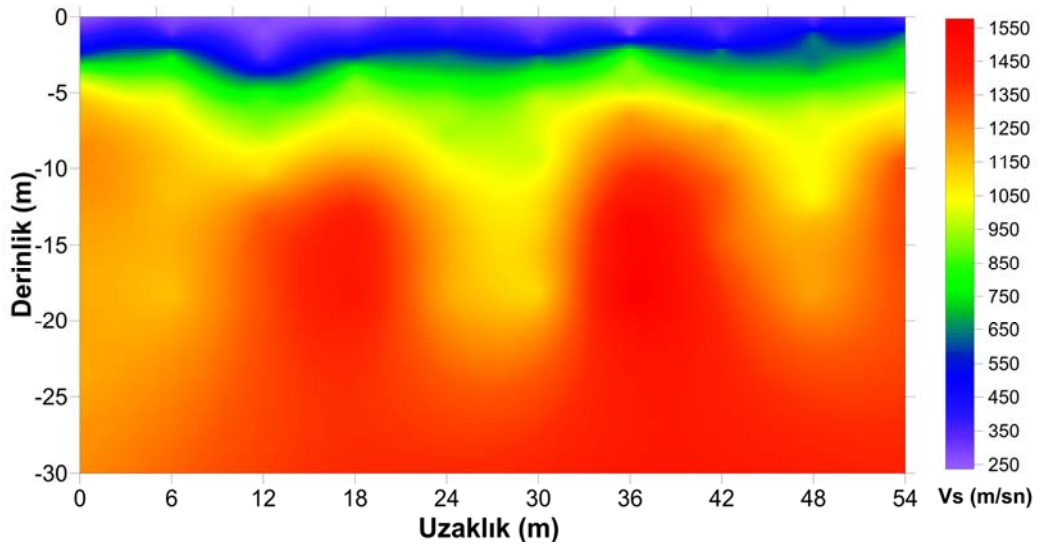


Şekil 183. İlk beş. profil (1-5) için elde edilen hesaplanan ve gözlenen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması



Şekil 184. İkinci beş. profil (6-10) için elde edilen hesaplanan ve gözlenen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması

Pelitli çalışma sahasının 6 metre aralıklarla toplam 54 metre boyunca birbirine paralel olarak alınan 10 profil boyunca çok kanallı yüzey dalgası yöntemi ile elde edilen 1-boyutlu Vs hız yapıları interpolasyon yöntemi ile birleştirilerek uzaklık boyunca 2-boyutlu Vs hız dağılım kesiti elde edilmiştir (Şekil 185). Şekil 185’de uzaklık boyunca 3 tabakalı bir yapı gözükmemekte olup, özellikle 10 metre ve daha aşağı kısımlarında oldukça yüksek Vs hızına sahip bir birim yer almaktadır.



Şekil 185. Pelitli çalışma sahası için 2-boyutlu Vs hız dağılım kesiti

### 2.3.3. Aydınlıkevler Sahası

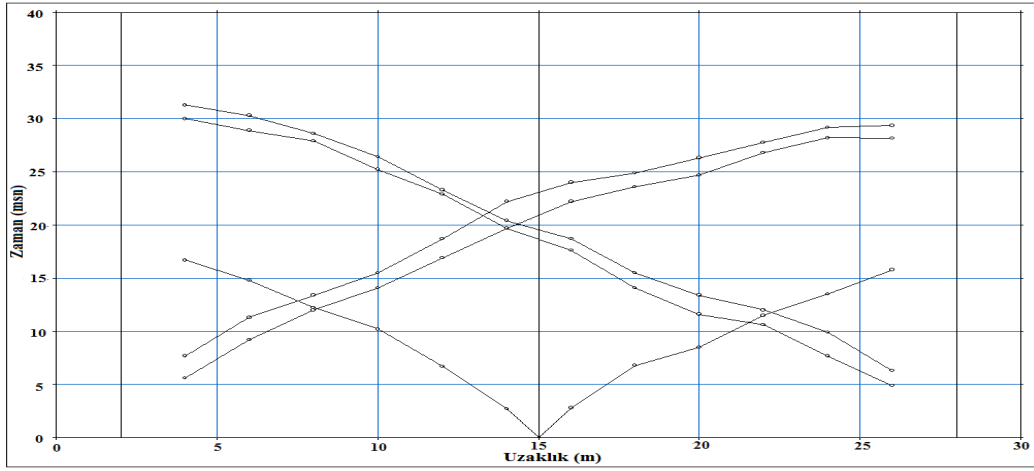
Trabzon ili merkez mahallelerinden biri olan Aydınlıkevler ve civarının merkez kısımlarında yapılaşma hemen hemen tamamlandığı için yeni inşaatlar daha üst kotlarda gerçekleştirilmektedir. Yeni yapılaşmanın olduğu bu alanlarda arazi şartlarının da uygun olduğu bir alanda yeraltı yapısı ve sismik P ve S dalgası hızlarını belirlemek için toplam 7 profil (Şekil 186) boyunca sismik kırılma ölçümleri alınmıştır.



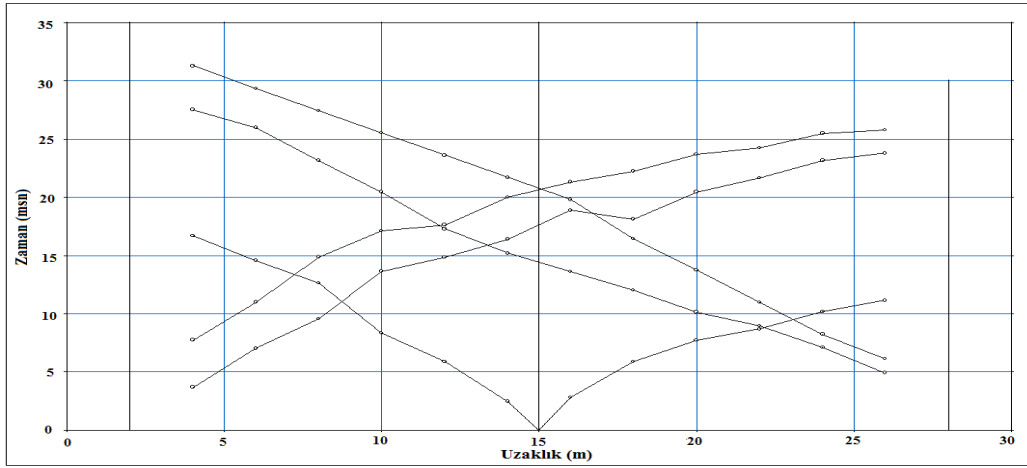
Şekil 186. Aydınlıkevler sahası için sismik kırılma ölçü profillerinin yerleri

### 2.3.3.1. Aydınlıkevler Sahası Sismik Tomografi Ölçümleri

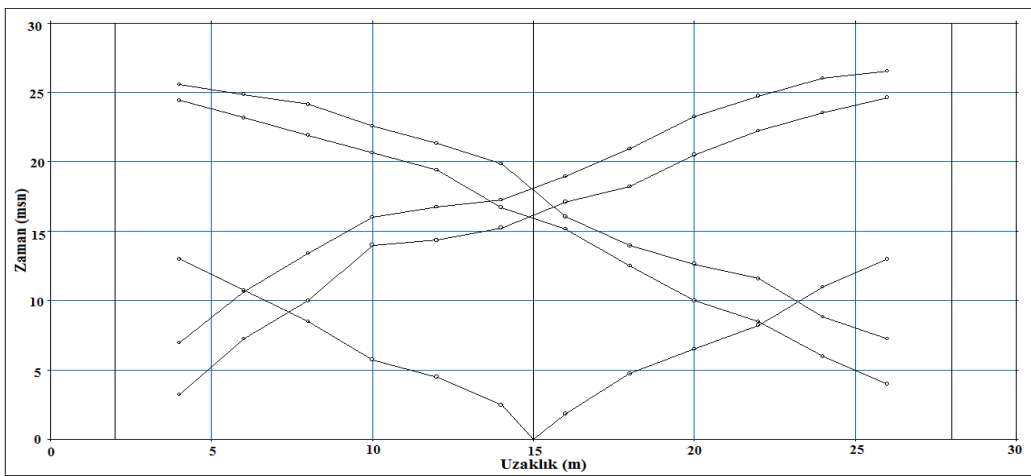
Yeraltı yapısı ve P dalgası hız dağılımlarını belirlemek için alınan sismik ölçümler tomografi yöntemi kullanılarak değerlendirilmiştir. Sismik ölçümler için profiller belirlenirken saha büyüklüğü ve arazi şartları dikkate alınarak iki kısma bölünmüş ve birinci kısımda (1-4. profiller) 4 profil, ikinci kısımda ise 3 profil (5-8. profiller) olmak üzere sismik kırılma ölçümleri alınmıştır. Enerji kaynağı olarak 8 kg balyoz ve demir bir plaka kullanılmıştır. P dalgası kayıtlarında 12 adet 14 Hz lik alıcılar kullanılmıştır. Birinci kısımda alınan ölçümlerde alıcı aralıkları 2 metre ve maksimum ofset 4 metre olarak seçilmiş ve ikisi baştan, ikisi sondan ve biri de orta noktadan olmak üzere toplam 5 noktada atış yapılarak kayıtlar toplanmıştır. x yönünde toplam profil boyu 30 metredir. Birbirine paralel hatlar boyunca alınan 4 profil ölçümde, profiller arası 5 metre olarak belirlenmiş ve y yönünde toplam profil boyu 15 metre olmuştur. İkinci kısımda alınan ölçümlerde ise alıcı aralıkları 3 metre ve maksimum ofset 4 metre olarak seçilmiş ve ikisi baştan, ikisi sondan ve biride orta noktadan olmak üzere toplam 5 noktada atış yapılarak kayıtlar toplanmıştır. x yönünde toplam profil boyu 41 metredir. Birbirine paralel hatlar boyunca alınan 3 profil ölçümde, profiller arası 7 metre olarak belirlenmiş ve y yönünde toplam profil boyu 14 metre olmuştur. 7 profil boyunca alınan sismik kayıtların ilk varış zamanlarının okunmasıyla zaman-uzaklık grafikleri elde edilmiştir (Şekil 187-193). Zaman-uzaklık grafiklerinden ortamın 3 tabaklı bir yapıda olduğu anlaşılmaktadır.



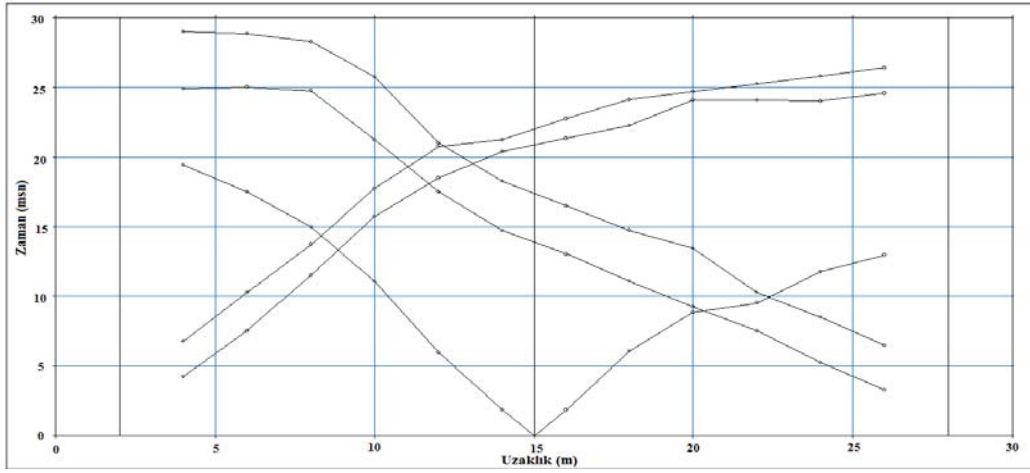
Şekil 187. Aydınlikevler sahasında atılan 1. profile ait zaman-uzaklık grafiği



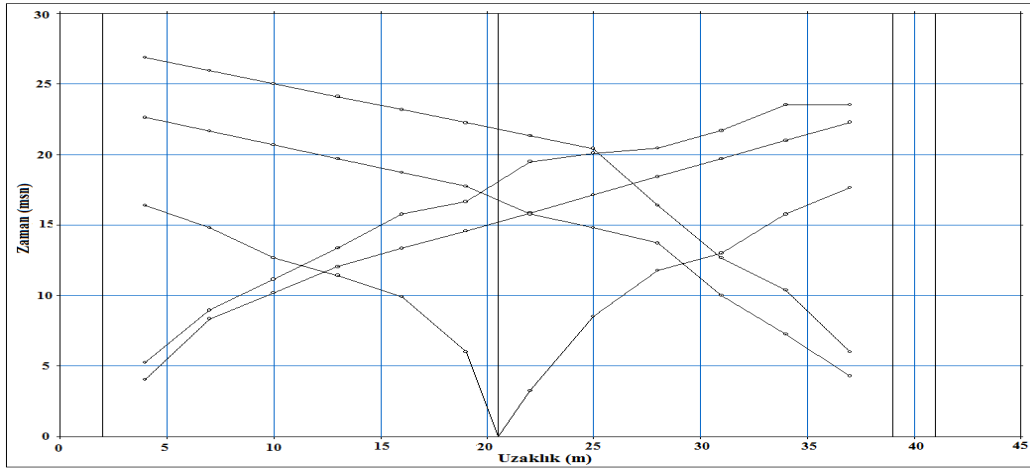
Şekil 188. Aydınlikevler sahasında atılan 2. profile ait zaman-uzaklık grafiği



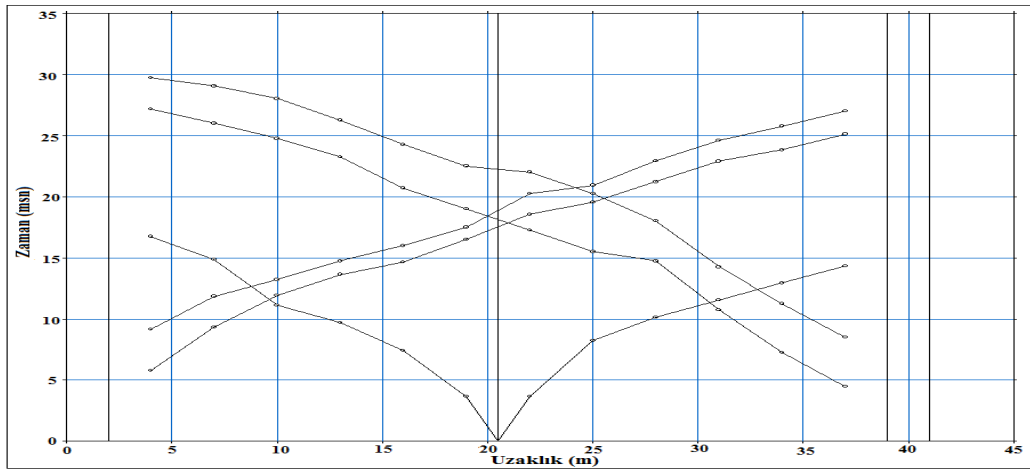
Şekil 189. Aydınlikevler sahasında atılan 3. profile ait zaman-uzaklık grafiği



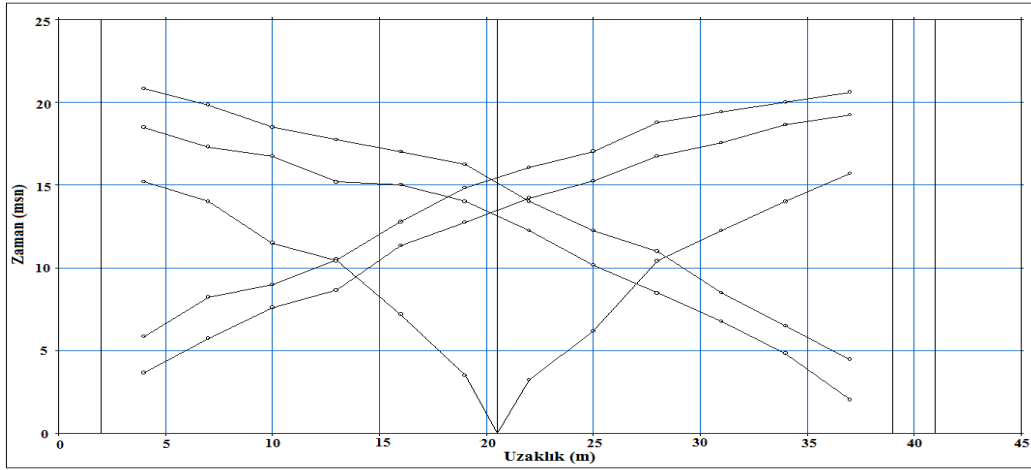
Şekil 190. Aydınlikevler sahasında atılan 4. profile ait zaman-uzaklık grafiği



Şekil 191. Aydınlikevler sahasında atılan 5. profile ait zaman-uzaklık grafiği



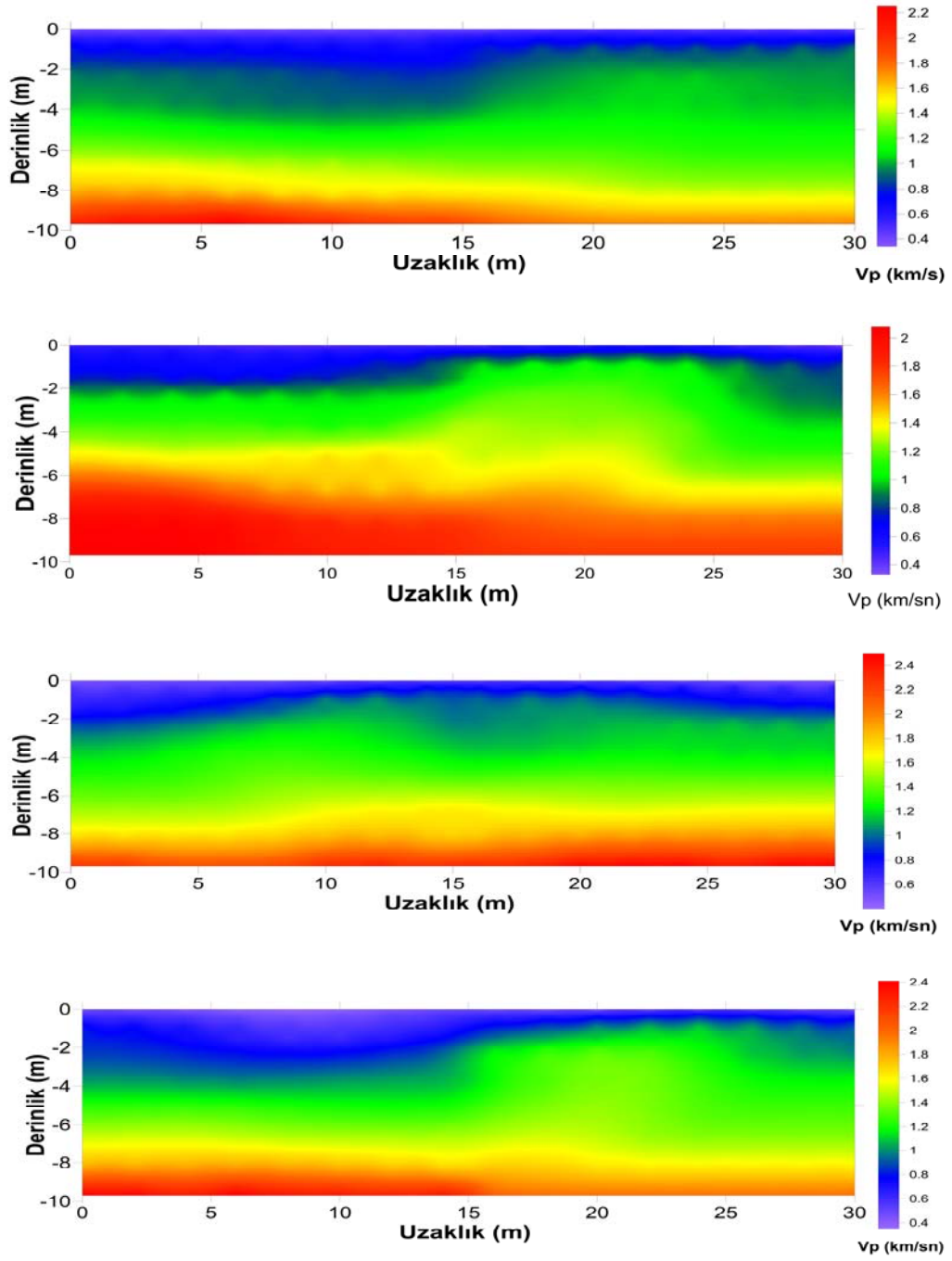
Şekil 192. Aydınlikevler sahasında atılan 6. profile ait zaman-uzaklık grafiği



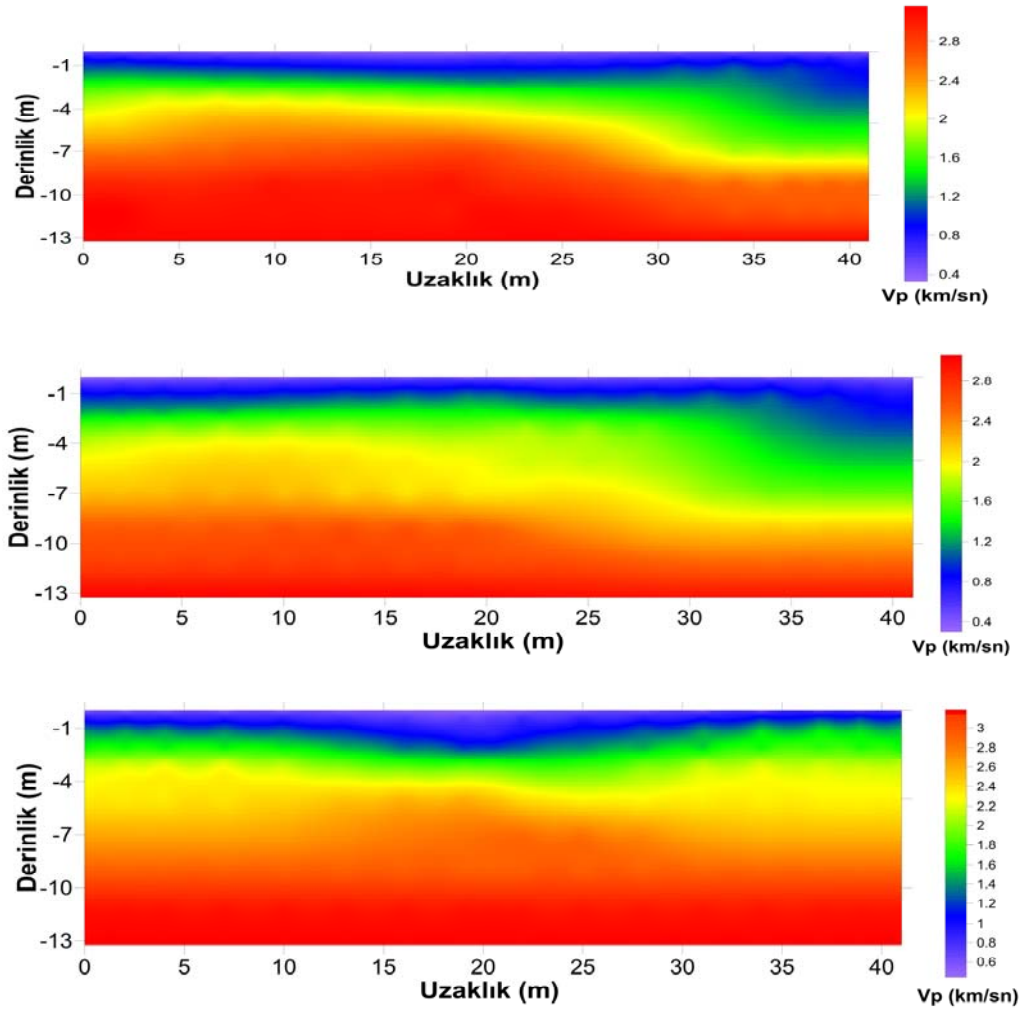
Şekil 193. Aydınlikevler sahasında atılan 7. profile ait zaman-uzaklık grafiği

7 profil boyunca elde edilen zaman-uzaklık grafiklerinin tomografik yöntem ile çözümünden elde edilen 2-boyutlu yer altı modelleri sırasıyla Şekil 194-195' de verilmiştir. Tomografik çözüm ile elde edilen şekillerden ortamın oldukça sığ bir zemin ve onun altında nispeten daha yüksek hızlı ayrılmış daha masif bazaltlardan oluştuğu düşünülmektedir. Sismik kesitlerden Aydınlikevler sahasının ikinci kısmının birinci kısma göre daha yüksek sismik hızlara sahip olduğu görülmüştür. Bu durum, birinci kısımda ayrışmanın daha etkin olduğunu ortaya çıkarmaktadır.



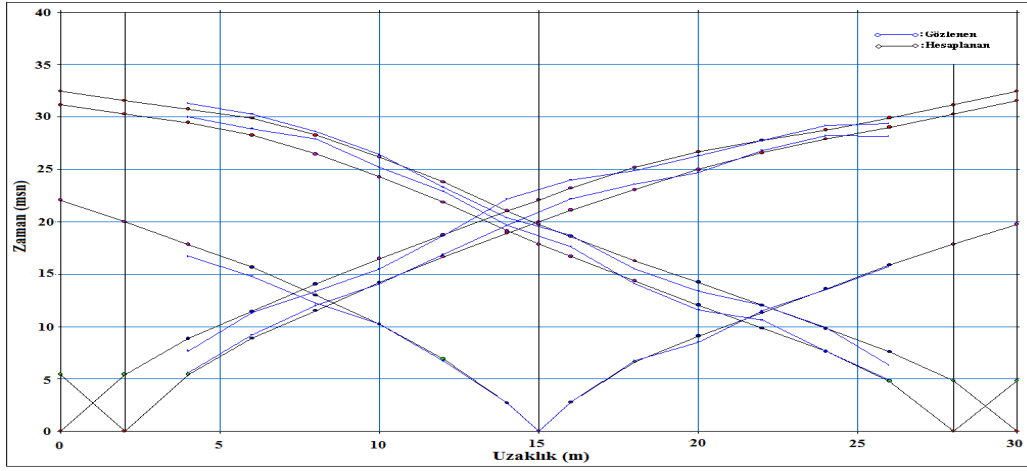


Şekil 194. Aydınliköyler sahasının birinci kısmındaki dört profil (1-4) için elde edilen P dalgası hızlarının dağılımı

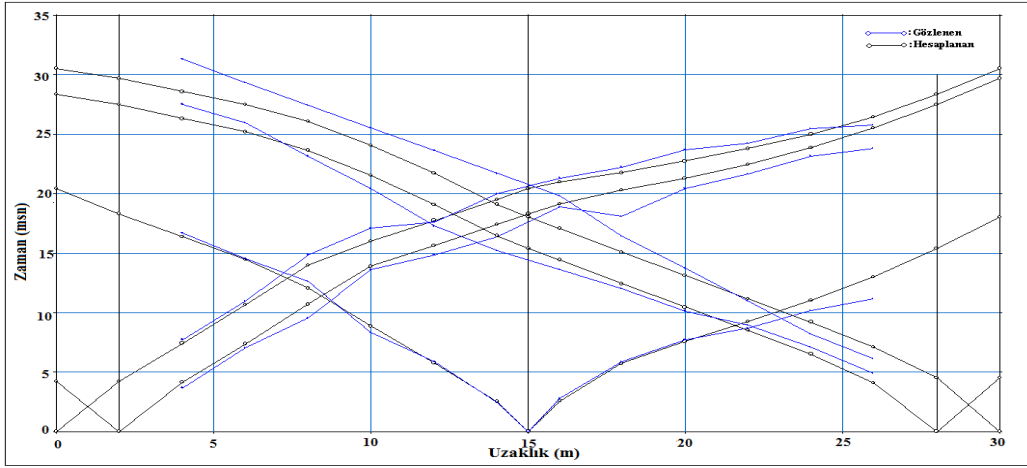


Şekil 195. Aydınlıkevler sahasının ikinci kısmındaki üç profil (5-7) için elde edilen P dalgası hızlarının dağılımı

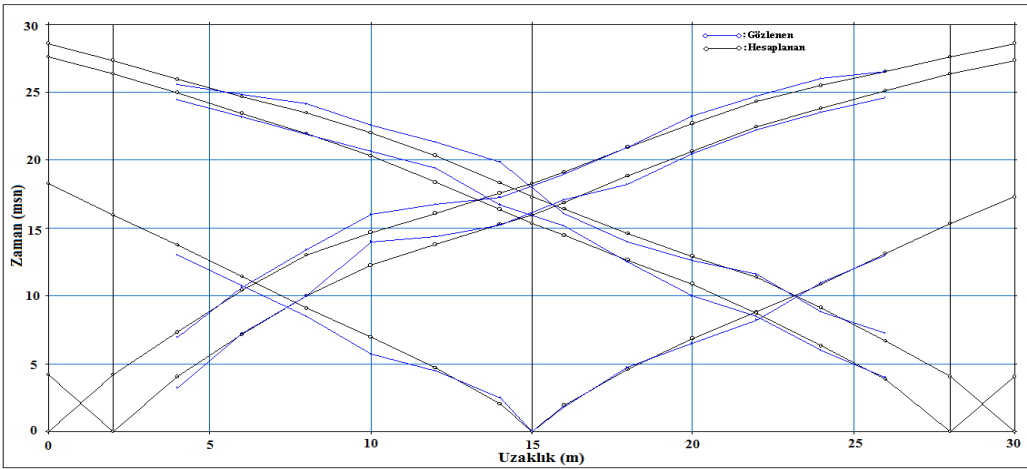
Son aşamada ise ışın izleme yöntemi kullanılmak suretiyle hesaplanan eğriler ile gözlenen eğrilerinin karşılaştırılması yapılmıştır (Şekil 196-202). Hesaplanan ile gözlenen eğrilerin karşılaştırılması sonucu her bir profil için hata oranı ortalama olarak % 5'in altında elde edilmiştir.



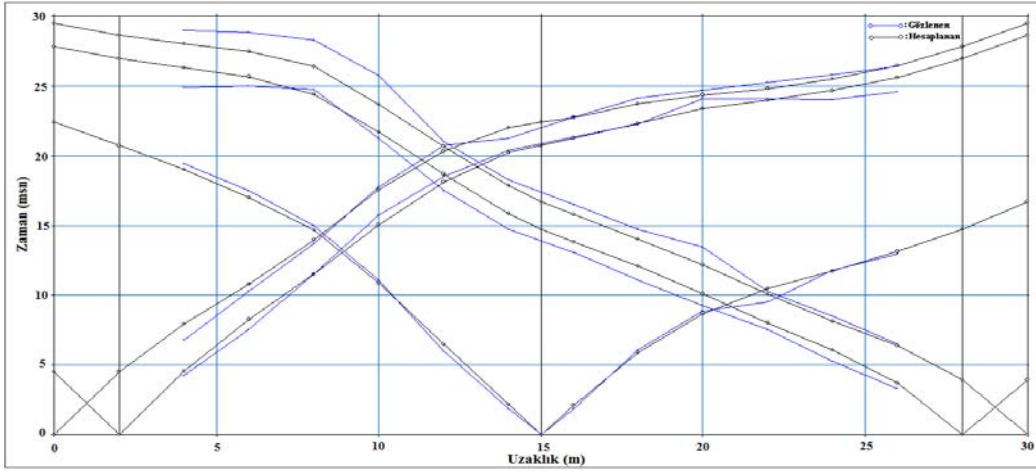
Şekil 196. 1. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



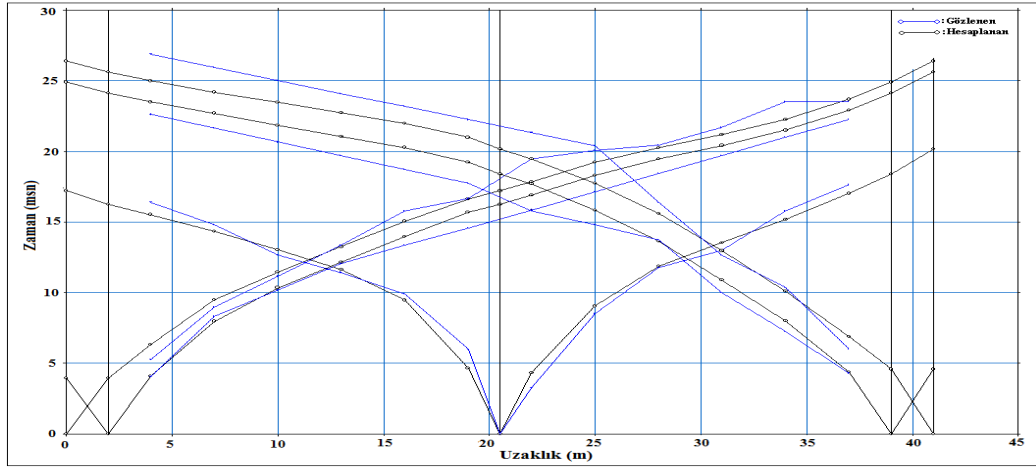
Şekil 197. 2. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



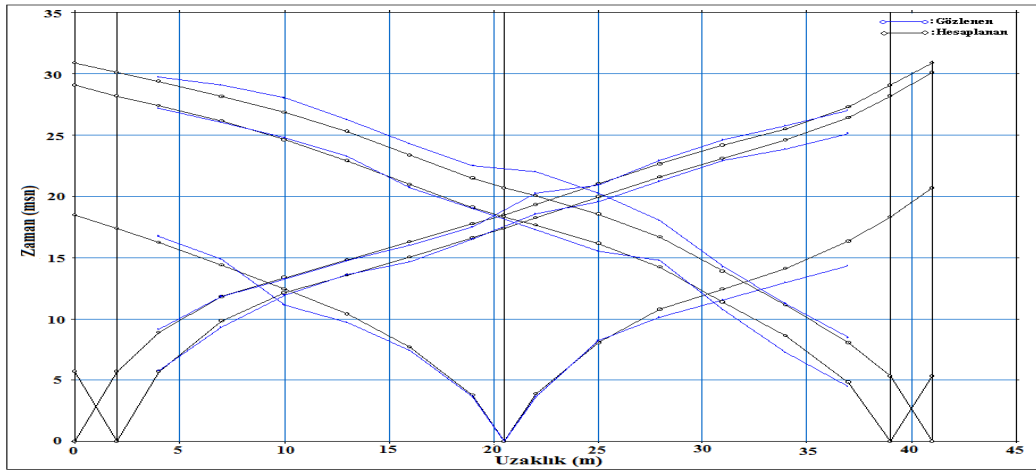
Şekil 198. 3. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



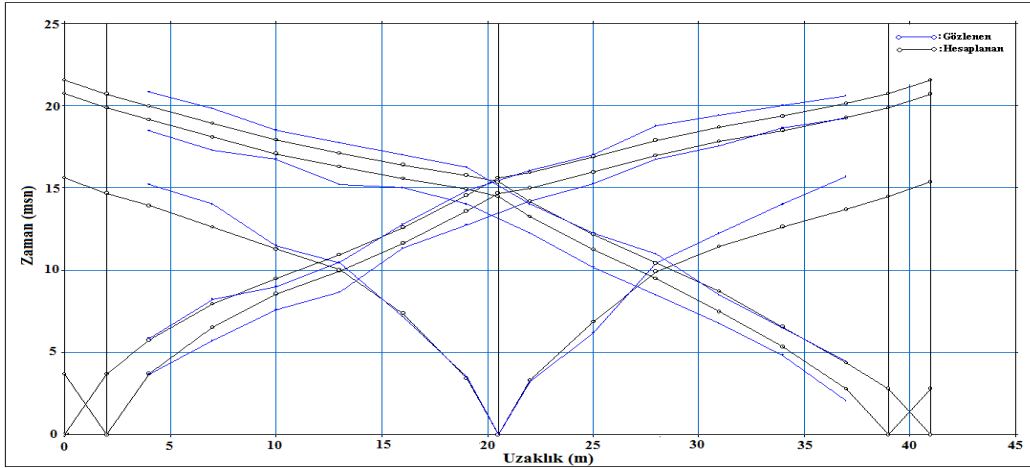
Şekil 199. 4. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması



Şekil 200. 5. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

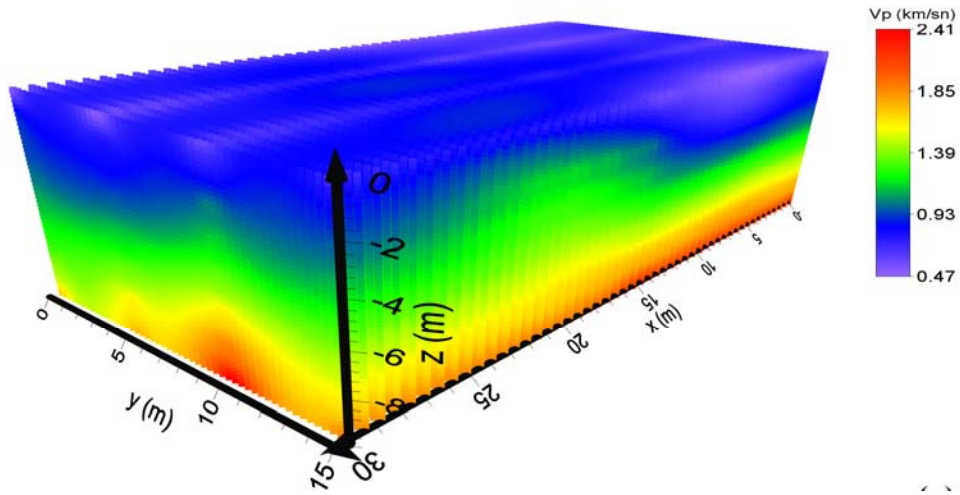


Şekil 201. 6. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

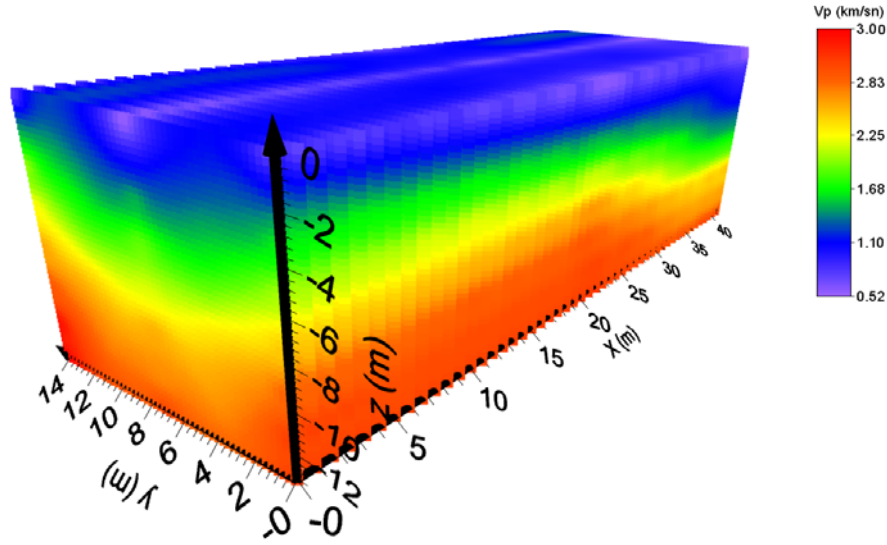


Şekil 202. 7. profil için hesaplanan ile gözlenen eğrinin çakışması

Birinci ve ikinci kısımda birbirine paralel hatlar boyunca alınan ölçümlerin tomografik çözümünden elde edilen  $V_p$  hız dağılım kesitleri birleştirilerek çalışma alanına ait 3-boyutlu hız dağılım haritaları elde edilmiştir (Şekil 203-204). Aydınlikevler sahası için elde edilen 3-boyutlu haritalardan hem hızda hem de derinlik de x ve y yönlerinde meydana gelen değişimler görülmektedir.



Şekil 203. Aydınlikevler sahası birinci kısım için üç boyutlu  $V_p$  hız dağılımı

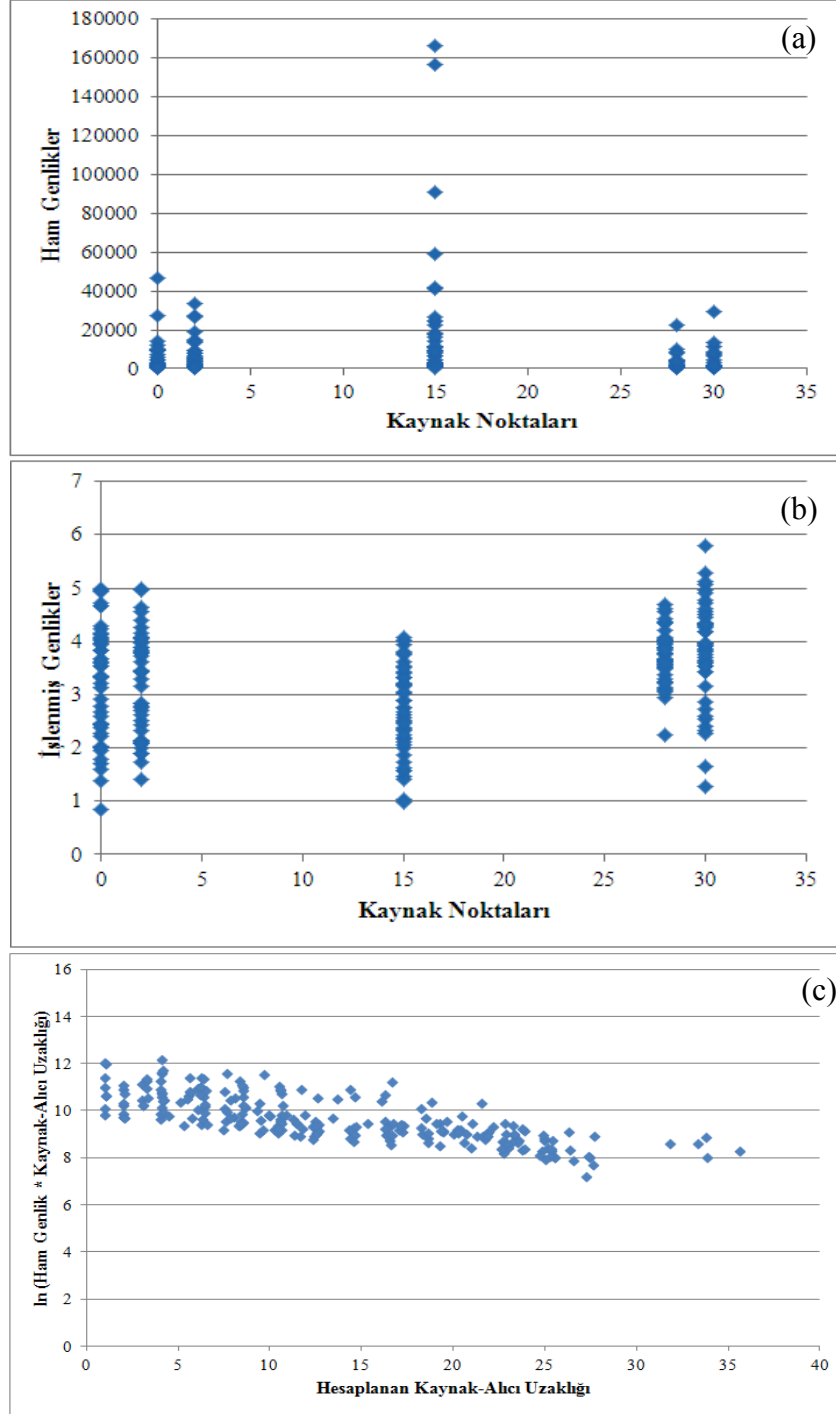


Şekil 204. Aydınlikevler sahası ikinci kısım için üç boyutlu  $V_p$  hız dağılımı

### 2.3.3.2. Aydınlikevler Sahası Genlik Soğurulma Tomografisi

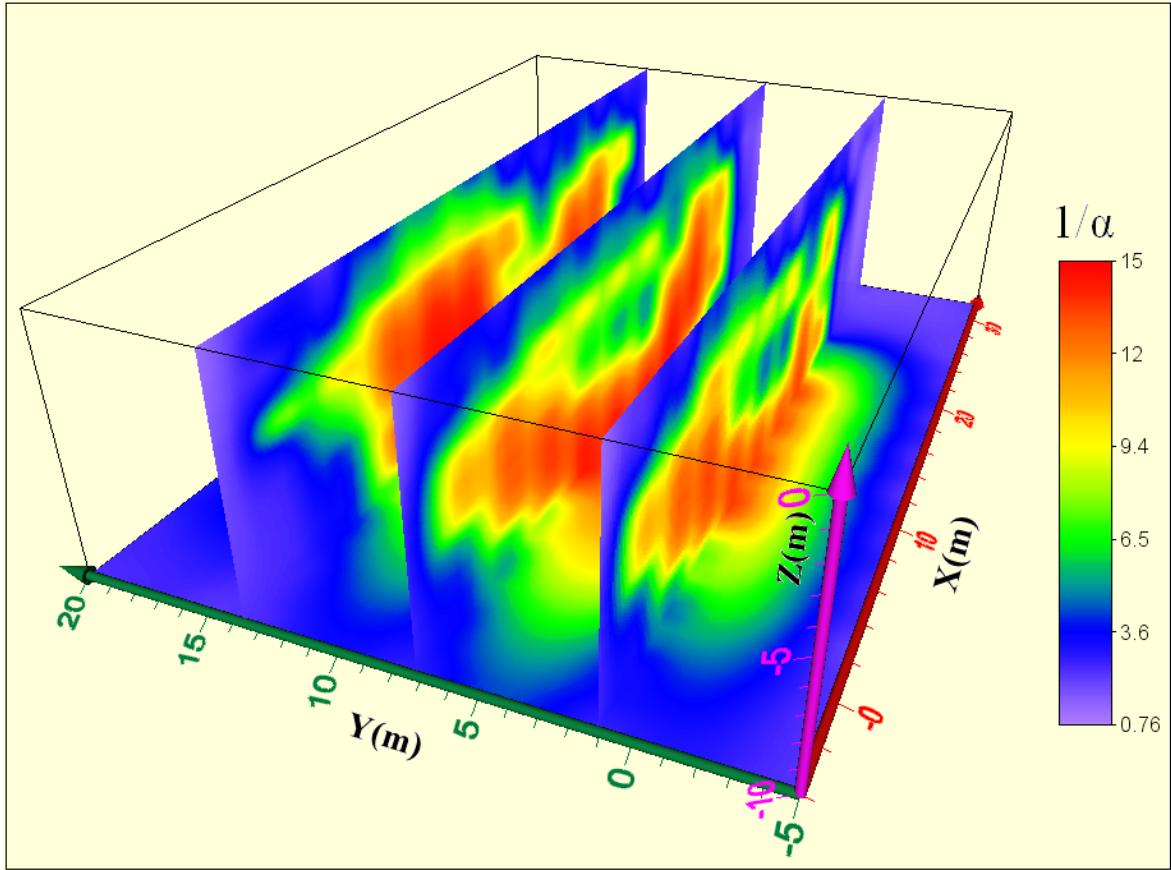
Aydınlikevler sahasında birbirine paralel toplam 4 profilde ve her bir profilde 12 alıcı kullanılmak suretiyle 16 adet sismik kırılma kaydı alınmıştır. Sismik kayıtların her birinde ilk varışların çukur noktalarının maksimum değerleri piklenerek toplamda 240 adet ham genlik değeri okunmuştur (Şekil 205a). Ham genliklerden işlenmiş genliklerin (Şekil 205b) elde edilmesi Çukurçayır sahasında anlatıldığı gibi gerçekleştirilmiştir. Aydınlikevler sahası için Neper cinsinden elde edilen değerler, eğrisel ışın yollarından hesaplanan yeni kaynak-alıcı uzaklıklarına karşılık çizdirilmiştir (Şekil 205c). Şekil 205c’de negatif yönlü trendin geriye doğru düşey eksene tamamlanması ile kaynak genliği  $\ln(A_0)$  değeri elde edilir. Bu değer yaklaşık olarak 13 tür. Ters çözüm işlemi için veri dosyası hazırlanır. Bu veri dosyasında 240 adet sinyal için ilk varış zamanları ve işlenmiş genlik değerleri yer almaktadır. İkinci aşamada çalışma sahasından elde edilen 3-boyutlu hız modeli başlangıç model dosyası olarak kullanılır. Son olarak ise ters çözüm işlemi için parametre seçimi ve varsa herhangi bir sınırlama bilgisi kullanılır. Aydınlikevler sahası için elde edilen işlenmiş genliklerin ters çözüm işlemi sonucu  $1/\alpha$  tomogramı elde edilmiştir (Şekil 206). Aydınlikevler sahasının birinci kısmı için elde edilen soğurulma tomogramından soğurulmanın yüksek olduğu alanların sismik hızların da düştüğü kısımlara denk geldiği, soğurulma ve hız tomogramlarının genel olarak birbirleriyle uyumlu olduğu gözlenmiştir.

Aydınlıkevler sahasının ikinci kısmında alınan ölçümlerin yeterli sayıda olmaması ve veri kalitesinin düşük olması sebebiyle bu bölüm için yeterli güvenilirlikte sonuçlar elde edilememiştir.



Şekil 205. a) Ham genlikler, b) işlenmiş genlikler, c) hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığına karşı doğal logaritması alınmış ham genlikler ile hesaplanan kaynak-alıcı uzaklığının çarpımı



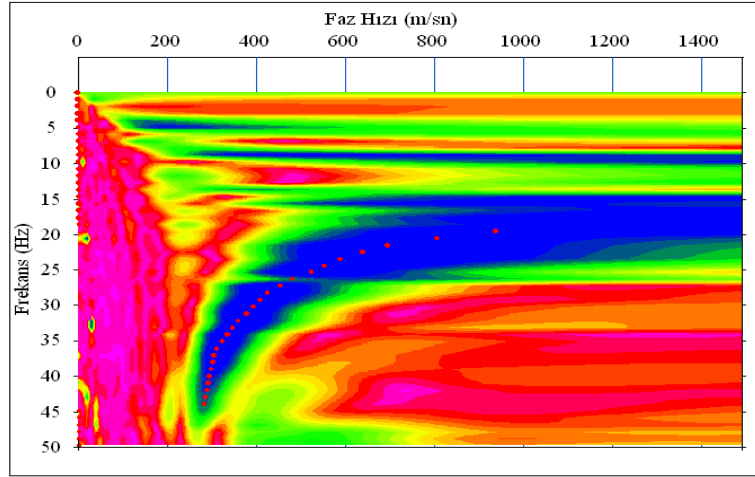


Şekil 206. Aydınlikevler çalışma alanının I. kısmı için  $1/\alpha$  tomografik kesiti

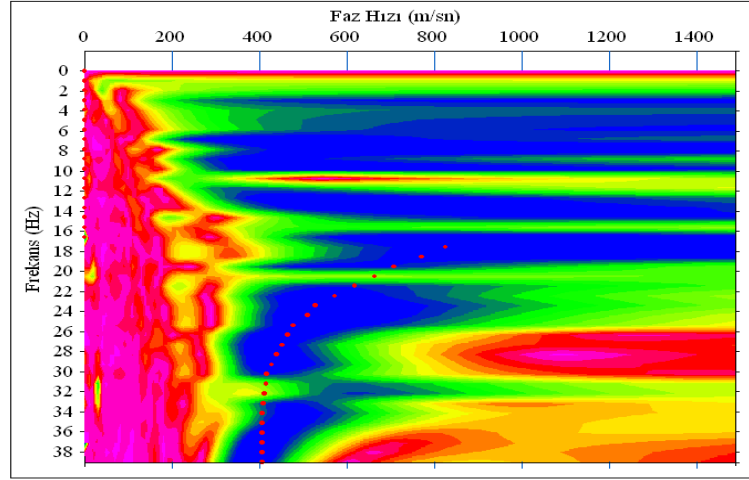
### 2.3.3.3. Aydınlikevler Sahası Çok Kanallı Yüzey Dalgası Ölçümleri

Yüzey dalgası verileri, sismik kırılma yönteminde olduğu gibi iki kısımda alınmıştır. Yüzey dalgası ölçüm profilleri, sismik kırılma ölçümleri ile aynı hatlar üzerinde yer almaktadır. Birinci kısımda 4, ikinci kısımda 3 profil olmak üzere toplam 7 profil boyunca yüzey dalgası ölçümleri alınmıştır (Şekil 186). Profiller arası mesafesi birinci kısımda 5m, ikinci kısımda ise 7m dir. Enerji kaynağı olarak 8 kg'lık balyoz ve demir bir plaka kullanılmıştır. 24 adet 4,5 Hz lik alıcılar kullanılarak alınan ölçümlerde, alıcı aralıkları 1m alınmıştır. Kaynak alıcı ofseti ise maksimum 8 metre olmak üzere farklı uzaklıklar da birkaç adet ölçüm alınmıştır. Tüm profillerde örnekleme aralığı 0.5 msn seçilmiş ve 1sn süreyle kayıtlar alınmıştır. Sahadan toplanan sismik kayıtların Fourier dönüşümünü alınarak oluşturulan faz hızı-frekans kesitleri Şekil 207-213'de görülmektedir. Aydınlikevler sahasının özellikle birinci kısmı için elde edilen kesitlerin oldukça başarılı sonuçlar verdiği görülmektedir ve temel modlar açıkça seçilebilmektedir.

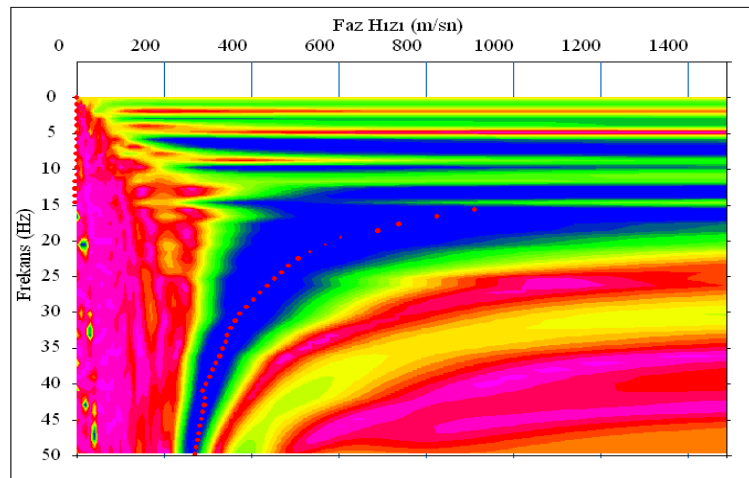




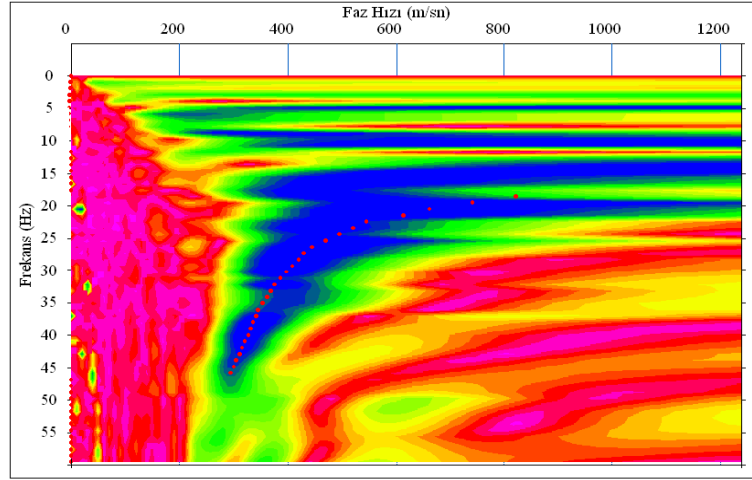
Şekil 207. Aydınlikevler sahası 1.profil için faz hızı-frekans kesiti



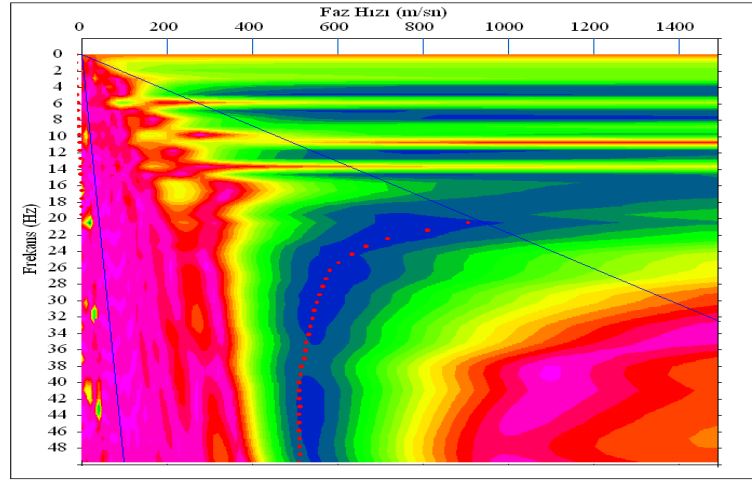
Şekil 208. Aydınlikevler sahası 2. profil için faz hızı-frekans kesiti



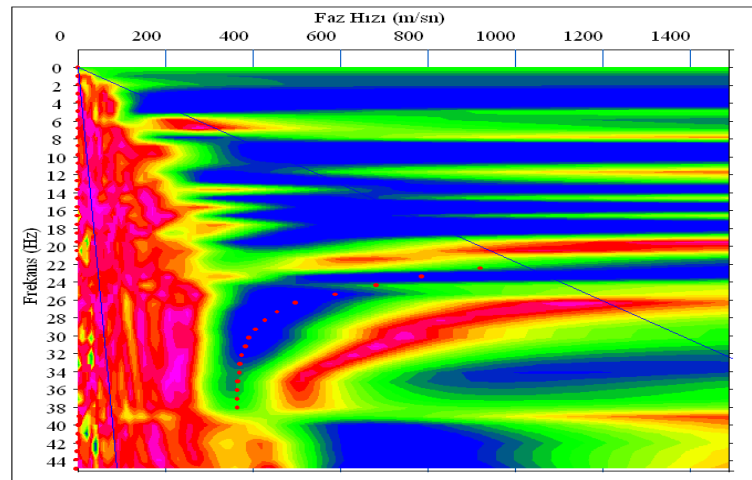
Şekil 209. Aydınlikevler sahası 3. profil için faz hızı-frekans kesiti



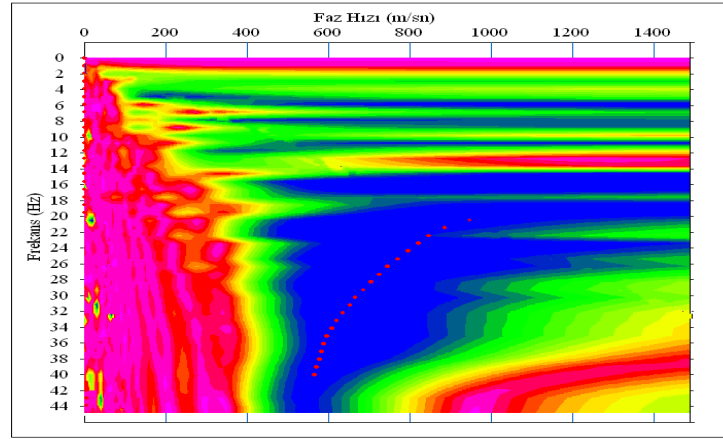
Şekil 210. Aydınlikevler sahası 4. profil için faz hızı-frekans kesiti



Şekil 211. Aydınlikevler sahası 5. profil için faz hızı-frekans kesiti

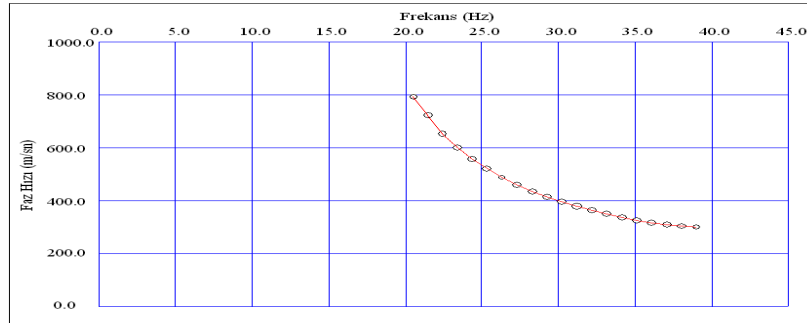


Şekil 212. Aydınlikevler sahası 6. profil için faz hızı-frekans kesiti

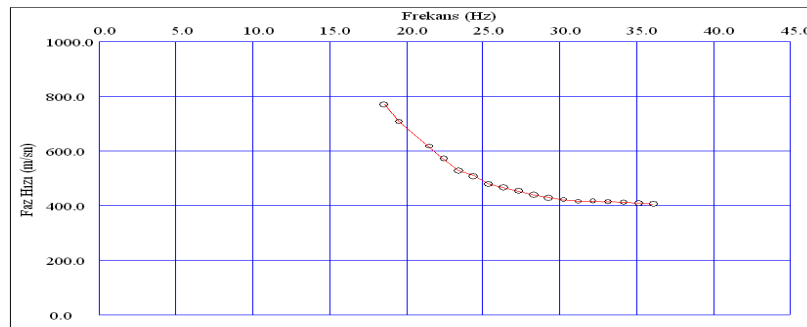


Şekil 213. Aydınlikevler sahası 7. profil için faz hızı-frekans kesiti

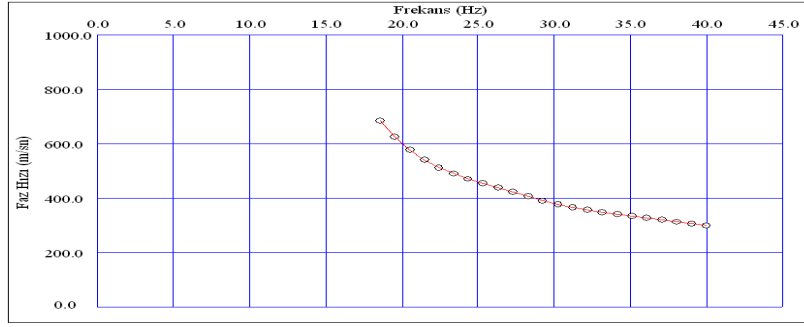
Faz hızı frekans şekilleri üzerinden temel mod ve diğer modların ayrımı yapılabilmektedir. Faz hızı-frekans kesitleri üzerinde maksimum genliklerin pik noktalarını işaretlemek suretiyle Şekil 214-220'de görülen dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Dispersiyon eğrilerinin karakteristik yapısı başlangıç modelinin oluşturulmasında oldukça önemlidir.



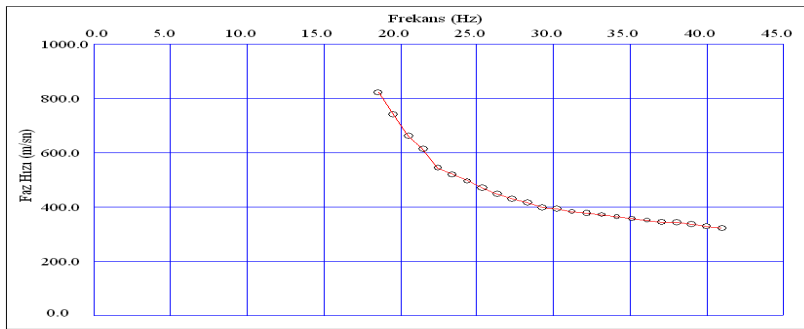
Şekil 214. Aydınlikevler sahası 1. profil için dispersiyon eğrisi



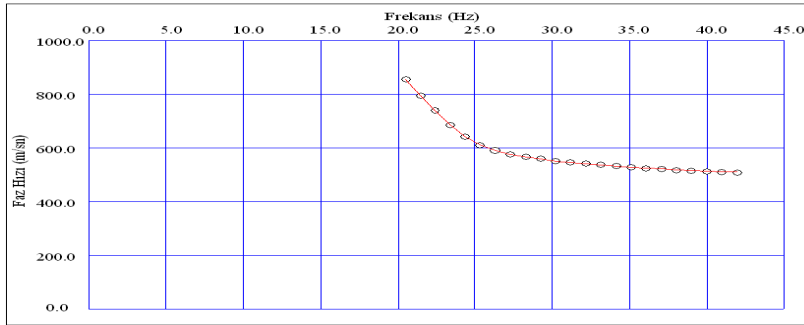
Şekil 215. Aydınlikevler sahası 2. profil için dispersiyon eğrisi



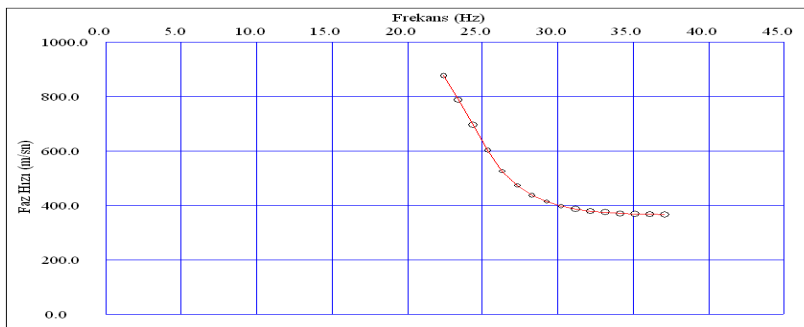
Şekil 216. Aydınlikevler sahası 3. profil için dispersiyon eğrisi



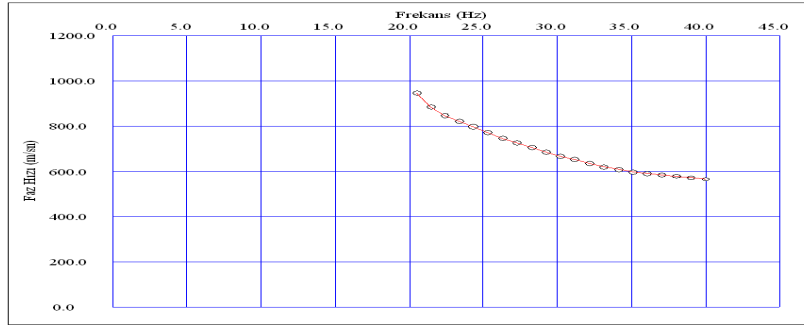
Şekil 217. Aydınlikevler sahası 4. profil için dispersiyon eğrisi



Şekil 218. Aydınlikevler sahası 5. profil için dispersiyon eğrisi

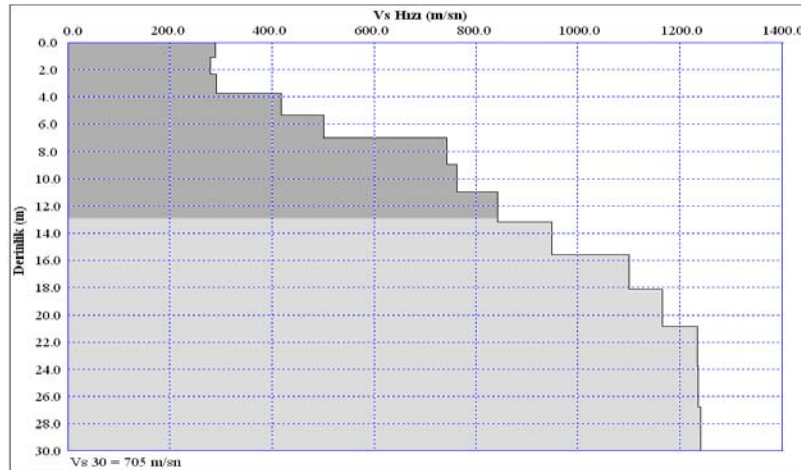


Şekil 219. Aydınlikevler sahası 6. profil için dispersiyon eğrisi

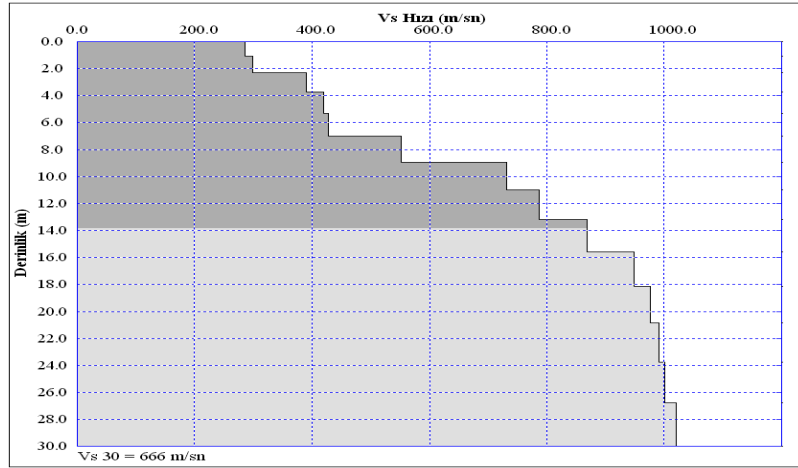


Şekil 220. Aydınlikevler sahası 7. profil için dispersiyon eğrisi

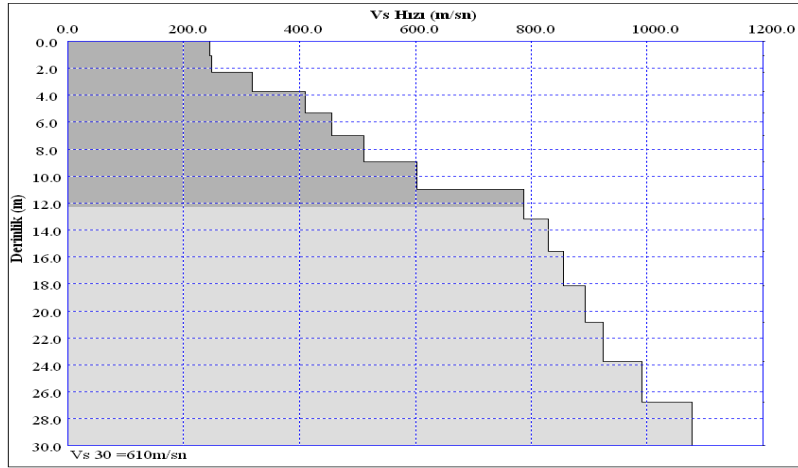
Elde edilen dispersiyon eğrilerine yinelemeli bir çözüm uygulanır. Bu çözümde önce düz çözüm uygulanarak bir başlangıç modeli belirlenir. Başlangıç modelini program dispersiyon eğrisinin genel karakteristiğinden ve atış kaydı üzerindeki yüzey dalgası paketinin görünür hızını dikkate alarak oluşturur. Daha sonra bu başlangıç modeline doğrusal olmayan ters çözüm yöntemi uygulanarak bir boyutlu kesme dalgası hız-derinlik modelleri elde edilmiştir (Şekil 221-227). Modeller incelendiğinde yaklaşık 13-15 metrelere kadar güvenilir olarak hız bilgisinin elde edildiği görülmüştür. Yer altı kesitlerinde genel olarak derinlere doğru inildikçe belirgin bir hız azalmasının olmadığı dikkat çekmektedir.



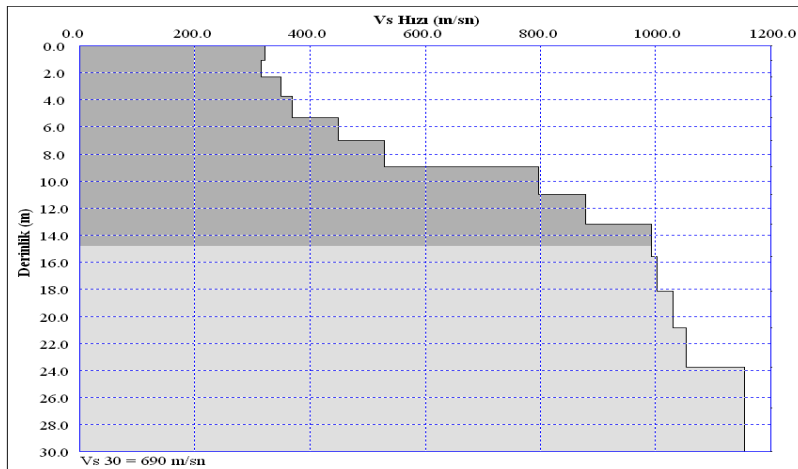
Şekil 221. Aydınlikevler sahası 1. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



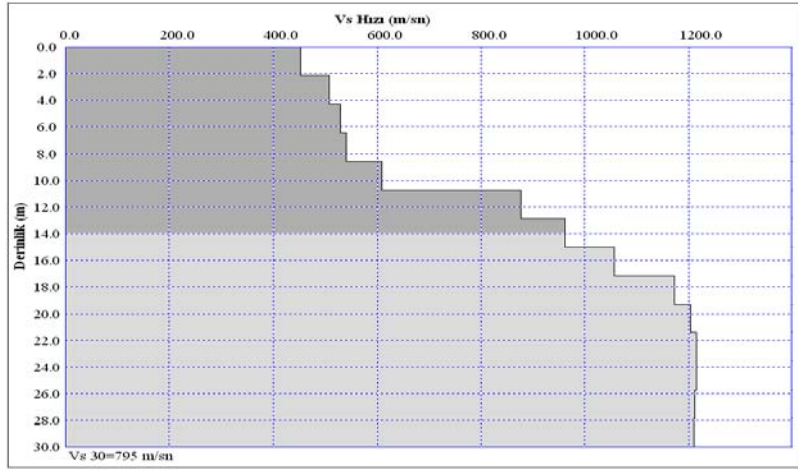
Şekil 222. Aydınlikevler sahası 2. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



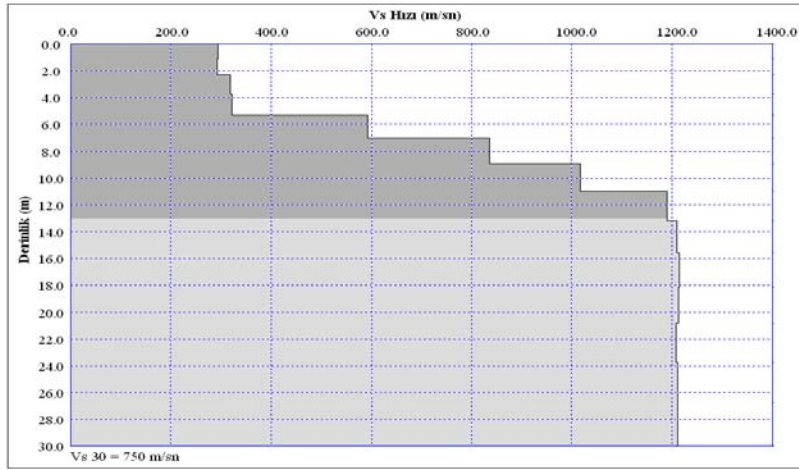
Şekil 223. Aydınlikevler sahası 3. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



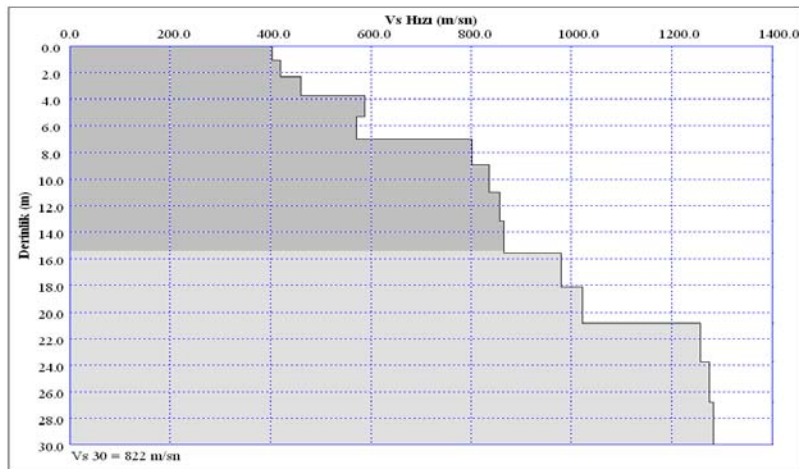
Şekil 224. Aydınlikevler sahası 4. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı



Şekil 225. Aydınlıkevler sahası 5. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı

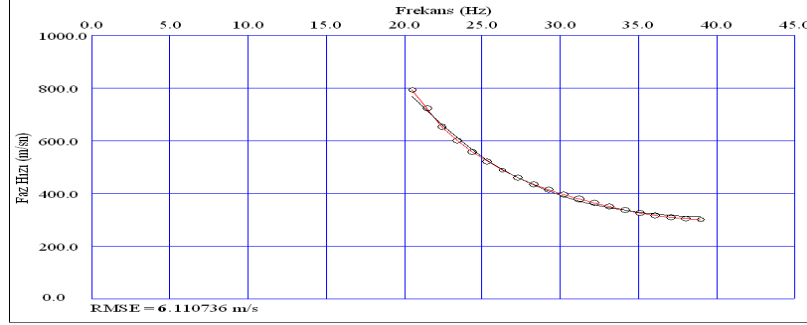


Şekil 226. Aydınlıkevler sahası 6. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı

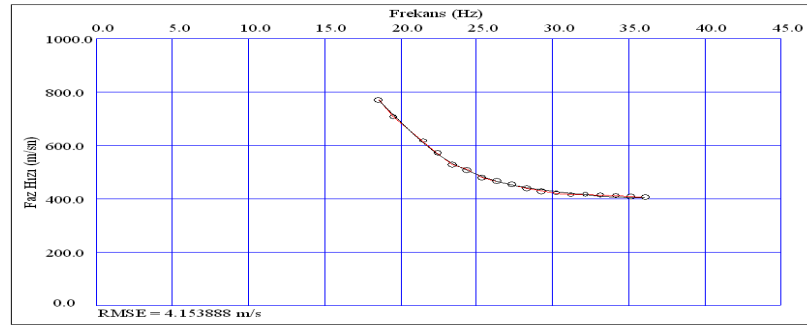


Şekil 227. Aydınlıkevler sahası 7. profil için 1-B Vs yeraltı yapısı

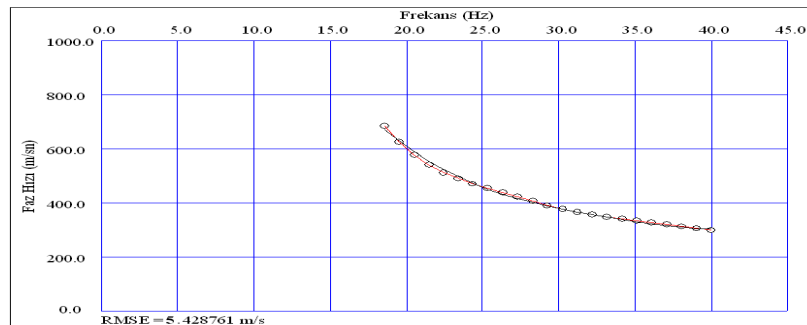
Son adımda ise hesaplanan dispersiyon eğrisi ile gözlenen eğrinin çakışmasına bakılır (Şekil 228-234). Eğer çakışma beklenen düzeyde sağlandıysa işlem tamamlanmış olur. Bu alanda elde edilen tüm profillerde çok iyi bir çakışma gerçekleştirilmiştir.



Şekil 228. 1. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması

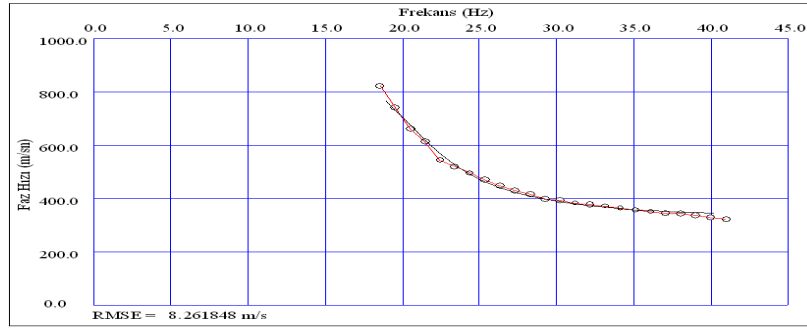


Şekil 229. 2. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması

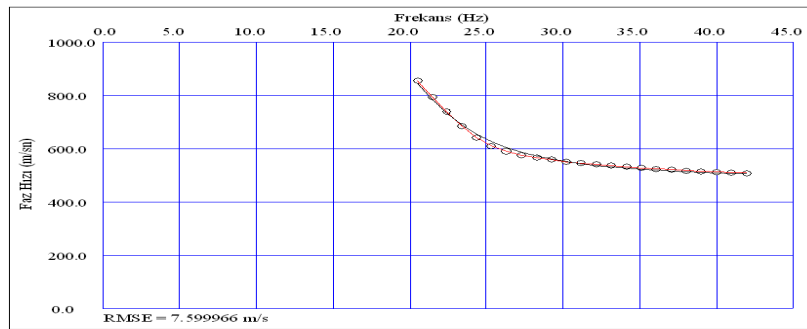


Şekil 230. 3. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması

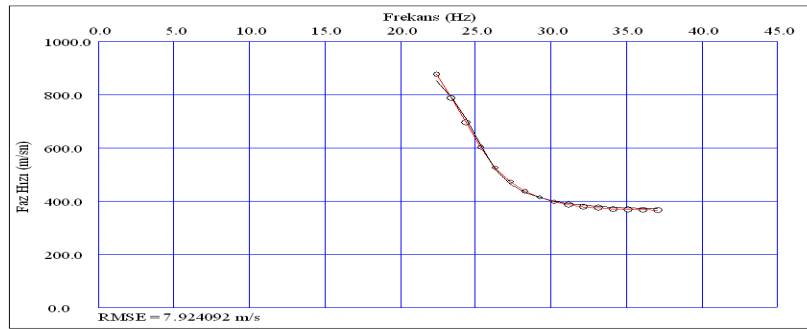




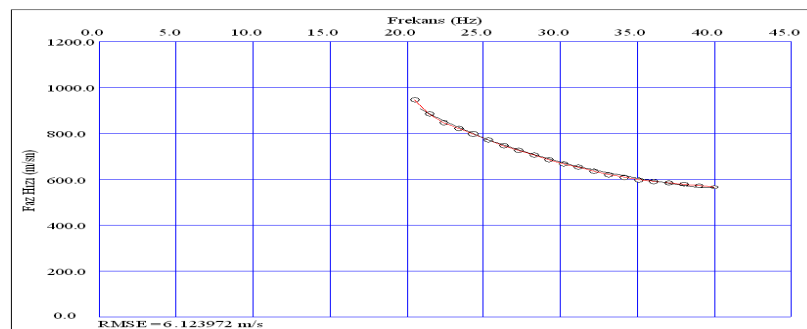
Şekil 231. 4. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması



Şekil 232. 5. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması

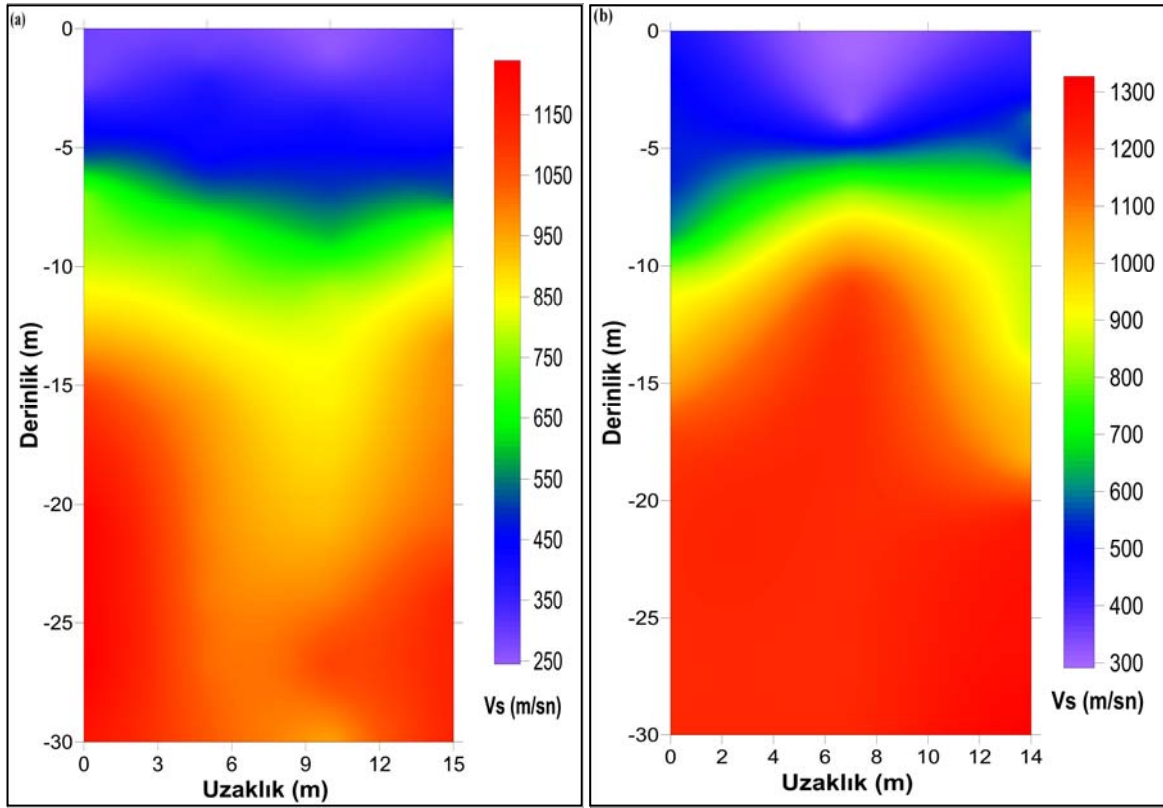


Şekil 233. 6. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması



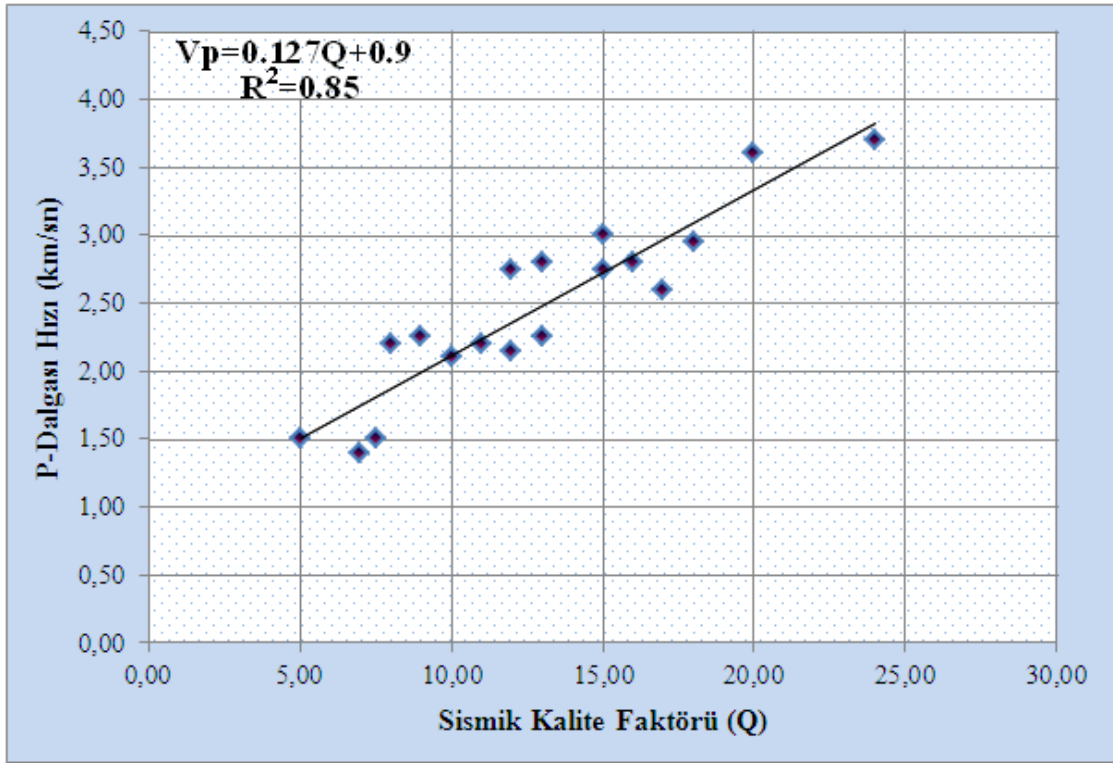
Şekil 234. 7. profil için gözlenen ve hesaplanan eğrilerin çakışması

Aydınlıkevler çalışma sahasının 1. ve 2. kısmında birbirine paralel olarak alınan profiller boyunca çok kanallı yüzey dalgası yöntemi ile elde edilen 1-boyutlu Vs hız yapıları interpolasyon yöntemi ile birleştirilerek uzaklık boyunca 2-boyutlu Vs hız dağılımları elde edilmiştir (Şekil 235). Şekil 235'den yaklaşık 5 metrelerden sonra ortamın ayrılmış bazaltlardan oluştuğu düşünülmektedir. Vs hızlarından Vp hızlarında olduğu gibi Aydınlıkevler sahasının ikinci kısmının daha sağlam bir yapıda olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 235. Aydınlıkevler sahasının a) 1. kısım için b) 2. kısım için elde edilen 2-boyutlu Vs hızı dağılımı

Trabzon ili ve çevresinde 3 farklı çalışması sahasında toplanan sismik ölçümlerin tomografik yöntem ile çözümü sonucu elde edilen P-dalgası hız yapıları ve  $1/\alpha$  (Q) sismik soğurulma kesitlerinin birlikte değerlendirilmiştir. Her iki yöntem ile elde edilen kesitlerin benzer derinlik seviyelerinden alınan Vp ve Q değerleri regresyon analizi ile değerlendirilmiştir (Şekil 236).



Şekil 236. P-dalgası hızı ve-Q arasındaki ilişki

Bu analiz sonucunda  $V_p$  ile  $Q$  arasında aşağıda verilen denklem elde edilmiştir.

$$V_p = 0.127Q + 0.9 \quad (52)$$

Şekil 236'dan de görülebileceği gibi  $V_p$  ve  $Q$  arasında oldukça yüksek bir oranda ilişki vardır. Yüksek oranda sağlanan ilişki katsayısı elde edilen denklemin güvenilirliğini göstermektedir.

#### 2.4. Kabaköy Formasyonuna Ait Volkanik Kayaçların Bazı Mühendislik Özelliklerinin Hesaplanması

Kabaköy formasyonu için üç farklı bölgede arazi çalışmaları yapıldıktan sonra bu bölgelere ait mühendislik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla, sismik verilerin çözümlerinden elde edilen  $V_p$  ve  $V_s$  hızları, ilgili deneysel bağıntılarda kullanılarak inceleme alanına ait zemin ve kayaçların bazı mühendislik ve dinamik-elastik parametreleri hesaplanmış ve sonuçları Tablo 18-23' de verilmiştir. Dinamik elastik

parametrelerin hesaplanmasında kullanılan yoğunluk değerleri aşağıdaki formül yardımıyla hesaplanmıştır (Gardner, 1974).

$$\rho=0.31V_p^{0.25} \quad (53)$$

Burada  $V_p$  (m/sn) olarak P-dalgası hızıdır. Bu parametreler, Matlab kodlarını kullanarak yazılan basit bir program yardımıyla ile hesaplanmıştır. Bu programın kullanımıyla tek tek bütün parametreler için deneysel formüllerin kullanılması önlenmiş olup, hem zamandan tasarruf yapılmış olup hem de parametrelerin yanlış hesaplanma ihtimali ortadan kaldırmıştır.  $T_0$  zemin-hakim titreşim periyodunun hesaplanmasında ortalama  $V_{S30}$  hızı kullanılmıştır. Zemin büyütmesi denklem 38-39 ve taşıma gücü ise denklem 41 bağıntıları kullanılarak hesaplanmıştır. Elde edilen değerlerden Kabaköy formasyonunun nispeten yer yer zayıf özellik göstermesine rağmen genel olarak sağlam bir yapıya sahip olduğu anlaşılmıştır.

Tablo 18. Çukurçayır sahası için dinamik-elastik parametreler.  $\nu$ : poisson oranı, E: elastisite modülü, G: kayma modülü, K: bulk modülü

	Birim	$V_p$ (km/sn)	$V_s$ (km/sn)	$\nu$	E (kg/cm <sup>2</sup> )	G (kg/cm <sup>2</sup> )	K (kg/cm <sup>2</sup> )
Birinci Kısım	Zemin	0.45- 0.8	0.24- 0.45	0.3- 0.27	2140- 8470	822- 3338	1794- 6100
	Ayrılmış Kaya	1.4- 2.1	0.8- 1.3	0.25- 0.18	30523- 84360	12135- 35465	20985- 45258
	Masif Kaya	2.4- 3.3	1.5- 1.8	0.17- 0.25	115164- 196137	48819- 76126	59885- 154367
İkinci Kısım	Zemin	0.4- 0.8	0.2- 0.3	0.4- 0.35	1478- 4208	554- 1483	1478- 8573
	Ayrılmış Kaya	1.1- 1.3	0.5- 0.65	0.36- 0.35	12227- 18289	4463- 6701	15651- 22523
	Masif Kaya	1.6- 2.2	0.8- 0.95	0.36- 0.33	33461- 58163	12547- 58163	33461- 74479

Tablo 19. Çukurçayır sahası için bazı mühendislik parametreleri.  $\rho$ : yoğunluk,  $A_k$ : büyütme değeri,  $q_u$ : taşıma gücü,  $T_o$ : zemin hakim titreşim periyodu.

	Birim	Vp/Vs	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )	$A_k$	$q_u$ (kg/cm <sup>2</sup> )	$T_o$
Birinci Kısım	Zemin	1.77-1.87	1.42-1.64	1.74-2.53	3.4-7.4	0.13
	Ayrılmış Kaya	1.61-1.75	1.89-2.09	1.23-1	15-27	
	Masif Kaya	1.6-1.83	2.16-2.34	1	32-42	
İkinci Kısım	Zemin	2-2.6	1.38-1.64	2.2-2.8	2.8-5	0.26
	Ayrılmış Kaya	2-2.2	1.78-1.86	1.4-1.6	9-12	
	Masif Kaya	2-2.3	1.9-2.1	1.1-1.2	15-20	

Tablo 20. Pelitli sahası için dinamik-elastik parametreler.  $\nu$ : poisson oranı, E: elastisite modülü, G: kayma modülü, K: bulk modülü

Birim	Vp (km/sn)	Vs (km/sn)	$\nu$	E (kg/cm <sup>2</sup> )	G (kg/cm <sup>2</sup> )	K (kg/cm <sup>2</sup> )
Zemin	0.4-0.8	0.20-0.4	0.33	1478-7034	554-2637	1478-7034
Ayrılmış Kaya	1.6-2.2	0.85-1.1	0.3-0.33	36926-68504	14165-25689	31304-68504
Masif Kaya	2.8-3.4	1.2-1.5	0.37-0.38	90110-146912	32472-53261	133497-202630

Tablo 21. Pelitli sahası için bazı mühendislik parametreleri.  $\rho$ : yoğunluk,  $A_k$ : büyütme değeri,  $q_u$ : taşıma gücü,  $T_o$ : zemin hakim titreşim periyodu

Birim	Vp/Vs	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )	$A_k$	$q_u$ (kg/cm <sup>2</sup> )	$T_o$
Zemin	2	1.38-1.64	1.86-2.83	2.7-6.5	0.12
Ayrılmış Kaya	1.8-2.0	1.96-2.12	1.0-1.18	16.6-23.4	
Masif Kaya	2.26-2.33	2.25-2.36	1	27-35.5	

Tablo 22. Aydınlık evler sahası için dinamik-elastik parametreler.  $\nu$ : poisson oranı, E: elastisite modülü, G: kayma modülü, K: bulk modülü

Birim	Vp (km/sn)	Vs (km/sn)	$\nu$	E (kg/cm <sup>2</sup> )	G (kg/cm <sup>2</sup> )	K (kg/cm <sup>2</sup> )
Zemin	0.4-0.8	0.22- 0.40	0.30- 0.33	1720-7034	670- 2637	1323- 7034
Ayrışmış Kaya	1.2-1.6	0.75- 0.90	0.17- 0.26	24210- 40292	10260- 15880	12589- 29017
Masif Kaya	1.8-2.8	1.0-1.2	0,27- 0,35	51561- 96934	20192- 35234	38499- 129814

Tablo 23. Aydınlık evler sahası için bazı mühendislik parametreleri.  $\rho$ : yoğunluk,  $A_k$ : büyütme değeri,  $q_u$ : taşıma gücü,  $T_o$ : zemin hâkim titreşim periyodu

Birim	Vp/Vs	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )	$A_k$	$q_u$ (kg/cm <sup>2</sup> )	$T_o$
Zemin	1.8-2.0	1.38-1.64	1.86-2.67	3-6.5	0.16
Ayrışmış Kaya	1.6-1.77	1.82-1.96	1.14-1.28	13.6-17.6	
Masif Kaya	1.8-2.2	2.0-2.25	1	20-28	

## 2.5. Kabaköy Formasyonu Kaya Kalite Sınıflaması

Üç farklı çalışma alanında yapılan sismik ölçümler ve sondaj çalışmalarından elde edilen parametrelere göre bu bölgeler için kaya kalite sınıflamaları yapılmıştır. Sismik ölçümlerden elde edilen S-dalgası hızı, Q kaya kalite göstergesi ve dinamik-elastik parametrelere göre aşağıdaki kaya kütlesi için sınıflamalar yapılmıştır (Tablo 24-27). Bu sınıflamalarda S-dalgası hızları, 30 metreye kadar olan derinlik için ortalama bir değer seçilmiştir. Ayrıca, Q için ise soğurulma kesitlerinden elde edilen değerlerin yaklaşık bir ortalamaları alınarak sınıflama yapılmıştır. Bu sınıflamalara göre Kabaköy formasyonu sağlam özellikte bir yapı göstermektedir.

Tablo 24. NEHRP ve Uniform Building Code' da Vs30 göre zemin sınıflaması

Nehrp Zemin Sınıfı	Tanımlama	Ortalama Vs30 Hızı	Çukurçayır Sahası		Pelitli Sahası	Aydınlıkevler Sahası	
			1. Kısım	2. Kısım		1. Kısım	2. Kısım
A	Sert Ana Kaya	$V_s > 1500$					
B	Kaya	$760 < V_s \leq 1500$	<b>920</b>		<b>950</b>		<b>790</b>
C	Çok Sıkı/ Sert Zemin veya Yumuşak Kaya	$360 < V_s \leq 760$		<b>450</b>		<b>670</b>	
D	Sert/Sıkı Zemin	$180 < V_s \leq 360$					
E	Zayıf Zemin	$V_s < 180$					

Tablo 25. Deprem yönetmeliğine göre yerel zemin sınıfları (Keçeli, 2009).

Elastisite Modülü ( $\text{kg/cm}^2$ )	Dayanım Sınıfları	Çukurçayır Sahası		Pelitli Sahası	Aydınlıkevler Sahası
		1. Kısım	2. Kısım		
<1700	Gevşek-yumuşak				
2000-10000	Orta sıkı-Bozmuş				
10000-30000	Sıkı-Katı				
>30000	Çok sıkı-sert	<b>196000</b>	<b>58160</b>	<b>146912</b>	<b>96934</b>

Tablo 26. Deprem yönetmeliğine göre yerel zemin sınıfları (Keçeli, 2009).

Kayma Modülü ( $\text{kg/cm}^2$ )	Dayanım Sınıfları	Çukurçayır Sahası		Pelitli Sahası	Aydınlıkevler Sahası
		1. Kısım	2. Kısım		
<600	Gevşek-yumuşak				
600-3000	Orta sıkı-bozmuş				
3000-10000	Sıkı-katı				
>10000	Çok sıkı-sert	<b>76126</b>	<b>58163</b>	<b>53261</b>	<b>35324</b>

Tablo 27. Q Kaya kalitesine göre sınıflama (Barton, 2007)

Q Sınıflaması	Çok Zayıf	Zayıf	Orta	İyi	Çok İyi	Mük.
Çalışma Alanları	0.32	1.0	3.2	10	32	100
Çukurçayır	Ayrışmış Kaya		10			
	Masif Kaya			17		
Pelitli	Ayrışmış Kaya		10			
	Masif Kaya			21		
Aydınlıklar	Ayrışmış Kaya		8			
	Masif Kaya			13		

İkinci olarak ise sondaj çalışmalarından elde edilen karotlardan hesaplanan RQD ve karotlar üzerinde yapılan deneyler sonucunda hesaplanan görünür porozite, ultrasonik hız ve tek eksenli basınç dayanımına göre kaya malzemesi için aşağıdaki sınıflamalar yapılmıştır (Tablo 28-31).

Tablo 28. Kayaların poroziteye göre sınıflandırılması (Tarhan, 2002).

Kaya Sınıfı	Porozite (%)	Çukurçayır Bazaltlarının Ortalama Görünür Porozitesi (%)	Pelitli Bazaltlarının Ortalama Görünür Porozitesi (%)
Çok Kompakt	<1		
Az Boşluklu	1–2.5		
Orta Boşluklu	2.5–5		
Oldukça Boşluklu	5–10		
Çok Boşluklu	10–20	<b>19,74</b>	<b>16,29</b>
Çok Fazla Boşluklu	>20		



Tablo 29. Ultrasonik hızlara göre sınıflandırılması (Anon, 1979).

Sınıf	Ultrasonik Hız (m/sn)	Tanımlama	Çukurçayır Bazaltlarının Ortalama Ultrasonik Hızı (m/sn)	Pelitli Bazaltlarının Ortalama Ultrasonik Hızı (m/sn)
1	<2500	Çok düşük hız		
2	2500–3500	Düşük hız	<b>3100 (kuru)</b>	
3	3500–4000	Orta hız	<b>3546 (doygun)</b>	<b>3896 (kuru)</b>
4	4000–5000	Yüksek hız		<b>4315 (doygun)</b>
5	>5000	Çok yüksek hız		

Tablo 30. Kayaçların RQD değerine göre sınıflandırılması (Deere, 1964).

RQD	Kaya kalite göstergesi	Çukurçayır Sahası Ortalama RQD	Pelitli Sahası Ortalama RQD
Çok zayıf	< 25		
Zayıf	25-50		
Orta	50-75	<b>50</b>	
İyi	75-90		<b>85</b>
Çok iyi	90-100		

Tablo 31. Kayaçların tek eksenli basınç dayanımına göre sınıflandırılması (Deere ve Miller, 1966).

Tanım	Tek eksenli basınç dayanımı (kgf/cm <sup>2</sup> )	Çukurçayır Bazaltlarının Ortalama Tek Eksenli Basınç dayanımı (kgf/cm <sup>2</sup> )	Pelitli Bazaltlarının Ortalama Tek Eksenli Basınç dayanımı (kgf/cm <sup>2</sup> )
Çok fazla mukavemetli	>2000		
Çok mukavemetli	2000-1000		
Orta mukavemetli	1000-500	<b>571</b>	<b>621</b>
Az mukavemetli	500-250		
Çok az mukavemetli	<250		

### 3. BULGULAR VE İRDELEME

Trabzon ili ve çevresinde yerleşim alanlarının büyük bir kısmının yer aldığı Kabaköy formasyonunun mühendislik özelliklerini ilk defa ayrıntılı olarak belirlemek amacıyla 3 farklı alanda yapılan jeofizik, jeolojik ve jeoteknik çalışmalar sonucunda aşağıdaki veriler elde edilmiştir.

Son on yılda büyük bir yapılaşmanın yaşandığı Çukurçayır beldesinde seçilen bir alanın iki ayrı kısmın da yapılan sismik ve sondaj çalışmaları sonucu zemin ve altındaki Kabaköy formasyonun özellikleri belirlenmiştir. Arazide toplanan sismik kayıtların tomografik çözümünden P-dalgası hızları ve yer altı yapısı ile yüzey dalgası analizi sonuçlarından S-dalgası hızları ve yeraltı yapısı elde edilmiştir. Ters çözüm işlemleri sonucunda gözlenen ve hesaplanan eğrilerinin oldukça uyumlu olduğu, hata oranının minimum seviyelere düştüğü gözlenmiştir.

Sismik verilere göre birinci kısımda zemin kalınlığı yaklaşık 3-6 metreler arasında değişim göstermektedir. Bu sonuçlar sondaj çalışmalarından elde edilen zemin kalınlığı (4-6 metre) ile uyumaktadır. Zeminin ortalama P ve S dalgası hızları sırasıyla 450-800 ve 250-450 m/sn arasında değişmektedir. İkinci kısımda yapılan ölçümler sonucunda ise zemin kalınlıkları 5-9 metre ve sondajlardan elde edilen zemin kalınlığı ise yaklaşık 7 metredir. Bu kısım için sırasıyla zeminin ortalama P ve S dalgası hızları 400-800 m/sn ve 200-300 m/sn olarak hesaplanmıştır. Zemin örneklerinin incelenmesi sonucunda zeminin kil, killi kum ve az miktarda çakıldan oluştuğu anlaşılmıştır. Sismik ölçümlerin ve sondaj çalışmalarının yapıldığı iki kısımda ölçüm alanları birbirine yakın olmasına rağmen zemin kalınlığının yer yer belirgin olarak değiştiği görülmüştür. Birinci kısımda zeminin altında sismik hızlara göre iki farklı hız yapısı tespit edilmiştir. Ortalama P ve S dalgası hız değerlerinin 1400-2100 ve 800-1300 m/sn olarak değiştiği ve aglomera-bazalttan oluşan derinliği 4-10 metre arasında değişim gösteren ayrıışmış birim, onun altında ise derinliği 8 metreden başlayıp 15 metreye kadar inen ve daha masif bazalt ve aglomera-bazalt biriminden oluşan P-dalgası hızı 3300 m ve S-dalgası hızı 1800 m/sn ye kadar çıkan daha masif kaya yer almaktadır. İkinci kısımda ise ayrıışmış birim olarak düşünülen kısım 5 metreden başlayıp 12-13 metrelere kadar inmekte ve ortalama P ve S dalgası hızları sırasıyla 1100-1300 ve 500-650 m/sn arasında değişim göstermektedir. Onun altında ise maksimum P-dalgası hızı 2200 m/sn ve S-dalgası hızı 950 m/sn olan ayrıışmış birimi göre

daha sağlam kısım yer almaktadır. P ve S dalgası hızlarından da anlaşılacağı gibi aynı bölgedeki formasyon içinde çok farklı ayrışma dereceleri olabilmekte ve kayaçların sağlamlığı ve kalitesi kendi içerisinde önemli değişiklikler gösterebilmektedir. Sığ alanlarda kullanımı az olan genlik soğurulma tomografisinden elde edilen soğurulma katsayılarından Çukurçayır sahasının birinci kısmı için Q kalite faktörü yaklaşık 0.5-20 değerleri arasında değişim göstermektedir. Çukurçayır sahasının her iki kısmında yapılan sondaj çalışmalarından elde edilen karotlardan belirlenen toplam karot verimleri % 20-100 arasında ve RQD değerleri ise % 0-85 arasında oldukça geniş bir aralıkta değişim göstermektedir. Benzer şekilde ayrışma dereceleri de aşırı derece, az, orta orta ve ayrışmanın hiç olmadığı gibi farklılık göstermektedir.

Sondaj çalışmalarından elde edilen karot örnekleri üzerinde yapılan laboratuvar deneyleri sonucunda; karotların kuru halleri için P-dalgası hızları 1662-5392 m/sn ve ortalaması 3100 m/sn, doymuş halleri için 2116-5610 m/sn ve ortalaması 3546 m/sn, tek eksenli basınç dayanımları 14-167 MPa ve ortalaması 49 MPa, su içeriği % 0.96-13.03 ve görünür porozite değerleri ise % 2.18-37.14 olarak bulunmuştur. P-dalgası hızları ve tek eksenli basınç dayanımlarında elde edilen düşük hızlar genel olarak ikinci kısımda yapılan sondaj çalışmalarından elde edilen karot örnekleri üzerinde görülmüştür. Bu alanda yapılan çalışmada elde edilen porozite ve su içeriği değerleri bazaltlar için oldukça yüksek sayılır. Bu durumda ayrışma derecelerindeki yüksek oranlarla ile doğrudan ilişkilidir.

Laboratuvar deneylerinden elde edilen değerlerin arasındaki ilişkiler ilk defa regresyon analiz yöntemi ile incelenmiştir. Regresyon analiz yönteminde en küçük kareler yaklaşımı kullanılmıştır. Bu incelemeler sonucunda; doymuş ile kuru P-dalgası hızı arasında  $r^2 = 0.96$ , doymuş P-dalgası hızı ile tek eksenli basınç dayanımı arasında  $r^2 = 0.88$ , kuru P-dalgası hızı ile tek eksenli basınç dayanımı arasında  $r^2 = 0.92$ , görünür porozite ile doymuş  $V_p$  arasında  $r^2 = 0.94$ , görünür porozite ve kuru  $V_p$  arasında  $r^2 = 0.87$ , görünür porozite ile su içeriği arasında  $r^2 = 0.98$  ve ağırlıkça su emme oranı ile doymuş  $V_p$  arasındaki ilişki katsayısı  $r^2 = 0.86$  olarak hesaplanmıştır. İlişki katsayıları görüldüğü gibi % 85'in üzerinde olup oldukça yüksek oranda bir ilişkinin var olduğu söylenebilir. Son olarak ise karotlar üzerinde ultrasonik hız ölçümleri esnasında ham sinyaller sayısal olarak kayıt edilmiş ve bu ham sinyaller üzerine veri işlem uygulanarak karotlar içerisindeki mikro çatlak gibi süreksizliklerin durumu incelenmiştir. Öncelikle bu ham sinyallerin genlik spektrumlarına bakılmıştır. Genlik spektrumunda ana frekans bandı dışında kalan daha ufak piklerin mikro çatlak ve süreksizliklerden kaynaklandığı düşünülmektedir. Genlik

spektrumları incelendiğinde tamamında bu irili ufaklı pikler açıkça görülmektedir. Bazı örnekler üzerinde bu piklerin sayısı ve genlik olarak değeri daha büyüktür. Zaman-frekans analiz sonuçlarında bu durum daha açık olarak görülmektedir. Özellikle ikinci kısımdan alınan karotların sinyal formunun daha fazla bozulduğu, zaman-frekans kesitlerinde zamana bağlı olarak frekans değerlerinde kesilmeler artmıştır. Bu durum karotların tamamıyla masif olmadığı içerisinde irili ufaklıda olsa mikro süreksizliklerin var olduğunu ortaya koymaktadır.

İkinci çalışma alanı olarak seçilen, diğer bölgelere göre daha bakir kalmış ve son yıllarda artan yapılaşma faaliyetlerinin yoğun olduğu Pelitli beldesinde uygun bir alanda 10 profilde sismik ölçümler ve 4 noktada sondaj çalışması yapılmıştır. 4 noktada yapılan sondaj çalışmasından elde edilen toplam 71 adet karot örneği üzerinde laboratuvar deneyleri gerçekleştirilmiştir. Sismik ölçümler sonucu zemin kalınlığı ortalama olarak 80-90 cm ile 4 metre arasında değişmektedir. Zemin için ortalama P ve S dalgası hızları sırasıyla 400-800 ve 200-400 m/sn dir. Dört noktada yapılan sondaj sonuçlarına göre sırasıyla zemin kalınlığı 3.5, 2.0, 1.5 ve 0.5 metre olarak çıkmıştır. Zemin genel olarak kilden ve az miktarda da çakıldan oluşmaktadır. Zeminin altında ise ayrılmış birim ve daha altta masif biriminden oluşan bazaltik-aglomera yer almaktadır. Burada yaklaşık olarak ayrılmış birim genel olarak 2 ile 4 metre arasında değişmektedir. Ancak alanın bazı kısımlarında bu kalınlık yaklaşık 7 metreleri bulmaktadır. Bu kısımdan elde edilen P ve S dalgası hızlarının ortalama olarak 1600-2200 ve 850-1100 m/sn arasında değişim gösterdiği sismik kesitlerden gözlenmiştir. Ayrılmış bazaltik-aglomeranın altında yer alan ve daha sağlam olan kısım yaklaşık 4 ile 8 metre civarında başlamaktadır. Bu birim için elde edilen ortalama P ve S dalgası hızları sırasıyla 2800-3400 ve 1200-1500 m/sn arasında değişmektedir. Sismik kesitlerden de anlaşılacağı gibi çalışma alanında yer altı yapısı çok fazla karmaşık bir yapıda olmayıp, nispeten düzenli bir topografya sahiptir. Ancak yer yer olsa da yanal yönde hız değişimleri gözlenmektedir. Pelitli sahası için genlik soğurulma tomografisinden elde edilen soğurulma katsayılarından Q kalite faktörü yaklaşık 0.5-25 arasında hesaplanmıştır. Sondaj çalışmaları sonucu elde edilen karot sandıkları incelenmiş ve toplam karot verimi %85-100 arasında, RQD değerlerinin ise % 60-100 arasında değiştiği görülmüştür. Ayrışma durumu ise; az, az-orta, orta ve ayrışma yok olarak bulunmuştur. Birinci ve dördüncü sondaj noktalarında sırasıyla 7 metre ve 5 metreden sonra ayrışmanın olmadığı görülmektedir. Ayrışmanın olmadığı bu noktalar sismik kesitler ile karşılaştırıldığında aralarında birebir uyum olduğu gözlenmiştir.

Yüksek karot verimi ve RQD değerlerine bağlı olarak bu çalışma alanında yapılan sondajlardan 90'ın üzerinde karot elde edilmiştir. Karotların test standartlarına uygun hale getirilmesi aşamasından sonra toplam 71 adet karot örneği geriye kalmıştır. 71 adet karot örnekleri üzerinde yapılan laboratuvar deneyleri sonucunda; karotların kuru halleri için P-dalgası hızları 3376-4812 m/sn ve ortalaması 3896 m/sn, doymuş halleri için 3577-5010 m/sn ve ortalaması 4315 m/sn, tek eksenli basınç dayanımları 32-127 MPa ve ortalaması 61 MPa, su içeriği % 4-12 ve görünür porozite değerleri ise % 9-23 olarak bulunmuştur. Ultrasonik hızlar ve tek eksenli basınç dayanımlarının standart sapmalarına bakıldığı zaman Çukurçayır sahasına göre daha düşük bir saçılım olduğu görülmüştür. Benzer şekilde hız ve tek eksenli basınç dayanımlarının minimum ve maksimum değerleri arasındaki fark daha düşüktür. Bu sonuç çalışma alanında genel olarak heterojinitenin daha az olduğunu göstermektedir. Laboratuvar deneylerinden elde edilen değerlerin arasındaki ilişkiler regresyon analiz yöntemi ile incelenmiştir. Bu çalışmada da regresyon analizi yapılırken en küçük kareler yerine robust tekniğinin daha iyi sonuç verdiği görülmüştür. Çok sayıda verinin olduğu ve saçılmalarının fazla olduğu durumlarda robust regresyon analiz yöntemi daha başarılı sonuçlar vermektedir. Bu incelemeler sonucunda; doymuş ile kuru Vp arasında  $r^2 = \%85$ , doymuş Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasında  $r^2 = \%79$ , kuru Vp ile tek eksenli basınç dayanımı arasında  $r^2 = \%81$ , görünür porozite ile doymuş Vp arasında  $r^2 = \%80$ , görünür porozite ve kuru Vp arasında  $r^2 = \%80$ , görünür porozite ile su içeriği arasında  $r^2 = \%90$  ve ağırlıkça su emme oranı ile doymuş Vp arasındaki ilişki katsayısı  $r^2 = \%74$  olarak hesaplanmıştır. İlişki katsayıları incelendiğinde genel anlamda değişkenler arasında iyi bir uyumun yakalandığı söylenebilir. Son olarak ise toplam 90 adet karot örneğinin her birinin üzerinde ultrasonik hız ölçümleri esnasında ham sinyaller sayısal olarak kayıt edilmiş ve bu ham sinyaller üzerine veri işlem uygulanarak karotlar içersindeki mikro çatlak gibi süreksizliklerin durumu incelenmiştir. Öncelikle toplam 90 adet ham sinyal için genlik spektrumları hesaplanmıştır. Genlik spektrumları incelendiği zaman, ana frekans bandı dışında kalan daha ufak piklerin mikro çatlak ve süreksizliklerden kaynaklandığı düşünülmektedir. Verilerin genlik spektrumlarında genelde ufak piklerin çok sayıda olmadığı görülmektedir. Büyük çoğunluğunda bir veya iki tane böyle pik değerleri gözlenmiştir. Genlik spektrumlarının hesaplanmasından sonra her bir örnek için tek tek zaman-frekans analizi yapılmış ve hangi zaman aralığında frekans içeriğinde ne gibi bir değişim olduğu ortaya konmuştur. Zaman-frekans kesitleri incelendiği zaman mikro çatlakların sayısı ve yaklaşık olarak büyüklüğü hakkında fikir

sahibi olunabilmektedir. Kesitler üzerinde süreksizliklerin olabileceği noktalar net olarak gözlenebilmektedir. Mikro çatlak ve süreksizlerin sinyal formunu bozduğu, bu durumunda zaman-frekans kesitlerindeki frekans değerlerinde kesilmelere neden olmuştur. Pelitli sahasında elde edilen karotlarında bazılarının oldukça masif olduğu, içerisinde neredeyse mikro çatlak içermediği anlaşılmaktadır.

Üçüncü ve son çalışma alanı olan Trabzon'un hemen hemen merkezinde yer alan Aydınlikevler mahallesinde sadece sismik ölçümler yapılabilmektedir. Bu alanda ekonomik sebeplerden dolayı sondaj çalışması yapılamamıştır. Toplamda 7 profil boyunca alınan sismik ölçülerden elde edilen sonuçlara göre; zemin kalınlığı genel olarak 1-2 metre arasında değişim göstermektedir. Bununla beraber bazı alanlarda yer yer zemin kalınlığı 1 metrenin altına veya 2 metrenin üzerine de çıktığı görülmüştür. Arazi ölçümleri sırasında çalışma alanı ve çevresinde yapılan gözlemlerde sahanın bazı kısımlarında kayaçların yüzeylenme verdiği gözlenmektedir. Bu durumda zemin kalınlığının 1 metrenin altına düşmesi ile uyumlu sonuç vermektedir. Yüzeylenen kayaçlarda yapılan gözlemler sonucu bunların da andezit-bazalt içeren Kabaköy formasyonu olduğu anlaşılmıştır. Zeminin ortalama P ve S dalgası hızları sırasıyla 400-800 ve 220-400 m/sn arasında değişim göstermektedir. Zemin altında derinliği 1-7 metre arasında değişen bazı kısımlarda bu derinliğin yaklaşık 9 metrelere kadar indiği ayrışmış bazaltik birim yer almaktadır. Bu biriminin ortalama P ve S dalgası hız değişimi 1200-1600 ile 750-900 m/sn arasındadır. En alt kısımda ise ayrışmanın daha az olduğu masif sayılabilecek derinliği yer yer 5 ile 8 metre arasında başlayan birim yer almaktadır. Bu birimin ortalama P ve S dalgası hızları 1800-2800 ve 1000-1200 m/sn arasında değişmektedir. Genlik soğurulma tomografisinden elde edilen soğurulma katsayılarından Aydınlikevler sahasının birinci kısmı için Q kalite faktörü yaklaşık 0.5-15 değerleri arasında değişim göstermektedir. Yapılan sismik çalışmalar sonucunda elde edilen verilerden bu alanda ara yüzey sınırlarının düzensiz bir topografyaya sahip olduğu, yanal yönde hem hız hem de önemli ölçüde birim değişikliklerinin olduğu söylenebilir.

#### 4. SONUÇLAR

Bu tez kapsamında, kırılma, genlik tomografisi ve yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi ile Trabzon ilinde geniş bir yayılım gösteren Kabaköy formasyonunu oluşturan volkanik kayaçların kaya kalitesi ve mühendislik özellikleri; sismik yöntemler, sondaj çalışmaları ve laboratuvar deneylerinden elde edilen sonuçlar karşılaştırılarak belirlenmiştir. Soğurulma tomografisi, ayırılmış çatlaklı, kırıklı zonlarda sismik hızlara göre daha fazla etkilendiği için bu gibi alanların belirlenmesinde daha etkili bir yöntemdir. Bu kapsamda, seçilen 3 farklı alanda sismik kırılma ve yüzey dalgası analizi için ölçümler yapılmış, 2 noktada ise sondaj çalışması yapıp elde edilen karotlar üzerinde laboratuvar deneyleri yapılmıştır.

Arazi verilerinin değerlendirilmesi aşamasına geçmeden önce kırılma tomografisi, soğurulma ve yüzey dalgaları için SeisImager programı ve Matlab' de yazılmış kodlar kullanılarak modelleme çalışmaları yapılmıştır. Bu modellemeler sonucu elde edilen sonuçlar irdelenerek saha parametrelerinin seçimi ve arazi verilerinin çözümü için faydalı bilgiler sağlanmıştır.

Yüzey sismik verilerinin tomografisi ilk varış zamanlarının ters çözümüyle gerçekleştirilmiştir. Kırılma tomografisi sonucu elde edilen hız bilgileri ve ışın yolları, genlik tomografisi çözümünde kullanılarak soğurulma değerleri elde edilmiştir. Genlik soğurulma tomografisi çözümlerinde en önemli parametrelerden biri doğru hız bilgisinin elde edilmesidir. Araziden toplanan kayıtlar üzerinde genlik değerlerinin okunması ilk varış zamanlarında daha zordur. Burada özellikle ortam şartlarının ve kaynağın gücünün genlikleri oldukça etkilediği görülmüştür. Ham genlik değerlerinin okunmasında sorun oluşturan ikinci bir durum ise, polarite değişimidir. Bu çalışmada tüm veriler için ilk varış dalgacığının çukur noktaları okunmuş ve çok nadir olarak polarite değişimi ile karşılaşılmıştır. Bu değişim olduğu noktalarda ise genlik değerleri hesaba katılmamıştır. Genlik okumalarında karşılaşılan diğer bir sorun ise, kaynak alıcı uzaklığı artıkça geometrik yayılımın etkisiyle genlik değerlerinin azalımı beklenmektedir. Ancak sıklıkla karşılaşılsa da kayıtların bazılarında genliklerin azalması gerekirken arttığı görülmektedir. Bu gibi durumlarda tüm veriler kaynak alıcı pozisyona göre çizdirilerek sorunlu olan genlik değerleri el ile düzeltilmiştir. Bu çalışmada, 3 sahadan elde edilen kayıtlardan Çukurçayır ve Aydınlikevler sahasının ikinci kısmı hariç diğer alanlarda genlik

değerleri son jeofonlarda yaşanan bazı sınırlamalara rağmen kolaylıkla okunabilmiştir. Ancak jeolojik ortamda sinyalin soğrulmasını etkileyen faktörler yüksekse ve uzun açılımlı kayıtlara ihtiyaç varsa balyoz gibi kaynaklar kesinlikle yetersiz kalmaktadır. Genlik değerlerinden soğrulmanın hesaplanmasının oldukça zahmetli ve zaman alıcı olmasına rağmen elde edilen sonuçlar, kaya kalite değerlendirmesinde sismik hızlara göre kırık ve çatlak zonlardan fazla etkilendiği için daha duyarlıdır. Her üç çalışma alanından elde edilen Q değerlerinin sismik hızların dağılımı ile uyumlu olduğu gözlenmiştir. Literatürde yapılan çalışmalarda Q değerleri farklı yöntemler ile elde edilebilmekte ve aynı alanda farklı yöntemler ile elde edilen Q değerleri bile farklılık göstermektedir. Bu nedenle Q değerlerinin hesaplanmasında kesin bir yaklaşımdan söz etmek mümkün olmamakla birlikte bu çalışmada elde edilen Q değerlerinin literatürdeki benzer çalışmalar ile de uyumlu olduğu gözlenmiştir.

Çalışmada kullanılan diğer bir yöntem olan yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi ile  $V_{S30}$  değerlerinin hesaplanması hızlı ve etkili bir şekilde olmasına rağmen çok sayıda alınan ölçümün değerlendirmesi sonucu bazı zorluklarla karşılaşıldığı görülmüştür. Özellikle zemin kalınlığının sığ olduğu ve hız kontrastının yüksek olduğu ortamlarda yapılan ölçümlerde elde edilen faz hızı-frekans kesitlerinde temel mod ayırımının yapılması oldukça güç olmaktadır. Ayrıca alıcı aralığının geniş ve profil uzunluğunun fazla olduğu çalışmalarda da, yüksek modların temel mod ile karışma sonucu spektral görüntünün bozulmasına ve temel modun piklenmesini zorlaştırmaktadır. Yüzey dalgası yönteminden elde edilen dispersiyon eğrilerinin ters çözümü sonucu hesaplanan S-dalgası hız yapısında, eğer herhangi bir ön bilgi yok ise özellikle ilk tabakanın derinlik ve hız bilgisinde önemli hatalar olabilmektedir. Herhangi bir bilginin olmadığı bu durumlarda ilk tabakanın en azından ortamının jeolojik özelliklerinden yararlanılarak belirli bir yaklaşımla düzeltilmesi daha gerçekçi sonuçların elde edilmesini sağlayacaktır.

Üç farklı sahada Jeofizik, jeolojik ve jeoteknik çalışmalar gerçekleştirilerek elde edilen veriler kaya kalitesi, uygun yer seçimi ve mikro bölgeleme açısından değerlendirilip, yorumlanarak aşağıdaki verilmiştir.

- 1) Çukurçayır sahasında birbirine hemen hemen yakın olan iki ayrı kısımda alınan sismik ölçümler ile sahanın 2-3 boyutlu P-dalgası hız dağılımları, 1-2 boyutlu S-dalgası hız dağılımları ve 3-boyutlu soğurulma katsayısı haritaları çıkarılmıştır. Soğurulma haritalarından hangi alanlarda soğurulmanın daha fazla olduğu açıkça görülebilmektedir. Bu haritalara göre, birinci alana ait sismik hızlar ikinci alana



ait sismik hızlara göre daha yüksek çıkmıştır. Ana kaya derinliği de bununla ilişkili olarak ikinci kısımda artmıştır. Hatta ikinci kısımda ana kaya derinliğinin yüzeylenme veren kısma yaklaştıkça daha da artığı görülmüştür. Bu durum ikinci kısımda ayrışmanın çok daha yüksek olduğunu göstermektedir. Birbirine bu kadar yakın iki alanda ayrışmada ciddi farklılıkların olmasına, Çukurçayır sahasının ikinci kısmında bir eski heyelanın varlığının neden olabileceği düşünülmektedir. Sismik hızlardan elde edilen sonuçların, sondaj çalışmaları sonucu elde edilen veriler ve alınan karot örnekleri üzerinde yapılan ultrasonik ölçümlerden ikinci kısımdan alınan numunelerin hızlarının ve tek eksenli basınç dayanımlarının oldukça düşük elde edilmesiyle de uyumludur. Bu sonuçlar geniş bir alanda yapılacak sismik çalışmaların ortamın tamamının doğru bir şekilde tanımlanması için ne kadar önemli olduğunu göstermiştir. Pratikte yapılan çalışmalarda sondajlar ve sismik çalışmalar ayrı ayrı planlanıp yapılmakta ve sonuçlar daha sonra birleştirilerek değerlendirilmektedir. Bunun yerine alanın tamamının sismik ile tarandıktan sonra sondaj noktalarının belirlenmesinin daha uygun olacağı anlaşılmaktadır.

Sondaj çalışmaları sonucunda elde edilen RQD değerleri her iki kısımda da geniş bir aralıkta dağılmaktadır. Ancak ikinci kısımda RQD değerlerindeki azalım belirgin bir şekilde görülmektedir. Bu durum ikinci kısımda yapılan son sondaj noktasında karot alınamamasıyla da desteklenmiştir. Karotlar üzerinde yapılan deneyler sonucunda elde edilen sonuçların birbirleriyle ilişkilendirilmeleri sonucu aralarında yüksek oranda bir ilişkinin sağlandığı görülmüştür. Bu yüksek oranda sağlanan ilişki, elde edilen sonuçların anlamlılığını göstermektedir.

Çukurçayır sahasının tamamının eğimi genel olarak %0-40 derece arasında, inceleme alanının eğimi ise %0-10 derece arasında değişmektedir. İnceleme alanında yapılan gözlemler sonucu herhangi bir kaymanın veya oturmanın varlığı gözlenmemiştir. Ayrıca, eğiminin yüksek olduğu alanlar için yapılaşma sonrası oluşabilecek şevler için gerekli önlemler alınmalıdır. Çukurçayır sahasında her iki kısmı birlikte değerlendirildiğinde birinci kısmın çok katlı yapılaşma açısından daha uygun olduğu ikinci kısmın ise az katlı yapılar ve yeşil alan veya spor salonu olarak değerlendirilmesinin daha uygun olacağı düşünülmektedir.

2) Pelitli sahasında birbirine paralel olarak 10 profil boyunca sismik ölçümler alınmış ve toplamada 39\*54 m<sup>2</sup> lik bir alanın taranması yapılmıştır. Sismik ölçümler sonucu sahanın 2-3 boyutlu P-dalgası hız dağılımları, 1-2 boyutlu S-dalgası hız dağılımları ve 3-boyutlu sismik soğurulma katsayıları elde edilmiştir. Sismik hatların hemen hemen orta noktasında olmak üzere 4 noktada yapılan sondajlar sonucu elde edilen litolojik bilgiler 3-boyutlu P-dalgası hız dağılımıyla birlikte gösterilerek P-dalgasının hızlarının litoloji ile değişimi elde edilmiştir. Çalışma alanında sismik hızlar ve sondaj bilgilerine göre ana kaya derinliğinin topografya ile de uyumlu olarak kuzeye doğru ilerledikçe azaldığı gözlenmektedir. Çalışma alanında her bir profil boyunca elde edilen hızların çok fazla bir değişim göstermediği ve alanın tamamında kaya kalitesinin birbirine yakın olduğu anlaşılmaktadır. Bu durum sondajlardan elde edilen karot numuneleri üzerinde yapılan ultrasonik ve tek eksenli deneylerden elde edilen sonuçların ortalama ve standart sapma olarak çok fazla bir dağılım göstermemiş olmasıyla da uyumludur.

Sondaj çalışmaları sonucu elde edilen karot numunelerinden hesaplanan RQD değerleri hemen hemen birbirine yakın ve oldukça yüksektir. Ayrıca ayrışma, az-orta veya hiç ayrışma yok biçiminde belirlenmiştir. Bu verilerden de Pelitli sahasındaki kayaçların kimyasal ve fiziksel ayrışmadan daha az etkilendiği sonucu ortaya çıkmaktadır. Çalışma sahasında 4 noktada toplam 40 metre sondaj yapılmasına rağmen 90 örneğin üzerinde karot elde edilmiştir. Karotların testlere uygun hale getirilmesi aşamasında da çok az miktarda kayıp olması da bu alanda karotların daha masif bir yapıda olduğunun kanıtıdır. Karotlar üzerinde yapılan deneylerden elde edilen sonuçların regresyon analizi ile değerlendirilmesi sonucu veriler arasında hemen hemen iyi derecede bir ilişki sağlandığı gözlenmiştir.

İnceleme alanında yapılan gözlemler sonucu bu alanda da Çukurçayır sahasında olduğu gibi herhangi bir oturma veya kaymanın mevcut olmadığı anlaşılmıştır. Çalışma alanı ve çevresi için planlanacak herhangi birçok katlı yapılaşma için binaların zemin kalınlığının daha sığ olduğu ve kaya kalitesinin daha çok arttığı kuzey tarafının seçilmesi, diğer alanlarının önemsiz yapılar ve yeşil alan olarak değerlendirilmesinin hem maliyet hem de yapılarının güvenliği açısından daha uygun olacağı düşünülmektedir.

- 3) Üçüncü ve son çalışma alanı olan Aydınlikevler sahasında da 2 kısımda toplam 7 profilde sismik ölçümler alınmış, bu alan içinde 2-3 boyutlu P-dalgası hız dağılım haritaları, 1-2 boyutlu S-dalgası hız dağılımları ve 3-boyutlu soğurulma katsayısı haritaları elde edilmiştir. Birinci kısımda alınan 4 profil sismik ölçümlerden elde edilen hız bilgileri ikinci kısımda alınan 3 profil sismik ölçümden elde edilen hız bilgilerine göre nispeten daha düşüktür. İkinci kısımda zemin kalınlığının daha az olması bunun nedenlerinden biri olarak düşünülmektedir. Birinci kısımda ara yüzey topografyası daha fazla değişkenlik göstermekte olup aynı zamanda yanal yönde hız değişimleri daha belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Her iki kısım kaya kalitesi açısından birlikte değerlendirildiği zaman aralarında belirgin bir fark olmamakla beraber ikinci kısmın birinci kısma göre nispeten daha sağlam olduğu ve ikinci kısmın önemli yapıların inşaatı açısından daha uygun olduğu düşünülmektedir. Bu alanda sondaj çalışması yapma imkânı olmadığı için herhangi bir laboratuvar sonucu da elde edilememiştir.

Sonuç olarak Kabaköy formasyonun üç farklı alanında yapılan jeofizik, jeolojik ve jeoteknik çalışmalardan bu formasyonun mühendislik özellikleri ve kaya kalitesi bakımından durumu ortaya konulmuştur. Kabaköy formasyonunun doğu kısmında yanal ve düşey yöndeki değişimlerin en az olduğu, merkez ve batı kısmına göre daha bir homojen yapıda olduğu anlaşılmıştır. Ancak sismik hızlar ve laboratuvar deneylerinden elde edilen ultrasonik hız değerleri ve tek eksenli basınç dayanımına göre merkez kısmının bazı alanlarında kaya kalitesi olarak diğer kısımlara göre daha iyi olduğu ancak bazı kısmının ise diğer yerlerden daha kötü bir kaya kalitesine sahip olduğu görülmektedir. Bu formasyon, mühendislik özellikleri ve ekonomik anlamda değerlendirildiğinde, zemin kalınlığının oldukça az olması ve yer altı yapısındaki değişimlerinin fazla olmaması sebebiyle doğu kısmının daha iyi bir yapıda olduğu anlaşılmıştır.

Bu çalışmadan elde edilen tüm sonuçlar literatüre ilk defa sunulmuş olacak ve gelecekte yapılması planlanacak mikro bölgeleme, mühendislik jeolojisi ve jeoteknik çalışmalara bir ışık tutacaktır.

## 5. 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 doğru bir şekilde yapılması ve elde edilen sonuçlara göre bölgenin yapılaşmaya uygun olup olmadığının belirlenmesi ileride yaşanabilecek olası can ve mal kayıplarının önlenmesini sağlayacaktır.

Mühendislik jeofiziği çalışmalarında zeminin ve kaya özelliklerini belirlemede en çok kullanılan yöntem olan sismik kırılma yöntemi ile  $V_p$  ve  $V_s$  hızlarının doğru olarak belirlenebilmesi oldukça önemlidir. Bu hızların doğru olarak belirlenmesinde parametre seçimi ve jeolojik şartları da dikkate alarak, bu yöntemle ölçümler alınır ve veriler değerlendirilirse, özellikle karmaşık yeraltı özelliği gösteren bölgelerde daha başarılı sonuçların elde edildiği görülmüştür.

Gevşek, çatlaklı zeminlerde enerji çok fazla soğurulduğundan, sismik kayıtlardan hem ilk varış okumaları hem de soğrulma tomografisi hesabında kullanılacak genlik verisinin doğru okunması oldukça önemlidir. Bu gibi alanlarda balyoz ile enerji uzun açılımlarda iletilemediğinden daha güçlü bir kaynak kullanılmalıdır. Ayrıca bu gibi alanlarda jeofonların yer ile temasının iyi sağlanması genlik değerlerinin okunmasında karşılaşılabilecek olan kaynak-alıcı uzaklığı ile genlik değerlerinin azalması gerekirken artması problemini minimum seviyelere indirecektir. Sismik kayıtlarda genlik değerleri voltaj cinsinden kayıt edilmektedir. Çalışmada kullanılacak serim kablolarının bağlantı noktalarının ara ara voltaj değerlerin ölçülmesi, genlik değerlerinin kaliteli olarak kayıt edilmesini sağlayacaktır.

Yüzey dalgası analizinde parametre seçimi yaparken araştırma bölgesinin jeolojisi dikkate alınarak, zeminlerin yumuşak veya sert olması, örtü tabaka kalınlığının sığ veya derin olması, hız kontrastlarının büyük olması gibi durumlarda alıcı aralığı, kaynak-alıcı ofseti, örnekleme aralığı ve kayıt süresi uygun seçilmelidir. Bu parametreler uygun seçilmediği zaman kaliteli veri elde edilememekte veya yapılan değerlendirme sonuçlarında hata oranı artmaktadır

Sismik kırılma ölçümlerinde yakın ofset seçimine dikkat edilmelidir. İki yakın ofset arasındaki mesafe açılımı boyuna göre kısa kaldığı durumlarda ilk varış zamanlarında karışma olabilmekte, bu durum da hatalı sonuçlara neden olabilmektedir.

Birbirine çok yakın mesafelerde önemli litoloji ve yapısal farklılıklar gözleendiği için sondaj ile sonuca gitmenin doğru olmayacağı, sık aralıklarla alınan jeofizik ölçümler ile çalışılan alan tarandıktan sonra elde edilen sonuçlara göre sondaj noktalarının belirlenmesi daha uygun olacaktır.

Meydana gelen heyelan sayısı ve heyelandan etkilen kişi sayısı bakımından birinci sırada olan Trabzon ili ve civarında ayrıntılı mikro bölgeleme çalışmaları mutlaka yapılmalıdır. Özellikle son dönemde meydana gelen depremlerden sonra aktif olduğu düşünülen Doğu Karadeniz ve Kafkas fayının da etkisi düşünülürse bölgede bu tür detaylı çalışmaların yapılmasını zorunlu kılmaktadır. Bu tez kapsamında sismik ve jeoteknik çalışmalar ile bölgenin bir kısmında detaylı çalışmalar yapılmıştır. Bu tez çalışması daha da ilerletilmek suretiyle bölgenin tamamını kapsayan ayrıntılı jeofizik, jeolojik ve jeoteknik çalışmalar yapılarak kentin yapılaşma açısından gelişim sahaları belirlenmelidir.

## 6. KAYNAKLAR

- Aki, K. ve Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 932 pp.
- Aki, K., Christoffersson, A. ve Husebye, E.S., 1977. Determination of the Three-Dimensional Seismic Structure of the Lithosphere, J. Geophys. Res., 82, 2, 277-296.
- Anbazhagan, P., Sitharam, T.G. ve Vipin, K.S., 2009. Site Classification and Estimation of Surface Level Seismic Hazard Using Geophysical Data and Probabilistic Approach, Journal of Applied Geophysics, 68, 219-230.
- Anon, 1979. Classification of Rocks and Soils for Engineering Geological mapping, Part 1- Rock and Soil Materials, Bull. Int. Ass. Eng. Geo., 19, 364-371.
- Balkaya, Ç., 2010. Karşılıklı Kuyu Yer Radarı Verisinin İki Boyutlu Seyahat Zamanı Tomografisi, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Barton, N., Lien, R. ve Lunde, J., 1974. Engineering Classification of Rock Masses for the Design of Tunnel Support, Rock Mechanics, 6, 4, 189-236.
- Barton, N., 2007. Rock Quality, Seismic Velocity, Attenuation and Anisotropy, Taylor&Francis Group, London, UK, 727 pp.
- Başokur, A.T., 2002. Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters-Çözümü, Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları, 4, 166 s.
- Baykan, İ., 2011. Trabzon İli Kırmızı Killerinin Jeoteknik Özelliklerinin Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Blair D. P. ve Spathis A. T., 1982. Attenuation of Explosion-Generated Pulse in Rock Masses, J. Geophys. Res., 87, 3885-3892.
- Blair D. P. ve Spathis A. T., 1984. Seismic Source Influence in Pulse Attenuation Studies, J. Geophys. Res., 89, 9253-9258.
- Carpenter, P.J., Higuera-Diaz, I.C., Thompson, M.D., Atre, S. ve Mandell, W., 2003. Accuracy of Seismic Refraction Tomography Codes at Karst Sites, Geophysical Site Characterization: Seeing Beneath the Surface, Proceedings of a Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, San Antonio, Texas, 6-10, 832-840.
- Chakraborty, A. ve Okaya, D., 1995. Frequency-Time Decomposition of Seismic Data Using Wavelet-Based Methods, Geophysics, 60, 6, 1906-1916.
- Chang, X., Liu, Y., Wang, H. ve Gao, X., 2000. Rock Mass Structure Analysis Based on Seismic Velocity and Attenuation Images, Chinese Science Bulletin, 45, 1-3.

- Coşkuntuncel, O., 2009. Eğitimle İlgili Sapan Değer İçeren Veri Kümelerinde En Küçük Kareler ve Robust M Tahmin Edicilerin Karşılaştırılması, Mersin Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi, Cilt 5, Sayı 2, ss. 251-262.
- Cramer, B.J. ve Hiltunen, D.R., 2004. Investigation of Bridge Foundation Sites in Karst Terrane Via Seismic Refraction Tomography, 83rd Annual Meeting compendium of Papers CD-ROM, Transportation Research Board, Washington, D.C. January, 11-15.
- Deere, D.U., 1964. Technical Description of Rock Cores for Engineering Purposed, Rock Mech. Rock Eng., 1, 17-22.
- Deere, D.U. ve Miller, R.D., 1966. Engineering Classification and Index Properties for Intact Rock, Univ. Illinois, Uech.Rept., Tr-65-116.
- Ecevitoglu, B., 1992. Sismik Q Değeri ve Modellenmesi, Jeofizik Modelleme Kollokyumu, İstanbul Jeofizikte Modelleme Kollokyumu, Ders Notları, 223-227.
- Elmas, A., 2006. Zaman Frekans Yaklaşımı Kullanarak Görüntü Damgalama Yöntemi, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ercan, A., 2001. Yer Araştırma Yöntemleri, TMMOB, JFMO Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara.
- Ergun, U., Özkan, Y., Önalp, A. ve Keçeli, A., 2005. Parsel Bazında Zemin-Temel Etüdlere ve Zemin İyileştirme İşleri Hakkında Yönetmelik Taslağı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Friedel, M., Scott D. ve Williams T., 1997. Temporal Imaging of Mine-Induced Stress Change Using Seismic Tomography, Engineering Geology, 46, 131-141.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. ve Gregory, A.R., 1974. Formation Velocity and Density-the Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps, Geophysics, 39, 770-780.
- GeoTomCG., 2011. Installing and Running the Three-Dimensional Tomography Program. GeoTom, LLC, Apple Valley, 61.
- Gilbert, P., 1972. Iterative Methods for the Reconstruction of Three Dimensional Objects from Their Projections, J. Theor. Biol., 36, 105-117.
- Gladwin, M. T. ve Stacey, F. D., 1974. Anelastic Degradation of Acoustic Pulses in Rock, Phys. Earth Planet. Inter., 8, 332-336.
- Godio, A., Strobbia, C. ve Bacco, G., 2005. Geophysical Characterisation of a Rockslide in an Alpine Region, Engineering Geology, 83, 273-286.
- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidlerin Jeolojisi ve 1/250.000 Ölçekli Kompilasyonu, MTA Yayınları, Ankara.
- Hatherly, P.J., 1986. Attenuation Measurements on Shallow Seismic Refraction Data,

Geophysics, 51, 2, 250-254.

Hayashi, K. ve Takahashi, H., 2001. High Resolution Seismic Refraction Method Using Surface and Borehole Data for Site Characterization of Rocks, International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 38, 807–813.

Hayashi, K., 2003. Data Acquisition and Analysis of Active and Passive Surface Wave Methods, Sageep 2003, Short Course.

Hiltunen, D.R. ve Cramer, B.J., 2006. Geophysical Characterization of Bridge Foundation Sites in Karst Terrane, 85th Annual Meeting Compendium of Papers CD-ROM, Transportation Research Board, Washington, D.C., 22-26.

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.

ISRM (International Society for Rock Mechanics), 1981. ISRM Suggested Methods: Rock Characterization, Testing and Monitoring. E. T. Brown (ed.), Pergamon Press, London, 211 pp.

ISRM, 1988. Commission on Testing Methods, Suggested Method for Seismic Testing within and Between Boreholes, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 25, 447-72.

Ivanov, J., Miller, R.D., Lacombe, P., Johnson, C.D. ve Lane, J.W., 2006. Delineating a Shallow Fault Zone and Dipping Bedrock Strata Using Multichannel Analysis of Surface Waves with a Land Streamer, Geophysics 71, 39–42.

Joyner, W.B. ve 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.

Junior, S.B.L., Prado, R.L. ve Mendes, R.M., 2012. Application of Multichannel Analysis of Surface Waves Method (MASW) in an Area Susceptible to Landslide at Ubatuba City, Brazil, Revista Brasileira de Geoisica, 30, 2, 213-224.

Kanai, K., 1983. Engineering Seismology, University of Tokyo Press, Tokyo.

Karslı, H., 1995. Soğurucu Tabakalı Ortamlarda Yapay Düşey Sismik Profili Sismogramlarının Hesaplanması, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Keçeli, A., 2009. Uygulamalı Jeofizik, Jeofizik Mühendisleri Odası, Türkiye.

Keçeli, A., 2010. Sismik Yöntem İle Zemin Taşıma Kapasitesi Ve Oturmasının Saptanması, Uygulamalı Yerbilimleri, 23-41.

Knopoff, L., 1964. Q, Reviews of Geophysics, 2, 4, 625-660.



- Kurtulus, C. ve Sertçelik, F., 2010. Attenuation Measurements On Shallow Seismic Refraction Data in the Kocaeli Region, Turkey, *J. Geophys. Eng.*, 7, 257–266.
- Lai, C.G., ve Rix, G.J., 1998. "Simultaneous Inversion of Rayleigh Phase Velocity and Attenuation for Near-Surface Site Characterization, Ph.D. Dissertation, Georgia Institute of Technology.
- Lehman, B., 2007. Seismic Travel Tomography for Engineering and Exploration Applications, EAGE Publications, Netherlands.
- 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.
- Lo, T. W. ve Inderwiesen, P., 1994. Fundamentals of Seismic Tomography, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, USA.
- Martinez, K. ve Mendoza, J.A., 2011. Urban Seismic Site Investigations for a New Metro in Central Copenhagen: Near Surface Imaging Using Reflection, Refraction and VSP Methods, *Physics and Chemistry of the Earth*, 36, 1228–1236.
- McMechan, G. A. ve 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 Ioseismal Map in Kanto Plain due to Hypothetical Earthquake, *Journal of Structural Dynamics*, 33B, 43-48.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B. ve Ivanov, J.M., 1999. Multichannel Analysis of Surface Waves to Map Bedrock, *The Leading Edge*, 18, 1392–1396.
- MGM, 2012. Türkiye Orman ve Su İşleri Bakanlığı Meteoroloji Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Murphy, B.J. ve Rosenbaum, S., 1989. Attenuation from Seismic refraction Surveying as a Ground Investigation Aid, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 22, 81-86.
- Noble, M., Thierry, P., Taillandier, C. ve Calandra, H., 2010. High-Performance 3D First Arrival Traveltime Tomography, *Leading Edge*, 29, 86-93
- Özçep, F., Üstüner, V. ve Yener, S., 2006. Zemin Taşıma Gücünün Dinamik Etkiler ile (Deprem İvmesi) Değişimi, İstanbul Zeminlerinden Örnekler, Türkiye 17. Uluslar arası Jeofizik Kongre ve Sergisi, Ekim, Ankara, 14-17.
- Özçep, F., 2007. Mikrobölgeleme: İlkeler ve Uygulamalar, Meslek İçi Eğitim ve Belgelendirme Kurs Notları-5.

- Öztürk, S., 2012. İstatistiksel Regresyon Yöntemlerinin Farklı Veri Gruplarına Uygulanması Üzerine Bir Analiz, GÜFBED/GUSTIJ, 2 (2):55-67.
- Park, C.B., Miller, R.D. ve 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. ve Xia, J., 1999a. Multi-Channel Analysis of Surface Waves (MASW), Geophysics, 64, 3, 800-808.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., Hunter, J.A. ve Harris, J.B., 1999b. Higher Mode Observation on the MASW method, SEG, 524-527.
- Park, C.B., Miller, R.D. ve Xia, J., 2001c. Offset and Resolution of Dispersion Curve in Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW), Proceedings of the SAGEEP, Denver, Colorado, SSM-4.
- Parker, R. L., 1977. Understanding Inverse Theory, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 5, 35-64.
- Pınar, R. ve Akçığ, Z., 1995. Jeofizikte Sinyal Kuramı ve Dönüşümler, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, No:3.
- Priest, S.D. ve Hudson, J.A., 1976. Discontinuity Spacing in Rock, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts. 13, 135-148.
- Prakla-Seismos Report., 1986. Shear Wave Seismic, Prakla Seismos Company, Germany.
- Rao, Y. ve Wang, Y., 2009. Fracture Effects in Seismic Attenuation Images Reconstructed by Waveform Tomography, Geophysics, 74, R25–R34.
- Reynolds, J.M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, Reynolds Geo-Sciences Ltd, UK.
- Ricker, N.H., 1953. The Form and Laws of Propagation of Seismic Wavelets, Geophysics, 18,10-40.
- Roma, V., 2001. Soil Properties and Site Characterization by means of Rayleigh Waves, Phd Thesis, Technical University of Turin, Italy.
- Roser, J., Stopar, R. ve Gosar, A., 2008. Application of Seismic Tomography in Investigations of the Motorway Alignment in the Sentvid Tunnel Area, RMZ–Materials and Geoenvironment, 55, 1, 67-83.
- Sassa, K., Ashida, Y., Kozawa, T. ve Yamada, M., 1989. Improvement in the Accuracy of Seismic Tomography by use of an Effective Ray-Tracing Algorithm, Proc. IMM/MMIJ Joint Symposium, Kyoto, Japan, 129-136.

- Sheehan, J., Doll, W. ve Mandell, W., 2005. An Evaluation of Methods and Available Software for Seismic Refraction Tomography Analysis, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 10, 21-34.
- Strobbia, C., 2005. Surface Wave Methods Acquisition Processing and Inversion, Phd Thesis, Politecnico Di Torino, İtaly.
- Tarhan, F., 2002. Mühendislik Jeolojisi Prensipleri, Baskı, Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, 145, 3, Trabzon.
- Tarantola, A., 1987. Inverse Problem Theory, Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation, Elsevier, Amsterdam, 613pp.
- Tarantola, A., ve Valette, B., 1982a. Generalized Non-linear Inverse Problems Solved using the Least Squares Criterion, Rev. Geophys. Space Phys., 20, 219-232.
- Tarantola, A. ve Valette, B., 1982b. Inverse Problems-Quest for Information, J.Geophys., 50, 159-170.
- Tarıf, P. ve Bourbié, T., 1987. Experimental Comparison Between Spectral Ratio and Rise Time Techniques for Attenuation Measurement, Geophysical Prospecting, 35,668-680.
- Telford, W.M., Geldart L.P. ve Sheriff, R.E., 1990. Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University Pres, London.
- Tianfei, Z., Cheadle, S., Petrella, A. ve Gray, Sam., 2001. First-Arrival Tomography for Near Surface Model Building, EAGE 63rd Conference & Technical Exhibition, Amsterdam, The Netherlands.
- Toksöz, M. N. ve Johnson, D. H., 1981. Seismic Wave Attenuation, Society of Exploration Geophysicists.
- Tran, K.T. ve Hiltunen, D.R., 2012. Inversion of Combined Surface and Borehole First-Arrival Time, J. Geotech. Geoenviron. Eng., 138, 272-280.
- Tura, C., Johnson, L.R., Majer, E.L ve Peterson, J.E., 1992. Application of Diffraction Tomography to Fracture Detection, Geophysics, 57, 2, 245-257.
- Türk, N. ve Dearman, W.R., 1987. Assessment of Grouting Efficiency in a Rock Mass in terms of Seismic Velocities, Bulletin of IAEG, 36, 101–108.
- 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.
- Young, R. P. ve Maxwell, S. C., 1992. Seismic Characterization of a Highly Stressed Rock Mass Using Tomographic Imaging and Induced Seismicity, Journal of Geophysical Research, 97, B9, 12, 361-12, 373.

- Watanabe, T. ve Sassa, K., 1996. Seismic Attenuation Tomography and its Application to Rock Mass Evaluation, Int J Rock Mech and Min Sci., 33, 467-477.
- Xia, J., Miller, R.D. ve Park, C.B., 1999. Estimation of Near-Surface Shear-Wave Velocity by Inversion of Rayleigh Wave, Geophysics, 64, 3, 691–700.
- Xia, J., Miller, R.D. ve Park. C.B, 2004. Utilization of High Frequency Rayleigh Waves in Near Surface Geophysics, Leading Edge, 23, 750-759.
- White, R.E., 1992. The Accuracy of Estimating Q from Seismic Data, Geophysics, 57, 1508-1511.
- URL-1, [www.kgs.ku.edu/software/surfseis/active.html](http://www.kgs.ku.edu/software/surfseis/active.html). 16.02.2007.

## 7. EKLER

### 7.1. Ek.1. Arazi ve Laboratuvar Fotoğrafları



Çukurçayır çalışma sahasından alınan karot numuneleri



Pelitli çalışma sahasından alınan karot numuneleri





Çukurçayır sahası arazi görüntüleri



Pelitli sahası arazi görünümü, sondaj çalışması ve sondaj çalışmasından elde edilen karot

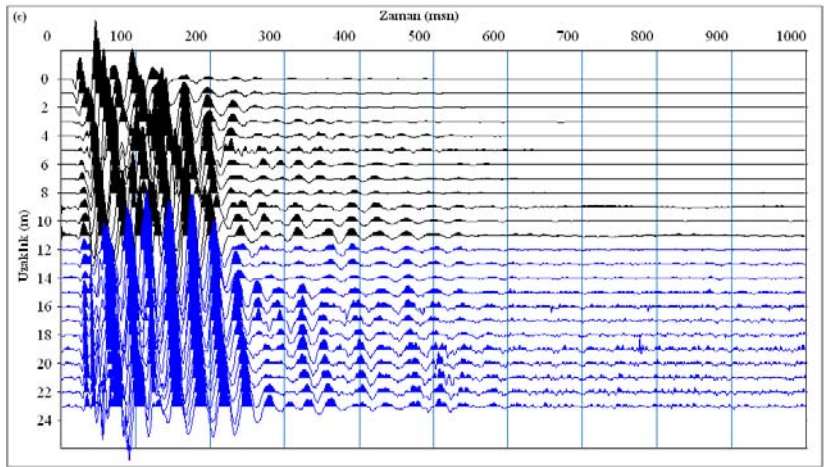
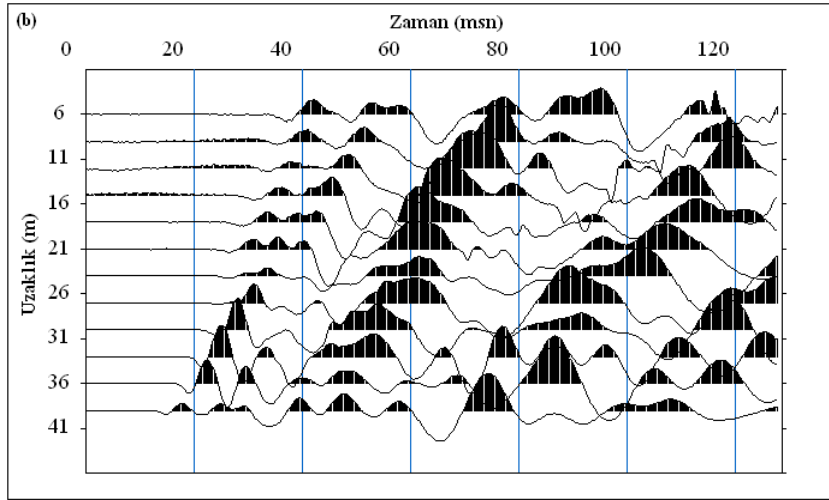
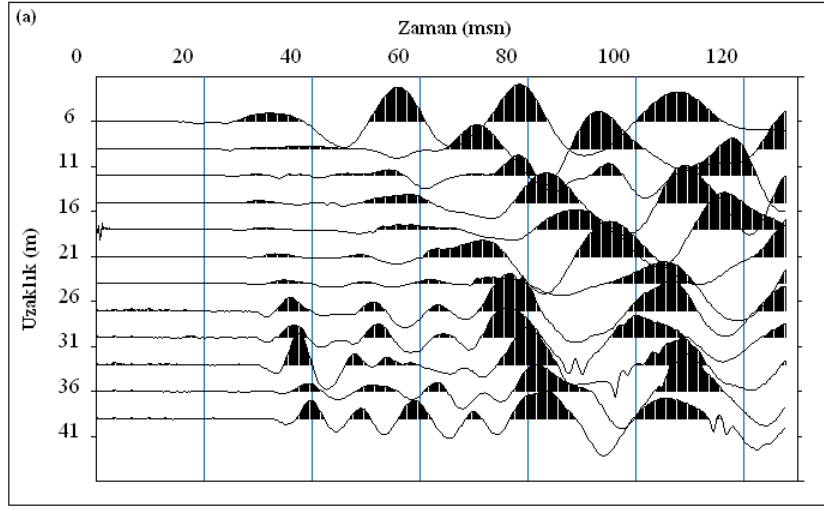




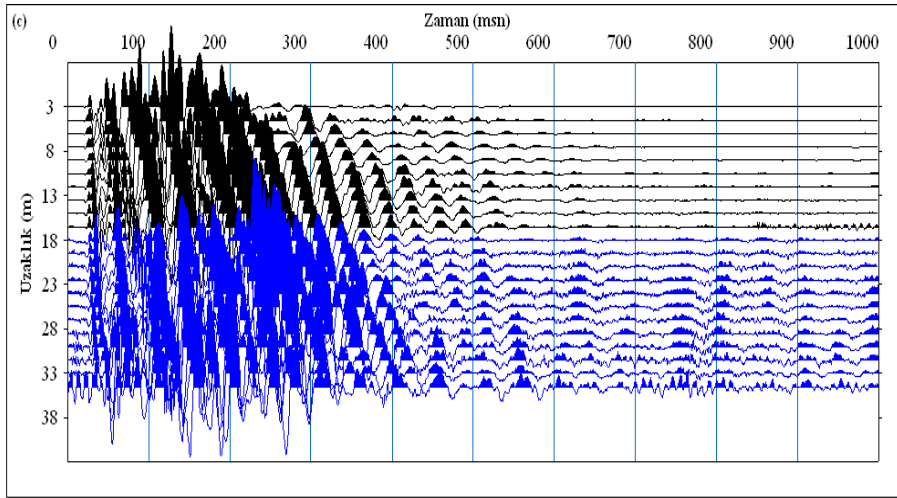
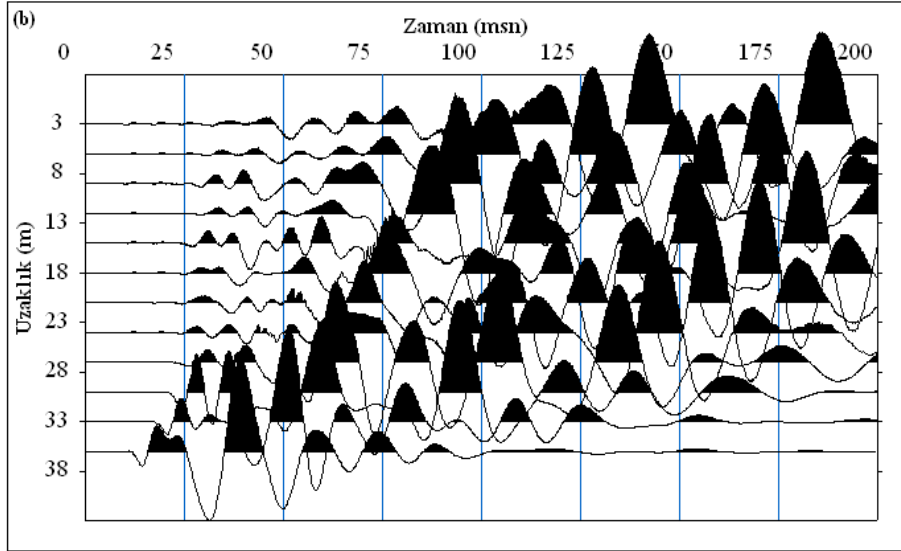
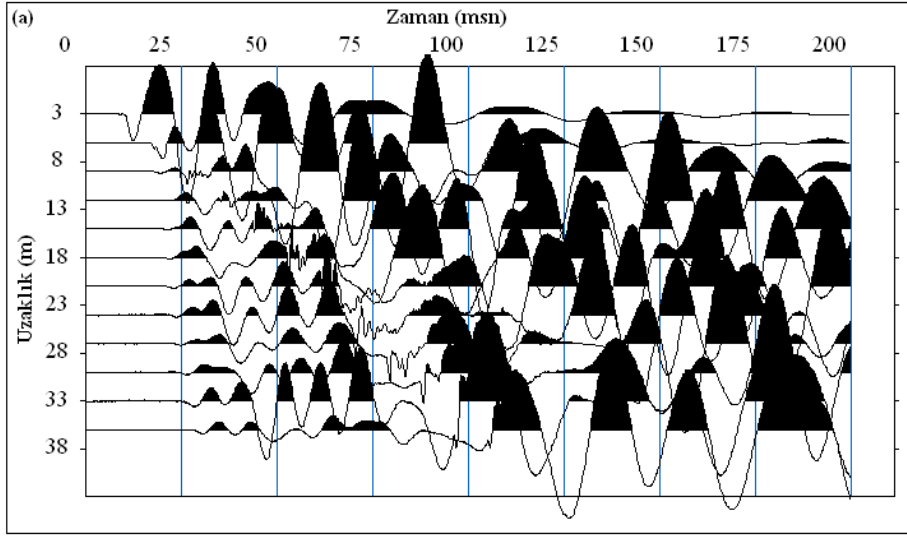
Aydınlıkevler alışma sahası arazi grnmleri



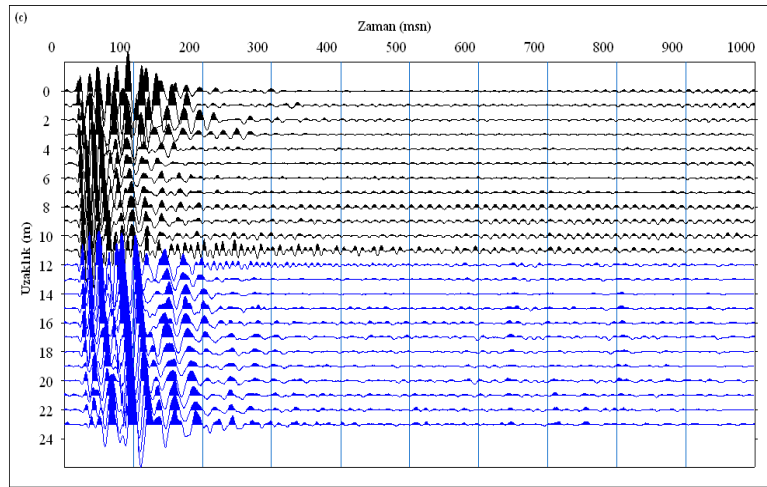
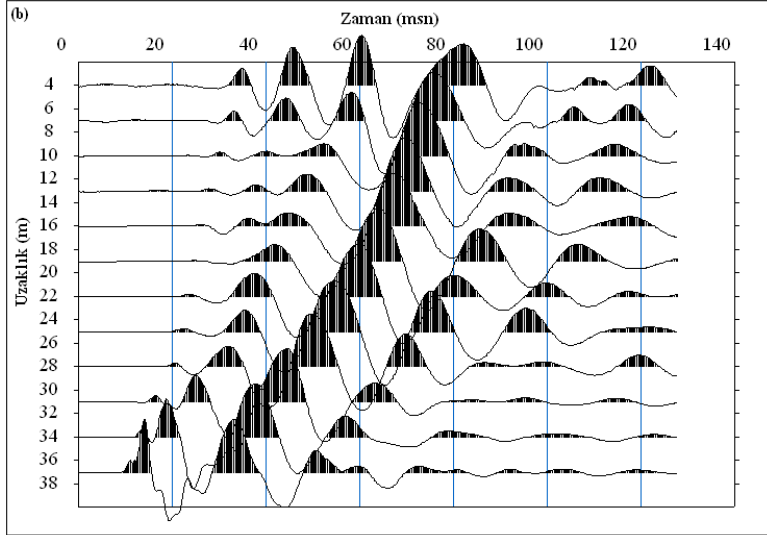
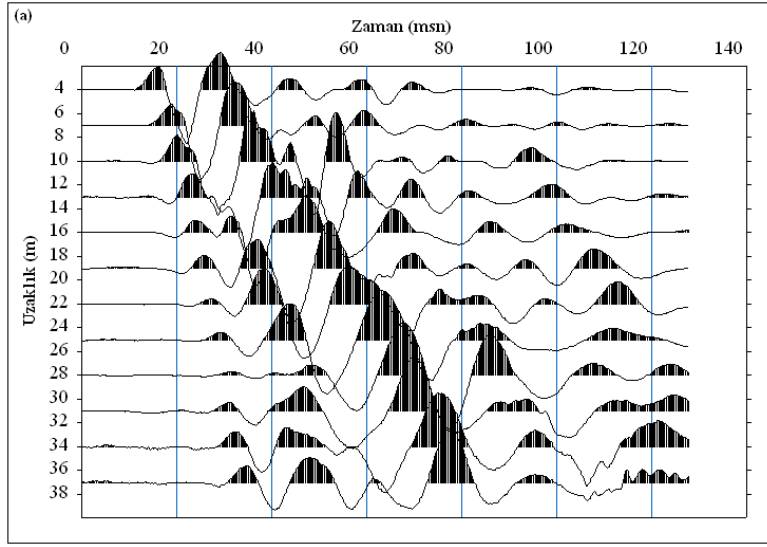
## 7.2. Ek.2. Sismik Kayıtlar



Çukurçayır sahasından elde edilen örnek sismik kayıtlar (a) ve (b) kırılma için baştan ve sondan atış kaydı, (c) ise yüzey dalgası kaydı



Pelitli sahasından elde edilen örnek sismik kayıtlar (a) ve (b) kırılma için baştan ve sondan atış kaydı, (c) ise yüzey dalgası kaydı



Aydınlıkevler sahasından elde edilen örnek sismik kayıtlar (a) ve (b) kırılma için baştan ve sondan atış kaydı, (c) ise yüzey dalgası kaydı

## ÖZGEÇMİŞ

Ali Erden BABACAN 1980 yılında Gümüşhane’de doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Gümüşhane’de tamamlayarak 1999 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü’nde lisans eğitimine başladı. 2003 yılında bölüm ikincisi olarak Jeofizik Mühendisliği Bölümü’nden mezun oldu ve aynı yıl yüksek lisans eğitimine başladı. 2004 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Yabancı Diller Bölümü Lisansüstü İngilizce Hazırlık Programı’nı başarıyla tamamladı. 2007 yılında “Yüzey Dalgaları Analiz Yöntemleri ile S Dalgası Hızlarının Elde Edilmesi” konulu tezi ile yüksek lisansını tamamlayarak, 2007 yılında doktora eğitimine başlayan Ali Erden BABACAN, 2005 yılından itibaren Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü’nde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır. 29.04.2011-29.07.2011 tarihleri arasında Erasmus Öğrenci Staj Hareketliliği kapsamında Politecnico di Torino Üniversitesi’nde (İtalya), çalışmalarda bulunmuştur. 2010 ve 2011 yılında Society of Exploration Geophysics topluluğundan “Student Education Programs, Bucharest, Romania ve Student Leadership Symposium, San Antonio, Texas, USA, katılım ödülleri kazanmıştır. Yurt içi ve yurt dışında yayınlanmış uluslararası yayınları vardır. Evli ve bir çocuk babası olan Ali Erden BABACAN, İngilizce bilmektedir.