

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**UZUNGÖL (TRABZON) ÇEVRESİNİN ÇÖKEL YAPISI VE TEMEL KAYA
TOPOGRAFYASININ YAKIN YÜZEY SİSMİK YÖNTEMLER İLE
GÖRÜNTÜLENMESİ VE MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Gülseda VANLI ŞENKAYA

**HAZİRAN 2018
TRABZON**



**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**UZUNGÖL (TRABZON) ÇEVRESİNİN ÇÖKEL YAPISI VE TEMEL KAYA
TOPOGRAFYASININ YAKIN YÜZEY SİSMİK YÖNTEMLER İLE GÖRÜNTÜLENMESİ
VE MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

Gülseda VANLI ŞENKAYA

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünce
"JEOFİZİK YÜKSEK MÜHENDİSİ"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 21 / 05 / 2018

Tezin Savunma Tarihi : 22 / 06 / 2018

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Hakan KARSLI

Trabzon 2018

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında
Gülseda VANLI ŞENKAYA Tarafından Hazırlanan**

**UZUNGÖL (TRABZON) ÇEVRESİNİN ÇÖKEL YAPISI VE TEMEL KAYA
TOPOGRAFYASININ YAKIN YÜZEY SİSMİK YÖNTEMLER İLE GÖRÜNTÜLENMESİ
VE MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

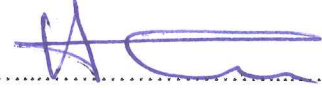
**başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 05 / 06 / 2018 gün ve 1756 sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda
YÜKSEK LİSANS TEZİ
olarak kabul edilmiştir.**

Jüri Üyeleri

Başkan : Prof. Dr. Hakan KARSLI

Üye : Doç. Dr. Serkan ÖZTÜRK

Üye : Dr. Öğr. Üyesi Ali Erden BABACAN



Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ

Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

Bu çalışma Uzungöl çevresindeki yerleşim alanlarının üzerinde bulunduğu sığ yeraltı yapısının yüksek çözünürlüklü görüntüsünü elde etmek ve elde edilen sismik hızlar ile yeraltının elastik ve dinamik parametrelerini hesaplamak amacıyla; P dalgası ilk varış tomografisi, aktif ve pasif yüzey dalgası analizleri ve bu çalışmalara ek olarak sismik yansıma yöntemleri kullanılarak yapılmıştır. Ayrıca sismik verilerden elde edilen sonuçlarla karşılaştırma yapmak amacıyla üç profilde elektrik özdirenç ölçümü gerçekleştirilmiştir. Elde edilen bilgilerle, bölgede süregelen yapılar için risklerin belirlenmesi ve geleceğe yönelik projeler için de altlık sağlayacağı ön görülmektedir. Böylece bölgede yaşayan, yöre halkının can ve mal güvenliğinin korunmasında ve turizm sebebiyle artarak devam eden yatırımların sürdürülebilirliğine katkı sağlayacağı düşünülmektedir.

Bu çalışma Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Hızlı Destek Projeleri kapsamında desteklenmiştir. (Proje Kod No: BAP02-11522)

Çalışmalarım sırasında bilgi birikimi, tecrübesi ile destek olan, insani değerleriyle örnek aldığım, hocam Prof. Dr. Hakan KARSLI 'ya ve sevgili eşi, sayın hocam Elif KARSLI 'ya desteklerinden dolayı çok teşekkür ederim.

Yardımları ve dostluğuyla yanımda olan, sevgili arkadaşım Jeofizik Yük. Müh. Dr. Recep Güney'e, Optim Software Başkan Yardımcısı - Yazılım Geliştirme Baş Mühendisi, Dr. Satish PULLAMMANAPPALLİL 'e, desteklerinden dolayı teşekkürü bir borç bilirim.

Yüksek lisans çalışmalarım süresince misafir araştırmacı olarak bulunduğum; Politecnico di Torino'dan, Prof. Dr. Laura Valentina SOCCO ve Prof. Dr. Sebastiano FOTI' ye, University of Barcelona 'dan Doç. Dr. Beatriz BENJUMEA MORENO ve Prof. Dr. Juanjo FERNANDEZ LEDO'ya, Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya 'dan Dr. Sara FÍGUERAS VILA, Dr. Anna GABAS ve Dr. Fabian BELLMUNT'a, Universty of Miskolc 'dan, Prof. Dr. Tamas ORMOS'a desteklerinden, ufkumu genişleten fikirlerinden, ve misafirperverliklerinden dolayı teşekkür ederim.

Ve her zaman yanımda olup destekleyen sevgili eşim Mustafa Şenkaya 'ya ve aileme sonsuz teşekkürler...

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Yüksek lisans tezi olarak sunduğum “Uzungöl (Trabzon) Çevresinin Çökel Yapısı ve Temel Kaya Topoğrafyasının Yakın Yüzey Sismik Yöntemler İle Görüntülenmesi ve Mühendislik Özelliklerinin İncelenmesi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım olan Prof. Dr. Hakan KARSLI’ nın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri kendim topladığımı, 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.

22/06/2018



Gülseda VANLI ŞENKAYA

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET.....	VII
SUMMARY	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	IX
TABLolar DİZİNİ.....	XIII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Sismik Yöntemler	3
1.2.1. Sismik Dalgalar.....	3
1.2.1.1. Cisim Dalgaları	4
1.2.1.1.1. P-Dalgaları	4
1.2.1.1.2. S-Dalgaları	4
1.2.1.2. Yüzey Dalgaları	6
1.2.1.2.1. Rayleigh Dalgaları	6
1.2.1.2.2. Love Dalgaları.....	7
1.3. Çalışmada Kullanılan Sismik Yöntemler.....	8
1.3.1. P-dalgası İlk Varış Tomografisi.....	8
1.3.2. Çok Kanallı Yüzey Dalgası (MASW) Analizi.....	9
1.3.3. Kırılma-Mikrotremoru (ReMi)	12

1.3.4.	Sismik Yansıma Yöntemi	13
1.4.	Zeminlerin Dinamik Elastik Parametreleri	14
1.4.1.	Poisson Oranı	14
1.4.2.	Kayma Modülü	16
1.4.3.	Elastisite Modülü	16
1.4.4.	Bulk Modülü	17
1.4.5.	Zemin Grubu ve Yerel Zemin Sınıfları	18
1.4.6.	Zemin Büyütmesi	19
1.4.7.	Zemin Hakim Salınım Periyodu	22
1.5.	Çalışma Alanı Hakkında Genel Bilgiler	23
1.5.1.	Çalışma Alanının Konumu	23
1.5.2.	Çalışma Alanının Jeolojisi	24
2.	YAPILAN ÇALIŞMALAR	27
2.1.	Sismik Veri Toplama	27
2.2.	Sismik Verilerin Değerlendirilmesi ve Elde Edilen Kesitler	30
2.2.1.	Ek Çalışmalar	64
2.2.1.1.	Elektrik Özdirenç Yöntemi	64
3.	BULGULAR VE TARTIŞMA	69
3.1.	Çalışma Alanında S Dalga Hız-Derinlik Profilleri Değişimi ve V_{s30} Değerleri	69
3.1.1.	Zemin Büyütme Faktörünün Değerlendirilmesi	72
3.2.	Çalışma Alanının Bölgelere Ayrılarak Yeraltı Kesitlerinin İrdelenmesi	77
4.	SONUÇLAR	88
5.	KAYNAKLAR	89

ÖZGEÇMİŞ

Yüksek Lisans Tezi

ÖZET

UZUNGÖL (TRABZON) ÇEVRESİNİN ÇÖKEL YAPISI VE TEMEL KAYA TOPOĞRAFYASININ YAKIN YÜZEY SİSMİK YÖNTEMLER İLE GÖRÜNTÜLENMESİ VE MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

Gülseda VANLI ŞENKAYA

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Prof. Dr. Hakan KARSLI
2018, 95 Sayfa

Bu çalışmada, Uzungöl çevresine ait yakın yüzey (~30 m) yeraltı yapısının sıg sismik yöntemler kullanılarak ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Bu amaçla, göl çevresinde uygun görülen ve çalışılması mümkün alanlarda sismik kırılma, yansıma, aktif ve pasif yüzey dalgası verileri toplanmıştır. Bununla beraber, bazı profillerde özdirenç çalışmaları da gerçekleştirilmiştir. Tüm profiller için P dalga hızı 300-5110m/s arasında, S dalgası hızı 126-1154 m/s arasında değişiklik göstermektedir. S dalga hızının birbirine yakın profillerde oldukça farklılık göstermesi, zemin dinamik özelliklerinin yakın mesafelerde bile oldukça değişken olduğunu işaret etmektedir. Bunun yanında tabakalar arasındaki S dalga hızının da farklı olması zemin büyütme değerini artırmaktadır. Temel kaya derinliği, gölün üst batısında 13,5-15m derinliklerde görülürken, bu derinlik göle yakın alanda 25-30 metrelere kadar çıkmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Uzungöl, Sismik Görüntüleme, Tomografi, MASW, ReMi

MSc. Thesis

SUMMARY

IMAGING OF SEDIMENTS AND BASEMENT TOPOGRAPHY BY SHALLOW SEISMIC METHODS IN UZUNGÖL DISTRICT (TRABZON) AND INVESTIGATION OF ENGINEERING PROPERTIES

Gülseda VANLI ŞENKAYA

Karadeniz Technical University
The graduate school of natural and applied sciences

Geophysical engineering department

Supervisor: Prof. Dr. Hakan KARSLI

2018, 95 Pages

In this study, it is aimed to reveal the sub-surface (~30m) conditions of Uzungöl by using shallow seismic methods. For this purpose, on available area and hte possible suitable area to work around the Uzungöl Lake, seismic refraction, reflection, active surface waves data gathered. Also, on some profiles, resistivity studies were performed. For all profiles, P-wave velocity changes between 300-5110 m/s, S-wave is between 126-1154 m/s. The remarkable changing of S-wave velocity on close profiles indicates that the dynamic feature. The dynamic feature of sub-surface could be very changable even in short distances. Also, changing of S-wave velocity of sequenced layers increaes soil amplification value. While the bedrock depth is seen 13.5-15m at the upper-west of lake, it will increase around 25-30 meters at close areas to the lake.

Keywords: Uzungöl, Seismic Imaging, Tomography, MASW, ReMi

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1.1. P-dalgası tanecik hareketi. Dalganın yayılımı veya yer değiştirmesi sıkışma ve genişleme şeklindedir.....	4
Şekil 1.2. S-dalgası birleşenleri ve tanecik hareketleri. (a) SH-dalgası, (b) SV-dalgası.....	5
Şekil 1.3. S-dalgasının yayılımı sırasında yatay ve düşey düzlem içindeki hareketinin temsili görüntüsü.....	5
Şekil 1.4. Rayleigh dalgaları yayılım hareketi.	7
Şekil 1.5. Love dalgasının şematik olarak gösterimi.....	8
Şekil 1.6. Çok kanallı yüzey dalgası analizi adımları.....	10
Şekil 1.7. Çalışma alanı ve konumu	23
Şekil 1.8. Çalışma alanı genel jeolojisi (MTA, 1985' dan düzenlenmiştir)	25
Şekil 1.9. Çalışma alanına ait sadeleştirilmiş dikey jeolojik kesit (Bulut, 1989).....	26
Şekil 1.10. Çalışma alanında DSİ (1982) tarafından yapılan sondajlardan elde edilen litolojik kolonlar ve A-A' enine jeolojik kesit.....	26
Şekil 2.1. Uzungöl çevresinde toplanan sismik veri profilleri (kırmızı ve yeşil çizgi ile gösterilmiştir.).....	28
Şekil 2.2. Toplanan sismik verilerden örnekler. (a) sismik kırılma atış verisi , (b) MASW atış verisi , (c) Sismik yansıma verisi, (d) ReMi verisi	29
Şekil 2.3. Arazi çalışmalarından görüntüler	29
Şekil 2.4. Profile 1 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti.	30
Şekil 2.5. Profil 1 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü. Temel mod (fundamental mode) dispersion eğrisinin belirlenmesi.	31
Şekil 2.6. (a) Profil 1 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız-derinlik profili.....	31
Şekil 2.7. (a) Profil 1 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	32
Şekil 2.8. Profil 1 e ait sismik yansıma kesiti.....	32
Şekil 2.9. Profil 1 için toplanan yansıma verilerinin yüzey dalgası çözümünden oluşturulan 2-B'lu yüzey dalgası kesiti.....	33
Şekil 2.10. Profile 2 ye ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	33
Şekil 2.11. Profil 2 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü.....	34
Şekil 2.12. (a) Profil 2 ye ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	34
Şekil 2.13. (a) Profil 2 ye ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili.....	35
Şekil 2.14. Profile 3 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	35

Şekil 2.15. Profil 3 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü.....	36
Şekil 2.16. (a) Profil 3 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	36
Şekil 2.17. (a) Profil 3 ye ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	37
Şekil 2.18 Profil 3' e ait sismik yanıt kesiti.....	37
Şekil 2.19. Profil 3 için toplanan yansıma verilerinin yüzey dalgası çözümünden oluşturulan 2-B'lu yüzey dalgası kesiti.....	38
Şekil 2.20. Profile 4 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	38
Şekil 2.21. Profil 4 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü.....	39
Şekil 2.22. (a) Profil 4 e ait MASW verisinden elde edilen temel ve yüksek mod dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili.....	39
Şekil 2.23. (a) Profil 4 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	40
Şekil 2.24. Profile 5 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	40
Şekil 2.25. Profil 5 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü.....	41
Şekil 2.26. (a) Profil 5 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	41
Şekil 2.27. (a) Profil 5 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	42
Şekil 2.28. Profile 6 ya ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	42
Şekil 2.29. Profil 6 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü.....	43
Şekil 2.30. (a) Profil 6 ya ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	43
Şekil 2.31. (a) Profil 6 ya ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	44
Şekil 2.32. Profil 6 ya ait sismik yansıma kesiti.....	44
Şekil 2.33. Profil 6 için toplanan yansıma verilerinin yüzey dalgası çözümünden oluşturulan 2-B'lu yüzey dalgası kesiti.....	45
Şekil 2.34. Profile 7 ye ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	45
Şekil 2.35. Profil 7 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü.....	46
Şekil 2.36. (a) Profil 7 ye ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	46
Şekil 2.37. (a) Profil 7 ye ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	47
Şekil 2.38. Profile 8 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	47
Şekil 2.39. Profil 8 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü.....	48
Şekil 2.40. (a) Profil 8 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	48

Şekil 2.41. (a) Profil 8 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	49
Şekil 2.42. Profile 9 a ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	49
Şekil 2.43. Profil 9 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü	50
Şekil 2.44. (a) Profil 9 a ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	50
Şekil 2.45. (a) Profil 9 a ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	51
Şekil 2.46. Profile 10 a ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	51
Şekil 2.47. Profil 10 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü	52
Şekil 2.48. (a) Profil 10 a ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	52
Şekil 2.49. (a) Profil 10 a ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	53
Şekil 2.50. Profile 11 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	53
Şekil 2.51. Profil 11 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü	54
Şekil 2.52. (a) Profil 11 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	54
Şekil 2.53. (a) Profil 11 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	55
Şekil 2.54. Profile 12 ye ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	55
Şekil 2.55. Profil 12 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü	56
Şekil 2.56. (a) Profil 12 ye ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	56
Şekil 2.57. (a) Profil 12 ye ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	57
Şekil 2.58. Profile 13 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	57
Şekil 2.59. Profil 13 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü	58
Şekil 2.60. (a) Profil 13 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	58
Şekil 2.61. (a) Profil 13 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili	59
Şekil 2.62. Profile 14 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	59
Şekil 2.63. Profil 14 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü	60
Şekil 2.64. (a) Profil 14 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	60
Şekil 2.65. Profile 15 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	61
Şekil 2.66. Profil 15 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü	61

Şekil 2.67. (a) Profil 15 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili.....	62
Şekil 2.68. Profile 16 ya ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti	62
Şekil 2.69. Profil 16 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü.....	63
Şekil 2.70. (a) Profil 16 ya ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili	63
Şekil 2.71. ABEM çok kanallı Terrameter-LS.....	65
Şekil 2.72. Wenner elektrot dizilimi ile ölçüm ve ters çözüm sonuçları. En üstten en alta; arazi verisi, yeraltı modeli tepkisi veya yapma kesit (psodeu section) ve ters çözümden elde edilen yeraltı modeli	66
Şekil 2.73. Dipol-Dipol elektrot dizilimi ile ölçüm ve ters çözüm sonuçları. En üstten en alta; ölçülen arazi verisi, yapma kesit ve ters çözüm sonucu	66
Şekil 2.74. Gradient elektrot dizilimi ile ölçüm ve ters çözüm sonuçları; En üstten en alta; ölçülen arazi verisi, yapma kesit ve ters çözüm sonucu	67
Şekil 2.75. Wenner-Schlumberger elektrot dizilimi ile ölçüm ve ters çözüm sonuçları; En üstten en alta; ölçülen arazi verisi, yapma kesit ve ters çözüm sonucu	67
Şekil 2.76. Birleşik arazi verisi, yapma kesit ve ters çözüm sonucu.....	68
Şekil 3.1. Her 5m derinlik için seviye Vs değişim haritaları ve 30m için ortalama S-dalga hızı, V _{s30} haritası.....	71
Şekil 3.2. Sentetik yeraltı modelleri	74
Şekil 3.3. (a) Profil 2 ve (b) Profil 13 için S dalga hızı profili ve iki tabakalı modele indirgenmiş hali	75
Şekil 3.4 P dalgası ilk varış tomografi kesitlerinin UTM koordinatlarına göre duruşu	77
Şekil 3.5. Profil 1 P dalgası ilk varış tomografi kesiti üzerinde yeraltı tabakalarının muhtemel sınırlarının gösterimi.....	78
Şekil 3.6. Profil 1 için toplanan yansıma verilerinin yüzey dalgası çözümünden oluşturulan 2- B'lu yüzey dalgası alanının, 1B'lu S dalga hızı kesiti ile karşılaştırılması	79
Şekil 3.7. 1. 3. ve 6. Profile ait P dalgası ilk varış tomografi ve sismik yansıma kesitlerinin karşılaştırılması.....	80
Şekil 3.8. Profil 1. ve 13' e ait 1B'lu S-dalga hızı-derinlik profillerinin karşılaştırılması	81
Şekil 3.9. Profil 14, 15, ve 16 için birleştirilmiş P-dalgası hızı derinlik ve özdirenç kesitleri ile karşılaştırılması.....	83
Şekil 3.10. Çalışma alanının farklı zemin sınıflandırılmaları için gruplandırılması	84

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1.1. MASW için optimum veri toplama parametreleri (Park vd., 1999).....	12
Tablo 1.2. Poisson sınıflaması ve hız oranı karşılaştırması (Ercan, 2001).....	15
Tablo 1.3. Kohezyonlu zeminlerin Vp hızlarına göre sınıflandırılması (Özaydın, 1982).....	15
Tablo 1.4. Kohezyonlu zeminlerin Vs hızlarına göre sınıflandırılması (Özaydın, 1982)	15
Tablo 1.5. Zemin birimlerin yoğunluk sınıflaması (Keçeli, 2009).....	16
Tablo 1.6. Kayma değerlerine göre zemin / kayaçların dayanımı (Keçeli, 2009).....	16
Tablo 1.7. Elastisite modülüne göre zemin/kayaçların dayanımı (Keçeli, 2009).....	17
Tablo 1.8. Bulk modülüne göre zemin/kayaçların sıkışması (Keçeli, 2009)	17
Tablo 1.9 Türk Deprem Yönetmeliği zemin sınıflaması (TDY, 2007).....	18
Tablo 1.10 Euro Code 8 zemin sınıflaması (CEN, 2004).....	19
Tablo 1.11 NEHRP zemin sınıflaması (BSSC, 1997).....	19
Tablo 1.12. (a) Zemin hakim titreşim periyotlarına göre, (b) spektral büyütmelelere göre mikro bölgeleme ölçütleri (Ansal vd., 2004).....	23
Tablo 2.1. Veri toplama parametreleri.....	28
Tablo 3.1. Tüm profiller için yüzeyden 30m' ye kadar 5m aralıklı seviye hız değerleri ve 30m için ortalama S-dalga hızları.....	71
Tablo 3.2. Tüm modeller için hesaplanmış büyütme değerleri	74
Tablo 3.3. Profil 2 ve 13 için elde edilen tüm zemin büyütme değerleri	76
Tablo 3.4. Tüm profiller için hesaplanan büyütme ve zemin hâkim periyod değerleri	85
Tablo 3.5. Profillere ait elastik-dinamik parametreler.....	86

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Uzungöl, doğal güzelliği, zengin bitki örtüsü ve alabalığı ile hem Türkiye’de hem de uluslararası turistik faaliyetler açısından gittikçe önemi artan bölgelerden biridir. Bununla birlikte, bölgedeki ticari, sosyal ve kültürel gelişimle beraber hızla artan inşaat projeleri ne yazık ki üzerinde konumlandığı yer altı yapısı tam olarak bilinmeden devam etmektedir.

Uzungöl tarihi kesin olarak bilinmeyen, ancak jeolojik ve jeomorfolojik verilere göre heyelan sonucu oluştuğu düşünülen bir havzadır (Alkan, 1996; Altundağ, 2008). Bölgedeki yerleşim alanları, gölün çevresinde bulunan aşırı dik dağ yamaçlarından yamaç molozu ve derelerden taşınma yoluyla birikmiş kalın alüvyonal birimlerin üzerinde yer almaktadır. Ancak, bu birimlerin kalınlığı, tabakalaşma durumu, sıklığı, malzeme türü ve üzerinde yer aldığı temel kaya topoğrafyası hakkında tam olarak bilimsel bilgiler mevcut değildir. Bunun yanında, Uzungöl, Kuzey Anadolu Fay hattına yaklaşık 100 km’lik bir uzaklıkta bulunmaktadır. Bu sebeple bu fay hattında meydana gelebilecek depremler bölgede risk faktörünü arttırabilir. Dolayısıyla, bu tür alüvyonal çökeller ya da dolgu zemin olarak tabir edilen zayıf karakterli zeminlerin, zemin kalınlığı, sıklığı, malzeme türü, dinamik elastik özellikleri ve üzerinde yer aldığı temel kaya topoğrafyası hakkında güvenilir ve detaylı bilimsel bilgiler elde edilmesi, sismik tehlike analizlerinin yapılması ve yer-yapı ilişkisinin ortaya koyulması doğru projelerin hazırlanması için oldukça önemlidir.

Mühendislik çalışmalarında gerek statik ve gerekse dinamik yüklemeler altında kalan zeminin mekanik davranışlarının karakterize edilmesi, yerleşim alanları için son derece önemli olmaya dolayısıyla yerin sığ derinliklerinin sismik özelliklerinin araştırılması da, son yıllarda önem kazanmaya başlamıştır. Bu kapsamda sismik yöntemler (kırılma, yansıma, yüzey dalgaları); mühendislik problemleri, jeoteknik değerlendirmeler, çevresel çalışmalar, hidrojeolojik incelemeler, sismik tehlike değerlendirmesi, arkeoloji, vb. gibi farklı uygulamalarda, sığ yeraltını araştırmak için etkin bir araç olarak uzun yıllardır kullanılmaktadır (Shtivelman ve Goldman, 2000).

Sismik kırılma ve yansıma tekniklerinin yanı sıra, yüzey dalgaları analizine dayanan çok kanallı aktif (MASW), pasif kaynaklı (ReMi) yüzey dalgası analizleri ve P-dalgası sismik kırılma ilk varış zamanı verilerinden oluşturulan P-dalgası hız tomografi kesitleri de son yıllarda sıklıkla kullanılmaktadır. Yüzey dalgası yöntemleri, yerin kayma dalgası hız yapısını güvenilir olarak elde etmede ve yerin sıklık-gevşeklik (stiffness-softness) değişiminin belirlenmesinde yaygın kullanılan bir teknik iken (Park vd., 1999; Xia vd., 1999), P-dalgası ilk varış tomografisi yerin hem düşey ve yanal P-dalgası hız değişimini hem de temel topoğrafyasını ortaya çıkarmada son derece faydalıdır (Azwin vd., 2013). Bununla birlikte, sığ sismik yansıma tekniği yerin sığ stratigrafik istiflenme ve yanal süreksizlik gibi yapısal özelliklerin haritalanmasında oldukça yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Yılmaz, 2001; Steeples ve Miller, 1990).

Bu çalışmada P dalgası ilk varış tomografisi, sismik yansıma, MASW ve ReMi yöntemleri ile Uzungöl 'ün, sığ yer altı yapısı ve elastik-dinamik zemin özellikleri incelenmiştir. Bu kapsamda Uzungöl çevresindeki veri toplamaya elverişli 16 profil üzerinde, sismik kırılma, aktif ve pasif yüzey dalgası verisi toplanırken, bu profillerin üçünde ayrıca sismik yansıma verileri toplanmıştır. Ayrıca, zeminin su içeriği ve sismik verilerden elde edilen sonuçlarla karşılaştırma yapma amacıyla üç profilde elektrik özdirenç profil ölçümü (wenner, wenner-schlumberger ve dipol-dipol dizilimleri) gerçekleştirilmiştir.

Elde edilen tüm sonuçların birlikte yorumlanması ile çalışma alandaki tabakaların kalınlığı, yanal ve düşey yöndeki değişimleri, hız yapısı, temel kaya topoğrafyası ve zemine ait dinamik elastik parametreler görüntülenebilen maksimum derinliğe kadar belirlenmiş olup, çalışma alanındaki zeminler, ulusal ve uluslararası zemin sınıflama tablolarına (TDY, NEHRP ve EC8) göre sınıflandırılmıştır.

1.2. Sismik Yöntemler

Sismik yöntemler, yeraltının elastik dalgalar yardımıyla araştırılmasını sağlayan yöntemlerdir. Sismik yöntemlerle elde edilen sismik kesitlerin diğer bütün jeofizik yöntemlere oranla yüksek hassasiyetinin ve yüksek ayrımlılık gücünün olması nedeniyle, bütün dünyada en fazla para, zaman ve jeofizikçi gücünün kullanıldığı en yaygın yöntemler haline gelmiştir. Bununla birlikte, hidrokarbon aramalarının sismik yöntemlerle etkin olarak yapılması bu yöntemlerin ve teknolojilerinin diğer yöntemlere göre daha fazla gelişmesini sağlamıştır.

1.2.1. Sismik Dalgalar

Sismik dalgalar doğal (deprem) ve yapay (patlatma vb.) kaynaklardan açığa çıkan ve yer içinde yayılan enerjinin parçalarıdır. Yer içinin araştırılması için kullanılan uygun sismik kaynaklar, tipik olarak geniş frekans aralıklarını içeren pulslar olarak bilinen kısa süreli dalgaları oluştururlar. Sismik pulsların yayılma hızları, onların içerisinden geçtikleri materyallerin elastik modülleri ve yoğunlukları ile belirlenirler. Sismik dalgaların yer içindeki yayınımlarını elastik teori ile açıklamak için bazı ön kabuller vardır. Bunlar;

- Malzeme tam elastiktir.
- Malzeme izotropdur. Malzemenin elastik özelliği her doğrultuda aynıdır.
- Sürtünme ve yerçekimi gibi dış kuvvetler ihmal edilebilir.

Bir ortama bir gerilme uygulandığında ortamda oluşan elastik dalgalar değişik yönlerde yayılırlar. Uygulamada iki grup sismik dalga ile ilgilenilir. Bunlar;

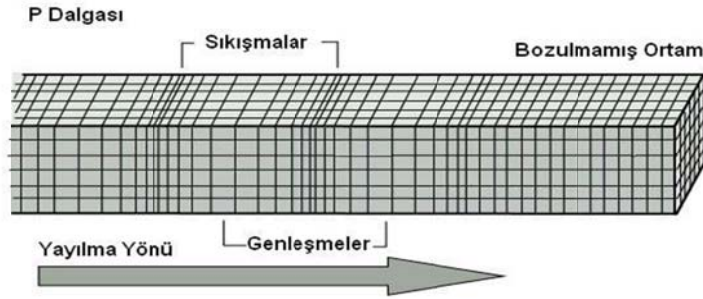
- Cisim dalgaları (Body Waves)
 - P Dalgaları (Boyuna, genleşme veya sıkışma dalgaları)
 - S Dalgaları (Enine, yamulma veya kesme dalgaları)
- Yüzey dalgaları (Surface Waves)
 - Rayleigh Dalgaları
 - Love Dalgaları

1.2.1.1. Cisim Dalgaları

Uygulanan gerilmenin cisim içinde oluşturduğu gerilme ve yamulmalara bağlı olan dalgalardır.

1.2.1.1.1. P-Dalgaları

Tanecik hareketleri yayılma doğrultusu boyunca sıkışma-genleşme şeklindedir (Şekil 1.1). Bu dalgalar yer içinde en hızlı yayıldıkları için kayıtçılarda ilk olarak kaydedilirler ve bu nedenle yoğun olarak araştırma sismolojisinde birincil (Primer) dalgalar ve kısaca “P-dalgaları” adı ile ifade edilirler. Yansıma ve kırılma sismiği ile yapılan araştırmalarda çoğunlukla ilgilenilen dalgalardır. P-dalgalarını pratikte oluşturmak için yer yüzeyinde veya açılmış bir kuyu içerisinde düşey yönde bir kuvvet (patlayıcı, ağırlık düşürme veya darbe-vurma kaynakları) uygulanır.

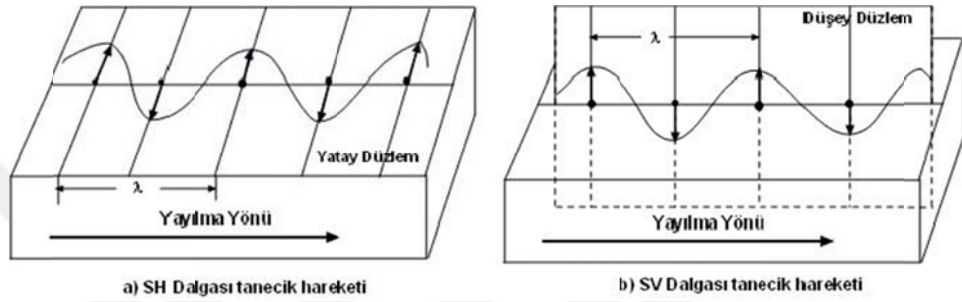


Şekil 1.1. P-dalgası tanecik hareketi. Dalganın yayılımı veya yer değiştirmesi sıkışma ve genleşme şeklindedir.

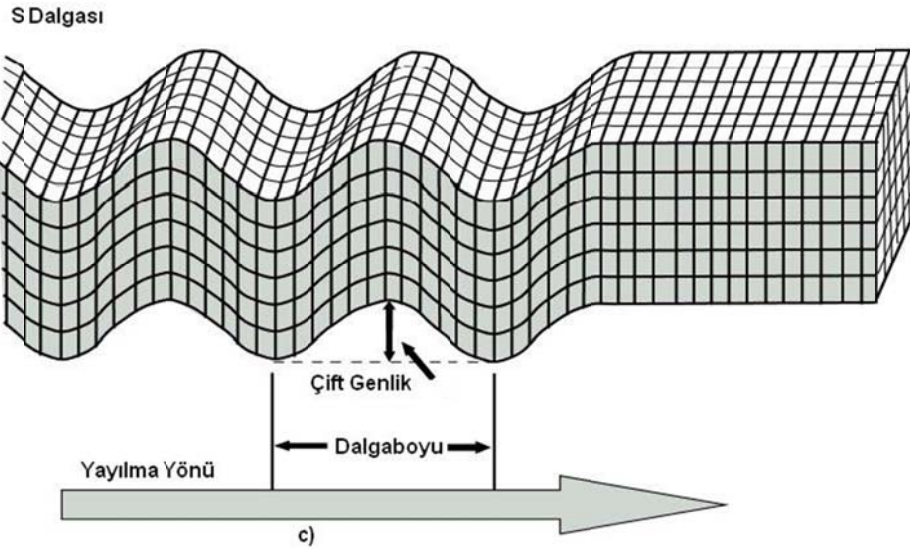
1.2.1.1.2. S-Dalgaları

S-dalgaları herhangi bir cisme uygulanan kuvvet sonucunda cisimde oluşan kesme gerilmeleri veya şekil bozulmalarından kaynaklanmaktadır. Tanecik hareketleri yayılma doğrultusuna dik yatay ve düşey düzlemler içindedir (Şekil 1.2 ve Şekil 1.3). P-dalgalarından

sonra ikincil (Seconder) olarak alıcılarda kaydedildiklerinden bu dalgalar kısaca “S-dalgaları” olarak isimlendirilirler. Düşey düzlemde yayılan S-dalgaları SV, yatay düzlemde yayılan S-dalgaları en yaygın şekilde SH kısaltmaları ile ifade edilirler. S-dalgalarını pratikte oluşturmak için yeryüzeyinde veya açılmış bir kuyu içerisinde farklı tipteki kaynaklarla kesme gerilmelerini oluşturacak yanal yönlü kuvvetler uygulanır.



Şekil 1.2. S-dalgası birleşenleri ve tanecik hareketleri. (a) SH-dalgası, (b) SV-dalgası.



Şekil 1.3. S-dalgasının yayılımı sırasında yatay ve düşey düzlem içindeki hareketinin temsili görüntüsü

1.2.1.2. Yüzey Dalgaları

Yüzey dalgaları Love ve Rayleigh dalgası olmak üzere ikiye ayrılır. Love dalgaları yayınım yönüne dik, yatay düzlemde, Rayleigh dalgaları ise yayınım yönüne dik, düşey düzlemde eliptik bir yörüngede yayılırlar. Love dalgasının oluşumu için tabakalı bir ortam gerekli iken, Rayleigh dalgaları hem tabakalı hem de yarı-sonsuz homojen ortamlarda yayılabilirler.

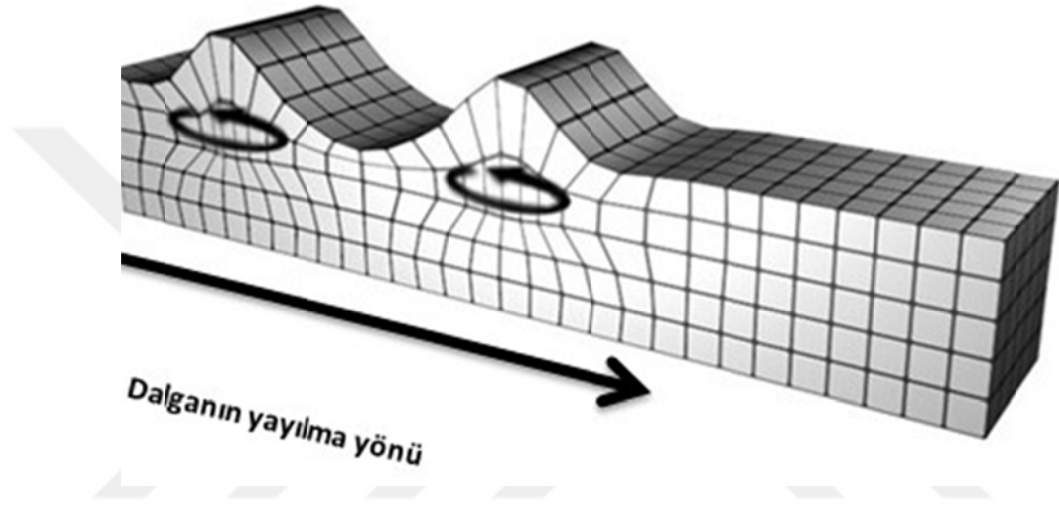
Yüzey dalgaları, cisim dalgalarından farklı olarak yerin serbest yüzeyi boyunca ve sadece yeryüzüne paralel bir yörünge üzerinde yayılan dalgalardır. Cisim dalgalarının genlikleri dalganın yayınım uzaklığı ile ters orantılı olarak azalırken yüzey dalgalarının genlikleri ise yayınım uzaklığının karekökü ile ters orantılı olarak azalır.

Yüzey dalgalarının en önemli fiziksel özelliği dispersiyon (faz hızının frekansla değişimi) göstermeleridir ve bu özelliklerinden yararlanarak, yayıldığı ortamın S-dalga hız dağılımını elde edilebilir.

1.2.1.2.1. Rayleigh Dalgaları

Rayleigh dalgaları tıpkı bir su birikintisinde (göl, deniz) yayılan dalgalar gibi, yerin yüzeyi boyunca yuvarlanarak ilerleyen dalgalardır (Şekil 1.4). Rayleigh dalgaları homojen bir yarı sonsuz ortamın serbest yüzeyinde veya tabakalı bir ortamda P ve SV dalgalarının girişimiyle oluşurlar. Bu dalgalar, yayınımları sırasında, yeri önce yavaş sonra gittikçe daha hızlı bir şekilde titreştirirler. Düşey bileşen alıcılarda (çoğunlukla P alıcılı) kaydedilirler ve sismik yansıma kayıtlarındaki yüzey dalgası gürültülerini (Ground-roll) oluştururlar. Bu olay, Rayleigh dalgalarının, yeryüzüne yakın derinliklerde meydana gelmesine ve derinlik artıkça sönümlenmesine neden olur. Deprem sırasında hissedilen sallantıların çoğu diğer dalgalardan daha çok, büyük genlikli Rayleigh dalgalarından kaynaklanır. Rayleigh dalga yayınımlarında her dalga boyuna karşılık bir faz hızı vardır. Belirlenmiş bir mod (veya kip) için uzun dalga boyları, kısa dalga boylarına göre daha derinlere nüfuz eder. Uzun dalga boylu olan modlar derin tabakaların elastik özelliklerine daha fazla duyarlıdır ve genellikle daha büyük faz hızına sahiptirler. Buna karşılık, kısa dalga boyları yüzeye yakın tabakaların fiziksel

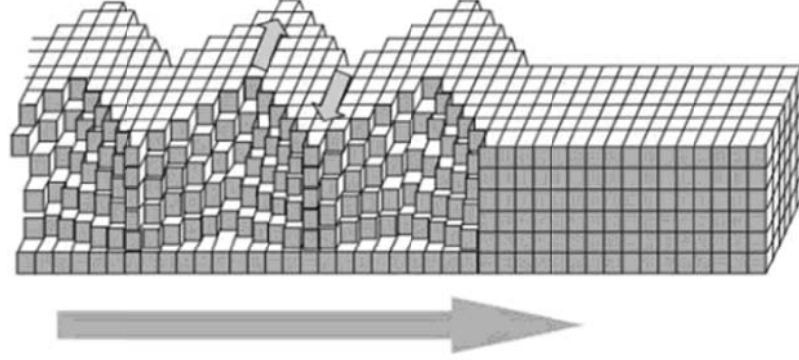
özelliklerine duyarlıdır. Bunun sonucunda, yüzey dalgalarının özel bir modu, sismik sinyalin dispersiyonunu göstermek için, her bir dalga boyu için tek faz hızına sahip olacaktır. Homojen ortamda farklı dalga boyları aynı faz hızındadır. Katmanlı ortamda ise, küçük dalga boylarında faz hızı birinci katmanın, çok büyük dalga boylarında ise temelin faz hızına eşit olacaktır. Katmanların fiziksel özelliklerinden kaynaklanmayan bu olaya “geometrik dispersiyon” ve faz hızının frekans ile değişiminin çizimine de “dispersiyon eğrisi” adı verilir.



Şekil 1.4. Rayleigh dalgaları yayılım hareketi.

1.2.1.2.2. Love Dalgaları

Love dalgaları sadece yatay doğrultuda yayılırlar ve düşük hızlı yüzey tabakaları içerisinde meydana gelirler (Şekil 1.5). Salınım düzlemleri yatay olduğu halde, yayılım doğrultusuna dik salınan parçacık hareketlerinden oluşurlar ve dolayısıyla SH-dalgası ile ilişkilidirler. Bu dalga türü yüzey dalgalarının en hızlı yayılan dalgasıdır ve sadece yatay bileşen alıcılarda (veya S jeofonları) kaydedilirler.



Şekil 1.5. Love dalgasının şematik olarak gösterimi.

1.3. Çalışmada Kullanılan Sismik Yöntemler

1.3.1. P-dalgası İlk Varış Tomografisi

İlk varış tomografisi sismik kırılma ilk varış zamanlarının tomografik ters çözümüdür ve P-dalgası hız-derinlik modelinin elde edilmesini sağlayan bir tekniktir. Hız- derinlik modeli kullanılarak zemin kolonu içindeki tabakalar, fayların ve zemin-anakaya sınırının geometrisi kolaylıkla açıklanabilir. Bu teknik geleneksel ilk varış zamanı değerlendirme (genelleştirilmiş karşılık zaman-GKZ ve gecikme zamanı) yöntemlerine göre, hem ana kayaya kadar olan hız değişimlerini yanal ve düşey yönde hem de ana kaya topoğrafyasının belirlenmesinde daha güvenilir ve detaylı sonuçlar verir. Çünkü geleneksel ilk varış zamanı değerlendirme yöntemlerinde, sabit hızlar, sadece düşey hız değişimleri ve yanal homojenite gibi basitleştirilmiş kabuller yapılır. Ancak, hızlı ve daha güçlü bilgisayar imkanlarının gelişimi değişik sismik tomografi yöntemlerinin gelişmesini sağlayarak, her birinin kendi içinde sınırlamaları olmasına rağmen, yukarıda bahsedilen basitleştirilmiş yorum teknikleri gibi sınırlamaları içermez. İlk varış zamanı tomografisi, gecikme zamanı tekniklerinin sıkışmış, boşluk ve fay zonları gibi alanlardaki başarısız olduğu zamanlarda hız gradyenti ve yanal hız değişimlerini belirlemek için kullanılır. Sonuç olarak, ilk varış zamanı tomografisi, çoğu durumlarda karmaşık sığ yer altı yapılarının çok daha doğru olarak modelleme ve yüksek ayrımlılık imkanı sağlayabilir.

Bu çalışmada sunulan tomografi analizi, genelleştirilmiş Simulated–Annealing (Benzetimli-Güçlendirme) olarak isimlendirilen doğrusal olmayan (nonlinear) optimizasyon

tekniklerini kullanır ve ileri modelleme içerir. Bu teknik, yeraltının global olarak optimize edilmiş bir hız modelini geliştirmek için kullanılan kontrollü Monte–Carlo ters çözüm temeline dayanmaktadır (Pullammanappelli ve Hovie, 1994). Bu teknikte seyahat zamanı hesaplaması sırasında test hız modeli oluşturulur. Hesaplanan seyahat zamanları ölçülen veri ile karşılaştırılır. SeisOpt2D programı içerisinde içinde hız modelleri ayrı ayrı hız modelleri olarak temsil edilir. Bu program giriş olarak yalnızca ilk varış zamanı ve profil geometrisini (alıcı, kaynak uzaklıkları ve yükseklikleri) kullanır. SeisOpt2D programı yeraltı yüzey şeklini kestirebilir. Öyle ki, bu yöntem önemli hız değişimlerini ve değişken topoğrafyalı karmaşık sığ yapıların bulunduğu alanların incelenmesi için çok uygundur. Güçlü yanal değişim haritalanabilir. Model ve verinin sonuçları iyi bir şekilde karşılaştırılabilir. Tomografinin diğer avantajı ise maksimum derinlik incelemesinde ters çözümde minimum eğri ışın yolunun yani en hızlı yolun kullanılmasıdır. Yetersiz veri durumunda, herhangi bir tomografik ters çözüm hatalı modeller üretebilir. Dolayısıyla, bir profil boyunca daha fazla veri toplanması daha doğru model üretmeye yardımcı olur.

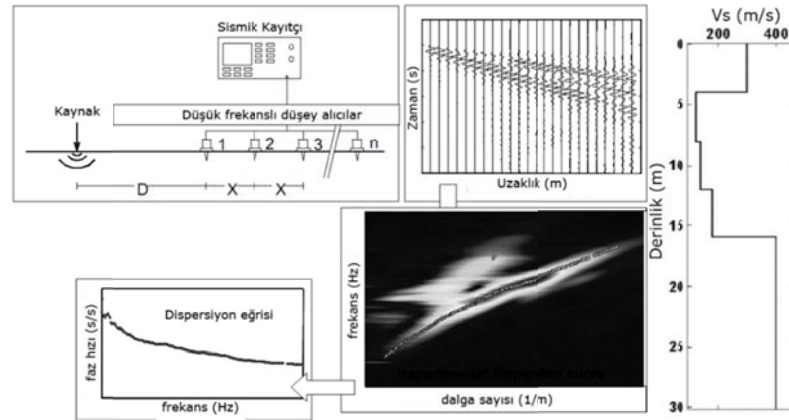
1.3.2. Çok Kanallı Yüzey Dalgası (MASW) Analizi

S dalgası hızı yer altı özelliklerinin belirlenmesinde ve özellikle zemine ve üst yapıya gelebilecek yüklerin hesaplanmasında temel teşkil eder. Bu nedenle sığ mühendislikte kayaçları ve/veya zeminleri tanımlamak veya sınıflamak için yaygın olarak kullanılır. Ancak uygulamada bilinen kritik kırılma esasına dayanan S-dalga hızının derinlikle değişimini yüksek doğrulukta elde etmek oldukça zordur. S dalgasının arazi şartlarında üretilmesinin ve kaydedilmesinin zorluğu, S dalgası hız bilgisinin elde edilmesinde araştırmacıları alternatif yöntemlere bulmaya zorlamıştır. Çok Kanallı Yüzey Dalgası Analiz Yöntemi (Multichannel Analysis of Surface Waves-MASW) bu araştırmalar sonucu ortaya çıkan ve günümüzde birçok mühendislik çalışmasında temel yöntem olarak kullanılan bir tekniktir (Şekil 1.6).

MASW analizi, yapay bir kaynakla üretilen ve senkronize bir şekilde alıcı hattı boyunca yayınım yapan sismik dalgalar ile doğrusal bir ölçüm boyunca eşit aralıklı çoklu alıcılardan (jeofonlar) yararlanır. Bu yaklaşım sismik dalga alanının çeşitli yayınım karakteristiklerini açığa çıkarılmasına izin verir. MASW analizinde belirginleşen sismik dalga

alanının temel özelliği yatay olarak yayılan bütün sismik dalgalar için faz hızlarının frekans bağımlılığı, yani dispersiyon gösterme özelliğidir (Park vd., 1999). Rayleigh dalgalarının temel modunun dispersiyon karakteristikleri görüntü olarak ters çözüm aşaması için kullanılabilir. Böylece bir boyutlu kayma dalgası hızı (V_s) dispersiyon verisinin ters çözümünden elde edilebilir. MASW yönteminde bant-genişliği, araştırmanın derinliği ve çözünürlüğü artırıldığı zaman yüksek sinyal/gürültü oranı hesaplanan frekans bağımlı faz hızı eğrisinde yüksek doğruluğa neden olur. Daha yüksek “modlu” veri, temel “modlu” veriden daha derin araştırma derinliğine sahiptir. Aynı zamanda, daha yüksek “modlu” veri frekansa ek olarak kaynak uzaklığına bağlı olan dönüşmüş S-dalga hızının çözünürlüğünü artırır. Yüzey dalga verilerinin elde edilmesi için yüzeyden etkiyen darbe türü kaynaklar için normalde 4-5 Hz’ den küçük alçak doğal frekanslı alıcılar seçilmelidir. Sismik kaynak, jeofon (alıcı), yakın açılım (ofset), alıcı aralığı gibi veri parametreleri, yüzey dalga sinyallerinin kalitesini arttırmak için ayarlanmalıdır (Park vd., 1999).

Aktif kaynaklı yüzey dalgası çalışmaları üç temel aşamada gerçekleştirilir. Bu aşamalar; veri toplama, dispersiyon eğrisinin elde edilmesi ve ters çözüm işlemiyle V_s -derinlik profilinin belirlenmesidir.



Şekil 1.6. Çok kanallı yüzey dalgası analizi adımları

Veri toplamada kullanılan arazi düzeni ve ölçü alımı, sismik kırılma yöntemiyle benzerlik gösterir. Kullanılan serim uzunluğu, kayıt edilebilecek en büyük dalga boyu ile ilişkili olduğundan araştırma derinliğini belirler. Jeofon aralığı, kayıt edilebilecek en küçük

dalga boyu ile ilişkilidir. Bu nedenle, jeofon aralığı doğrudan sığ araştırma derinliğinin çözünürlüğünü etkileyen bir değişkendir. Uygulamada yaygın olarak, doğrusal dizilim ve eşit jeofon aralığı kullanılır. Bununla birlikte, jeofonlar arası mesafenin eşit alınmaması ve jeofonların artan mesafeyle dizilmesi, dispersiyon görüntüsü çözünürlüğünü artırır. MASW yönteminde kaynak olarak balyoz, çekiç, patlatma veya ağırlık düşürme gibi geçici enerji üreten kaynaklar kullanılır. Bu tür kaynaklar, hızlı veri toplama sağlarken, frekans içeriğinin çoğu durumda zayıf olmasından dolayı sınırlı çalışma olanağı sağlar. Belirli frekans aralığında harmonik dalga üretici kaynaklar geçici kaynaklara göre özellikle düşük frekanslarda daha iyi enerji oluşturur. Veri toplamada, genel olarak 1-2 ms örnekleme aralığı kullanılarak 1s süresince veri toplanması, Vs değişimin belirlenmesi için yeterlidir. Tablo 1.1’de, en uygun veri toplama parametreleri için kombinasyonlar özetlenmiştir (Park vd.,1999). Buna göre alıcı aralığı, dx için,

$$dx \leq 0.1 * Z_{\max} \quad (1)$$

kaynak ve birinci jeofon arasındaki ilk yakın açılım (dx_1) ve birinci jeofon, yakın-alan etkilerinden kaçınmak için aşağıdaki koşulun sağlanması gerekir

$$dx_1 = 0.5 * Z_{\max} \quad (2)$$

Alicıların birinci ve sonuncu jeofon arasındaki uzaklık olarak verilen toplam yayılım uzunluğu (X), aşağıdaki koşula dayanılarak hesaplanır (Nazarian vd., 1983).

$$X \geq Z_{\max} \quad (3)$$

Öngörülen araştırma derinliği için, sismik kayıtçı kanallarının toplam sayısı N , en az X/dx kadar olmalıdır.

$$N \geq X / dx \quad (4)$$

Burada, N , X / dx 'den daha küçük olursa, Z_{\max} 'dan daha büyük olan alıcılarla kat edilen toplam yüzey uzaklığı için daha fazla alıcı konum değişimi gereklidir. Bu anlamda her zaman çok kanallı bir sismik kayıtçı tercih edilmelidir. En yakın kaynak uzaklığı araştırma derinliğinin yarısı kadar seçilir (Park vd., 1999).

Tablo 1.1. MASW için optimum veri toplama parametreleri (Park vd., 1999)

Derinlik (Z _{max}) (m)	Kaynak(S) (lb)	Alicı (R) (Hz)	Serim Parametreleri (m)				Öteleme Parametreleri			Kayıt Parametreleri				
			Serim Boyu (D)	Kaynak ofseti (X ₁)	Alicı aralıkları (dx)		Yanal ayrımlılık			dt (ms)	T (s)	Düşey yığma		
					24 Kanal	48 Kanal	Yüksek	Orta	Düşük			S	G	ÇG
≤ 1.0	≤ 1 (1)	4.5–100 (40)	1–3 (2.0)	0.2–3.0 (0.4)	0.05–0.1 (0.1)	0.02–0.05 (0.05)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	0.5–1.0 (0.5)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
1–5	1–5 (5)	4.5–40 (10)	1–15 (10)	0.2–15 (2)	0.05–0.6 (0.5)	0.02–0.3 (0.25)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	0.5–1.0 (0.5)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
5–10	5–10 (10)	≤ 10 (4.5)	5–30 (20)	1–30 (4)	0.2–1.2 (1.0)	0.1–0.6 (0.5)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	0.5–1.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
10–20	≥ 10 (20)	≤ 10 (4.5)	10–60 (30)	2–60 (10)	0.4–2.5 (1.5)	0.2–1.2 (1.0)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	1.0–2.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
20–30	≥ 10 (20)	≤ 4.5 (4.5)	20–90 (50)	4–90 (10)	0.8–3.8 (2.0)	0.4–1.9 (1.5)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (1.0)	1.0–2.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
30–50	≥ 10 (20) (pasif kaynak)	≤ 4.5 (4.5)	30–150 (70)	6–150 (15)	1.2–6.0 (3.0)	0.6–3.0 (2.0)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (1.0)	1.0–3.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
> 50	≥ 10 (20) (pasif kaynak)	≤ 4.5 (4.5)	> 50 (150)	> 10 (30)	> 2.0 (6.0)	> 1.0 (4.0)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (1.0)	≥ 1.0 (2.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)

MASW' nin ikinci aşaması dispersiyon eğrisinin yani faz hızına karşılık frekans değerlerinin elde edilmesidir. Dispersiyon eğrisinin elde edilmesinde en fazla kullanılan yöntemler; dalga sayısı-frekans ortamı ve frekans-faz hızı dönüşümü yöntemi (Park vd., 1998), dalga cephesi dönüşümü ya da yatay yığma (τ -p yöntemi) (McMechan ve Yedlin, 1981), çapraz güç spektrumu yöntemi (Nazarian vd., 1995) ve faz kayması yöntemidir (Dal Moro vd., 2003). Park vd. (1998)' in yaptığı çalışma birçok araştırmacıya kaynak olmuş ve çeşitli araştırmacılar bu yöntem üzerinden amaca uygun birçok türevler üretmişlerdir.

MASW' nin son aşaması ters çözümdür ve bu aşamada genellikle doğrusal olmayan ters çözüm algoritmaları kullanılır. Doğrusal olmayan problemlerin çözümünde kullanılan yöntemler global ve lokal arama yöntemleri olarak ikiye ayrılabilir. Global yöntemler tüm çözüm uzayında çalışırken, lokal yöntemler global yöntemlerle elde edilebilecek çözümlerin bazı kısıtlamalar ve varsayımlar ile elde edilecek çeşitlidir. Çözüm zamanının kısa oluşu nedeniyle birçok mühendislik çalışmasında lokal yöntemler tercih edilmektedir. Lokal yöntemler arasında ise en küçük kareler ve bu yaklaşımdan türetilen yöntemler ön plana çıkmıştır.

1.3.3. Kırılma-Mikrotremoru (ReMi)

ReMi yönteminin temel amacı; gürültü kayıtları ile 100 m. derinliğe kadar S dalga hızlarını bulmaktır. Bu yöntem hem deprem mühendisliğine yönelik araştırmalarda hem de

tektonik araştırmalarda faydalı sonuçlar vermektedir (Louie, 2001; Suzuki ve Hayashi, 2003). Aktif bir kaynak yerine çevresel gürültüler, taşıt, insan gürültüleri, rüzgâr, atmosferik vb. olayların tamamı için kullanılabilir. Kaynağın kökeni belli olmadığı için kaynak her an var olabilir ve her an Rayleigh dalga yayılımı oluşturabilir. Dolayısıyla dalga yayılımının yönü bilinemez (Asten and Stephenson, 2005). Dalgaların oluşturduğu bu titreşimlerin genlikleri 0.01 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 saniye ve 2 saniye arasında değişir (Kanai ve Tanaka, 1961). Yöntem pasif kaynaklı olduğu için kentsel alanlarda yapılan çalışmalarda önemli kullanım avantajlarına sahiptir. Uygulamada MASW yöntemine (genellikle 10-70Hz ve 3-30m) göre ReMi yönteminde (2-20Hz ve 30-100m) daha düşük frekanslı (uzun periyotlu ve/veya uzun dalga boylu) yüzey dalgaları kaydedildiğinden daha derin (~100m'ye kadar) zemin yapıları ortaya çıkarılabilir. Özellikle MASW ile 30m'ye dahi ulaşamadığı durumlarda ReMi yöntemi oldukça faydalıdır.

ReMi yönteminde veri değerlendirme MASW yönteminde olduğu gibi 3 aşamada gerçekleştirilir. ReMi verilerinin sinyal/gürültü kalitesini artırmak için uygulamada 2ms örnekleme aralıklı ve uzun kayıt süreli ($\geq 16s$) ve en az 10 yığmalı kayıt alınması gerekir. Veri toplama standart sismik kırılma cihazları ile gerçekleştirilebilir (Xia et al., 1999). 12 kanallı cihazlar uygun olmakla birlikte, 24-48 kanallı cihazlar daha nitelikli veri toplanmasını sağlar. 2-10 Hz'li frekanslı düşey bileşen jeofonlar ile 100 m. araştırma derinliğine ulaşılabilir. 5-10 m. jeofon aralığı ile 100-250 m. uzunluğunda bir profil oluşturulur ise 30 s. süreli gürültü kaydı ile verimli sonuçlar elde edilebilmektedir.

1.3.4. Sismik Yansıma Yöntemi

Yeraltının yanal ve düşey yönde yüksek ayrımlı olarak görüntülenebilmesinin en güçlü yöntemi sismik yansımadır. Sismik yansıma kaynaktan çıkan enerjinin akustik empedans (hız*yoğunluk) farklılığı olan ara yüzeylerden yansıyarak alıcılarda kaydedilme esasına dayanır. Sismik yansıma yöntemi hedef derinliğine ve kullanılan kaynak-alıcı ekipman duyarlıklarına göre uygulama açısından çok sığ ($Z \leq 10m$), sığ ($10 < Z \leq 300m$) ve derin ($Z > 300m$) sismik yansıma olarak isimlendirilmektedir. Bununla birlikte, sismik yansıma verisinden sonuca ulaşmak için sayısal işlemleri içeren bir dizi veri işlem uygulanır (Yılmaz,

2001). Sığ yansıma yöntemi yeraltının (yapısal ve stratigrafik) detaylı ve güvenilir görüntülenmesi için en etkin jeofizik yöntemdir. Yüksek düzey ve yanal ayrımlılık sağladığından dolayı (sığ yansımaların kısa hakim dalga boyları ve küçük Fresnel yarıçapları), bir araştırmacı tabaka geometrisi, kırıklar, fay zonları ve heyelan alanlarını içeren farklı yeraltı özelliklerinin çok detaylı haritalanmasını gerçekleştirebilir. Bu yöntem yaygın olarak özel bir veri toplama ve işleme prosedürü olan ortak-orta-nokta (OON; Common Midpoint-CMP) tekniği ile gerçekleştirilir (Brouwer ve Helbig, 1998; Yılmaz, 2001). OON kesitleri genellikle sığ yeraltının jeolojik yorumunu kolaylaştıran yapısal görüntüsünü çok açık şekilde ifade eder. Yansıma yöntemi joteknik ve çevresel çalışmalar için değişik jeolojik çevrelerde (Myers vd., 1987; Branham ve Steeples, 1988; Miller vd., 1990; Shtivelman vd., 1998a,b) ve yeraltı suyu araştırmaları için (Geissler, 1989; Miller ve Steeples, 1990; Shtivelman ve Goldman, 2000) yaygın şekilde kullanılmaktadır.

1.4. Zeminlerin Dinamik Elastik Parametreleri

1.4.1. Poisson Oranı

Cismin boyunda uzama meydana gelirken göreceli olarak eninde bir daralma meydana gelir. Dolayısıyla boyuna uzamanın enine daralmaya bir oranı oluşur. Bu oran kayaçların sağlamlılık özellikleri ile ilişkilidir. Eğer boyuna uzama sonucu enine daralma az oluyorsa, yani oran küçükse cismin sağlam ya da sert olduğu ifade edilir. Poisson oranı birimlerin katılığını bir başka deyişle gözenekliliğini tanımlar. Kayaçlarda bu oran $0 < \sigma \leq 0.5$ arasında değişir. Değer büyüdükçe, ortamın sıvı, gözenekli veya çatlaklı yapısının arttığı anlamına gelir. Poisson oranı boyuna ve kayma dalga hızlarından hesaplanır. (V_p/V_s) hız oranına bağlıdır ve Denklem 5 kullanılarak hesaplanır.

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \quad (5)$$

Denklemden V_p boyuna dalga hızı, V_s kayma dalga hızıdır. Tablo 1.2’de Poisson sınıflaması ve hız oranı karşılaştırılması verilmiştir. Kohezyonlu zeminlerin V_p ve V_s

hızlarına göre sınıflaması Tablo 1.3 ve Tablo 1.4'te verilmiştir. Poisson oranı değeri hız oranlarına bağlı olarak değişirken (yüksek hızların veya düşük hızların oranları aynı olabilir), hız değerlerinin artması ve azalması ortamın sıklık-gevşeklik profilini tanımlamaktadır.

Tablo 1.2. Poisson sınıflaması ve hız oranı karşılaştırması (Ercan, 2001)

Poisson- σ	Sıklık	Vp/Vs
0.5	Cıvık	∞
0.4-0.49	Çok gevşek	∞ -2.49
0.3-0.39	Gevşek	2.49-1.87
0.20-0.29	Sıkı-katı	1.87-1.71
0.1-0.19	Katı	1.71-1.5
0-0.09	Sağlam kaya	1.5-1.41

Tablo 1.3. Kohezyonlu zeminlerin Vp hızlarına göre sınıflandırılması (Özaydın, 1982)

Boyuna Dalga Hızı (V _P)(m/s)	Sökülenilirlik
300-600	Çok kolay
600-900	Kolay
900-1500	Orta
1500-2100	Zor
2100-2400	Çok zor
2400-2700	Son derece zor

Tablo 1.4. Kohezyonlu zeminlerin Vs hızlarına göre sınıflandırılması (Özaydın, 1982)

Kayma Dalga Hızı (V _S) (m/sn)	Zemin Durumu
<200	Yumuşak-Orta Katı
200-300	Katı
300-500	Çok Katı
500-750	Sert

1.4.2. Kayma Modülü

S-dalga hızı ve yoğunluk bilinirse hesaplanabilir. Zemin ve depremle ilgili hasarların tespiti açısından son derece önemli bir parametredir. Ayrıca kayaçların mukavemet kabiliyetinin de bir göstergesidir. Zemin birimlerinin yoğunluk sınıflaması Tablo 1.5 de ve kayma modülü değerlerine göre zemin ya da kayaçların dayanımı Tablo 1.6 da verilmiştir.

$$G=dV_s^2 \quad (6)$$

Tablo 1.5. Zemin birimlerin yoğunluk sınıflaması (Keçeli, 2009)

Yoğunluk (d) (gr/cm ³)	Tanımlama
<1.20	Çok düşük
1.20-1.40	Düşük
1.40-1.90	Orta
1.90-2.20	Yüksek
>2.20	Çok yüksek

Tablo 1.6. Kayma değerlerine göre zemin / kayaçların dayanımı (Keçeli, 2009)

Kayma Modülü (G) (kg/cm ²)	Dayanım
< 400	Çok zayıf
400-1.500	Zayıf
1.500-3.000	Orta
3.000-10.000	Sağlam
10.000	Çok Sağlam

1.4.3. Elastisite Modülü

Elastisite modülü, malzemenin bir kuvvet altında elastik şekil değiştirmesinin ölçüsüdür. Dalga teorisinden elde edilen elatisite modülü, Denklem (7) kullanılarak hesaplanır.

$$E = \frac{G(3V_p^2 - 4V_s^2)}{(V_p^2 - V_s^2)} = 2G(1 + \sigma) \quad (7)$$

Tablo 1.7 de elastisite modülü değerlerine göre zemin ya da kayaçların dayanımı verilmiştir.

Tablo 1.7. Elastisite modülüne göre zemin/kayaçların dayanımı (Keçeli, 2009)

Elastisite Modülü (E) kg/cm ²	Dayanım
< 1.000	Çok zayıf
1.000-5.000	Zayıf
5.000-10.000	Orta
10.000-30.000	Sağlam
> 30.000	Çok Sağlam

1.4.4. Bulk Modülü

Kayacın sıkışmazlığını kontrol eden, yoğunluk ve sismik hızlardan hesaplanan bir modüldür. Bulk modülü, bir kütlelin çepeçevre saran basınç altında sıkışmasının ölçüsüdür. Dalga teorisinden elde edilen bulk modülü, denklem (8) kullanılarak hesaplanır.

$$k = d(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2) \quad (8)$$

Tablo 1.8. Bulk modülüne göre zemin/kayaçların sıkışması (Keçeli, 2009)

Bulk Modülü – k, kg/cm ²	Sıkışma
< 400	Çok az
400-10.000	Az
10.000-40 000	Orta
40.000-100.000	Yüksek
> 100.000	Çok yüksek

1.4.5. Zemin Grubu ve Yerel Zemin Sınıfları

Zemin grupları ve sınıfları genel olarak S-dalga hızına ve V_{s30} (yüzeyden 30m'ye ağırlıklı ortalama S-dalga hızı) değerine göre yapılır. Türk Deprem Yönetmeliğine (TDY) göre 4 çeşit zemin grubu ve 4 çeşit zemin sınıfı vardır (Tablo 1.9). Zemin grupları A, B, C ve D harfleriyle adlandırılırlar. Yerel zemin sınıfları da Z1, Z2, Z3 ve Z4 olarak adlandırılır. Tablo 1.10' da Avrupa inşaat/yapı tasarımı yönetmeliğine (Eurocode, EC-8) ve Tablo 1.11 de Amerika-Ulusal Deprem Tehlikeleri Azaltma Programının (National Hazards Earthquake Reduction Programme-NEHRP) zemin sınıflandırması ve zemin gruplandırılması verilmiştir.

Tablo 1.9 Türk Deprem Yönetmeliği zemin sınıflaması (TDY, 2007)

Zemin Grubu	Zemin Grubu Tanımı	Kayma Dalgası Hızı (m/s)
(A)	1. Masif volkanik kayalar ve ayrılmamış sağlam metamorfik kayalar, sert çimentolu tortul kayalar.... 2. Çok sıkı kum, çakıl..... 3. Sert kil ve siltli kil.....	> 1000 > 700 > 700
(B)	1. Tuf ve aglomera gibi gevşek volkanik kayalar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrılmış çimentolu tortul kayalar.... 2. Sıkı kum, çakıl..... 3. Çok katı kil ve siltli kil....	700-1000 400-700 300-700
(C)	1. Yumuşak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrılmış metamorfik kayalar ve çimentolu tortul kayalar..... 2. Orta sıkı kum, çakıl..... 3. Katı kil ve siltli kil.....	400-700 200-400 200-300
(D)	1. Yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu yumuşak, kalın alüvyon tabakaları..... 2. Gevşek kum..... 3. Yumuşak kil, siltli kil....	< 200 < 200 < 200

Yerel Zemin Sınıfı	Zemin Grubu ve En Üst Zemin Tabakası Kalınlığı (h_1)
Z1	(A) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (B) grubu zeminler
Z2	$h_1 > 15$ m olan (B) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (C) grubu zeminler
Z3	$15 \text{ m} < h_1 \leq 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 \leq 10$ m olan (D) grubu zeminler
Z4	$h_1 > 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 > 10$ m olan (D) grubu zeminler

Tablo 1.10 Euro Code 8 zemin sınıflaması (CEN, 2004)

Zemin Sınıfı	Tanımlama	V_{S30}
A	Kaya ya da kaya benzeri diğer formasyonlar	>800
B	Çok sıkı kum, Çakıl ya da Çok sert killer	360-800
C	Sıkı ya da orta sıkı kum, Çakıl veya Sert kil	180-360
D	Gevşekten orta sıkıya kadar değişen kohezyonsuz zemin ya da Yumuşaktan serte kadar değişen kohezyonlu zemin	<180

Tablo 1.11 NEHRP zemin sınıflaması (BSSC, 1997)

Zemin Sınıfı	Tanımlama	V_{S30}
A	Sert Kaya	>1500
B	Kaya	760-1500
C	Çok sıkı/Sert Zemin ya da Yumuşak Kaya	360-760
D	Sert/Sıkı Zemin	180-360
E	Zayıf Zemin	<180

1.4.6. Zemin Büyütmesi

Bir deprem meydana geldiğinde, farklı sismik dalgalar kaynaktan itibaren yer içinde değişik hızlarda yayılmaya başlarlar. Bu dalgalar yer yüzeyine eriştiklerinde birkaç saniyeden dakikalara varan sürelerde titreşimler üretirler. Belirli bir yerdeki titreşimin süresi ve şiddeti; depremin büyüklüğüne, kaynaktan uzaklığına, dalgaların yol aldığı ortamın fiziksel özelliklerine ve o yerin zemin özelliklerine bağlıdır. Sismik dalgalar, kaynaktan yeryüzüne kadar olan seyahatlerinin önemli bir bölümünü yer kabuğunu oluşturan sert ana kaya içinde geçirirler. Seyahatlerinin son aşaması, özellikleri ana kayaya göre oldukça farklı olan gevşek tutturulmuş zemin tabakaları içinde gerçekleşir ve bu zemin tabakalarının fiziksel özellikleri yeryüzünde gözlenen titreşimin karakteristiğini büyük ölçüde belirler. Zemin tabakaları, sismik dalgalar için adeta bir süzgeç gibidir. Bazı frekanslardaki sismik dalgalar sönmüldürülürken bazıları da büyütülür. Sismik dalgaların zemin tabakaları içinde geçirdiği değişimlerin tümüne zemin etkisi adı verilir. Genellikle bu değişim genliklerin artması

şeklinde gözleendiğinden, zemin etkisi terimi “zemin büyütmesi” olarak da adlandırılır (Yalçınkaya, 2010).

Sismik dalgaların taşıdıkları enerjiyi, enerji akısı kavramı (Stein ve Wysession, 2003) ile açıklamak istenirse; basit bir harmonik dalga için enerji akısı (E);

$$E = \frac{A^2 - \omega^2 \rho v}{2} \quad (9)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Burada A; dalga genliği, w; açısal frekans, ρ; ortamın yoğunluğu ve v; ortamın sismik dalga hızıdır. Sismik dalgaların seyahatlerini sert ana kayadan yumuşak zemin tabakalarına doğru olduğu hatırlanır ise, yeryüzüne doğru sismik dalga hızının ve bununla beraber ortam yoğunluğunun giderek azaldığı görülür. Sismik dalga enerji akısının başka hiçbir nedenle değişmediğini ve dalga frekansının seyahat sırasında sabit olduğunu kabul edilirse, enerjinin korunması ilkesine göre; azalan ortam dalga hızı (v) ve yoğunluğunun (ρ), artan genlik ile (A) karşılanması gerekir. Bu nedenle, sert ana kayadan yumuşak zemin tabakalarına geçen deprem dalgalarının genliği büyür. Bu tıpkı sahile yaklaşan deniz dalgalarının genliklerinin artması gibidir. Uzakta önemli bir dalga genliği görülmezken, aynı dalga sahile yaklaştıkça hızı yavaşlar ve buna bağlı olarak genliği büyür.

Büyütme miktarı;

$$A = \frac{1}{\frac{1}{\alpha} + 0,5\pi\xi} \quad (10)$$

bağıntısı ile tanımlanabilir (Roesset, 1977). Burada A; maksimum büyütme, α; empedans oranı, ξ; sönüm oranı'dır. Denklem (10)'dan görüleceği gibi sismik dalgaların yumuşak zemin tabakaları içinde ne kadar büyütüleceğini belirleyen iki parametre; empedans oranı ve sönüm oranıdır (Yalçınkaya 2010).

Empedans oranı, yukarıda enerji akısı bağıntısında belirtilen ana kaya / yumuşak zemin tabakası geçişinde hız ve yoğunluğun ne kadar değiştiğini tanımlar:

$$\alpha = \frac{\rho_r V_r}{\rho_s V_s} \quad (11)$$

burada ρ_r ve V_r ; sırasıyla ana kayanın yoğunluğunu ve hızını, ρ_s ve V_s ise zeminin yoğunluğunu ve hızını gösterir. Empedans oranı ne kadar büyük olursa, sismik dalga genliği o oranda büyür (Yalçınkaya, 2010)

Sismik dalgalar yumuşak zemin tabakaları içinde sadece büyütülmezler, aynı zamanda sönmümlendirilirler. Elastik dalga enerjisinin bir kısmı ısıya dönüşür. Yumuşak zemin tabakalarının sert ana kayaya göre sismik dalgaları sönmümlendirme özelliği daha fazladır. Zeminlerin sönmümlendirme özelliği, sönmüm oranı (ξ) ile temsil edilir (Kramer, 1996);

$$\xi = \frac{n\omega}{2G} \quad (12)$$

Burada n ; zemin viskozitesi, ω ; açısal frekans, G ; zemin kayma modülüdür. Enerji kaybını temsil eden sönmüm oranı, farklı özellikteki zemin tabakaları için laboratuvar deneyleri ile belirlenmiştir. Kaya ortamlar için sönmüm oranı %2 civarında iken, yumuşak zemin ortamlarda yaklaşık %5 alınabilir. Sönmüm oranının daha yüksek olması, empedans oranının aksine, bu kez dalga genliklerini daha da azaltılacağı anlamını taşır (Yalçınkaya, 2010).

Göreceli zemin büyütme değerleri, V_{s30} değeri kullanılarak, Midorikawa (1987) ve Borcherdt vd. (1991) tarafından önerilen bağlantılar kullanılarak hesaplanabilir.

$$A_k = 68V_{s30}^{-0,6} (V_{s30} < 1100m/s) \text{ (Midorikawa, 1987)} \quad (13)$$

$$A_k = 1 (V_{s30} > 1100m/s) \text{ (Midorikawa, 1987)} \quad (14)$$

$$A_k = 600/V_{s30} \text{ (Güçlü hareket, Borcherdt vd., 1991)} \quad (14)$$

$$A_k = 700/V_{s30} \text{ (Zayıf Hareket, Borcherdt vd., 1991)} \quad (14)$$

$$V_{s30} = 30 / \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{S_i}} \quad (15)$$

1.4.7. Zemin Hakim Salınım Periyodu

Gelen deprem dalgaları hiçbir zaman tek bir harmonikten oluşmaz, genelde hasar yapıcı özelliğe sahip dalga grubu 0.1 Hz ile 10 Hz arasında bileşenlere sahiptir. Deprem dalgalarının frekans içeriğini kaynaktaki kırılmanın özellikleri belirler, daha sonra yayıldıkları ortamın özellikleri bunu şekillendirir. Yumuşak zemin tabakaları, bu farklı genlik ve frekanslardan oluşan deprem dalgalarının tümüne aynı tepkiyi vermez. Büyütme frekans bağımlı olup, bazı frekanslar daha çok, bazı frekanslar ise daha az büyütülür. En fazla büyütmenin ne olacağına, empedans oranı ve sönüm oranı karar verirken, bunun hangi frekanslı dalgada olacağına yumuşak zemin tabakasının kalınlığı ve sismik dalga hızı karar verir:

$$T_0 = \sum \frac{4h_i}{V_{si}} \quad (16)$$

Kanai (1983) zemin hakim titreşim periyodunu Denklem (18) de verilen bağıntıyı kullanılarak hesaplamıştır. Bağıntıda T_0 ; maksimum büyütmenin görüleceği periyot, h ; sert ana kaya üzerinde yer alan yumuşak zemin tabakasının kalınlığı ve V_s ; ana kaya üzerindeki zemin tabakalarının sismik dalga hızıdır. T_0 genellikle zemin hakim periyodu olarak adlandırılır (Yalçınkaya, 2010). Zemin hakim periyodundan, alt (T_a) ve üst (T_b) titreşim periyotlarını elde etmek için; $T_a = 0.67 T_0$ ve $T_b = 1.5 T_0$ ilişkileri önerilmektedir (Aytun, 2001).

Maksimum büyütmenin görüldüğü ilk hakim frekans (f_0), aynı zamanda rezonans frekansı olarak da adlandırılır ve $f_0=1/T_0$ ile elde edilir. Rezonans olayı, etkileşim halindeki iki farklı titreşimin frekanslarının çakışması durumudur. Bu durumda titreşimin genliği en büyük değerine ulaşır. Zemin ve üzerindeki yapının bu durumdan uzak durması gerekir. Yani, hâkim frekanslarının çakışmaması, böylece bir deprem sırasında rezonansın neden olacağı aşırı kuvvetlerden uzak kalması gerekir. Anlaşılacağı üzere zeminlerin olduğu gibi, üzerindeki yapıların da bir hâkim periyodu ve frekansı vardır (Yalçınkaya, 2010). Zemin hakim titreşim periyoduna ve spektral büyütme göre mikro bölgeleme ölçütleri Tablo 1.12' de verilmiştir.

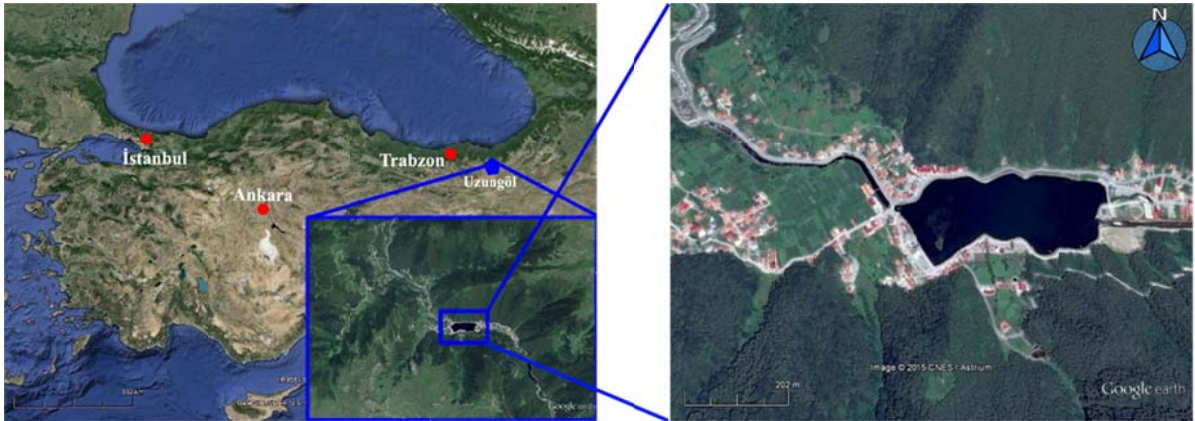
Tablo 1.12. (a) Zemin hakim titreşim periyotlarına göre, (b) spektral büyütme ölçütleri (Ansal vd., 2004)

(a)		(b)	
Zemin Hakim Titreşim Periyodu Aralığı	Ölçüt Tanımı	Spektral Büyütme	Tehlike Düzeyi
0,10-0,30 sn	A	0,0-2,5	A (Düşük)
0,30-0,50 sn	B	2,5-4,0	B (Orta)
0,50-0,70 sn	C	4,0-6,5	C (Yüksek)
0,70-1,00 sn	D		

1.5. Çalışma Alanı Hakkında Genel Bilgiler

1.5.1. Çalışma Alanının Konumu

Uzungöl, Türkiye'nin kuzey-doğusunda, Trabzon'a 99 km uzaklıkta, deniz seviyesinden 1100 m yükseklikte 40.33- 40.55 kuzey enlemleri ile 40.15-40.30 doğu boylamları arasında yer alır (Şekil 1.7).



Şekil 1.7. Çalışma alanı ve konumu

1.5.2. Çalışma Alanının Jeolojisi

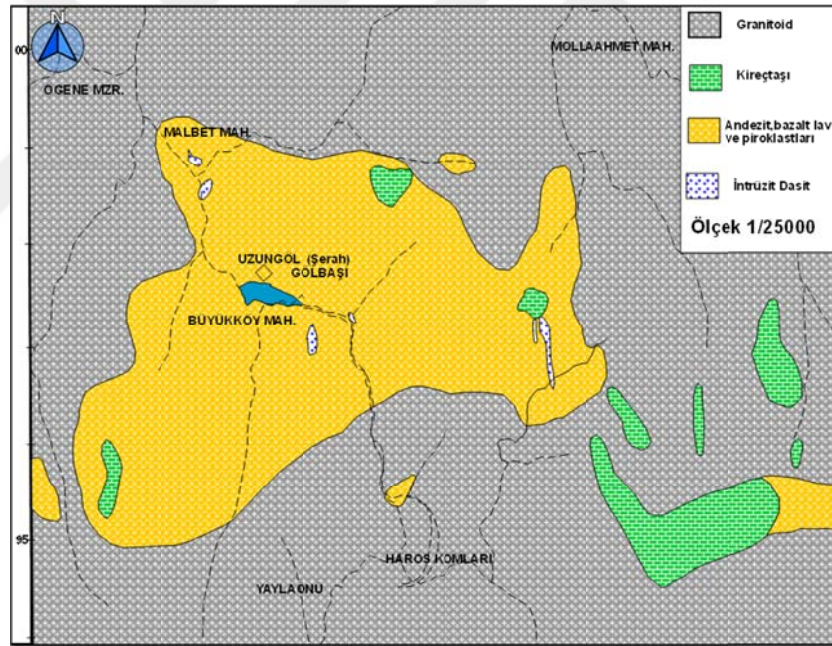
Uzungöl, Türkiye'nin yağmur ormanlarının bulunduğu, Doğu Pontid tektonik kuşağı içinde bulunan Soğanlı ve Kaçkar sıradağlarının birleşim yerinde yüksek dağlarla çevrili derin bir vadi içinde yer alır. Bu dağların vadi tabanına doğru oluşturdıkları sarp ve dik yamaçlarda Jura-alt Kretase yaşlı andezit, bazalt-lav ve proklastları geniş bir yayılım alanına sahiptir (Yeşilyurt, 2002).

Doğu Karadeniz kıyı dağlarında Mezozoik, Liyas transgresyonu ile başlamış ve Kretase sonlarına kadar volkanik fasiyes devam etmiştir. Volkanik fasiyesteki bu gelişim tüm tersiyer boyunca da süregelmiştir (Ketin, 1983). Asıl itibariyle Doğu Karadeniz Bölümü, Eosen sonu ile Oligosende şiddetli tektonik hareketlere maruz kalmıştır.

Bulut (1989) yaptığı çalışmada, Çambaşı ve Uzungöl beldeleri çevresinde çalışma alanımızı da kapsayan çalışmada, bölgedeki birimleri yaşlıdan gence (alttan üstte) doğru; Çambaşı Formasyonu, Ataköy Formasyonu, Taşkiran Granitoyidi, Çaykara Formasyonu, Lüger Travertenleri, Alüvyonlar ve Yamaç Döküntüleri olarak ayırmıştır. Çambaşı Formasyonu spilitleşmiş bazalt, metabazalt, bazik tüf ve kireç taşlarında saptanan mikrofaunaya göre, Malm-Alt Kretase olarak belirlenmiştir. Çambaşı Formasyonu ile geçişli olduğu kabul edilen Ataköy Formasyonu, genellikle kireç taşlarından ibaret olup, yer yer kıltaşı, kumtaşı, tüfüt seviyeleri ve dolerit siltleri içerir. Ataköy Formasyonunun yaşı, kireçtaşlarından sağlanan mikrofauna yardımıyla, Alt Kretase olarak saptanmıştır. Taşkiran Granitoyidi subalkalen granit, granit, mikrogranit ve kuvarslı mikrodiyoritten meydana gelmiştir. Granitoyidin yerleşim yaşı, arazi bulgularına göre, Alt Kretase sonu olarak kabul edilmiştir. Çaykara Formasyonu, üç üyeye ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru Hadi üyesi, Şahinkaya üyesi ve Karona üyesidir. Hadi üyesi, kireçtaşı, kumtaşı ve tüfüt seviyeleri içeren bazaltik lav ve tüflerden oluşmuştur. Kireçtaşları yer yer kırmızı, yer yer de yeşilimsi gri renklidir. Çambaşı formasyonu ile tektonik dokanaklı olan bu üyenin yaşı, kırmızı renkli kireçtaşlarında saptanan Globotruncane türlerine göre, kampaniyen olarak belirlenmiştir. Şahinkaya üyesi dasitik lav tüf, tüfüt, kırmızı ve gri renkli kireçtaşları içerir. Ataköy formasyonu ile tektonik dokanaklı olan Şahinkaya üyesi, Hadi üyesini uyumlu olarak üstler ve Karona üyesi tarafından uyumlu olarak üstlenir. Üyenin yaşı, kırmızı renkli kireçtaşlarından sağlanan mikrofauna yardımıyla, üst kretase olarak saptanmıştır. Karone üyesi bazaltik lav, tüf

aglomera ve gri renkli kireçtaşlarından meydana gelmiştir. Birime, kireçtaşlarından elde edilen mikrofaunaya göre, üst Kretase yaşı verilmiştir.

Bu birimlerin Uzungöl çevresindeki daha detaylı incelemesi Araz (1996) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada Uzungöl çevresinde yüzeylenen bazaltlar, sert sıkı ve dayanımlı olarak tanımlanmakla birlikte, koyu gri ve siyahımsı gri renk ile karakterize edilmektedir. Ayrıca, alüvyon birimlerin göl çevresinde yer yer 10-15 m kalınlığa ulaştığı ve bu birimin büyük bloklar içeren, çakıllı-kumlu bir karakterde olduğu belirtilmiştir. Göl çevresindeki dik yamaçlarda ise 0.5-4 m arasında değişen kalınlıklarda yamaç molozu gözlemlendiğine yer verilmiştir. Gölün yakın çevresinde volkanik örtü içinde, ara tabakalar şeklinde Kretase yaşlı killi kireçtaşı, şeyl, kum taşı ve marn gibi tortul kütleler yer alır (Altundağ, 2008). Bölgeye ait genel bir jeolojik harita Şekil 1.8’ de verilmiştir.



Şekil 1.8. Çalışma alanı genel jeolojisi (MTA, 1985’ dan düzenlenmiştir)

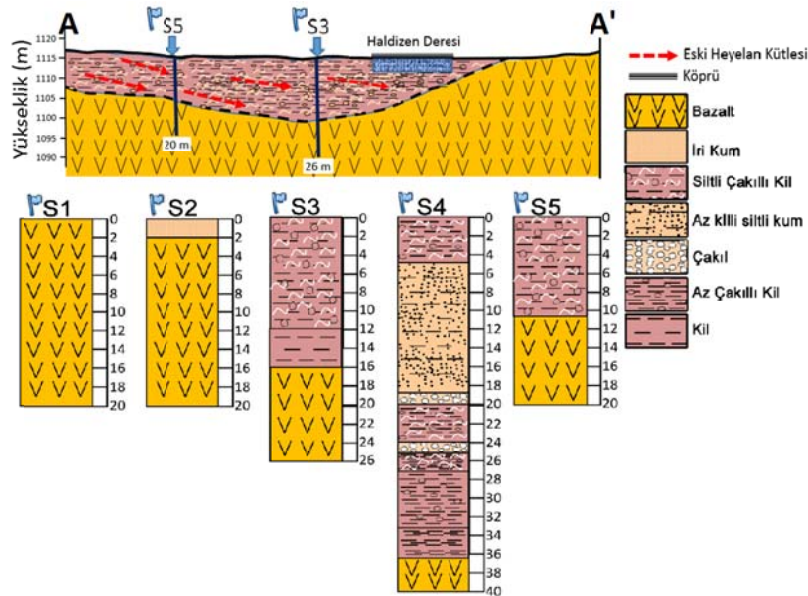
Bu birimlerden mühendislik çalışmaları açısından önemli görülen ilk 30m derinliğini içeren en genç 4 birime ait dikey kesit Şekil 1.9’ da verilmiştir. Buna göre çalışma alanında bazaltik lav ve ara birim travertenler üzerinde blok-çakıl, kum, silt ve kil içeren kalın bir alüvyon kütlelerinin varlığı görülmektedir. Alüvyon kütlesi esas olarak oluşma tarihi tam olarak

bilinmeyen ancak jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalara göre (Bulut, 1989; Araz, 1996; Altundağ, 2008) belirlenen bir eski heyelanın biriktirdiği malzemelerden ibaret olduğu açıktır. Bunun yanında nehir ve gölle taşınarak biriktirilen alüvyon malzemeler gölün kenar kısımlarında yer almaktadır.

ZAMAN	DEVİR	AS DEVİR	FORMASYON VE ÜYE	KALINLIK(m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	
SENEZÖYİK	KUVARTNER			4-17		Yeni alüvyon	
				5-24		Eski alüvyon	
				Traverten			
MESÖZÖYİK	KRETASE	ÜST KRETASE	ÇAYKARA FORMASYONU	KARONA ÜYESİ	1000		Bazaltik lav, tuf, aglomera, kireçtaşı

Şekil 1.9. Çalışma alanına ait sadeleştirilmiş dikey jeolojik kesit (Bulut, 1989)

Bu bilgiler gölün hemen yakınında bir elektrik santralinin yerinin incelenmesi amacıyla DSİ (1982) tarafından açılmış beş ayrı lokasyona ait sondaj bilgileri ve S3-S5 sondaj lokasyonlarını içeren bir enine jeolojik kesiti ile desteklenmektedir (Şekil 1.10). Sondajların ve kesitlerin konumları Şekil 2.1 de üzerinde gösterilmiştir.



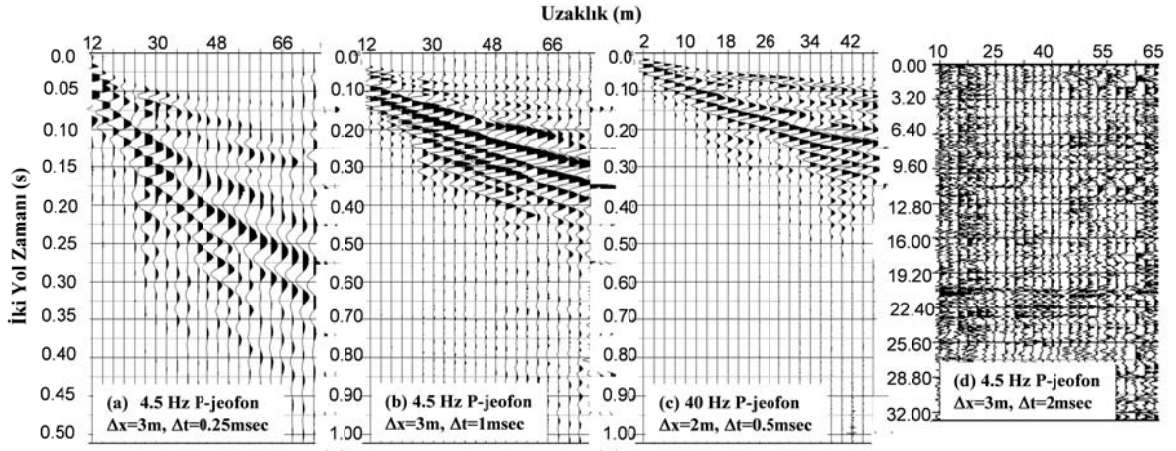
Şekil 1.10. Çalışma alanında DSİ (1982) tarafından yapılan sondajlardan elde edilen litolojik kolonlar ve A-A' enine jeolojik kesit.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Sismik Veri Toplama

Çalışma alanında yapılan ön incelemelerden edinilen bilgiler, bölge sakinleri ile yapılan görüşmeler ve arazide çalışmaya uygun yerler göz önüne alınarak, ölçümler Şekil 2.1'de gösterilen 16 profilde sismik kırılma, aktif-pasif kaynaklı yüzey dalgası verileri ve 3 profilde (P1, P3 ve P6) sismik yansıma verileri toplanmıştır. Profillerden 11 adeti gölün batı tarafında çoğunlukla tarım amaçlı kullanılan arazilerde konumlanırken, 4 profil ise gölün güney kısmında ve göle oldukça yakın olacak şekilde konumlanmıştır. Gölün kuzey bölgesi araç trafiği için kullanıldığından, bu bölümde veri toplamaya müsait bir alan bulunmamaktadır. Ancak, gölün doldurulmasıyla oluşturulan ve kısa bir açılıma uygun alanda örnek bir veri toplanmıştır (P9 profili). Profiller temsil ettikleri bölgelere göre 4 gruba ayrılmıştır; Grup I yerleşime kısmen açılan ve yapılaşmanın hızla devam edeceği düşünülen bölgeyi temsil ederken, Grup II göreceli olarak potansiyeli düşük bir alandır. Grup III, eğimli bir yapıda olup bulunduğu yer bakımından kütle hareketlerinden zarar görebilecek bir konumda olduğundan burada herhangi bir yapılaşmaya izin verilmemektedir. Grup IV ise göle en yakın profilleri temsil eden bölge olmasının yanında, hali hazırda yapılaşmanın devam ettiği bölgedir.

Veri toplama sırasında 24 kanallı araştırma sismografi, 4.5 Hz (sismik kırılma ve ÇKYD verileri) ve 40 Hz (sismik yansıma verileri) düşey bileşen alıcılar, 10kg balyoz ve 30cm yarıçaplı ve 5cm kalınlığında sertleştirilmiş plastik tabla kullanılmıştır. Veri toplama sırasında, her atış noktasında sismik sinyalin sinyal/gürültü oranının yükseltilmesi için 3 düşey yığma yapılmıştır. Sismik kırılma verilerinde kayıt süresi ve zaman örnekle aralığı sırasıyla 0.5s ve 0.5ms iken (Şekil 2.2a), bu parametreler MASW verileri için 1s ve 1ms (Şekil 2.2b), yansıma verileri için ise 1s ve 0.25ms (Şekil 2.2c), ReMi verileri için 1ms ve 32s (Şekil 2.2d) şeklindedir. Sismik kırılma verilerinin ilk varış tomografisi ile değerlendirilmesi amacıyla, her profil için hat başından, hat sonundan ve hat içi atışlarla; toplamda en az 7 ve en çok 12 atış yapılmıştır. Böylece çalışma alanının iyi örneklenmesi sağlanmış ve 2B' lu hız kesitlerinin



Şekil 2.2. Toplanan sismik verilerden örnekler. (a) sismik kırılma atış verisi , (b) MASW atış verisi , (c) Sismik yansımaya verisi, (d) ReMi verisi

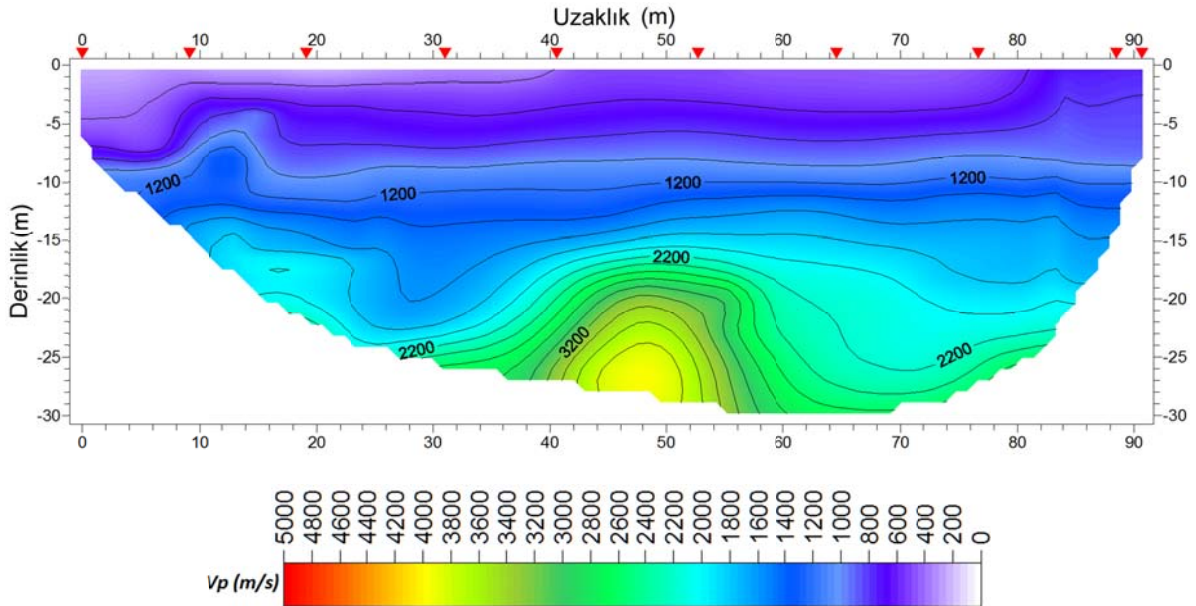


Şekil 2.3. Arazi çalışmalarından görüntüler

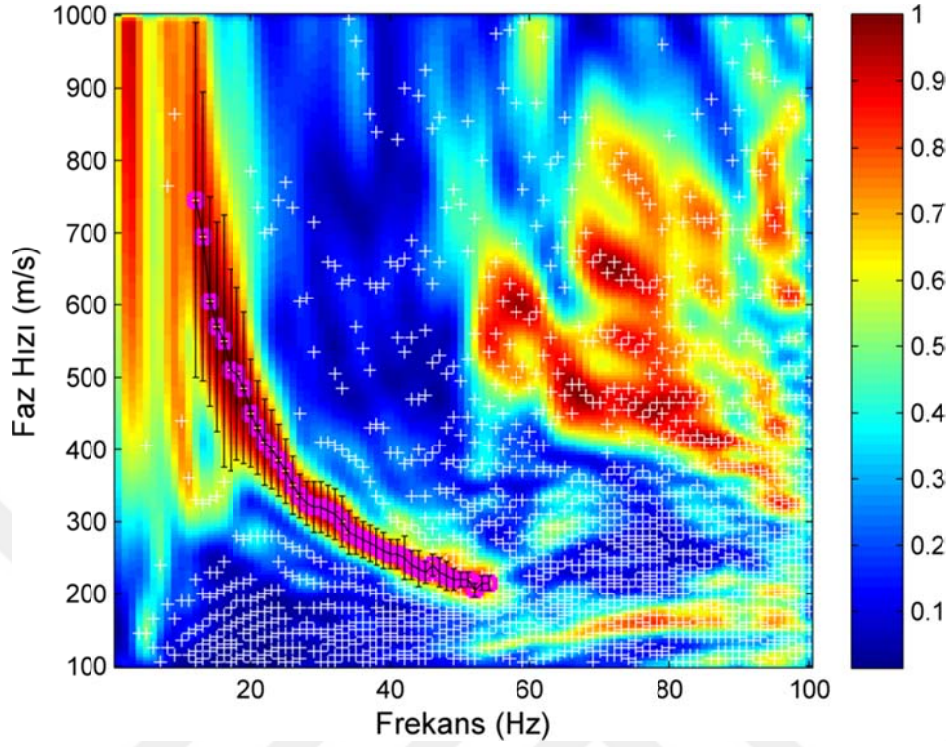
2.2. Sismik Verilerin Değerlendirilmesi ve Elde Edilen Kesitler

Sismik kırılma verileri ilk varış tomografisi programı SeisOpt (Pullammanappallil ve Louie, 1997) ReMi verileri de SeisOpt programının ReMi modülü kullanılarak değerlendirilirken, aktif çok kanallı yüzey dalgası verileri KriSis (Kritikakis ve Vafidis, 2011) yazılımı ile değerlendirilmiştir. Sismik yansıma verilerinin değerlendirilmesinde ise ProMax (URL-1) sismik yansıma veri işlem yazılımı kullanılmıştır.

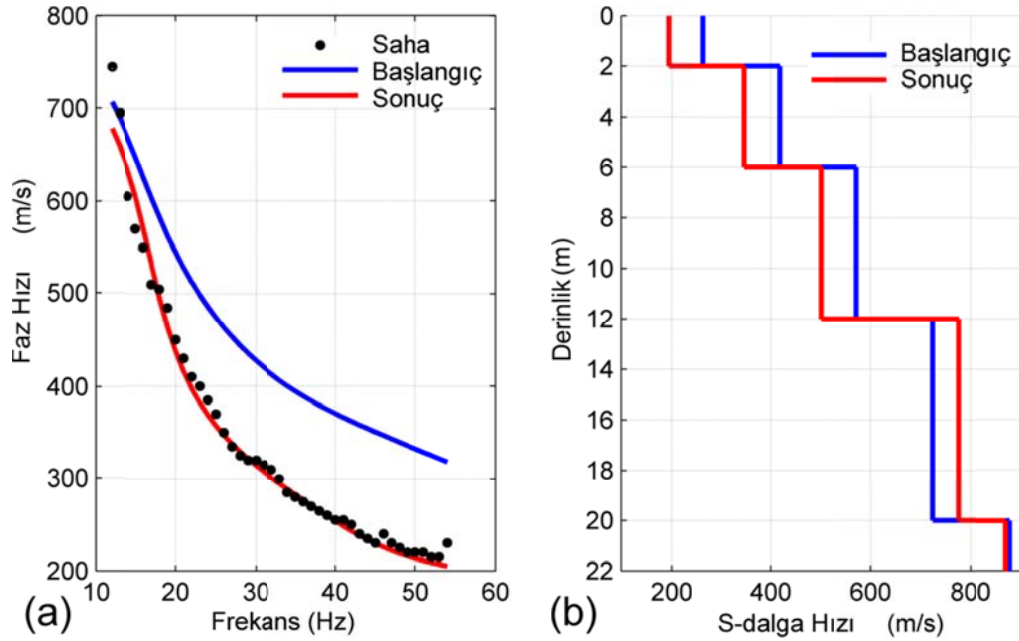
Tomografik çözümler, geleneksel gecikme zamanı yöntemlerine göre, hem ana kayaya kadar olan hız değişimlerini hem de ana kaya topoğrafyasının belirlenmesinde daha güvenilir ve detaylı sonuçlar verir. Aktif ve pasif kaynaklı yüzey dalgası verilerinin analizleri ise, ortamın 1B' lu S-dalga hız yapısının derinlik boyunca elde edilmesini sağlar. Sismik yansıma verileri ardışık ilerletilen serimler boyunca toplandığı için, bu verilerin yüzey dalgası alanlarından elde edilen 1B'lu S-dalgası hız-derinlik profilleri birleştirilerek ölçüm profiline ait 2B'lu S-dalgası hız-derinlik kesiti oluşturulabilir. Tüm profiller için elde edilen kesitler; Şekil 2.4 ile Şekil 2.70 aralığında verilmiştir. P dalgası ilk varış tomografi kesitlerinde kaynak lokasyonları, kırmızı üçgenlerle gösterilmiştir.



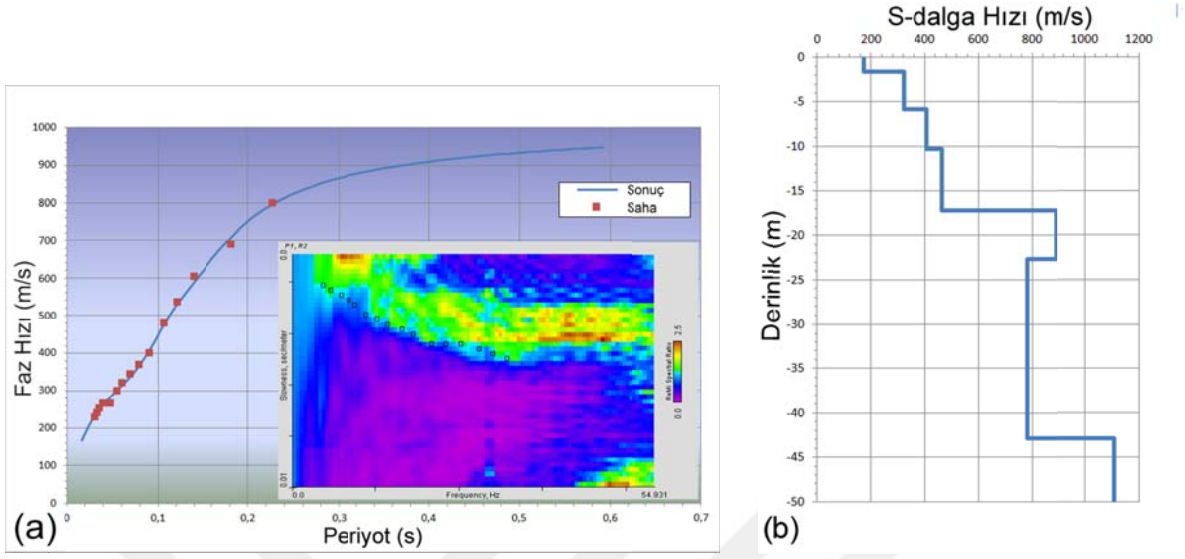
Şekil 2.4. Profile 1 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti.



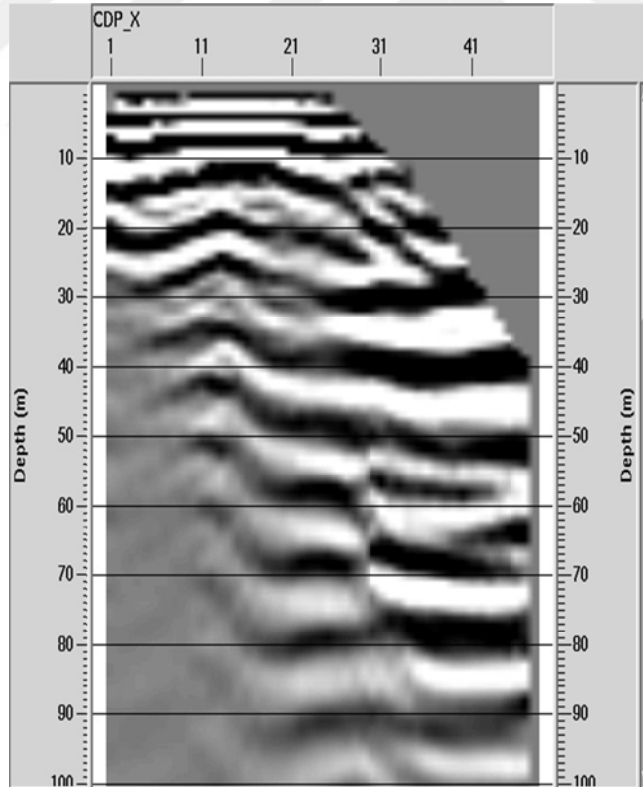
Şekil 2.5. Profil 1 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü. Temel mod (fundamental mode) dispersion eğrisinin belirlenmesi.



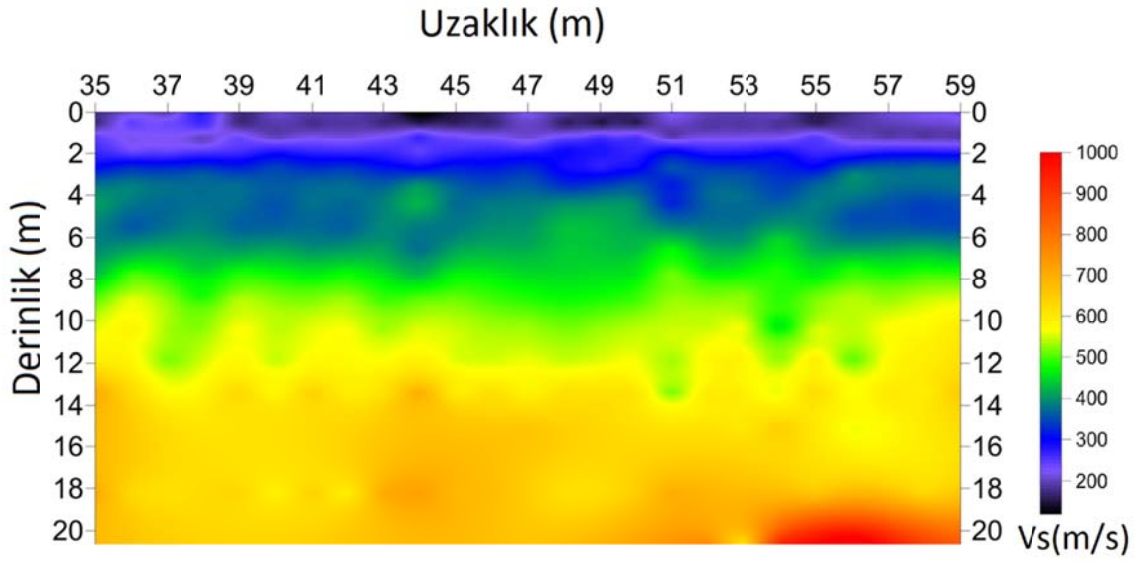
Şekil 2.6. (a) Profil 1 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız-derinlik profili



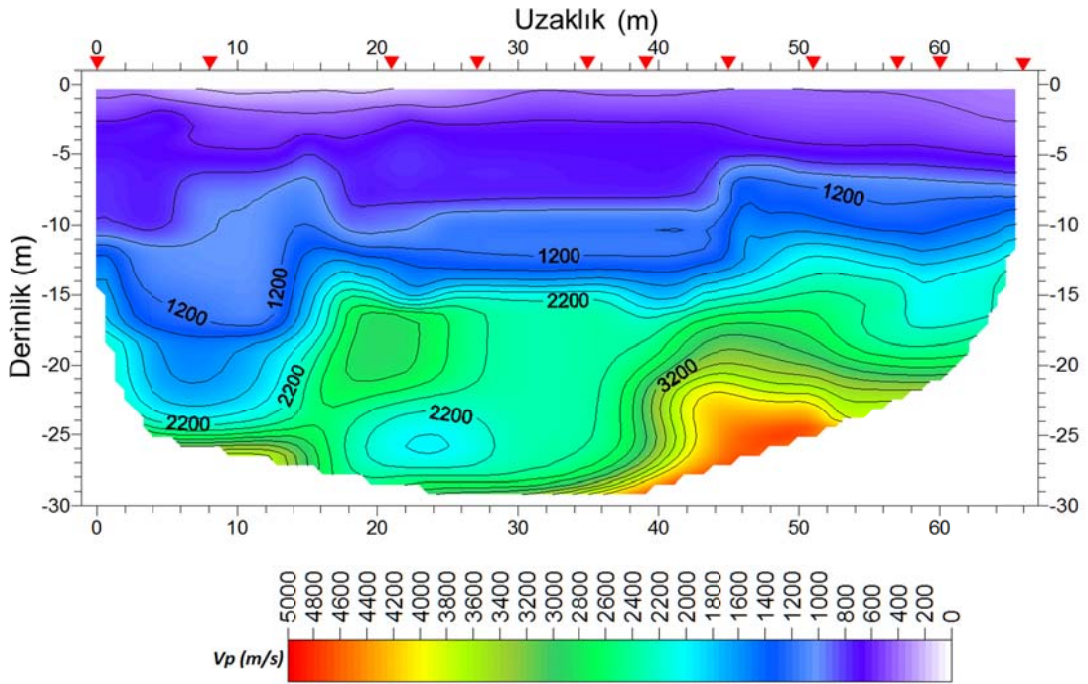
Şekil 2.7. (a) Profil 1 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



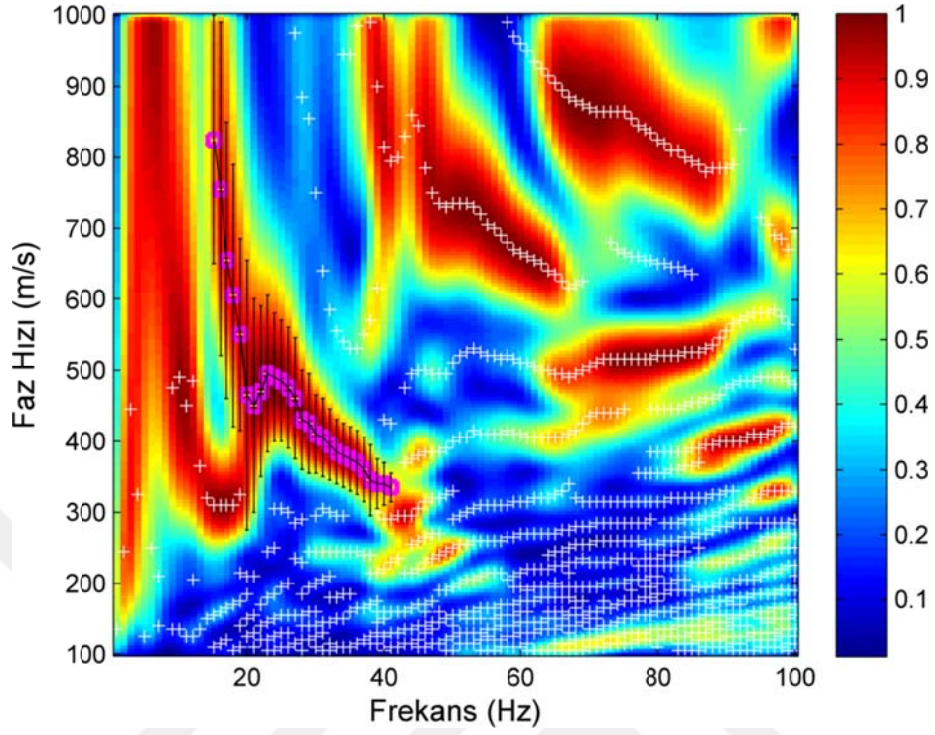
Şekil 2.8 Profil 1 e ait sismik yansıma kesiti



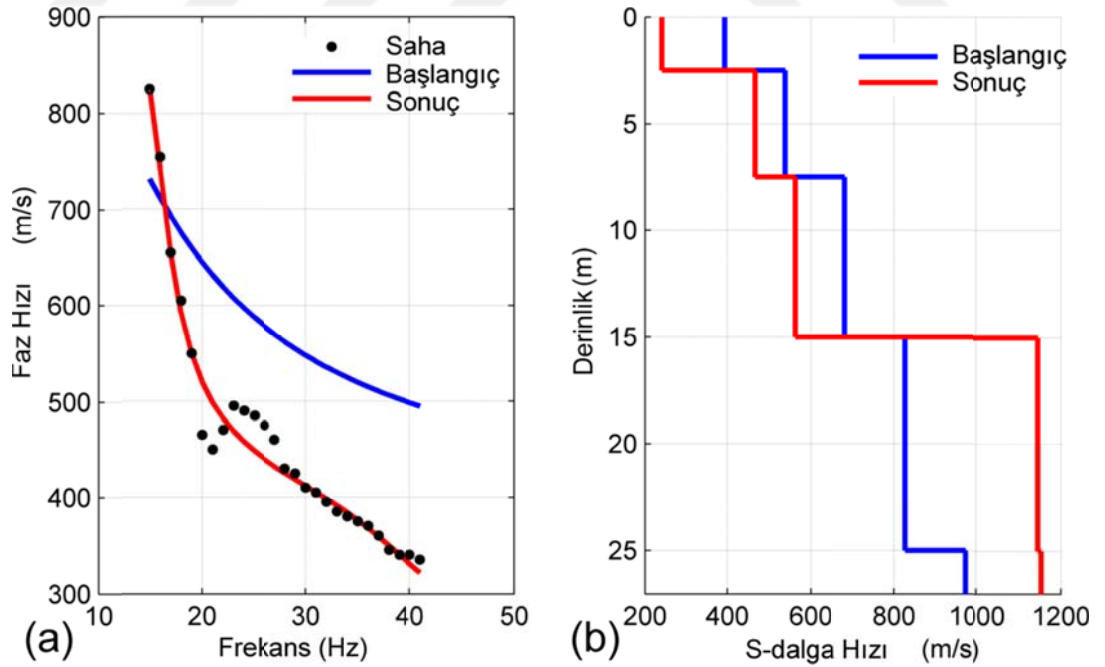
Şekil 2.9. Profil 1 için toplanan yansıma verilerinin yüzey dalgası çözümünden oluşturulan 2-B'lu yüzey dalgası kesiti



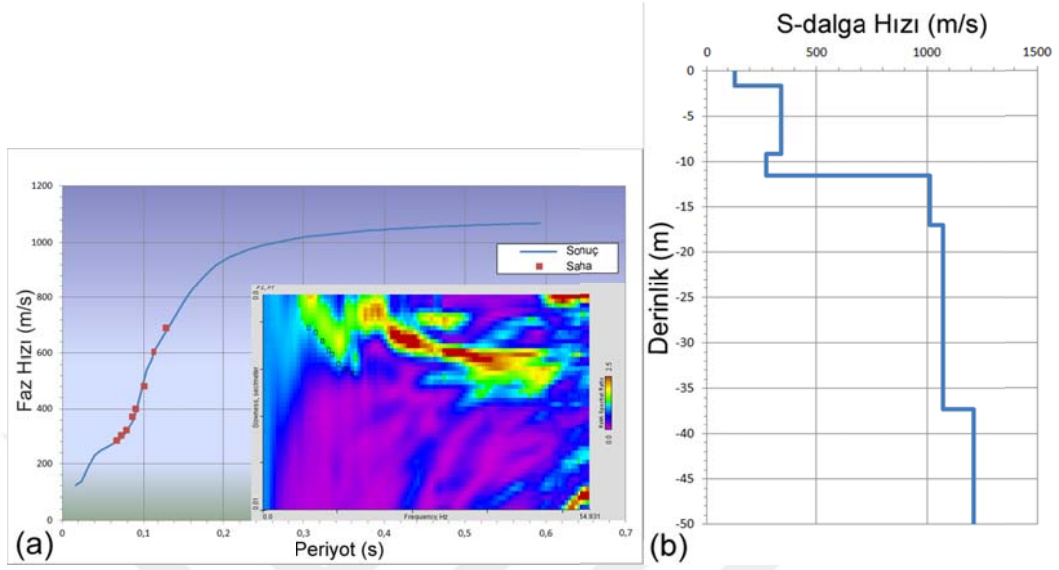
Şekil 2.10. Profile 2 ye ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



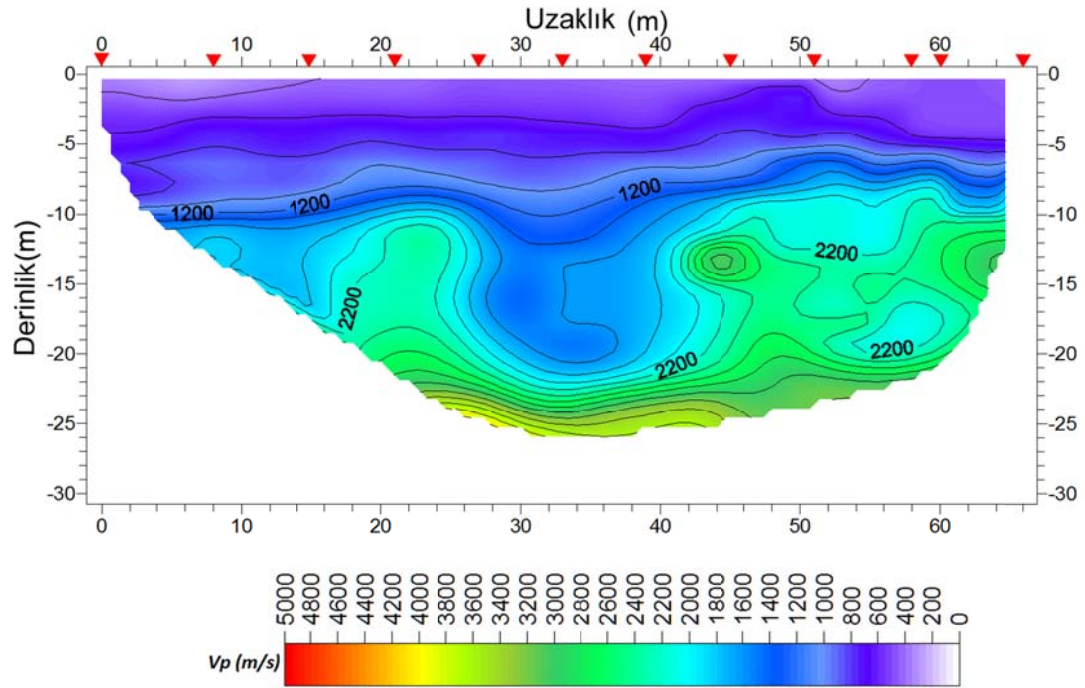
Şekil 2.11. Profil 2 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



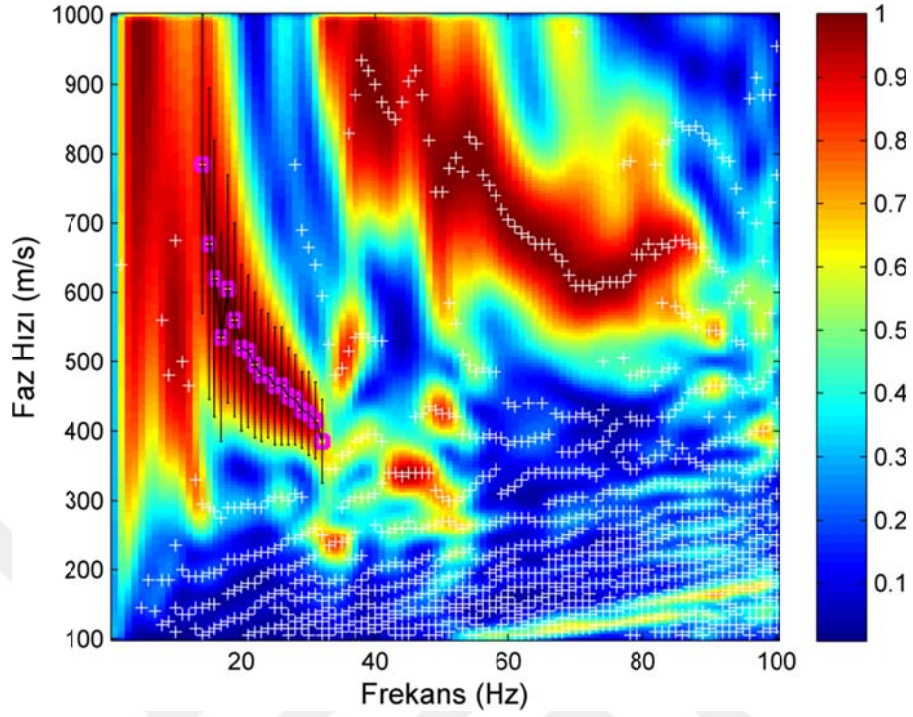
Şekil 2.12. (a) Profil 2 ye ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözüm, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



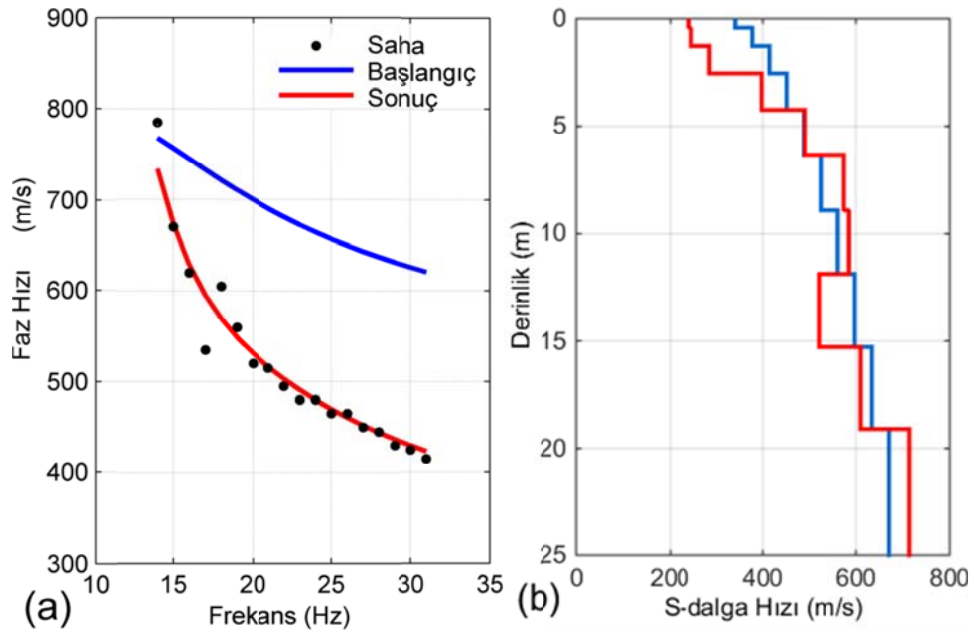
Şekil 2.13. (a) Profil 2 ye ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözüm, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



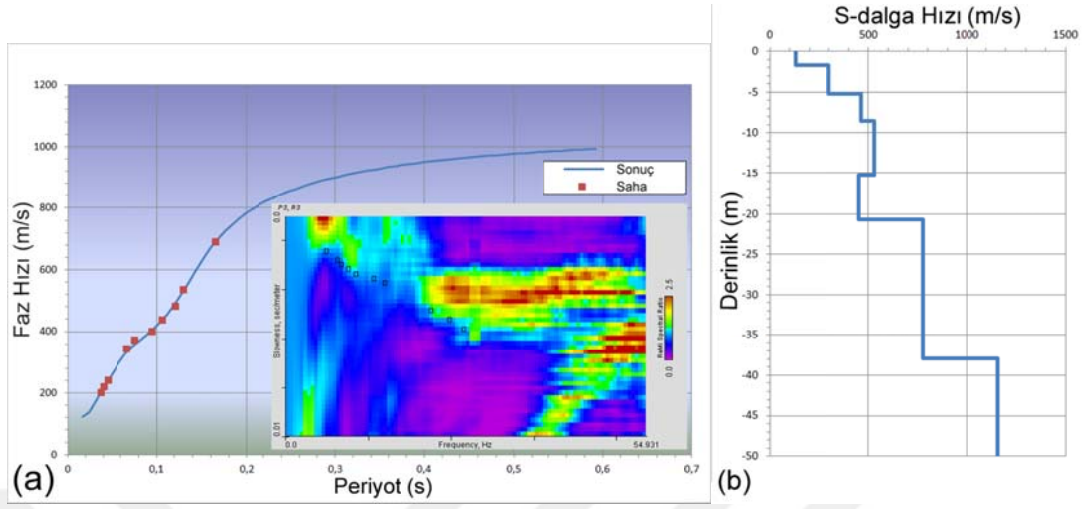
Şekil 2.14. Profile 3 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



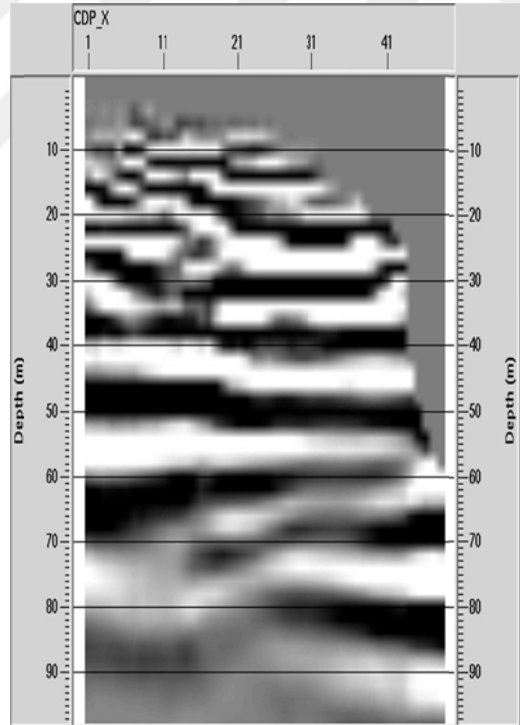
Şekil 2.15. Profil 3 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



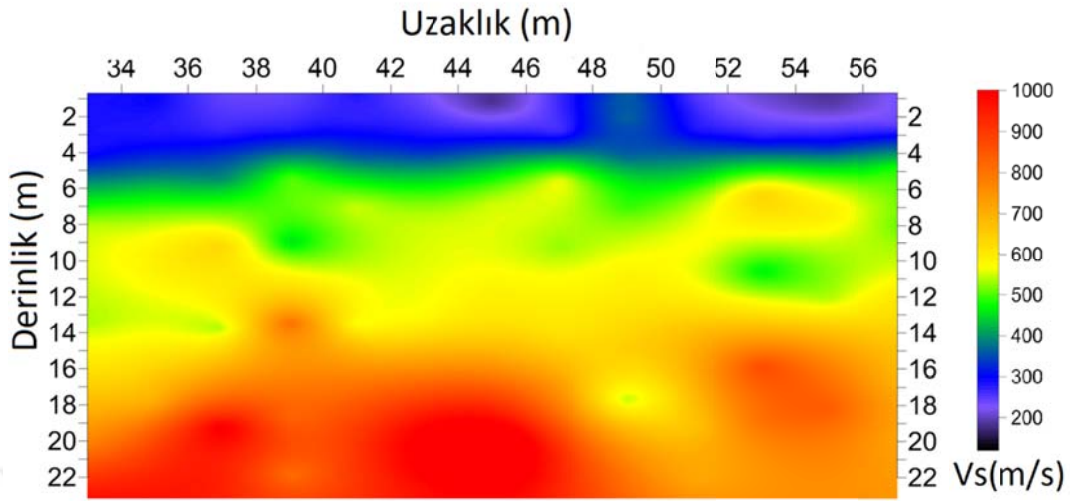
Şekil 2.16. (a) Profil 3 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



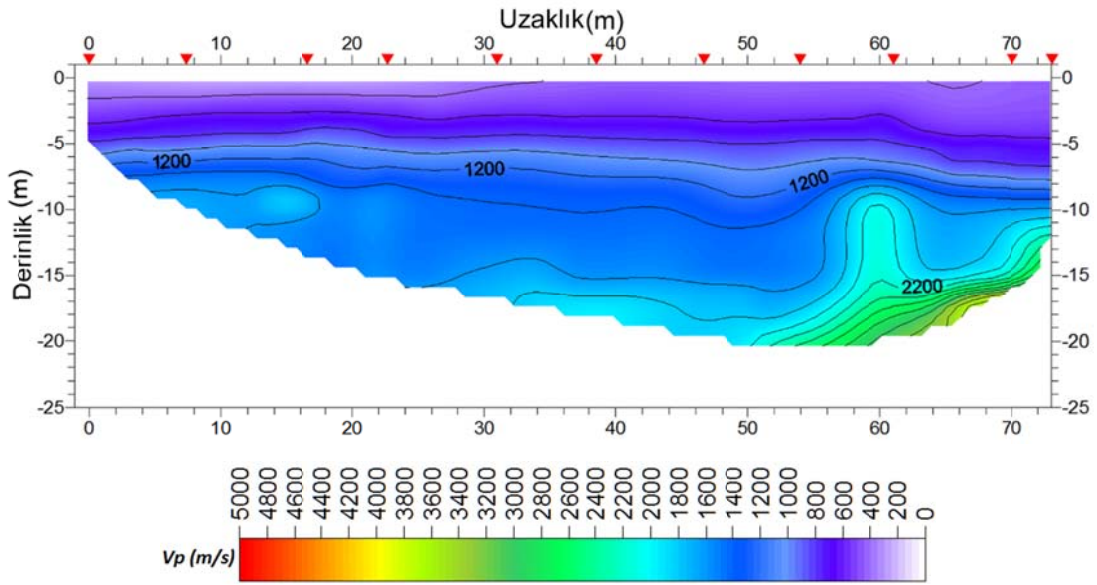
Şekil 2.17. (a) Profil 3'e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



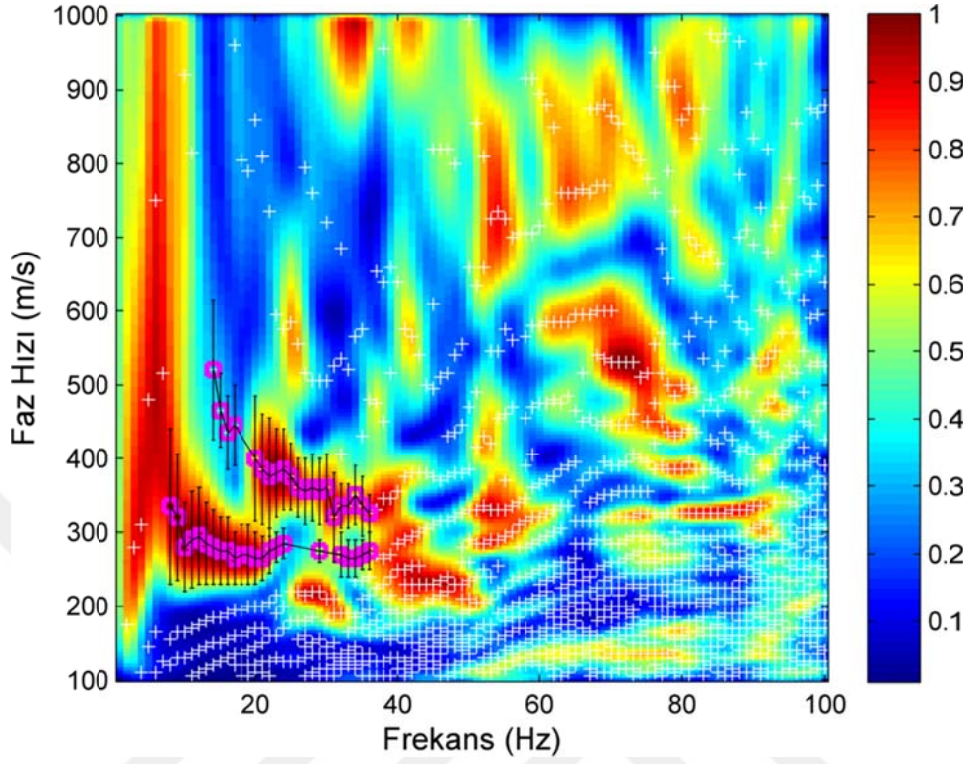
Şekil 2.18 Profil 3'e ait sismik yansımaya kesiti



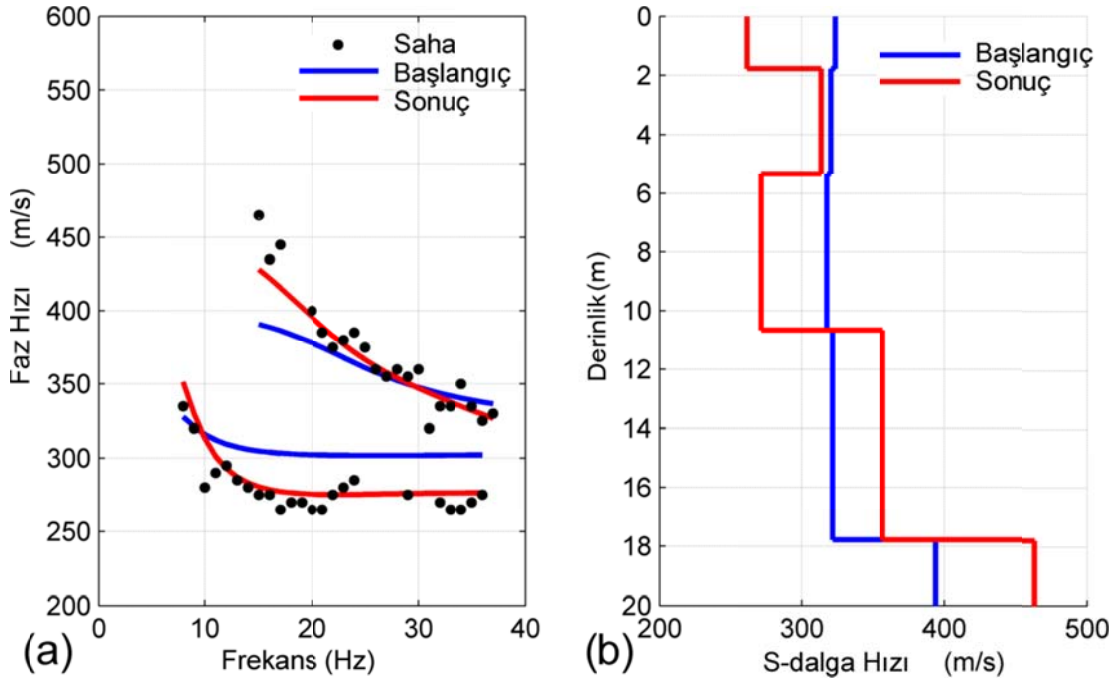
Şekil 2.19. Profil 3 için toplanan yansımalar verilerinin yüzey dalgası çözümünden oluşturulan 2-B'li yüzey dalgası kesiti



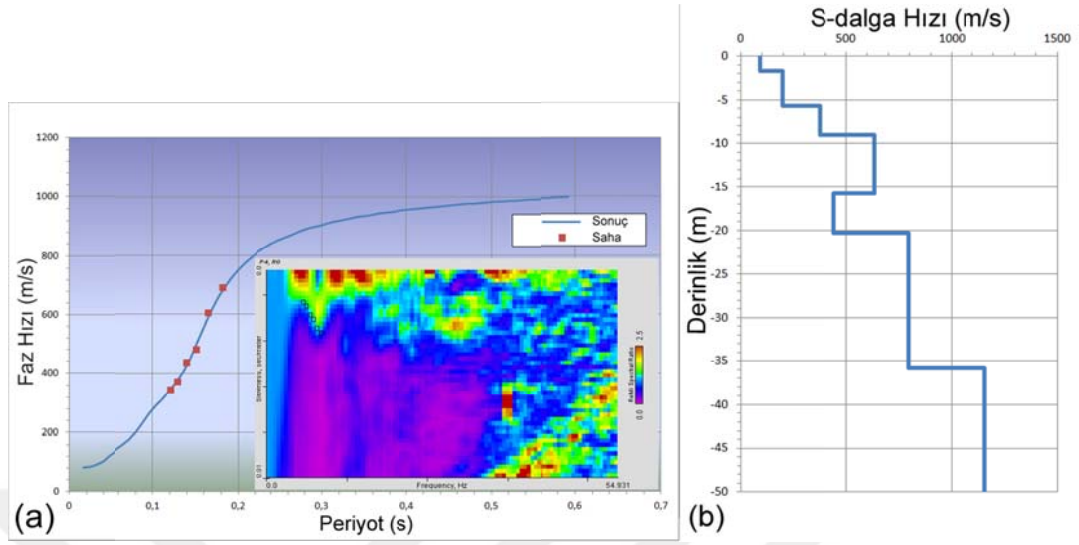
Şekil 2.20. Profile 4 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



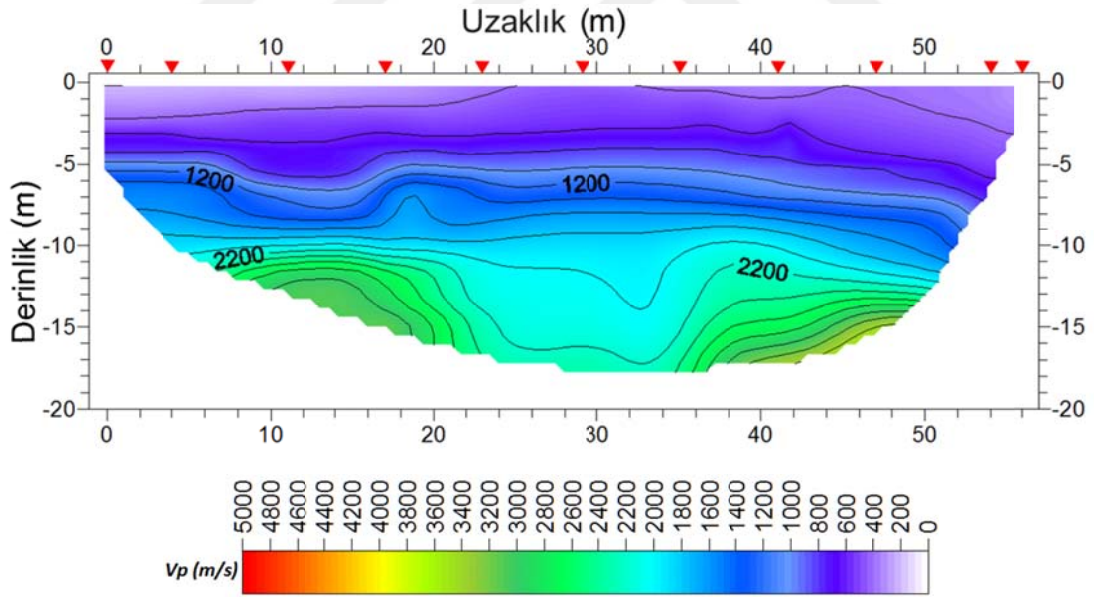
Şekil 2.21. Profil 4 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



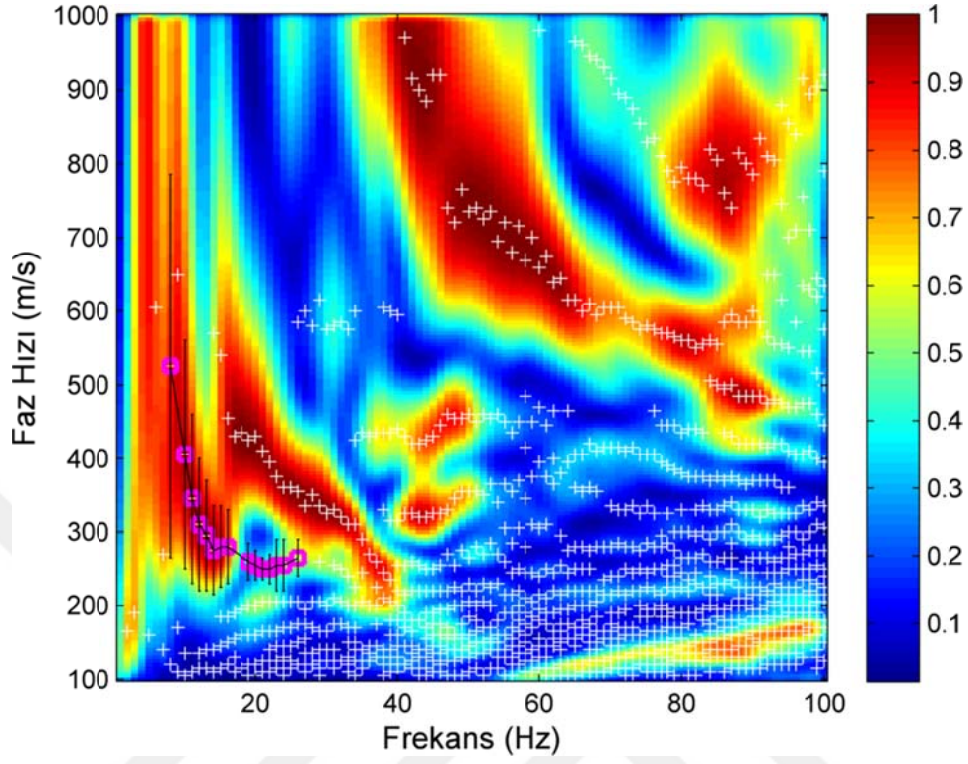
Şekil 2.22. (a) Profil 4 e ait MASW verisinden elde edilen temel ve yüksek mod dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



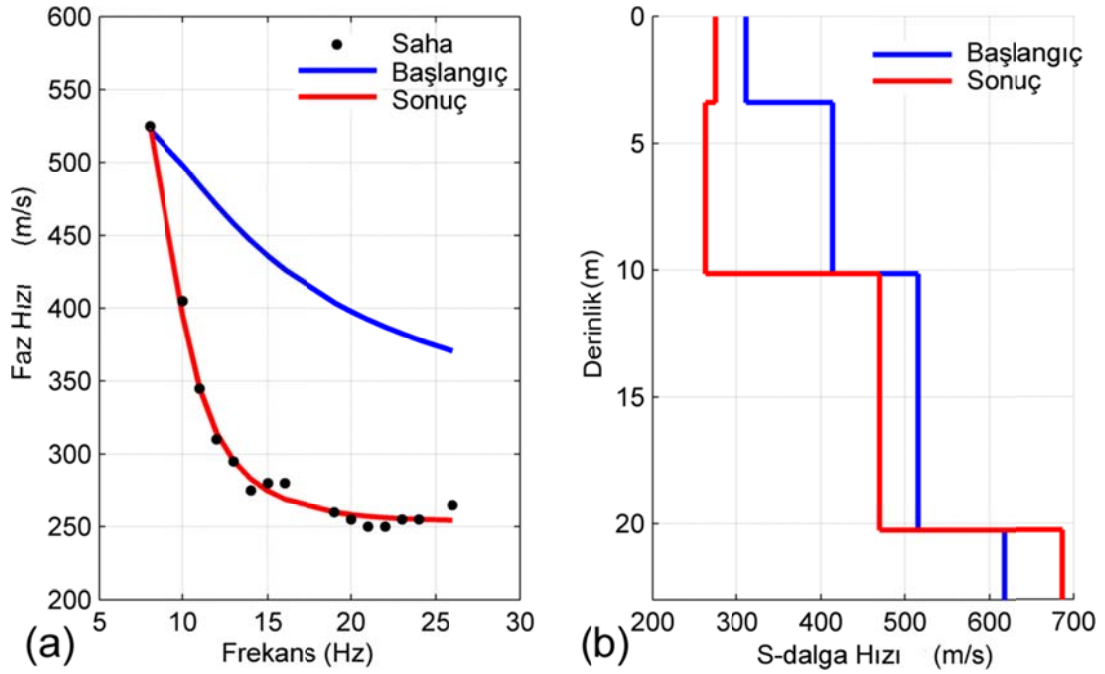
Şekil 2.23. (a) Profil 4 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



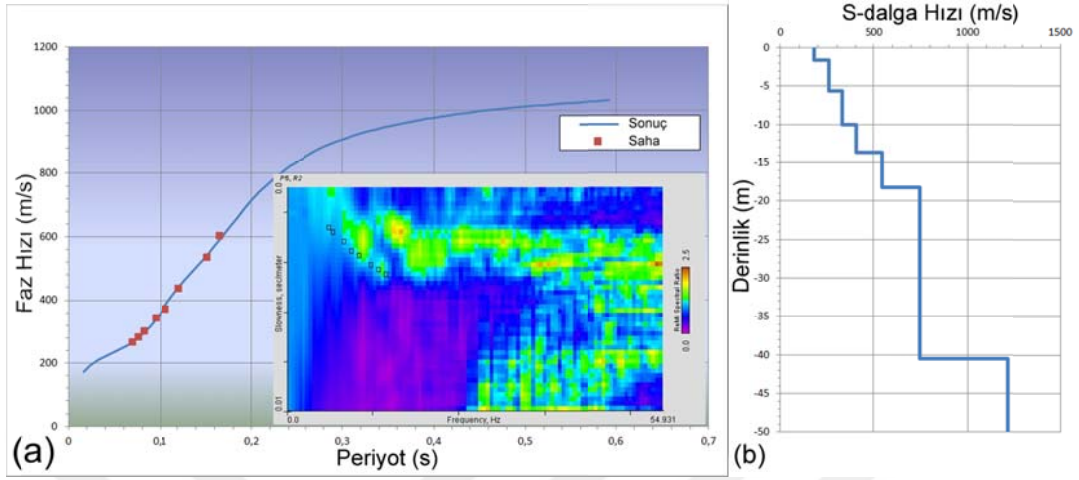
Şekil 2.24. Profile 5 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



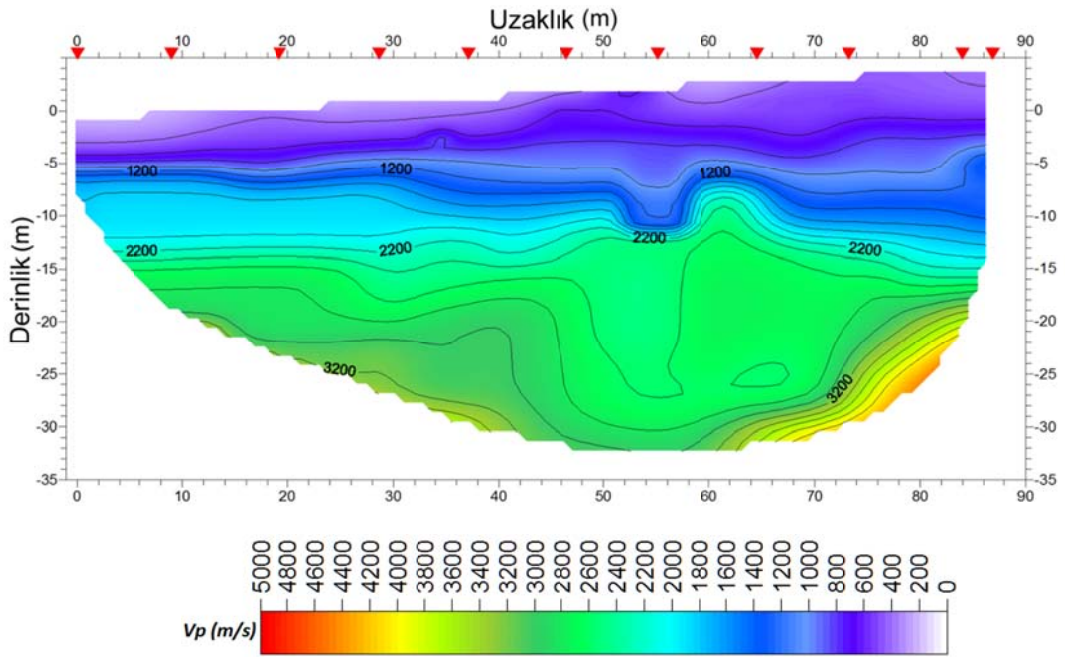
Şekil 2.25. Profil 5 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



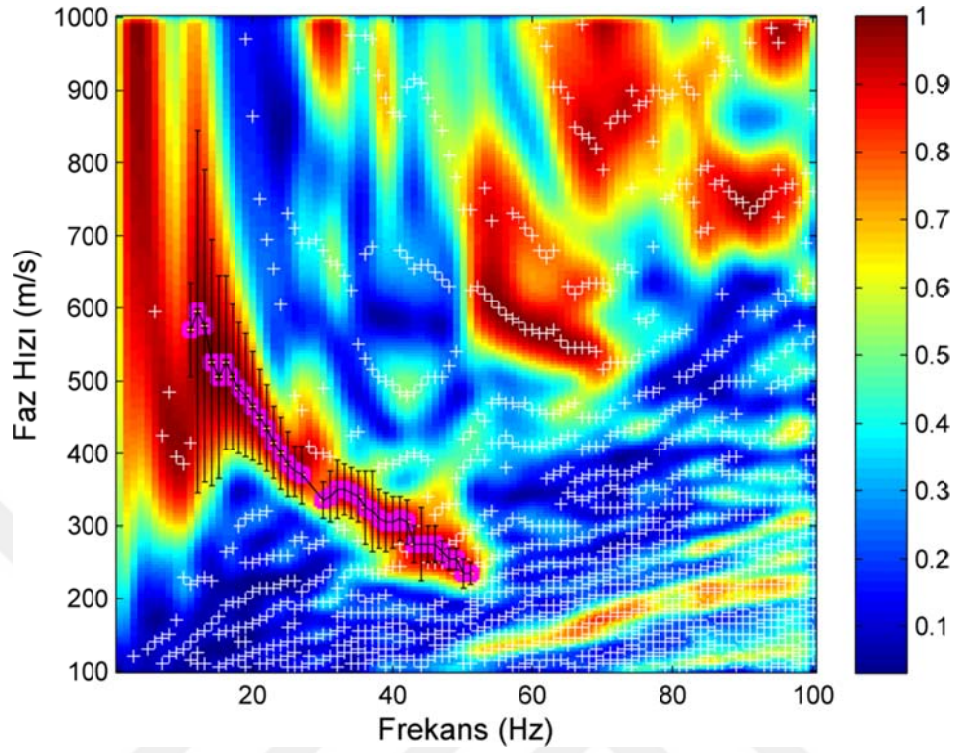
Şekil 2.26. (a) Profil 5 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



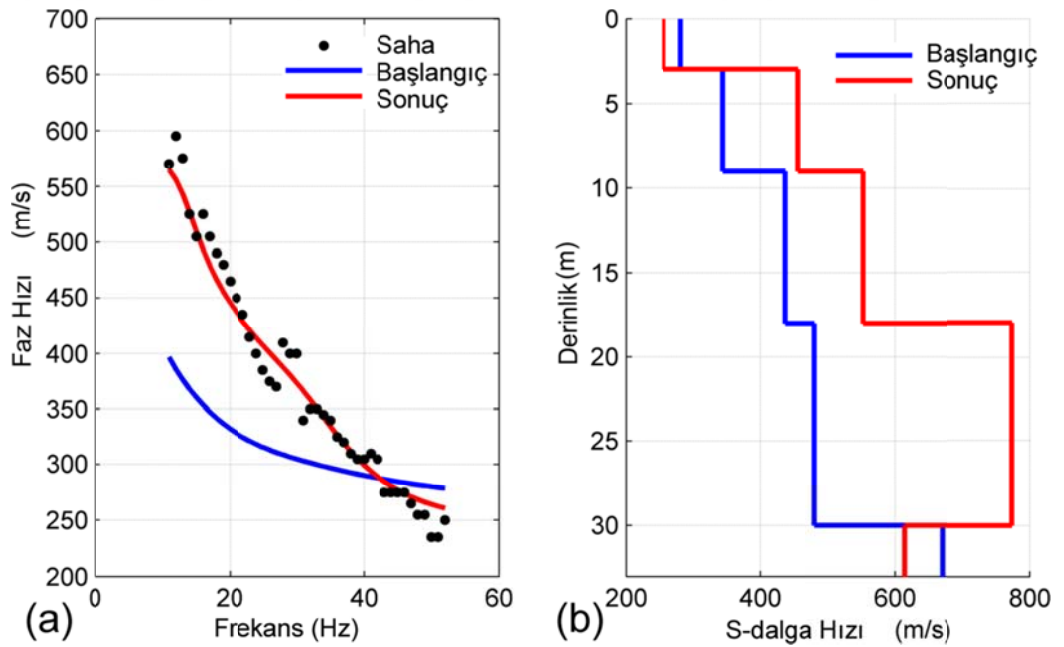
Şekil 2.27. (a) Profil 5 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



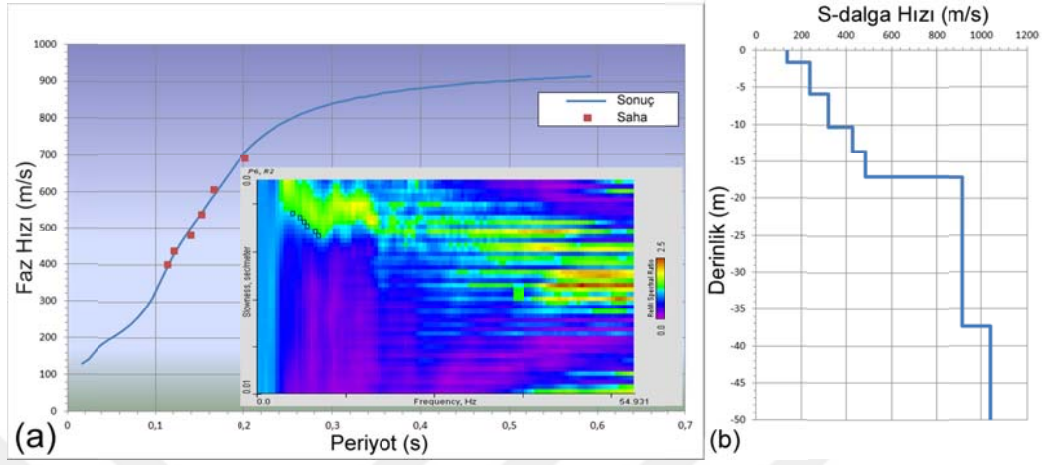
Şekil 2.28. Profile 6 ya ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



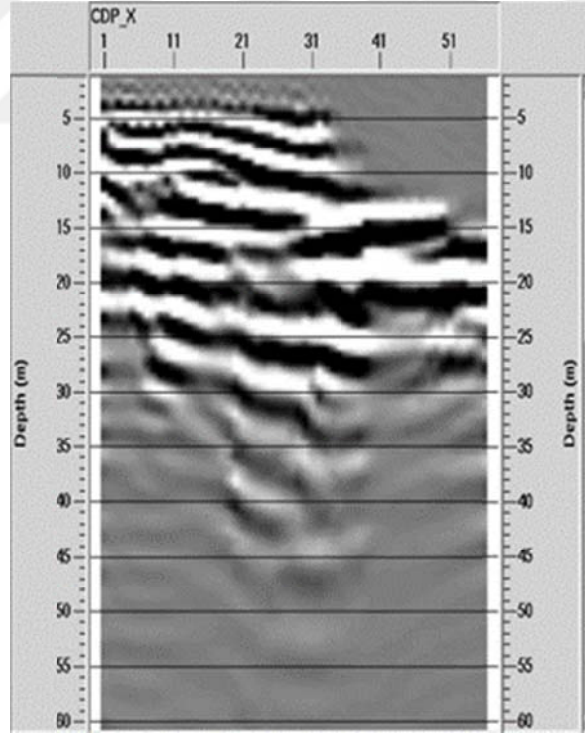
Şekil 2.29. Profil 6 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



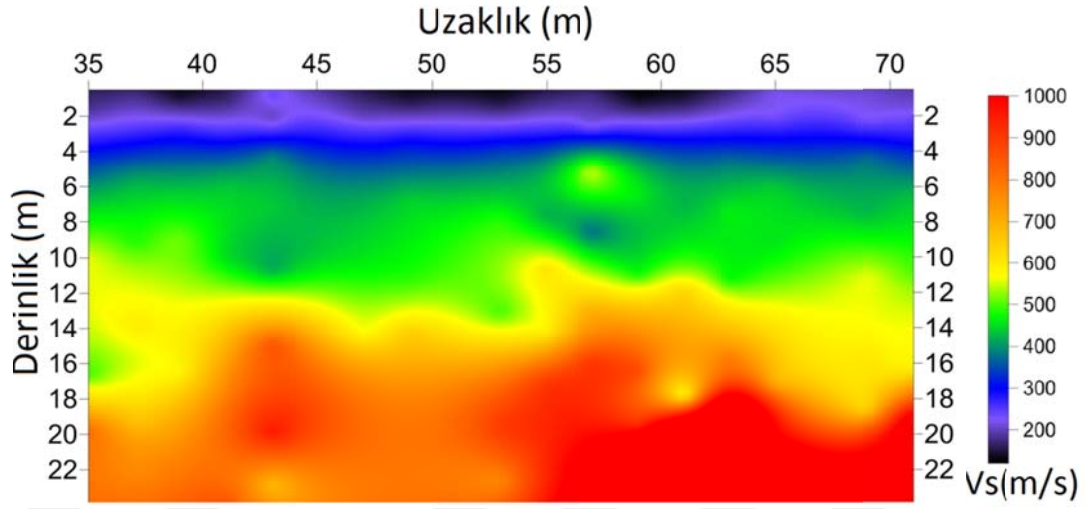
Şekil 2.30. (a) Profil 6 ya ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



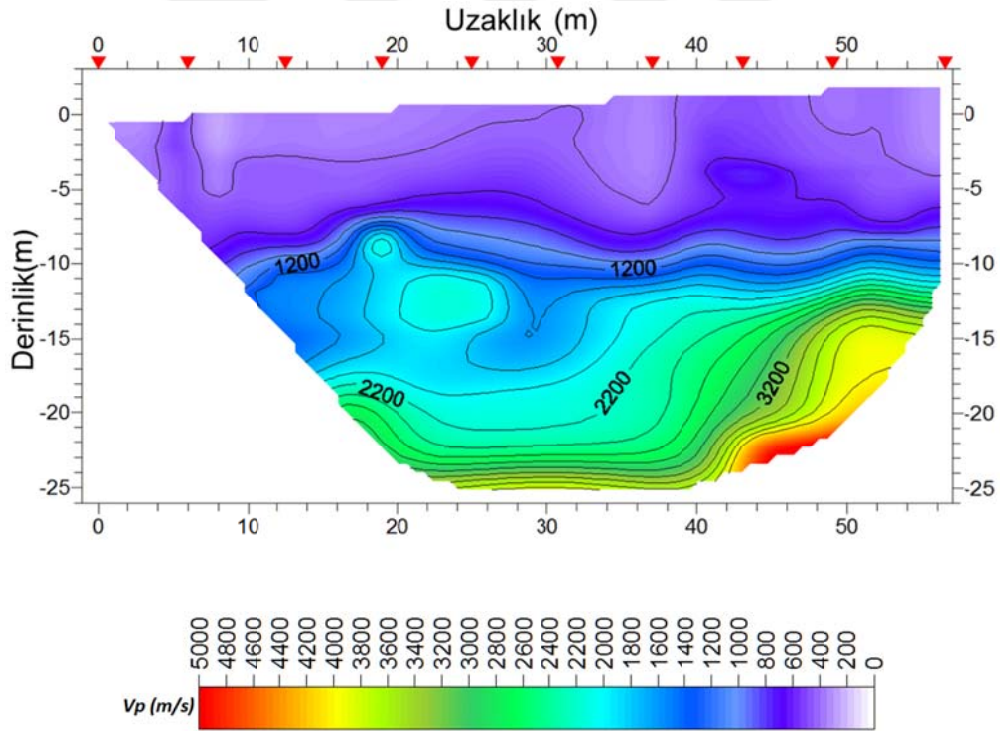
Şekil 2.31. (a) Profil 6 ya ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



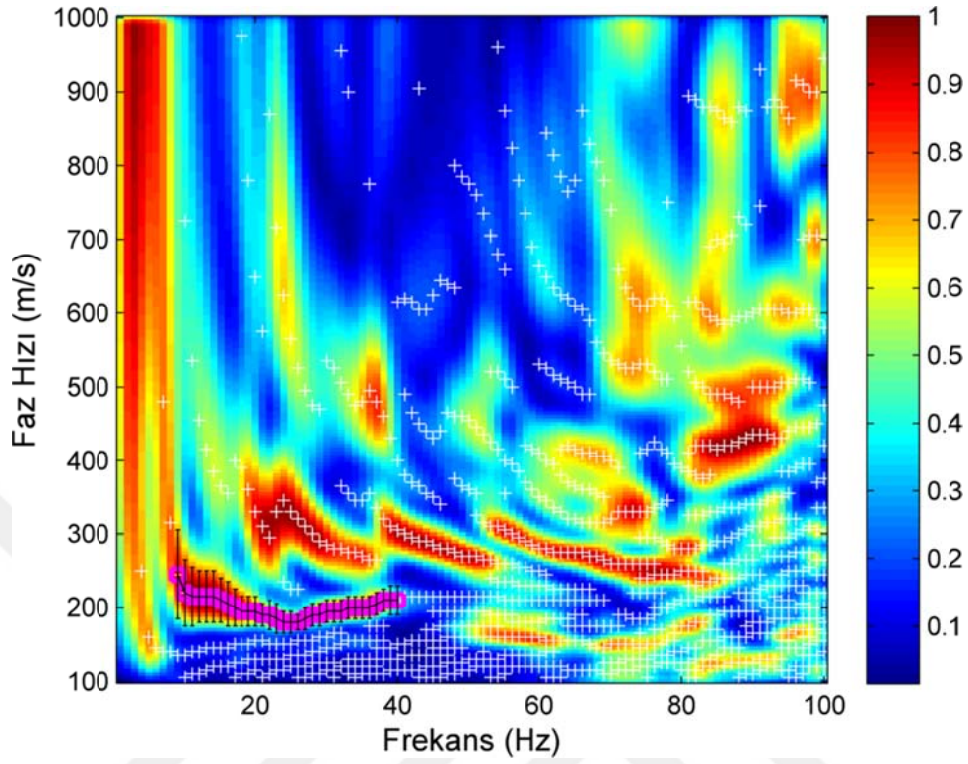
Şekil 2.32. Profil 6 ya ait sismik yansımaya kesiti



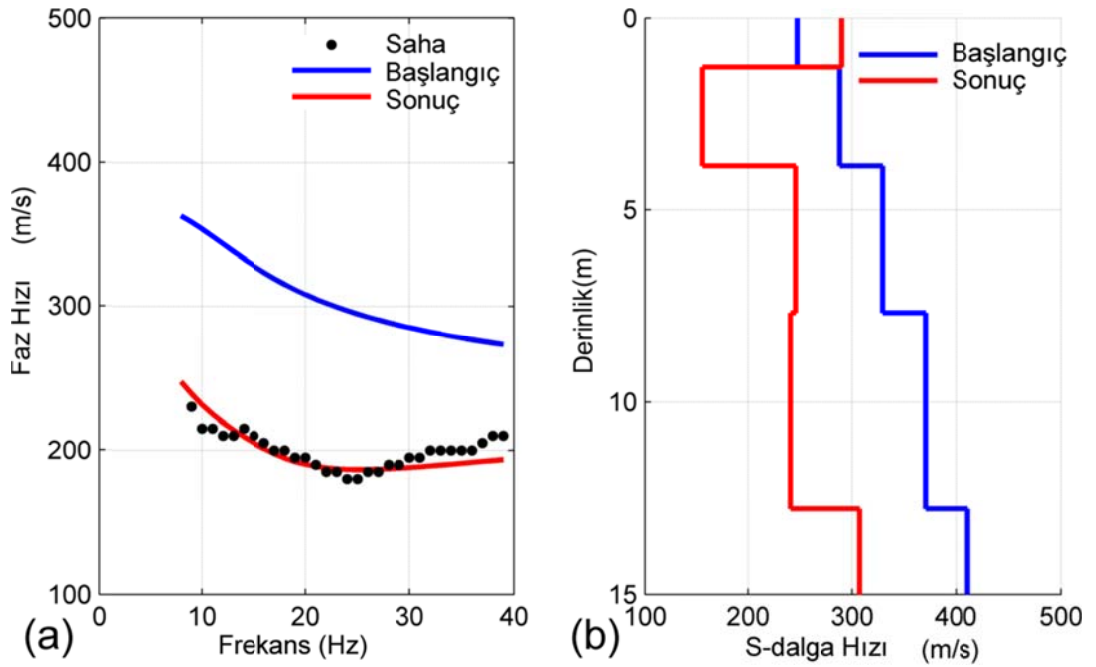
Şekil 2.33. Profil 6 için toplanan yansıma verilerinin yüzey dalgası çözümünden oluşturulan 2-B'lu yüzey dalgası kesiti



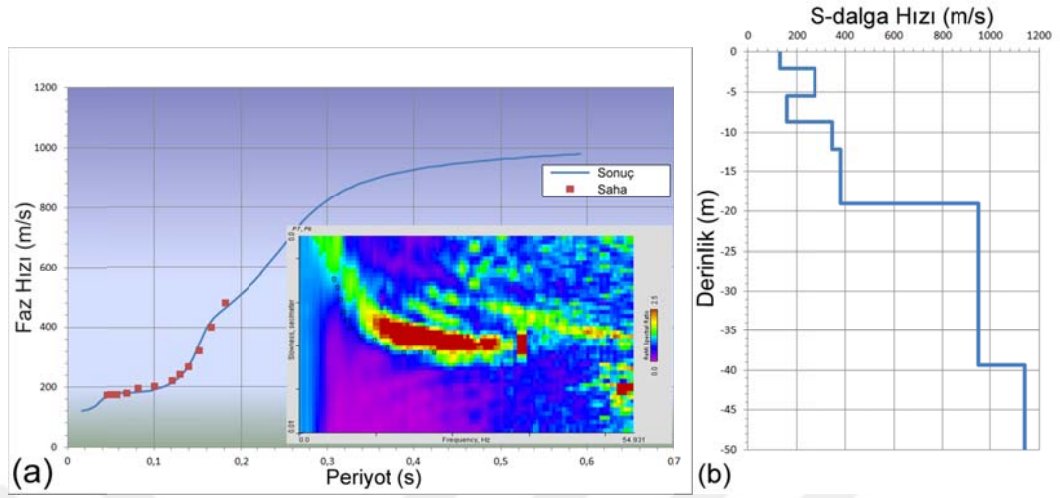
Şekil 2.34. Profile 7 ye ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



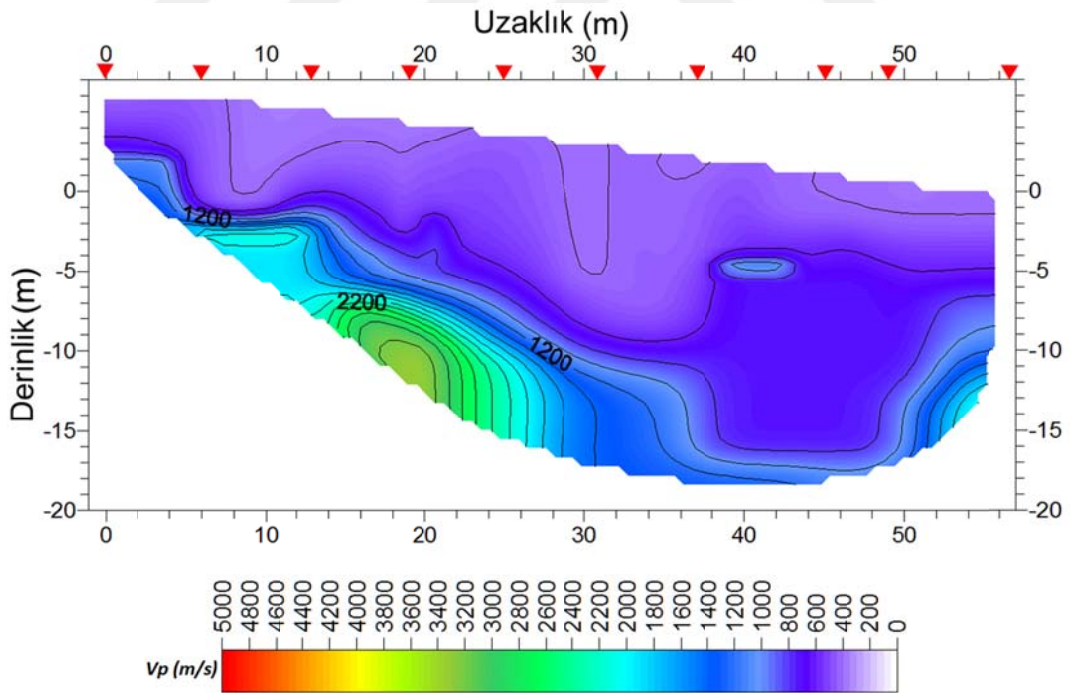
Şekil 2.35. Profil 7 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



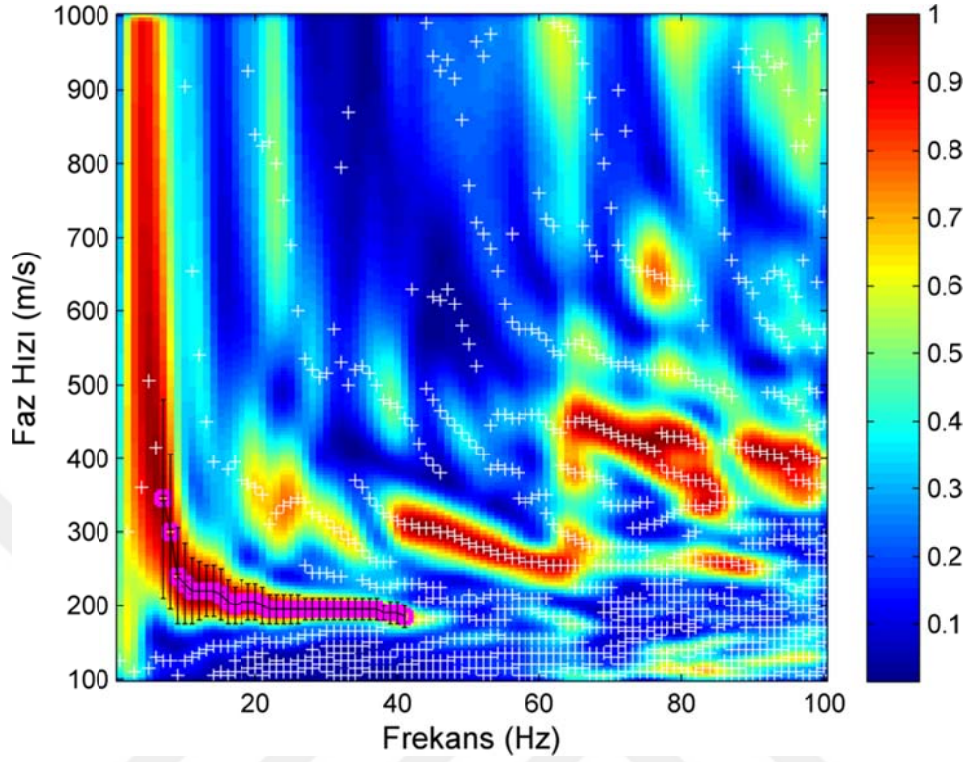
Şekil 2.36. (a) Profil 7 ye ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



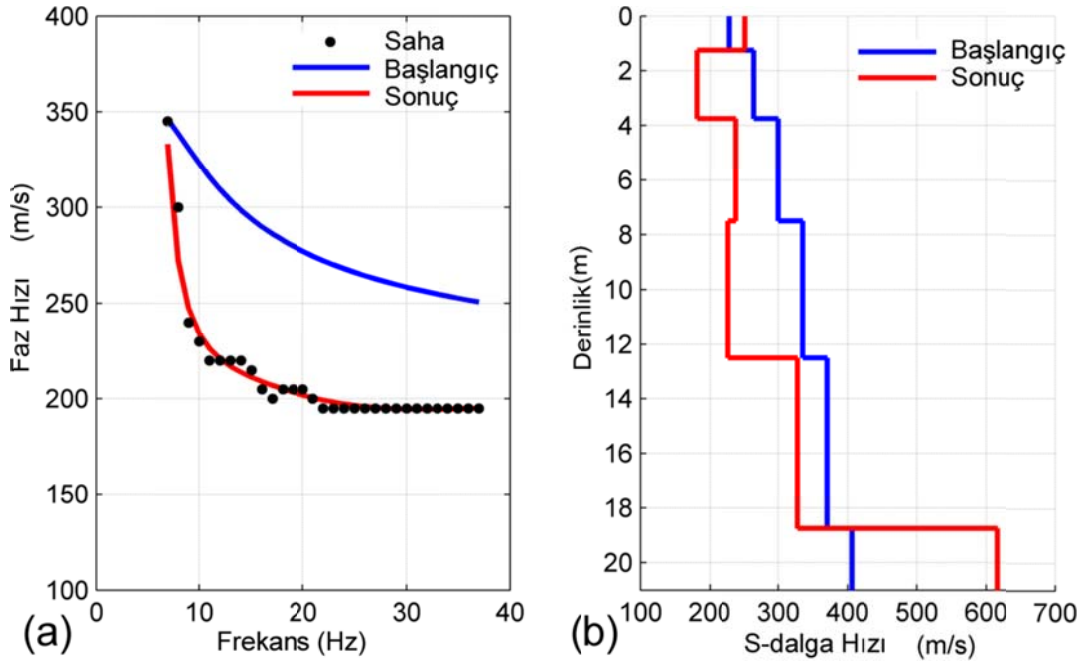
Şekil 2.37. (a) Profil 7 ye ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



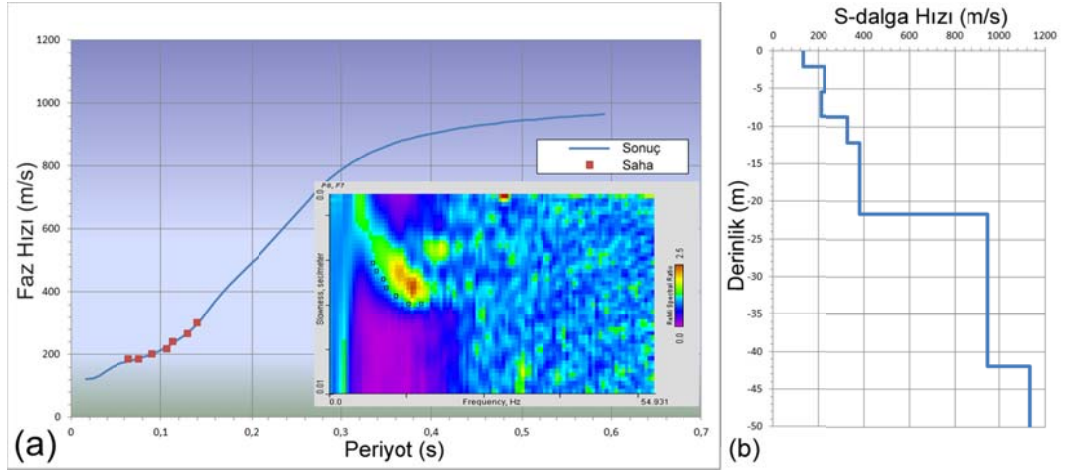
Şekil 2.38. Profile 8 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



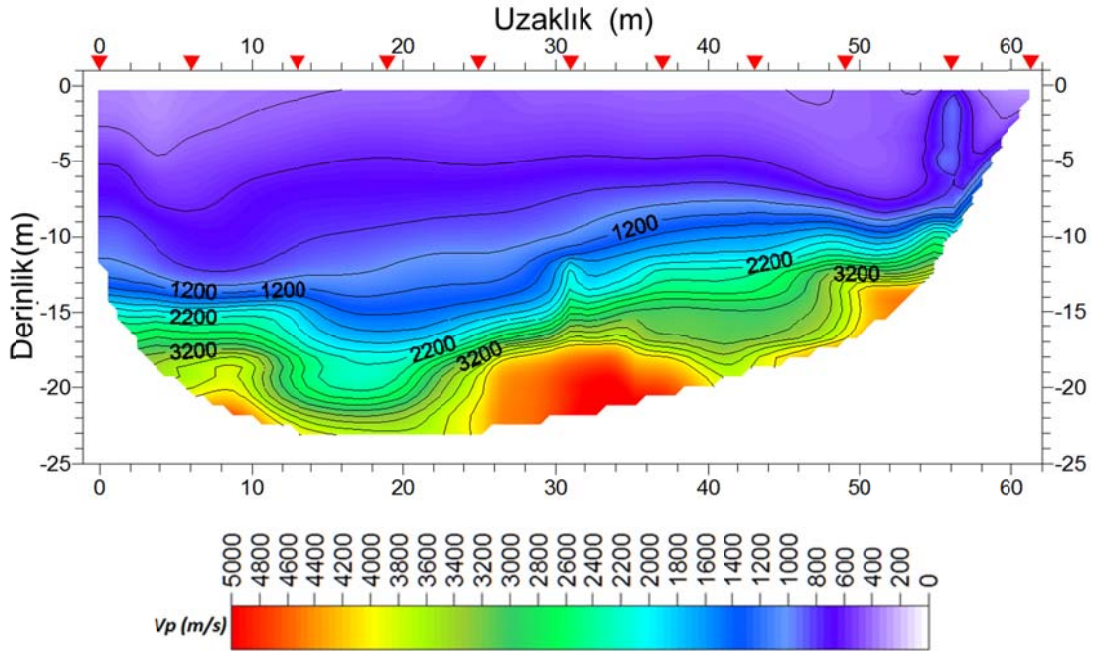
Şekil 2.39. Profil 8 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



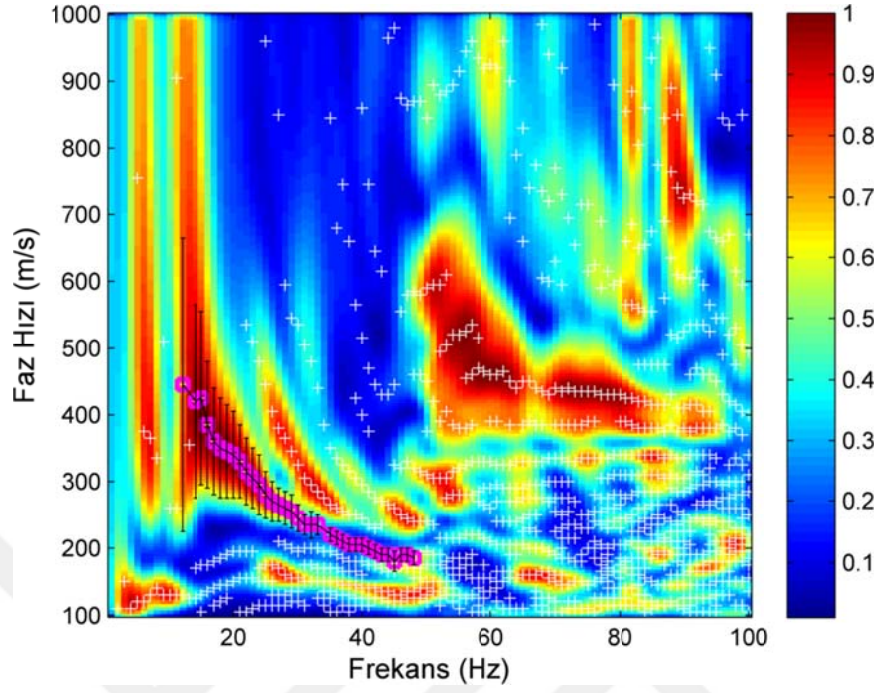
Şekil 2.40. (a) Profil 8 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



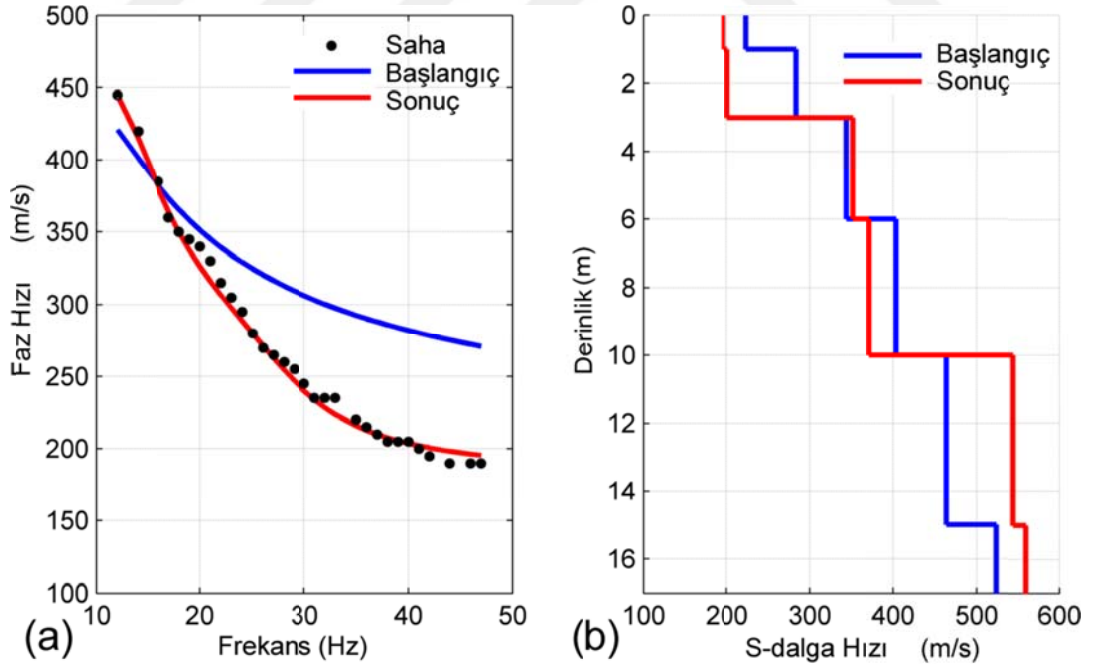
Şekil 2.41. (a) Profil 8 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



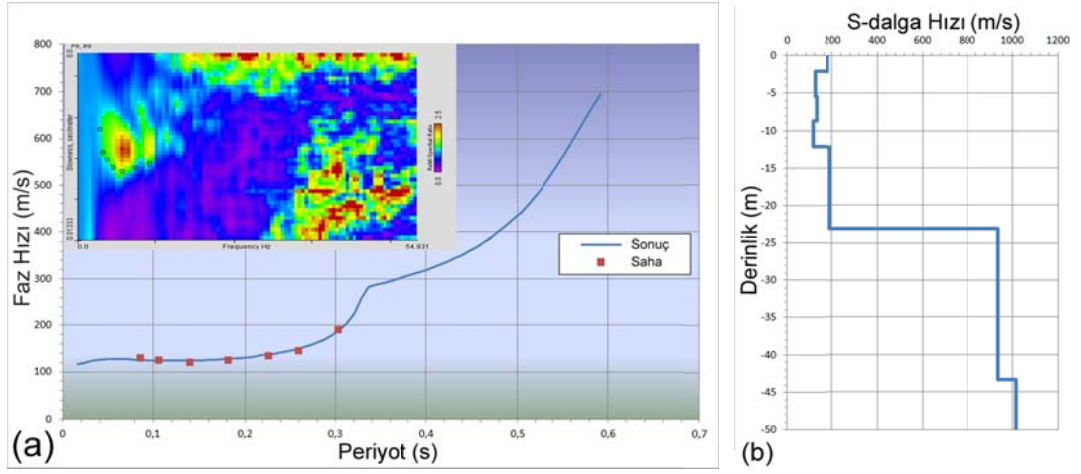
Şekil 2.42. Profile 9 a ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



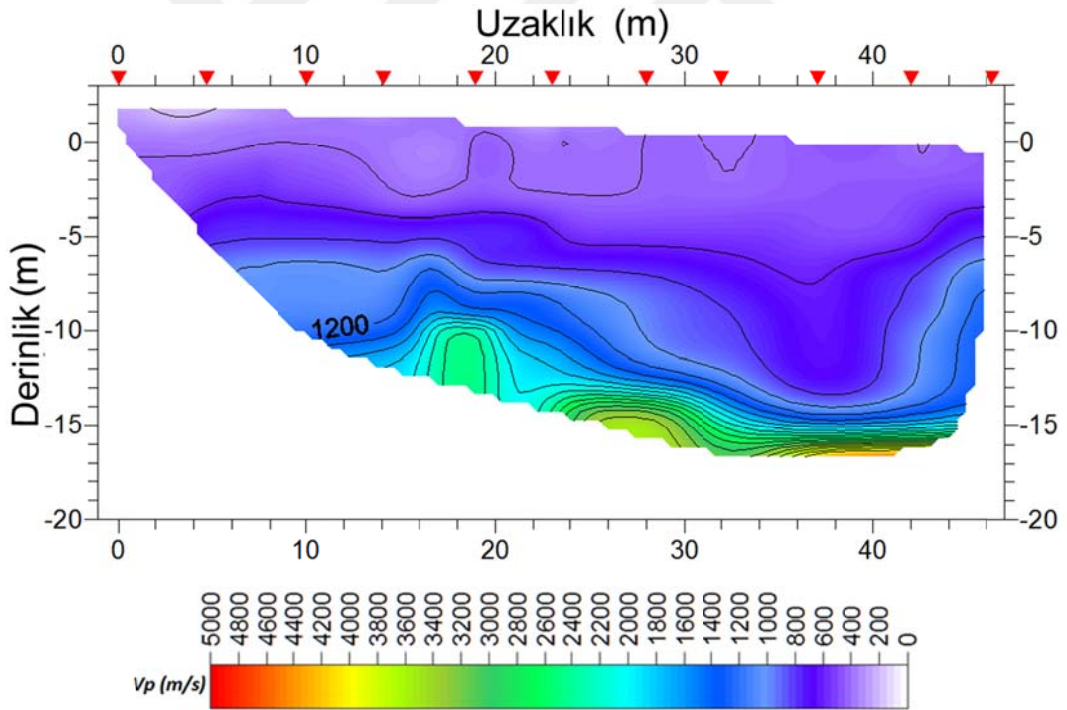
Şekil 2.43. Profil 9 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



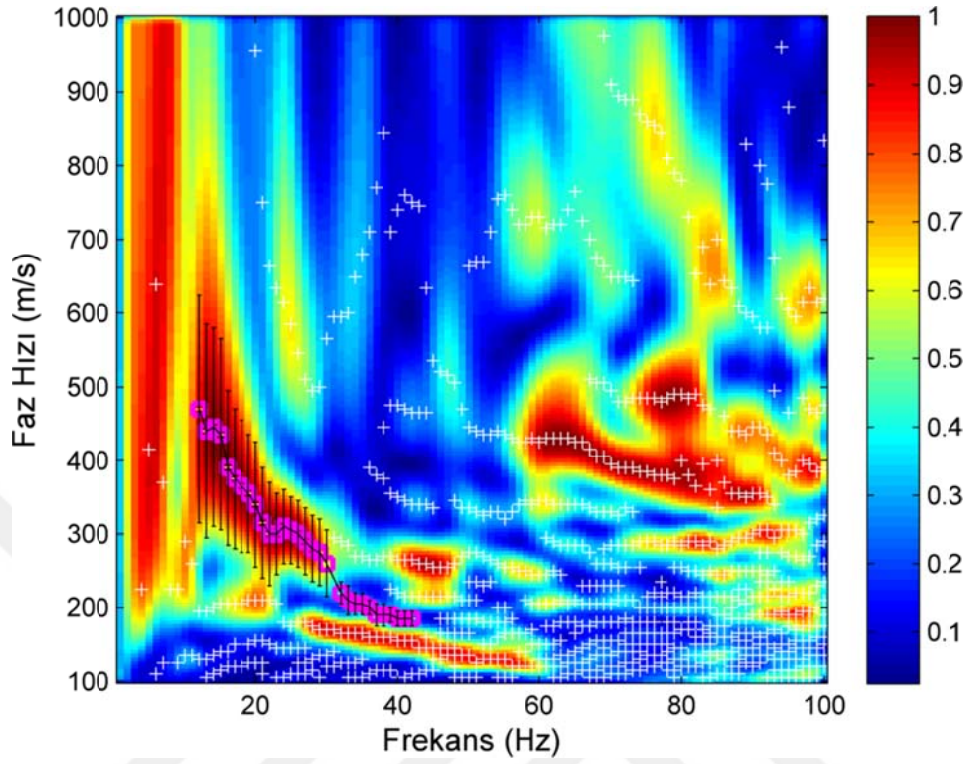
Şekil 2.44. (a) Profil 9 a ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



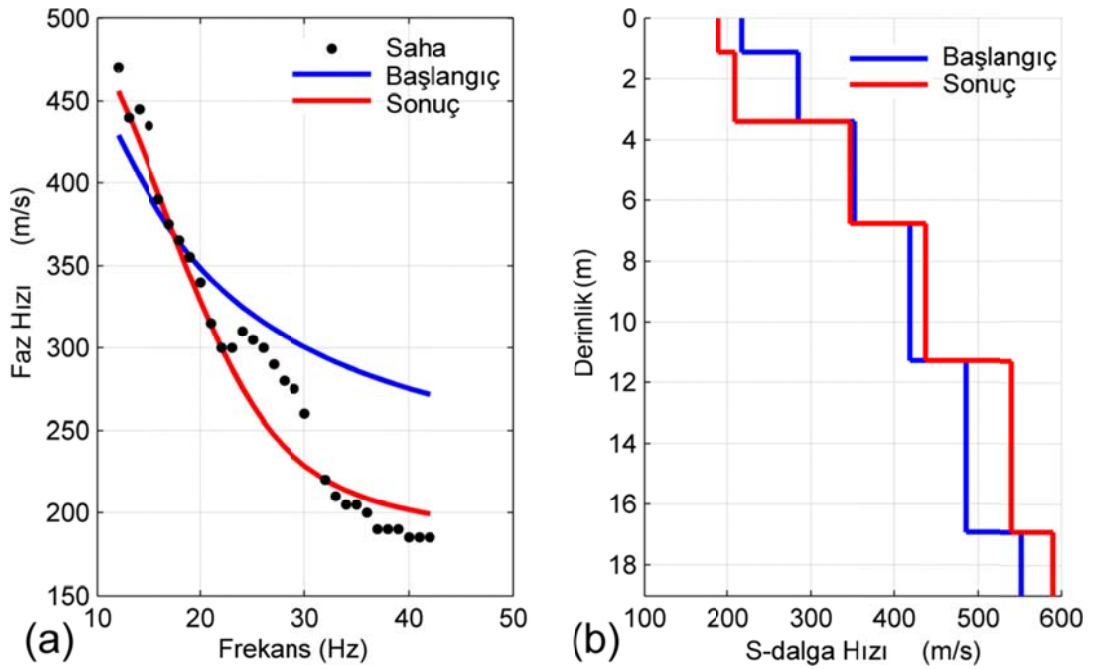
Şekil 2.45. (a) Profil 9 a ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



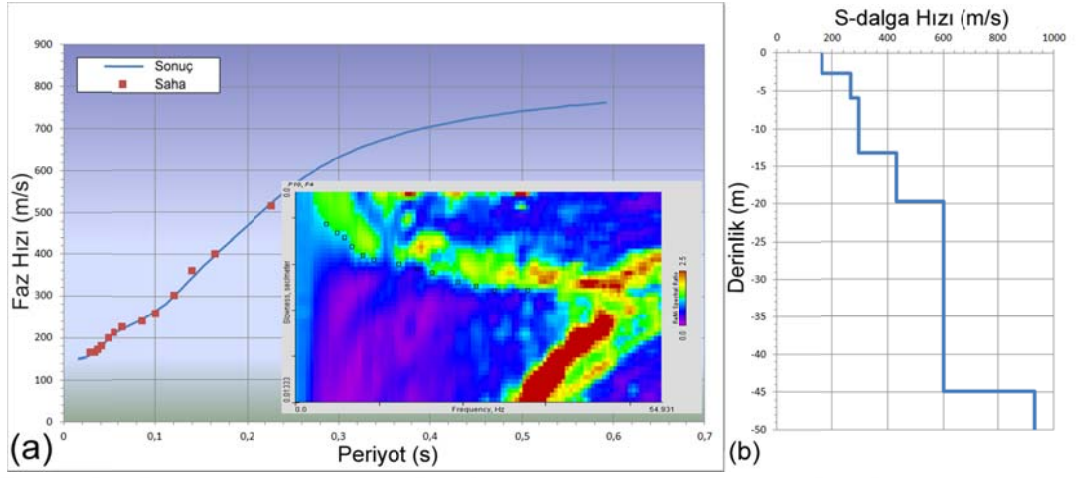
Şekil 2.46. Profile 10 a ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



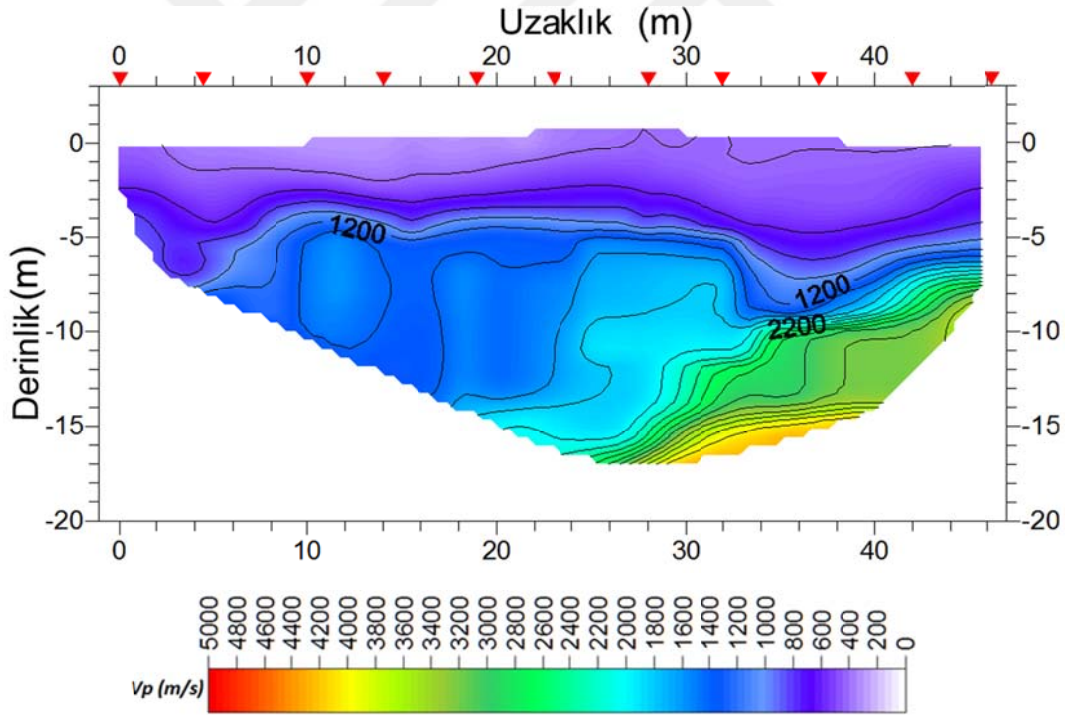
Şekil 2.47. Profil 10 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



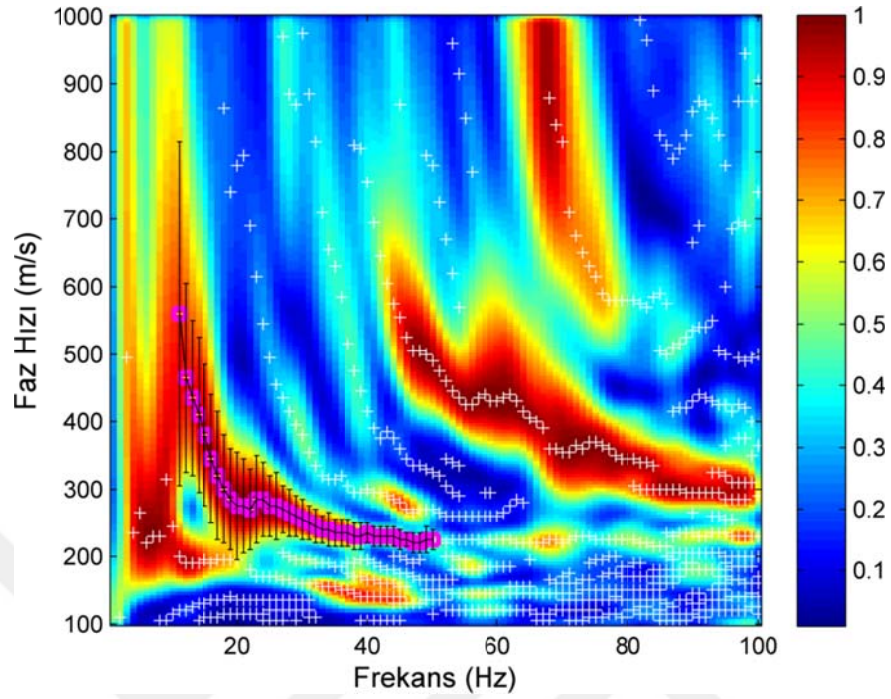
Şekil 2.48. (a) Profil 10 a ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözüm, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



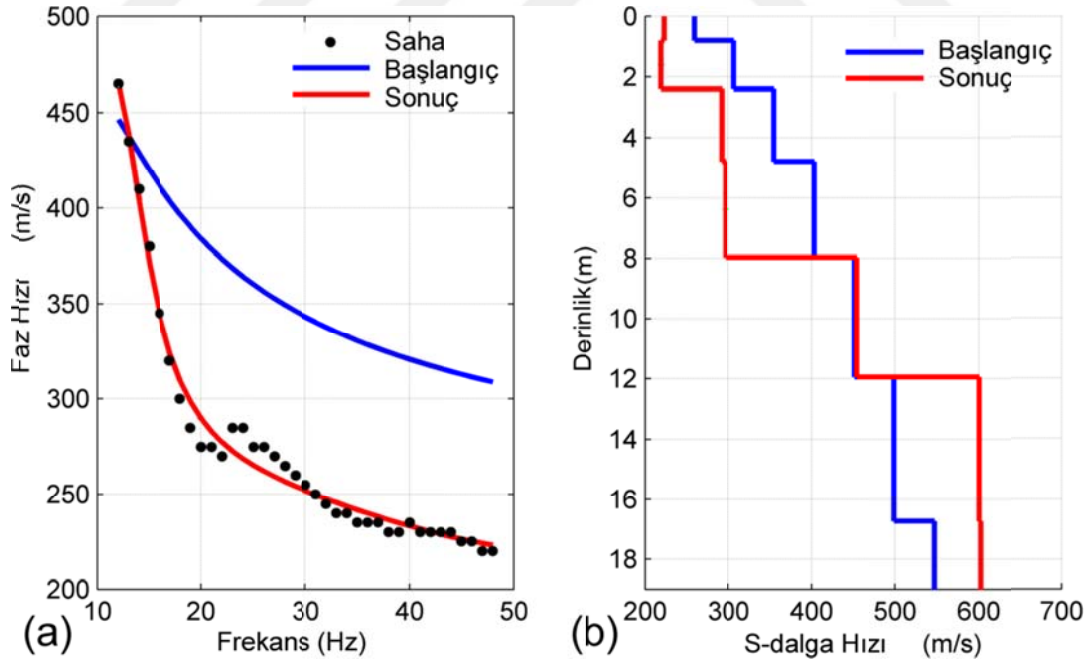
Şekil 2.49. (a) Profil 10 a ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümlü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



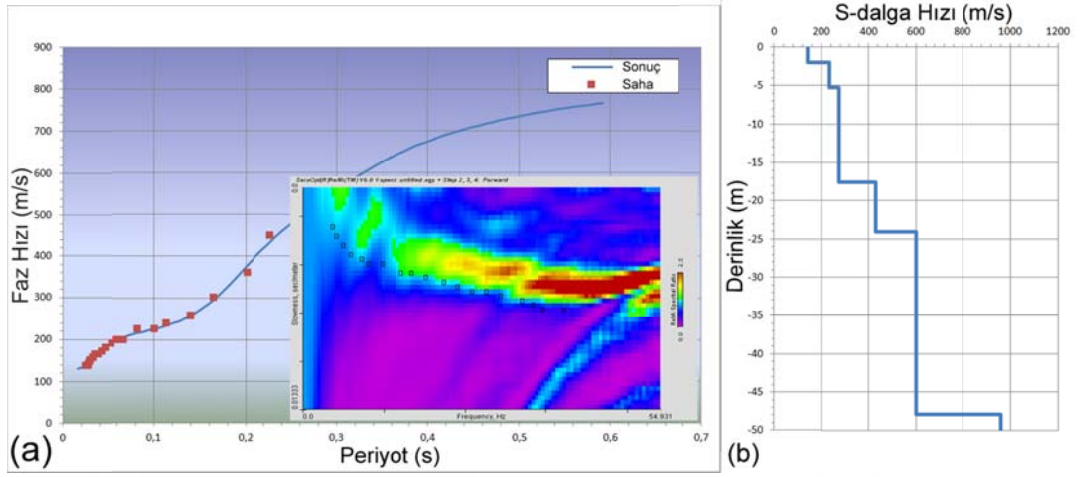
Şekil 2.50. Profile 11 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



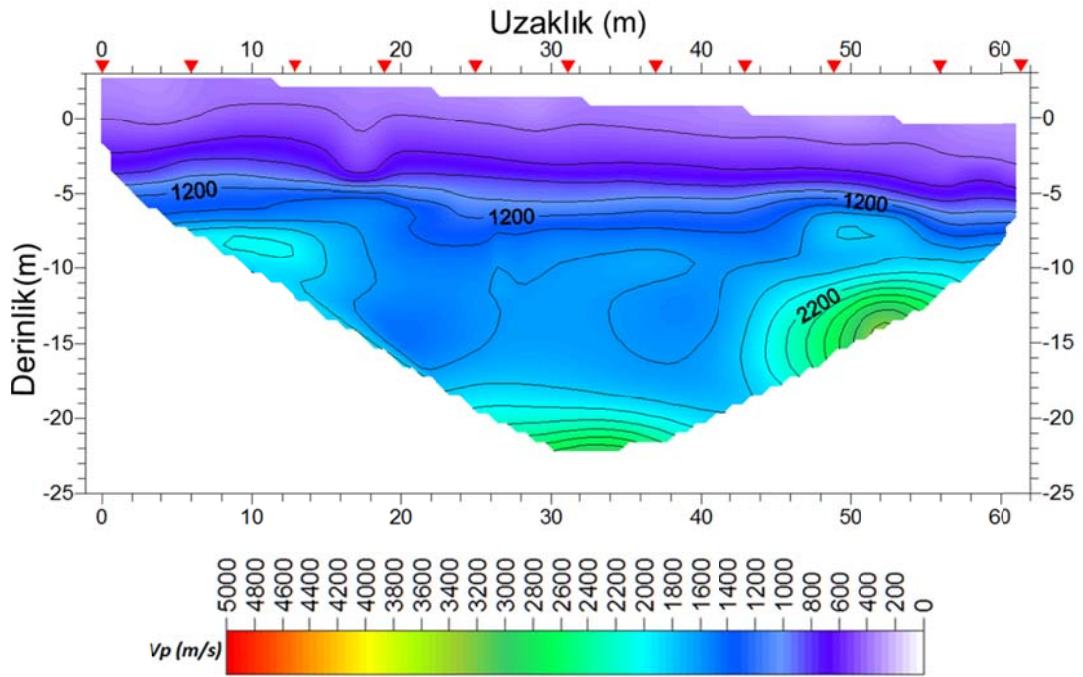
Şekil 2.51. Profil 11 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



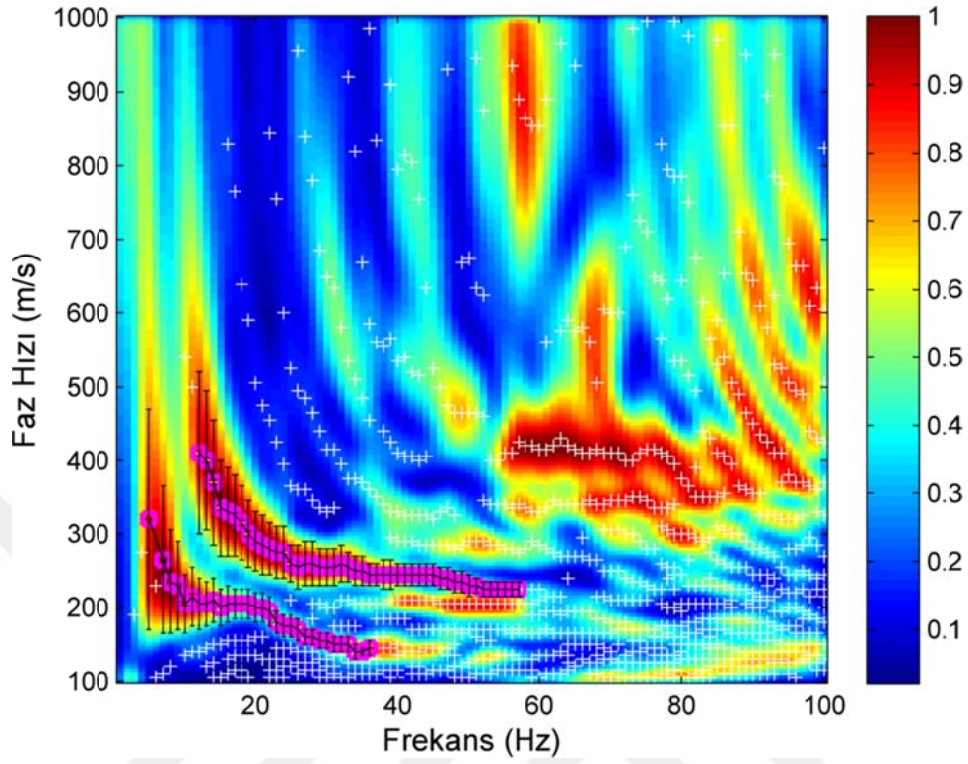
Şekil 2.52. (a) Profil 11 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



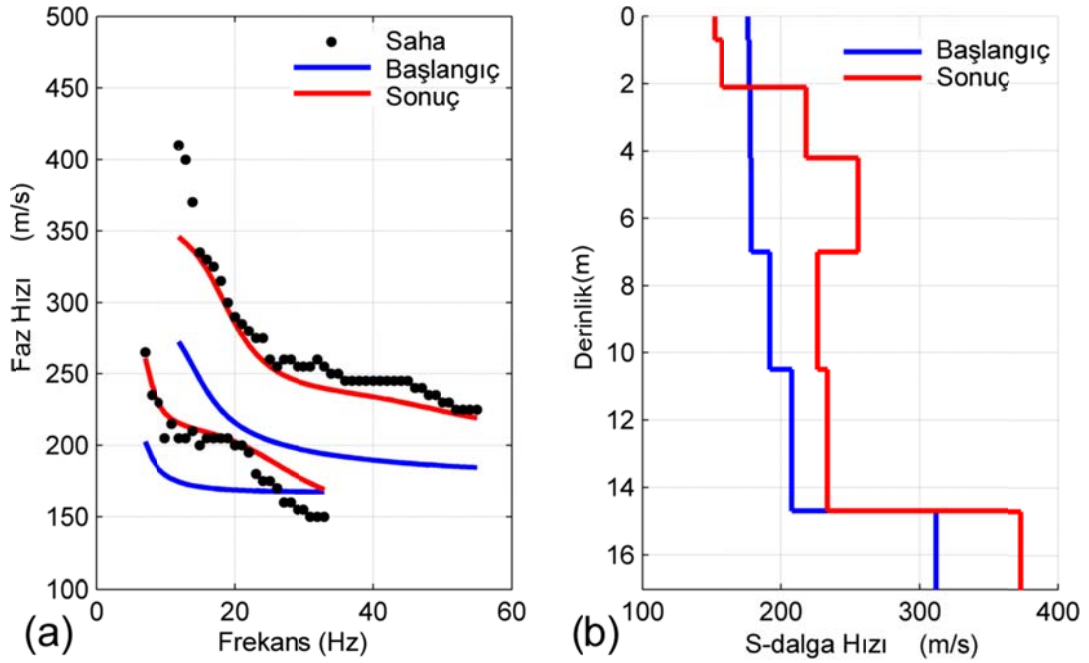
Şekil 2.53. (a) Profil 11 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



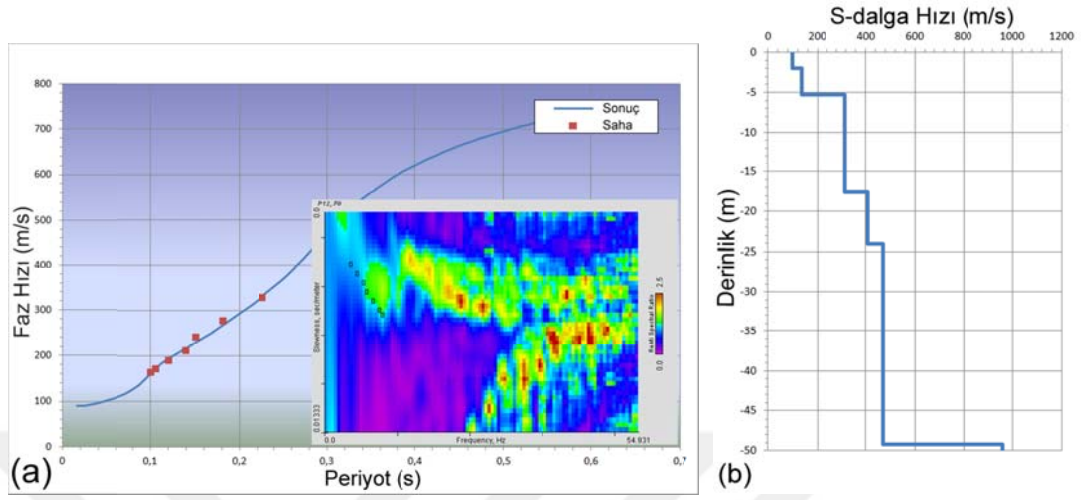
Şekil 2.54. Profile 12 ye ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



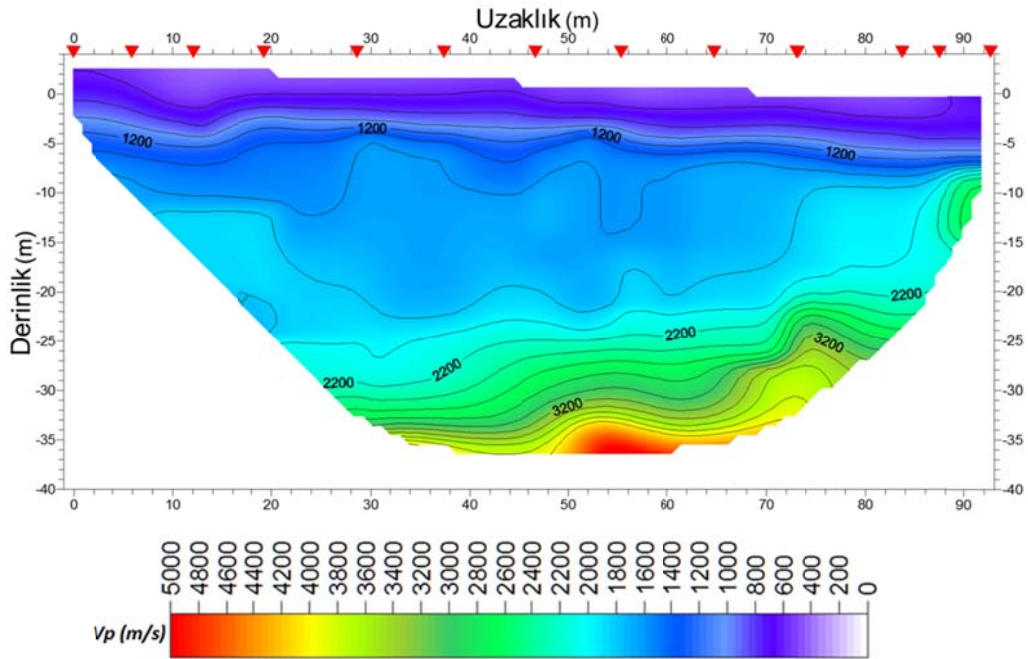
Şekil 2.55. Profil 12 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



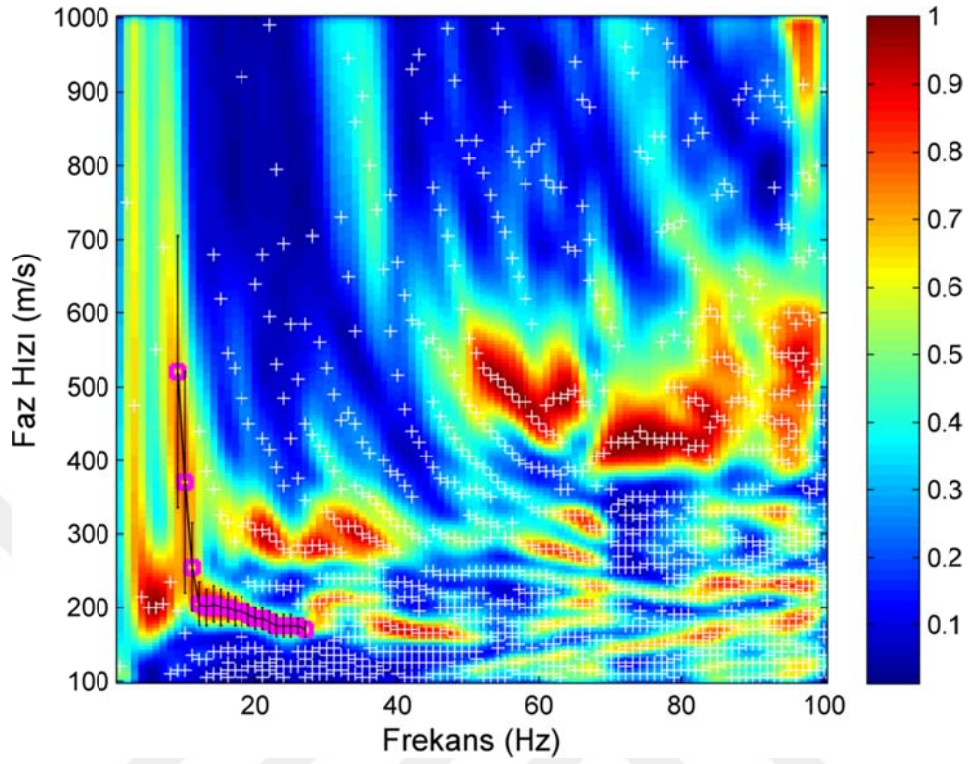
Şekil 2.56. (a) Profil 12 ye ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



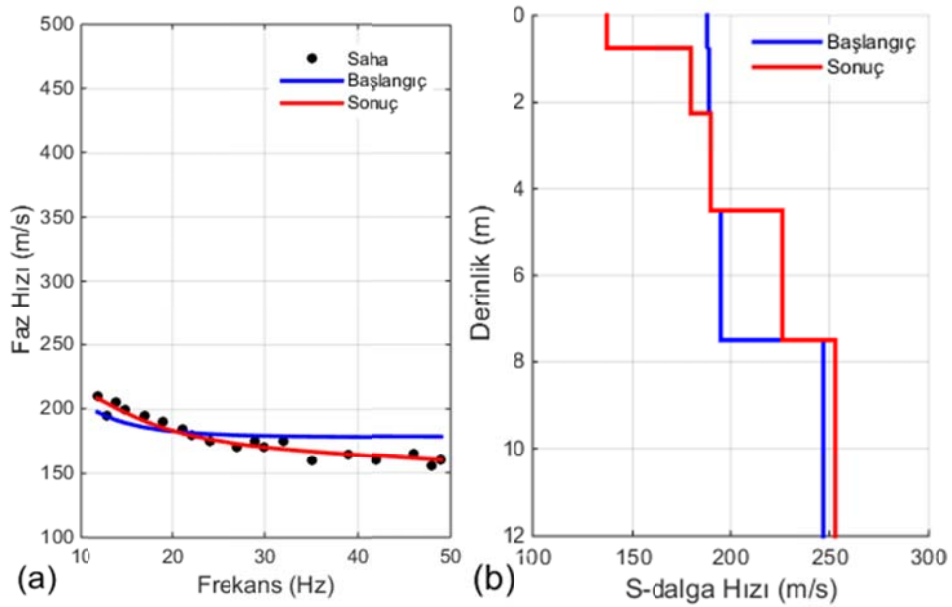
Şekil 2.57. (a) Profil 12 ye ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



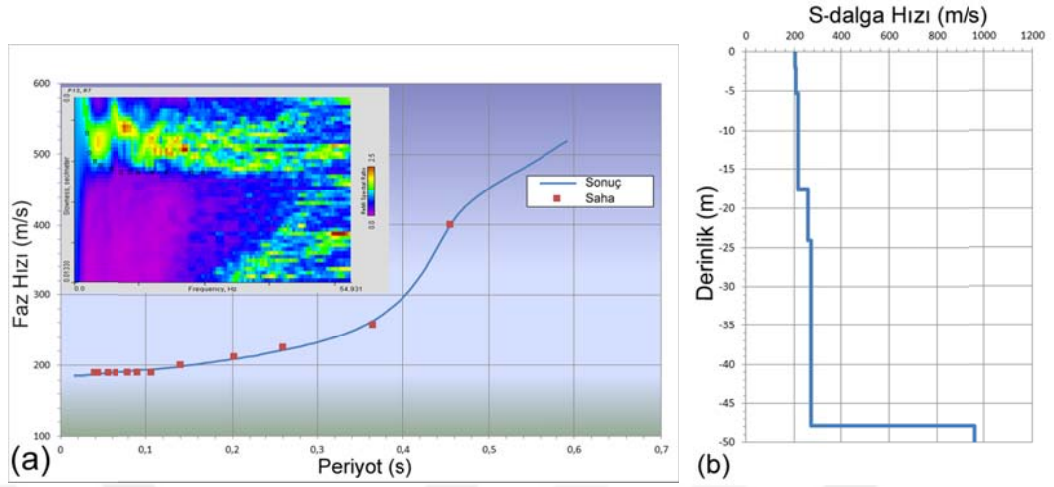
Şekil 2.58. Profile 13 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



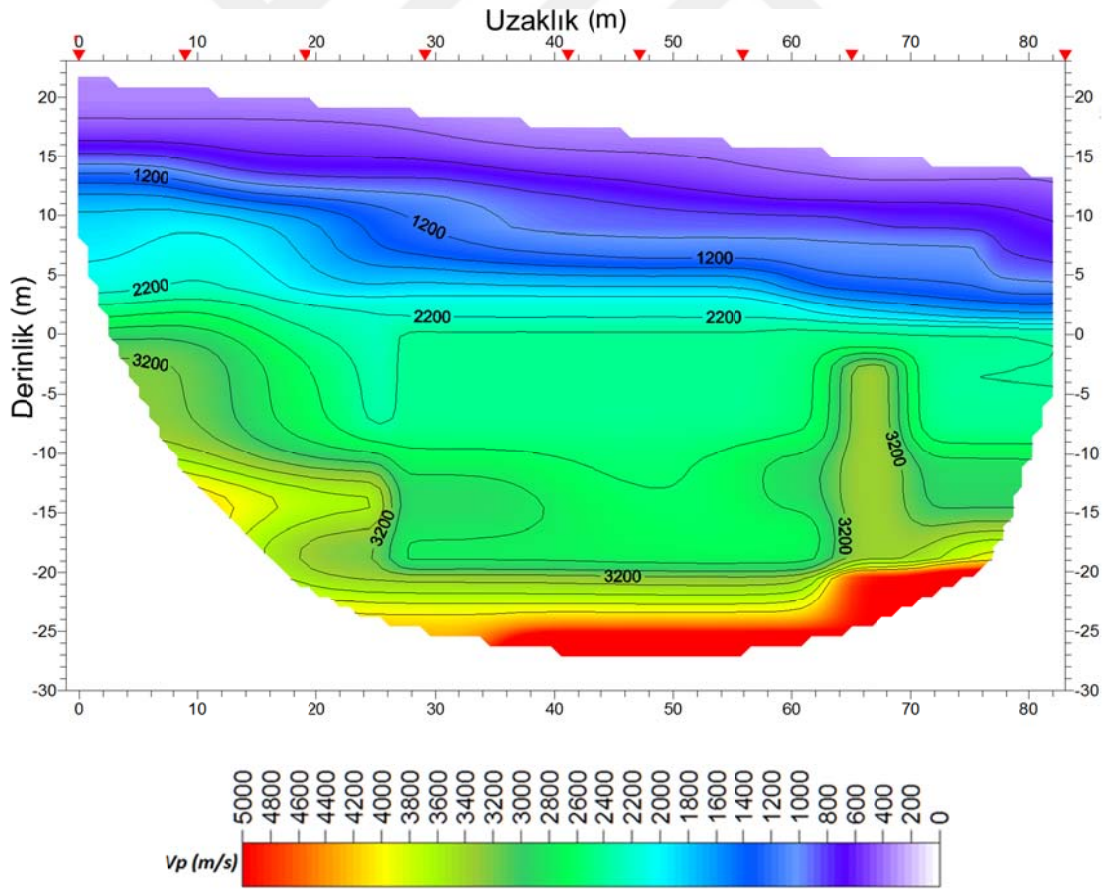
Şekil 2.59. Profil 13 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



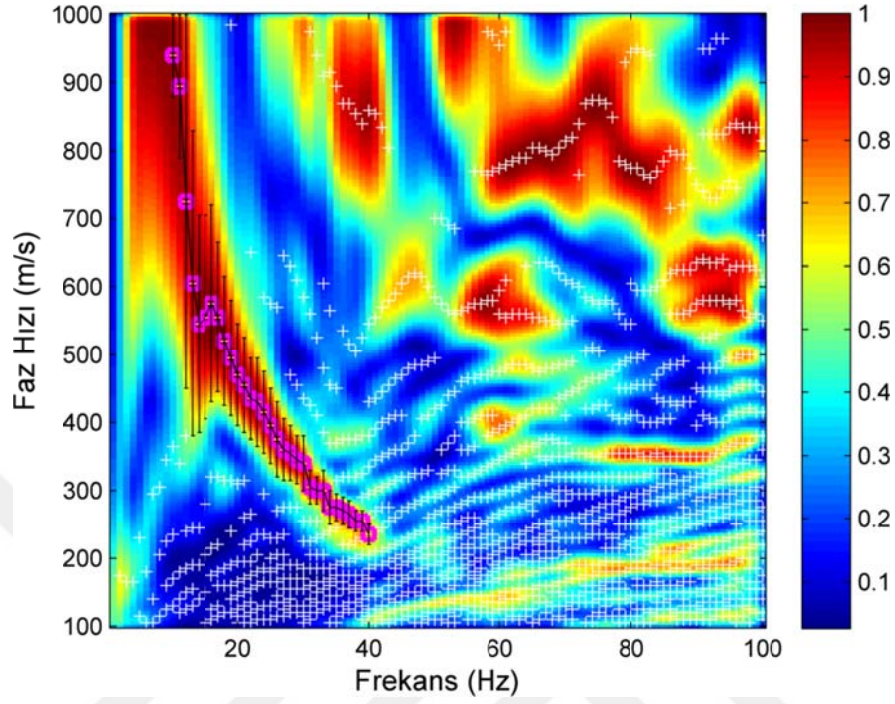
Şekil 2.60. (a) Profil 13 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



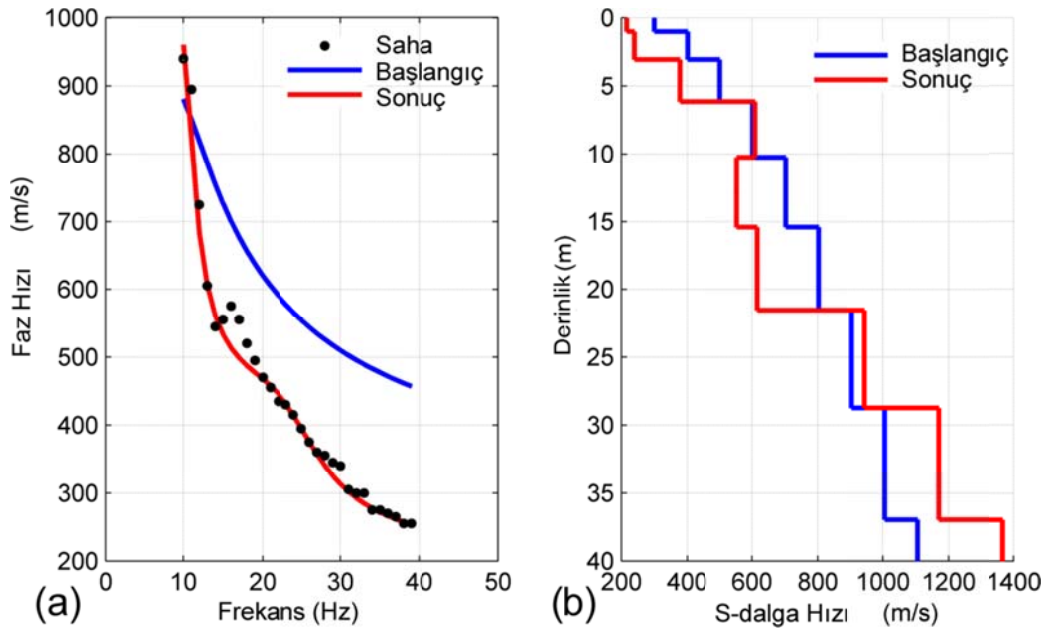
Şekil 2.61. (a) Profil 13 e ait ReMi verilerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) ReMi dispersiyon eğrisinden elde edilen 1B'lu S dalgası hız profili



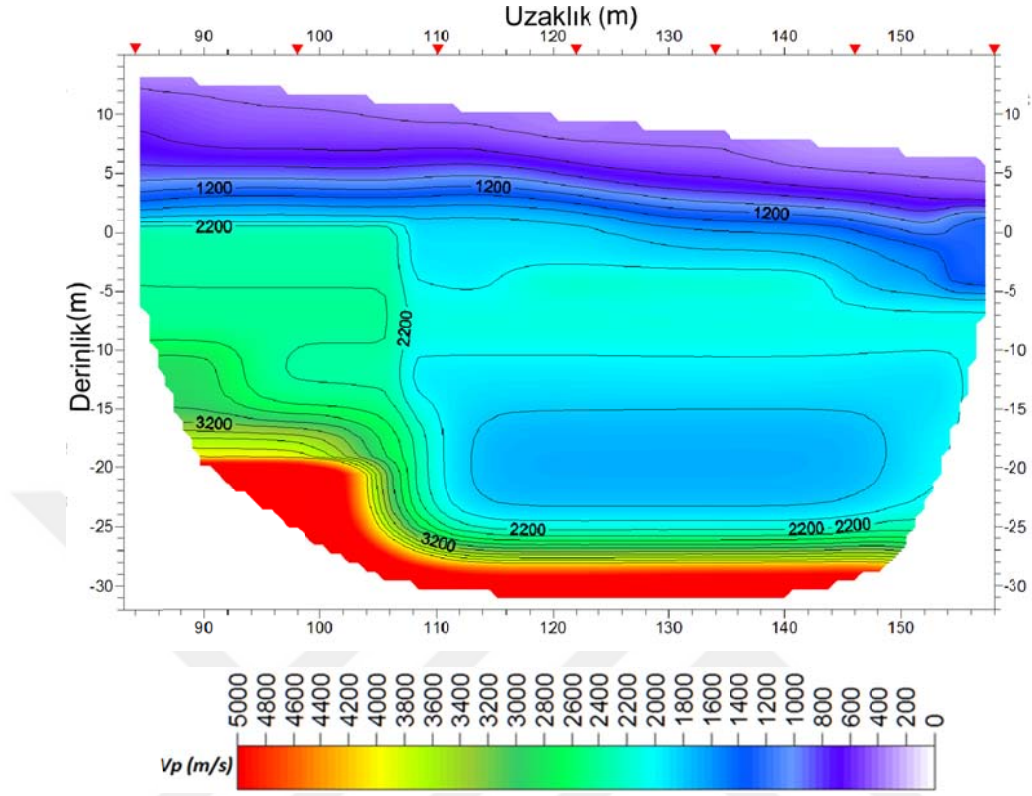
Şekil 2.62. Profile 14 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



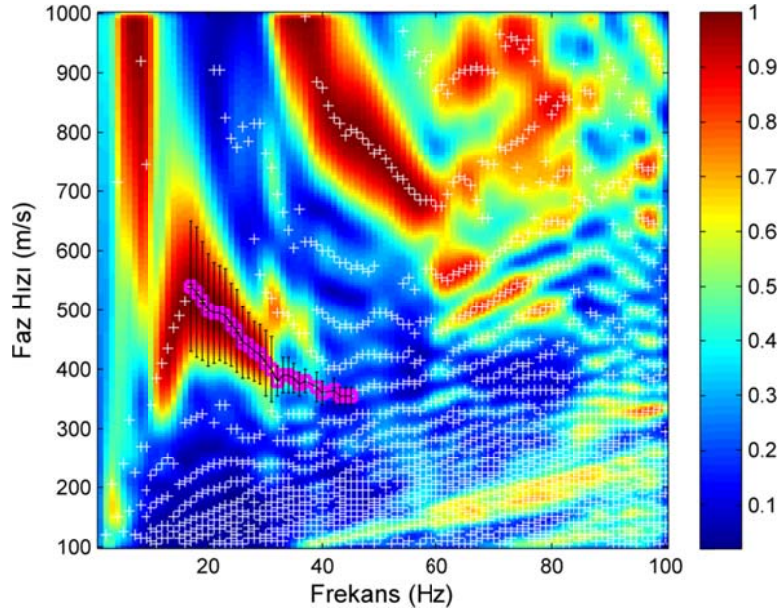
Şekil 2.63. Profil 14 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



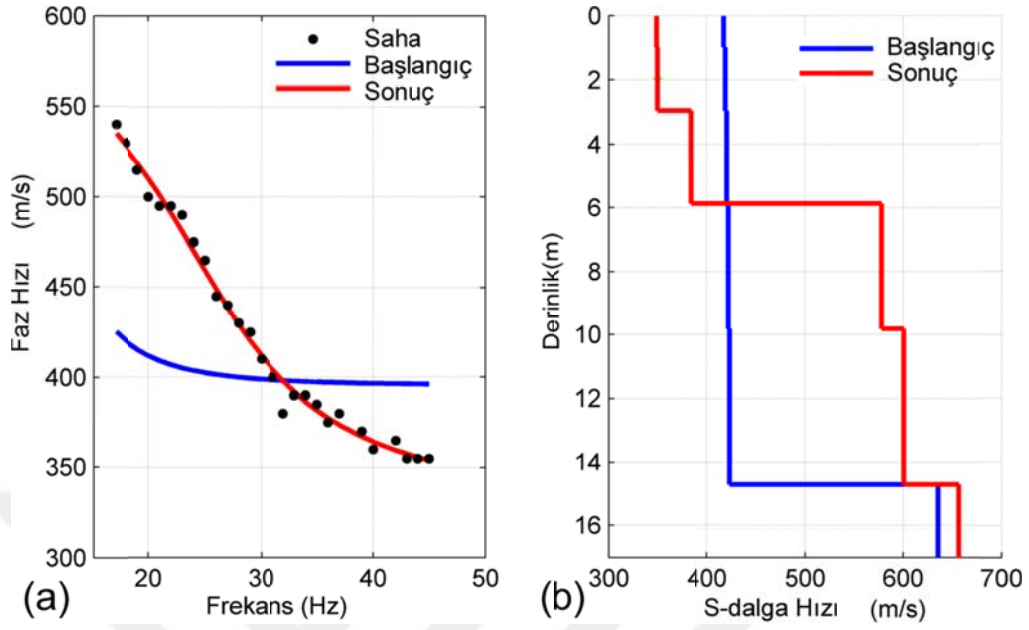
Şekil 2.64. (a) Profil 14 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



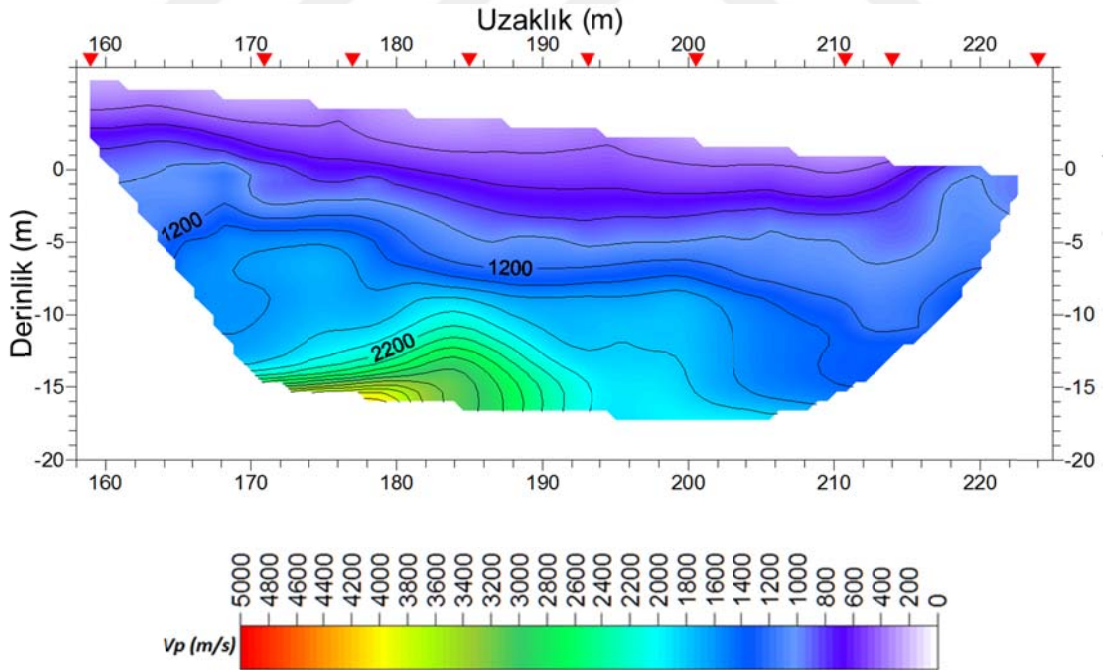
Şekil 2.65. Profile 15 e ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



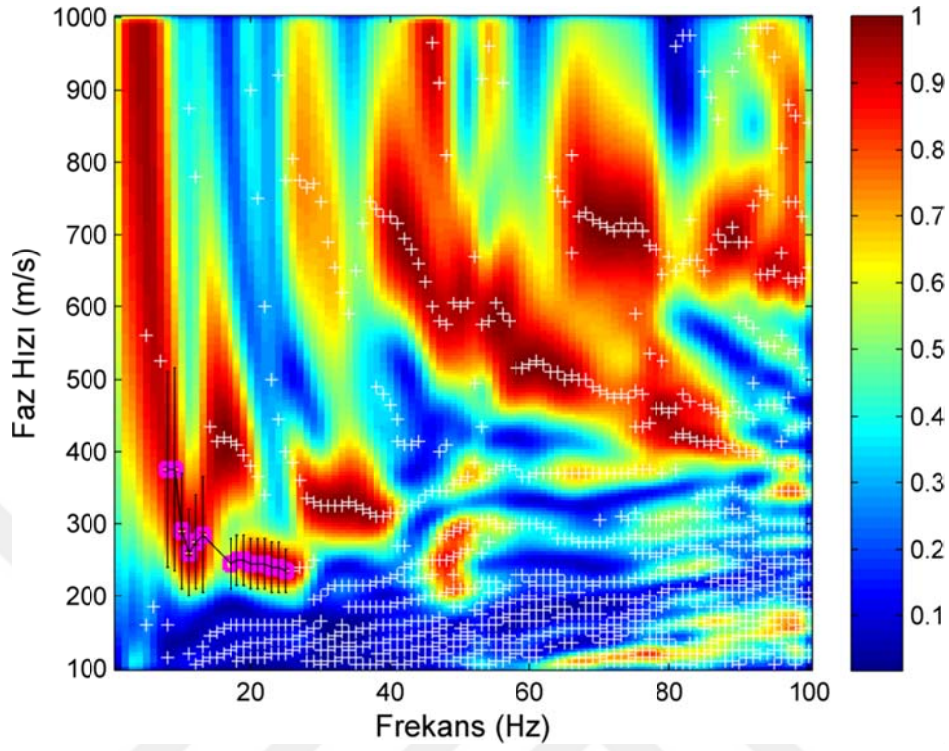
Şekil 2.66. Profil 15 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



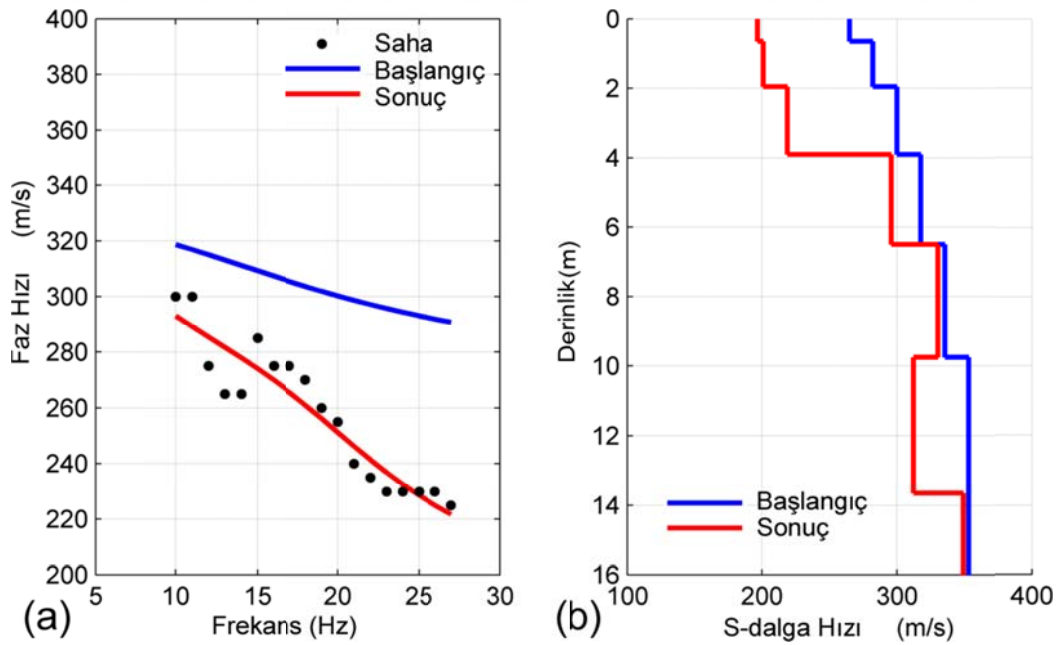
Şekil 2.67. (a) Profil 15 e ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili



Şekil 2.68. Profile 16 ya ait P dalgası ilk varış tomografi kesiti



Şekil 2.69. Profil 16 için MASW verisi faz hızı frekans görüntüsü



Şekil 2.70. (a) Profil 16 ya ait MASW verisinden elde edilen dispersiyon eğrisi ve ters çözümü, (b) 1B' lu S dalgası hız profili

2.2.1. Ek Çalışmalar

Çalışma alanında 1. 2. 3. ve 4. profillerin aynı bölgede ve birbirinin ardı sıra olmasına rağmen, P dalgası ilk varış tomografi kesitlerine bakıldığında, yeraltı yapısının çok değişken olduğu gözlenmiştir. Aynı zamanda yeterli açılıma en uygun bölge olan bu alanda değişimi daha ayrıntılı gözlemlemek için, söz konusu profilleri yaklaşık dik olarak kesen ve birbirinin devamı olan profiller üzerinde (Şekil 2.1' de Profil 14, 15 ve 16) elektrik özdirenç yöntemi ile 200m' lik bir profil üzerinde veriler toplanmıştır.

2.2.1.1. Elektrik Özdirenç Yöntemi

Elektrik özdirenç malzemenin bileşimi, su içeriği, iletkenliği, kayaçlar için ayrışma ve kırıklık gibi değişik faktörlere duyarlı geniş bir değer aralığını ifade eden parametredir. Özdirenç (Resistivity) yöntemi, arama jeofiziğinde kullanılan başlıca jeofizik yöntemlerdendir. Bu yöntemde amaç, yer altının jeolojik yapısını, elektrik özelliğine göre haritalamaktır. Ölçü düzeneği, güç kaynağı (akü), akımölçer ve gerilim farkı ölçerden oluşur. Burada iki noktada yere çakılmış elektrotlar yardımıyla ile akım uygulanır ve diğer iki noktada çakılmış elektrotlar arasında oluşan gerilim farkı ölçülür. Farklı elektrot dizilimleri mevcuttur. Bunlar; Schlumberger, Wenner, Dipol-Dipol, Pol-Dipol, Gradient dizilimleridir. Bu dizilimler amaca yönelik seçilmektedir. Schlumberger, Pol-Dipol ve Dipol-Dipol dizilimi derin amaçlı araştırmalarda kullanılırken, yanal süreksizliklerin belirlenmesinde Wenner ve Pole-Dipol dizilimi iyi sonuç vermektedir. Metalik olan ve olmayan maden araştırmalarında yaygın olarak Dipol-Dipol ve Gradient dizilimleri kullanılmaktadır. Günümüzde çok-elektrotlu (multi-electrod) düzenekleri geleneksel elektrot dizilimlerinin yerini alarak, ölçü alımı kolay ve hızlı hale getirilmiştir (Candansayar, 2005). Böylece 2B kestiler için gerekli veriler daha kısa zamanda toplanabilmektedir.

Bu tez çalışması kapsamında elektrik özdirenç yöntemi için, İsveç ABEM firması tarafından üretilmiş olan çok kanallı Terrameter-LS model cihaz kullanılmıştır (Şekil 2.71). Wenner, Dipol-Dipol, Gradient ve Wenner-Schlumberger dizilimleri ile ayrı ayrı veriler

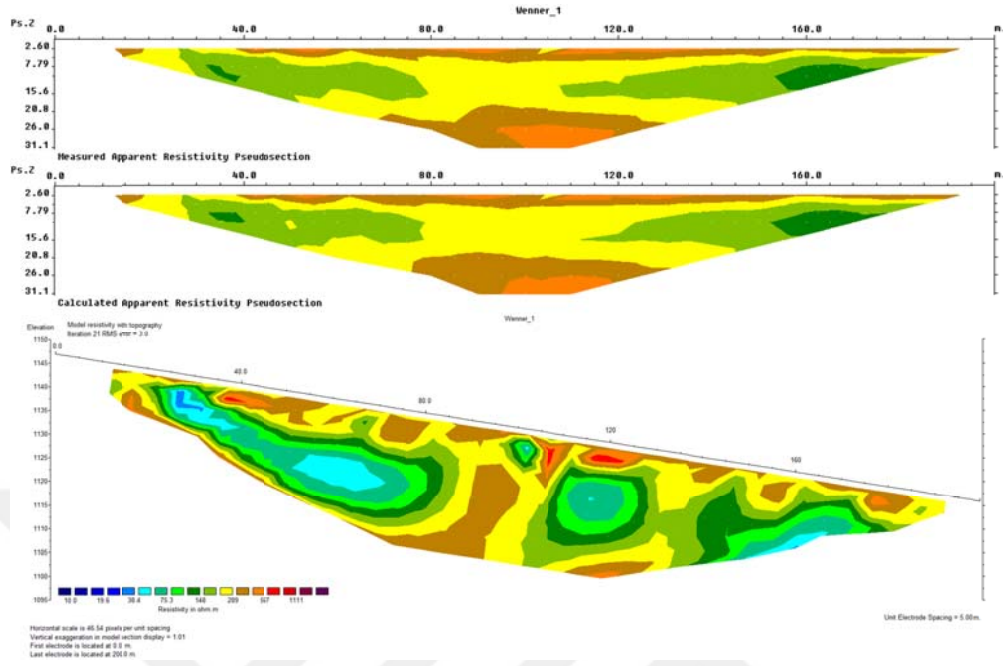
toplanarak, çoklu elektrot sisteminin avantajından faydalanılmıştır. Ölçümlerde elektrot aralığı 5m, toplam profil boyu 200m dir.

Verilerin değerlendirilmesinde topografik etkilerin en aza indirilmesi için profilin belirli noktalarında kot ölçümleri yapılmış ve bu ölçümler kullanılarak her bir elektrot için yükseklikler belirlenmiştir. Her ölçüm 3 yığılmalı şekilde elde edilmiştir. Güç kaynağı olarak 12V' luk akü kullanılmıştır.

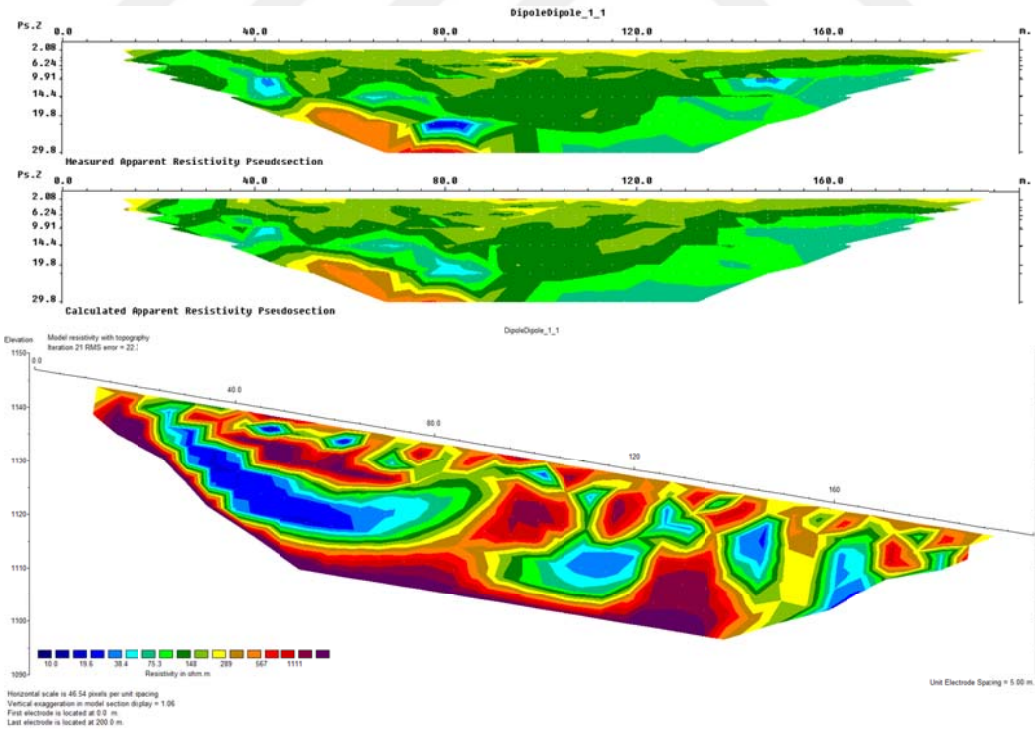


Şekil 2.71. ABEM çok kanallı Terrameter-LS

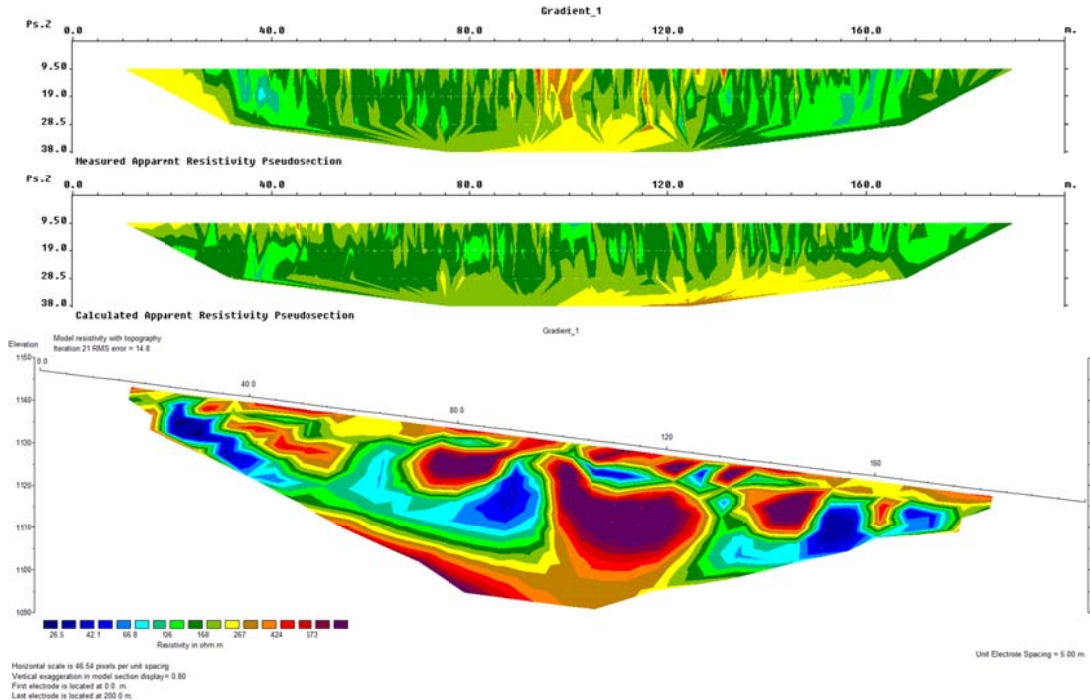
Farklı dizilim yöntemlerine göre toplanan verilerden elde edilen tüm kestiler Şekil 2.72' den Şekil 2.76' a kadar verilmiştir. Şekil 2.76' da görülen kesit, tüm dizilimlerden elde edilen verilerin birleştirilmesi ile oluşturulan birleşik verinin ters çözümünden elde edilmiştir.



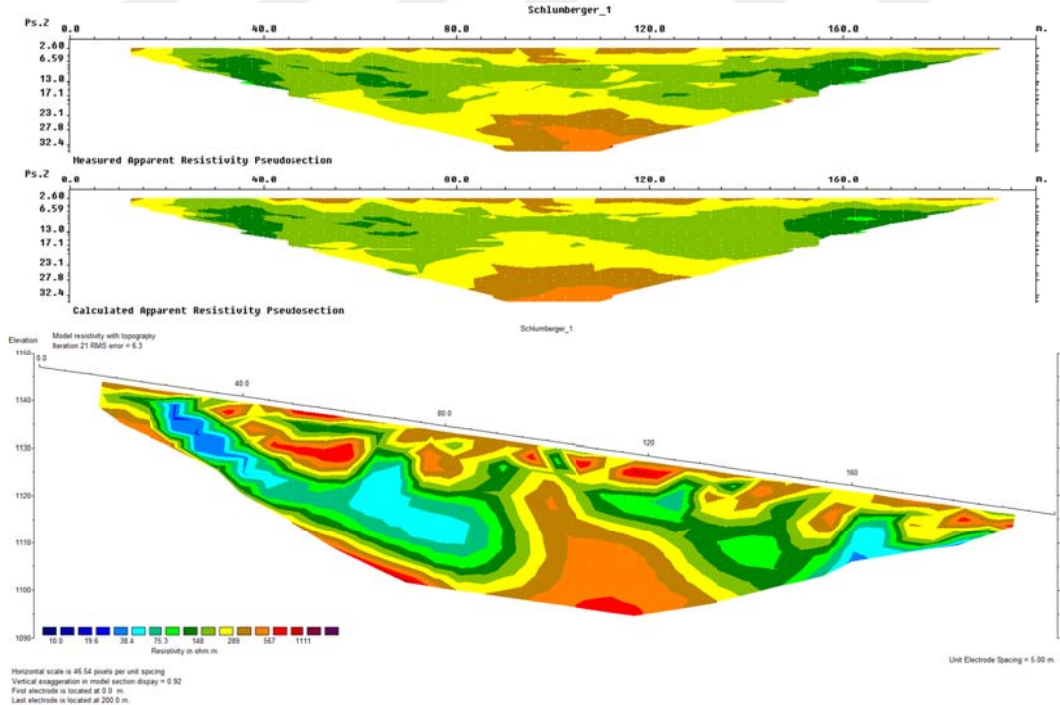
Şekil 2.72. Wenner elektrot dizilimi ile ölçüm ve ters çözüm sonuçları. En üstten en alta; arazi verisi, yeraltı modeli tepkisi veya yapma kesit (psodeu section) ve ters çözümden elde edilen yeraltı modeli



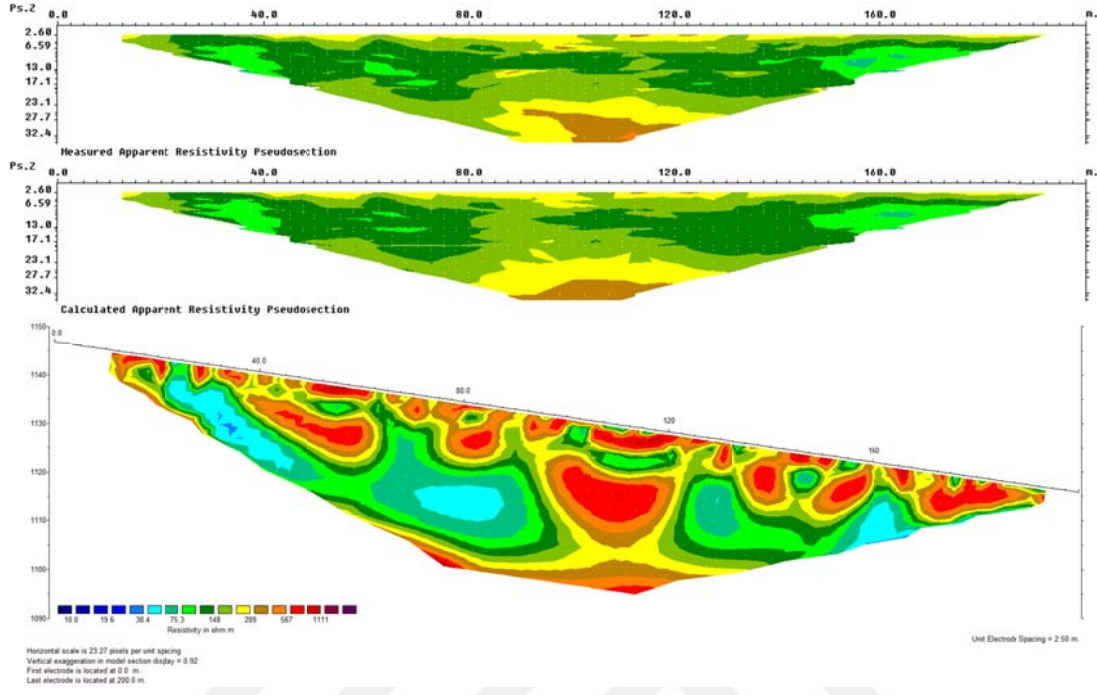
Şekil 2.73. Dipol-Dipol elektrot dizilimi ile ölçüm ve ters çözüm sonuçları. En üstten en alta; ölçülen arazi verisi, yapma kesit ve ters çözüm sonucu



Şekil 2.74. Gradient elektrot dizilimi ile ölçüm ve ters çözüm sonuçları; En üstten en alta; ölçülen arazi verisi, yapma kesit ve ters çözüm sonucu



Şekil 2.75. Wenner-Schlumberger elektrot dizilimi ile ölçüm ve ters çözüm sonuçları; En üstten en alta; ölçülen arazi verisi, yapma kesit ve ters çözüm sonucu



Şekil 2.76. Birleşik arazi verisi, yapma kesit ve ters çözüm sonucu

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

3.1. Çalışma Alanında S Dalga Hız-Derinlik Profilleri Değişimi ve V_{s30} Değerleri

S dalga hız-derinlik profili yeraltının sıklık-gevşeklik değişimi hakkında önemli bilgiler elde edilmesini ve dolayısıyla çalışılan alana ait zemin sınıflaması yapılmasını sağlarken, aynı zamanda mühendislik parametrelerinin hesaplanmasında ve jeoteknik değerlendirme yapılabilmesinde büyük önem taşımaktadır. Bununla birlikte, belirli derinlik seviyelerden S-dalga hızlarının haritalanması, yüzeyden itibaren derine doğru yapısal ve fiziksel olarak nasıl bir değişimin olduğunu açıklar. Bu kapsamda, tüm profiller için elde edilen S-dalgası hız-derinlik profillerinden yararlanılarak S-dalgası hızının her 5 metre derinlik için V_s değerleri belirlenmiş (Tablo 3.1) ve seviye haritaları hazırlanmıştır (Şekil 3.1). Tablo 3.1' teki V_{s5} , V_{s10} ,..., V_{s30} her bir derinlik seviyesindeki hız değerleridir, ortalama değerler değildir. Bununla birlikte, 30 metreye kadar olan ortalama hız değerleri de Denklem (17) kullanılarak hesaplanmış ve Tablo 3.1' te V_{s30ort} olarak ifade edilmiştir. Denklem (17)' de $Z=30m$ alınır ve bu derinliğe kadar kalınlık ve hız değerleri için ortalama S-dalga hızı hesaplanırsa, bu hız değeri V_{s30ort} olarak adlandırılır. Burada en dikkat çekici husus, tüm grafiğe bakıldığında çalışma alanı çok geniş bir alan olmadığı halde, derinlik boyunca S-dalgası hız değişimi hem düşey yönde hem de yatay yönde oldukça farklılık göstermesi olmuştur.

S dalgası hız değerleri, en az 30 metre derinliğe kadar elde edilmiş olmasına rağmen, 15. ve 16. profil dışındaki tüm profillerde yaklaşık 16 metre derinliğe kadar cevap alınmıştır. Bunun nedeni, hedef derinliği örnekleyecek düşük frekanslı bilgilerin yeterli olmamasıdır. Yani ters çözümde kullanılacak olan temel mod dispersiyon eğrisinin düşük frekans bilgisi yeterli değildir. Bununla beraber, bu profillere ait 2B'lu P-dalgası hız-derinlik kesitlerine bakıldığında (Şekil 2.65 ve Şekil 2.68) yaklaşık 30 metreye kadar olan yeraltı yapısı görüntülenebilmiş ve açık şekilde bir hız düşmesi olduğu görülmüştür.

Bu ve benzeri durumlar için S dalga hızı haritaları hazırlanırken, sıklıkla izlenen iki yol bulunmaktadır. Bunlardan ilki, 30m ye kadar S dalga hızı bilgisi bulunmayan profillerin

dağılım haritasından çıkarılması iken, ikinci olarak izlenen yol ise görüntülenebilen maksimum derinlikteki S dalga hızının 30m ye kadar aynı şekilde devam ettiği kabulüdür.

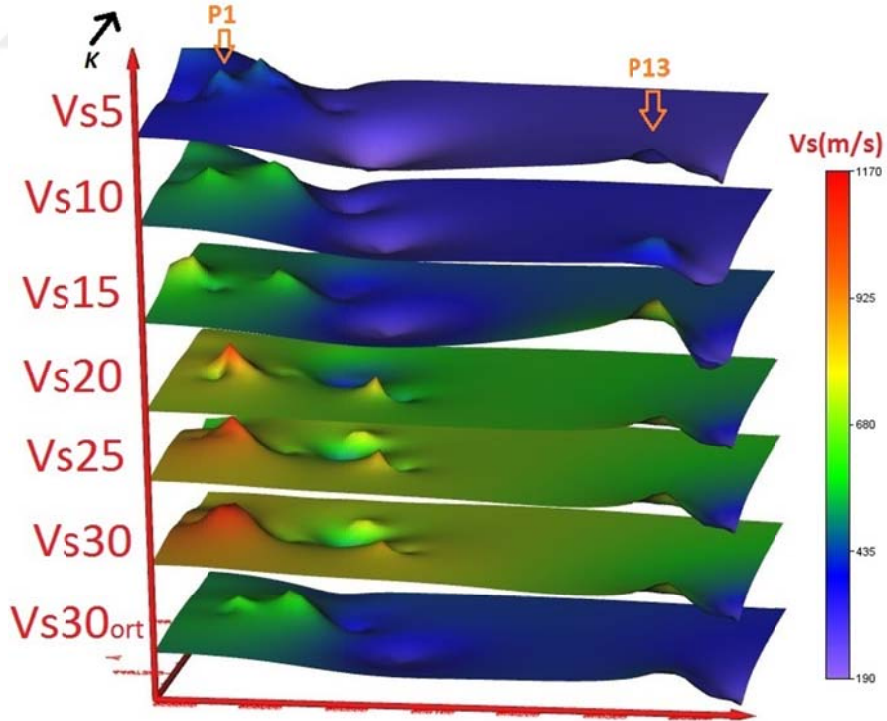
Oysaki her iki kabulünde gerçeği yansıtmadığı, ulaşılmak istenen derinlik bilgisinin bulunmadığı profillerin çalışmadan tamamen çıkarılarak yok saymanın ya da bu tür profiller için elde edilen en son derinlikteki hız yapısının ulaşılmak istenen derinliğe kadar aynı şekilde devam ettiği kabulünün, gerçeklikten tamamıyla uzaklaştığının ispatı olarak: Profil 15 ve 16 için V_s ' nin en son görülen derinlikteki değerinin 30m' ye kadar aynı kabul edildiği varsayım altında oluşturulan Tablo 3.1' de ve bu tablo kullanılarak elde edilen 2B'lu S dalga hız haritasında (Şekil 3.1) açıkça görülmektedir. Çünkü söz konusu profillerin P dalgası hız tomografi kesitinde (Şekil 2.65-Şekil 2.68) görülen düşük hızlı alanların etkisi yok sayılmıştır. Bu yaklaşım, mühendislik çalışmalarında sıklıkla yapılan bir varsayım olmasına rağmen, ilgili derinliğe ait gerçek değerler olmadığından, oluşturulan haritanın güvenilirliğini düşürmektedir.

Burada vurgu yapılmak istenen konu, bilgi alınamayan bir derinlik için kabul edilen varsayımların, gerçeklikten ne kadar uzaklaşmasına neden olduğudur. En ideal çözüme ulaşmak için, imkanlar dahilinde farklı jeofizik yöntemler ile derinlerden S dalga hızı bilgisine ulaşılması en doğru yol olacakken, bu çalışmada olduğu gibi imkanların kısıtlı olması durumunda da dağılım haritasının P-dalgası tomografi kesiti ile beraber yorumlanması, çalışma alanı hakkında daha yararlı çıkarımlar yapılmasını sağlayacaktır.

Şekil 3.1' deki gösterim için diğer bir olumsuz yön ise, çalışma alanındaki profiller için elde edilen S dalgası hız değerlerinin her profilin orta noktasına atanan 1B'lu, sadece derinlikle değişen çözüm içermesinin yanında, profiller arasındaki boşluklara atanan değerlerin, kullanılan programın çözüm yaklaşımı ile ilgili ara değerlerden ve bunu temsil eden renk skalasından ibaret olmasıdır.

Tablo 3.1. Tüm profiller için yüzeyden 30m' ye kadar 5m aralıklı seviye hız değerleri ve 30m için ortalama S-dalga hızları

PROFİL	Vs5	Vs10	Vs15	Vs20	Vs25	Vs30	Vs30ort
1	347	501	775	775	540	869	540
2	466	563	563	1146	631	1154	631
3	490	574	520	714	550	714	550
4	314	272	357	464	400	795	400
5	265	273	498	654	418	748	418
6	456	553	553	774	530	774	530
7	186	270	297	951	360	951	360
8	202	230	230	325	312	651	312
10	377	363	848	848	501	848	501
11	296	454	600	600	437	600	437
12	295	234	234	413	321	413	321
13	227	253	253	253	235	253	235
14	378	609	523	616	531	1170	531
15	390	601	660	660	660	660	660
16	300	310	350	350	350	350	350



Şekil 3.1. Her 5m derinlik için seviye Vs değişim haritaları ve 30m için ortalama S-dalga hızı, V_{s30} haritası

3.1.1. Zemin Büyütme Faktörünün Değerlendirilmesi

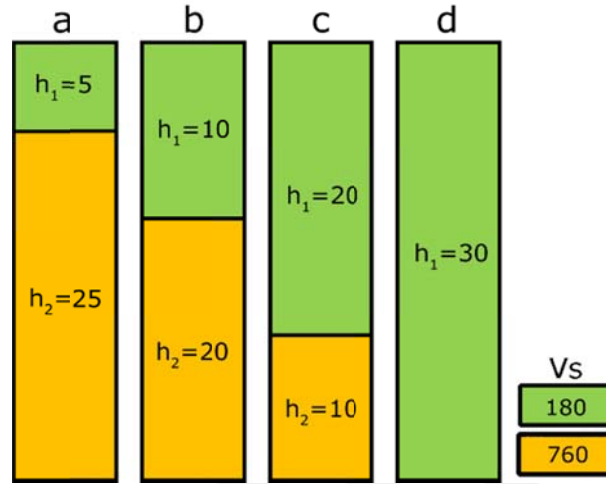
Zemin Büyütmesi başlığı altında değinilen, sismik dalgaların taşıdıkları enerji ve bu dalgaların tabaklar arasında ki empedans farkına bağlı olan büyütme faktörü, temel kaya ya da temel olmaya elverişli zeminlerle, bunların üzerinde bulunan gevşek yapılı zeminler arasındaki ilişkinin bir sonucu olarak ortaya çıkmaktadır. Böylece, büyütme faktörü bu tabakaların S-dalga hızlarının ve yoğunlukları kullanılarak hesaplanmaktadır. Bununla birlikte, V_{s30ort} değerini kullanan denklemlerle bulunan zemin büyütme değerlerinde, ilk 30 metre içinde görülen yüksek hızlı tabakalar (kaya hızları) V_{s30ort} değerini artıracığından, hesaplanan büyütme faktörü değeri de azalacaktır. Bu yüzden V_{s30ort} bağıntıları ile hesaplanan büyütme değeri yanlışlara sebep olabilir ve zemin büyütme değerinin esas sebep olduğu empedans farkı ihmal edilmiş olur. Bunun yanında, tabakalar arası empedans oranına bağlı olarak hesaplanan, Roesset (1977) tarafından geliştirilen Denklem (10), iki tabakalı, yani ana kaya ve üstündeki zemin tabakasını içeren ortamlar için geliştirilmiştir. Oysa ki, gerçekte yeraltı yapısı çok daha karmaşık ve çok tabakalı olabilmektedir. Bu nedenle söz konusu bu denklemden yeni bir denklem oluşturulmuş, büyütme faktörü hesaplamaları bu yeni denkleme göre yeniden yapılmış ve tüm sonuçlar karşılaştırılmıştır. Bu yeni denklemde Rosset (1977)'in denkleminde kullanılan empedans oranını bulmak için, temel olabilecek zemin tabakasına kadar olan tüm üst zemin grupları 1. Grup zeminler; temel oluşturabilecek zemin tabakaları da 2. Grup zeminler olarak düşünülmüştür. Her zemin grubu içinde kalan zeminlerin hız ve yoğunluklarının tabaka kalınlıklarına bağlı olarak ağırlıklı ortalaması hesaplanmış, böylece ortam iki tabakalı modele indirgenerek empedans oranı bulunmuştur. Bu denkleme göre;

$$\overline{V_T} = \frac{\sum_{i=N+1}^M V_{s_i} h_i}{\sum_{i=N+1}^M h_i} \quad \overline{\rho_r} = \frac{\sum_{i=N+1}^M \rho_{r_i} h_i}{\sum_{i=N+1}^M h_i} \quad (17)$$

$$\overline{V_s} = \frac{\sum_{i=1}^N V_{s_i} h_i}{\sum_{i=1}^N h_i} \quad \overline{\rho_s} = \frac{\sum_{i=1}^N \rho_{s_i} h_i}{\sum_{i=1}^N h_i} \quad (18)$$

$$\alpha^* = \frac{\overline{\rho_r V_r}}{\overline{\rho_s V_s}} \quad A = \frac{1}{\frac{1}{\alpha^*} + 0,5\pi\xi} \quad (19)$$

Denklem (17) ve (18) de h_i ; tabaka kalınlığı, $\overline{V_r}$, $\overline{\rho_r}$; sırasıyla temel olamaya elverişli zemin grubunun (1.grup) S-dalga hızı ve yoğunluğu, $\overline{V_s}$, $\overline{\rho_s}$; temel olamaya elverişli zemin grubunun (2. grup) üzerinde kalan tüm tabakaların, S-dalga hızını ve yoğunluğunu, M ; toplam tabaka sayısını, N ; 2.gruptaki tabakaların sayısını temsil etmektedir. Söz konusu bu denklem kullanılarak, hem sentetik modeller için hem de arazide ki bazı profiller için hesaplamalar yapılarak örneklendirilmiştir. Oluşturulan bu sentetik modeller için büyütme değerleri denklem (13, 15, 16, 21) için hesaplanmış ve elde edilen değerler Tablo 3.2. Tüm modeller için hesaplanmış büyütme değerleride sonuçları gösterilmiştir. Şekil 3.2' de görülen sentetik modellerde gevşek zemin tabakası (180 m/s) yeşil birimle, temel kaya (760 m/s) turuncu birimle gösterilmiştir. Tüm modellerin toplam derinliği 30m' dir. Gevşek zemin birimin kalınlığı Model a, b ve c için sırasıyla 5, 10, 20m iken, Model d' nin tamamı gevşek zeminden oluşmakta ve temel kaya 30m den sonra tanımlanmaktadır.



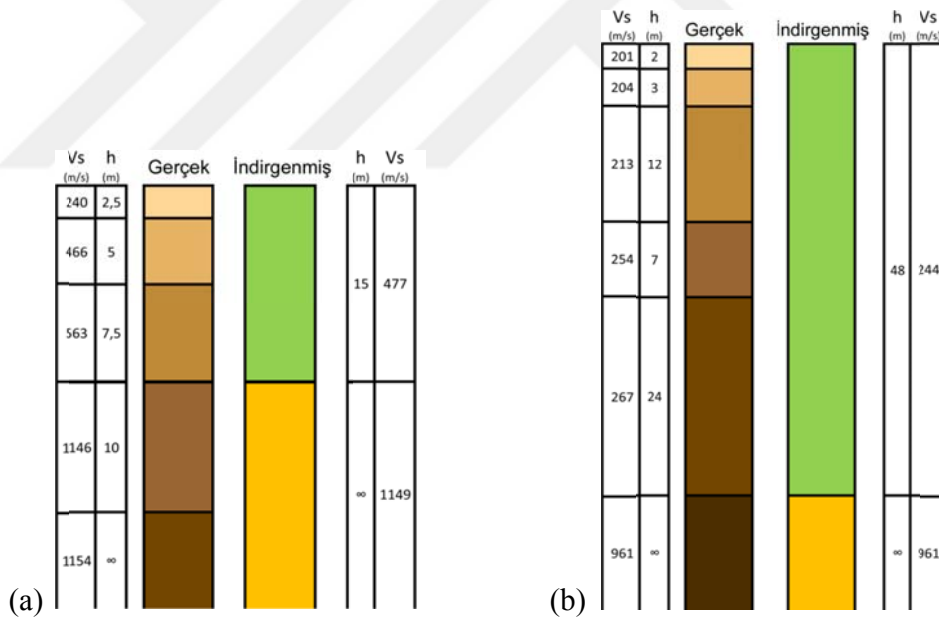
Şekil 3.2. Sentetik yeraltı modelleri

Tablo 3.2. Tüm modeller için hesaplanmış büyütme değerleri

Model	V_{s30} (m/s)	Denklem (13)	Denklem (15)	Denklem (16)	Denklem (21)
a	494	1,65	1,21	1,42	3,67
b	366	1,97	1,64	1,91	3,67
c	241	2,53	2,49	2,90	3,67
d	180	3,02	3,33	3,89	3,67

Tablo 3.2 de görüldüğü üzere a, b, c modellerinde sığ derinliklerde kaya birimlerinin görülmesi V_{s30} değerini artırmış ve V_{s30} a bağlı Denklem 13, 15 ve 16 ile hesaplanan büyütme değerlerinin düşük çıkmasına neden olmuş ve empedans oranına bağlı büyütme değeri Denklem (19) den elde edilen sonuçlardan uzaklaştırmıştır. Büyütme değerleri arasındaki farkın en az olduğu model, Model d olmuştur. Bunun nedeni, Model d nin yapısı gereği V_{s30} un nispeten düşük çıkması ve A_k değerini yükseltmesidir. Sentetik modellerde açıklanmaya çalışılan bu durum saha örneklerinde de gözlenmektedir. Profil 2 ve 13 ün sahip olduğu farklı hız yapılarından dolayı bu duruma iyi bir örnek olacağı düşünülmektedir. Burada göz önünde bulundurulması gereken önemli bir nokta vardır; Denklem (10) göz önüne alındığında yer

altının iki tabakadan oluşması gerekmektedir; (1) temel kaya olmaya elverişli zemin ve (2) bu zeminin üzerinde bulunan tabaka. Daha öncede bahsedildiği gibi gerçek yeraltı yapısı çok daha karmaşık olduğundan, çok tabakalı yeraltı yapıları için, tabakalar temel olmaya elverişli zemin ve üst grupta kalan zeminler olarak iki tabakalı birime indirgenmiştir. Dolayısıyla temel kaya üzerindeki tüm birimlerin, tek bir tabaka olarak, temel olmaya elverişli zemin yahut kaya grubunu da tek bir tabaka olarak kabul edilmiştir. Sonuç olarak iki tabakalı ortama indirgenen bu yapıların hızları ve yoğunlukları, her grup içinde kalan tabakaların hızları ve yoğunluklarının kendi tabaka kalınlıklarına göre, ağırlıklandırılmış aritmetik ortalaması hesaplanarak bulunmuştur. Profil 2 için MASW' den elde edilen S-dalga hız profili hatırlanacak olursa (Şekil 2.12), 15. metrede temel kaya ile düşük hızlı birimlerin ayrıldığı sınır görülmektedir ve bu yer altı modeli Şekil 3.3 te ki gibi iki tabakalı modele indirgenebilir. Aynı şekil içinde Profil 13 için elde edilen indirgenmiş kesit de verilmiştir.



Şekil 3.3. (a) Profil 2 ve (b) Profil 13 için S dalga hızı profili ve iki tabakalı modele indirgenmiş hali

Kullanılan ağırlıklandırma işlemi, V_{s30ort} ' un hesaplanmasıyla karıştırılmamalıdır. Burada indirgenmiş hızlar temel kaya sınırı üstü ve altı için ayrı ayrı hesaplanmış ve yapılan işlemin

gerçek ortamı daha iyi temsil etmesi sağlanmıştır. V_{s30ort} da ise ilk 30m' deki tüm birimler aynı süreç içinde değerlendirilmektedir. Bunlara ek olarak Profil 2 ve 13 için hem gerçek hız profilleri hem de indirgenmiş modeller için elde edilen değerler, büyütme faktörünü hesaplayan DeepSoil (University of Illinois, 2016) yazılımı ile karşılaştırılmış ve sonuçların birbirine çok yakın olduğu gözlemlenmiştir. Elde edilen tüm sonuçlar, DeepSoil programından elde edilen sonuçlarla birlikte Tablo 3.3 de gösterilmiştir. V_{s30ort} kullanılarak hesaplanan büyütme değerlerinin, empedans oranlarıyla hesaplanan değerlerden farklı olduğu ve bu farkın kimi zaman 2 kattan fazla bir değere ulaştığı açıkça görülmektedir.

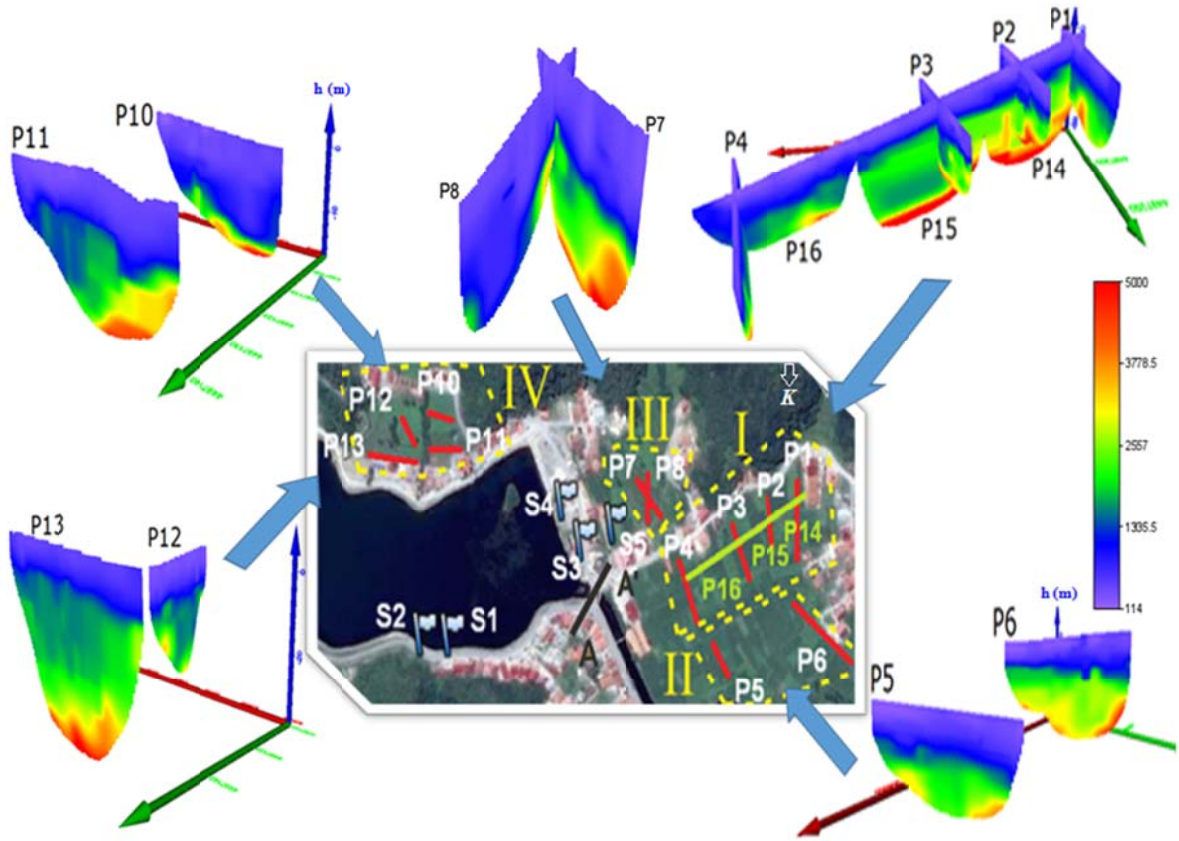
Tablo 3.3. Profil 2 ve 13 için elde edilen tüm zemin büyütme değerleri

PROFİL	V_{s30} (m/s)	Denklem (13)	Denklem (15)	Denklem (16)	Denklem (21)	Deepsoil İndirgenmiş model	Depsoil Gerçek hız profil
2	631	1,42	0,95	1,11	2,34	2,37	2,86
13	228	2,62	2,63	3,07	3,49	3,49	3,52

Ayrıca bahsedilmesi ve tartışılması gerek duyulan bir diğer husus, büyütme faktörü hesaplamasında bu kadar farklı yaklaşımlarla farklı değerler bulunmasının yanında, hesaplanan bu büyütme değerlerinin, tabakaların yatayda homojen olduğu kabulüne dayanan ve profilin orta noktasına atanan bir boyutlu V_s hız kesiti kullanılarak elde edilmesidir. Ancak, Profil 15 için 2B'lu P dalgası ilk varış tomografi kesitlerinde (Şekil 2.65) yatay süreksizlik açıkça görülmektedir. Yani profilin sol tarafında sismik hızları çok daha yüksek bir yapı gözlemlenirken sağ tarafında boşluk ya da gevşek yapı bir malzeme olduğu tahmin edilen düşük hızlı bir yapı mevcuttur. Profilin ortasına atanan 1B' lu V_s değerleri ise, tüm profili temsil etmektedir. Aynı derinliğe denk gelen bu gibi farklı yapıların olduğu yeraltı kesitlerinde yapılan 1B' lu hız değerlendirmeleri, sadece ortalama bir hız değeri vereceğinden profilin gerçekte sahip olduğu hız değerlerinden uzaklaşacaktır. Özellikle V_s ve zemin büyütme hesaplamalarının 2B'lu yapılması çok daha isabetli ve gerçekçi sonuçlar elde edilmesini sağlayacağı düşünülmektedir.

3.2. Çalışma Alanının Bölgelere Ayrılarak Yeraltı Kesitlerinin İrdelenmesi

Çalışma alanı, profillerin konumları ve arazinin durumuna göre dört gruba ayrılarak yorumlanmıştır. Tüm grupların P-dalgası ilk varış tomografi kesitlerinin UTM koordinatlarına göre duruşları Şekil 3.4’de verilmiştir. Buna göre;



Şekil 3.4 P dalgası ilk varış tomografi kesitlerinin UTM koordinatlarına göre duruşu

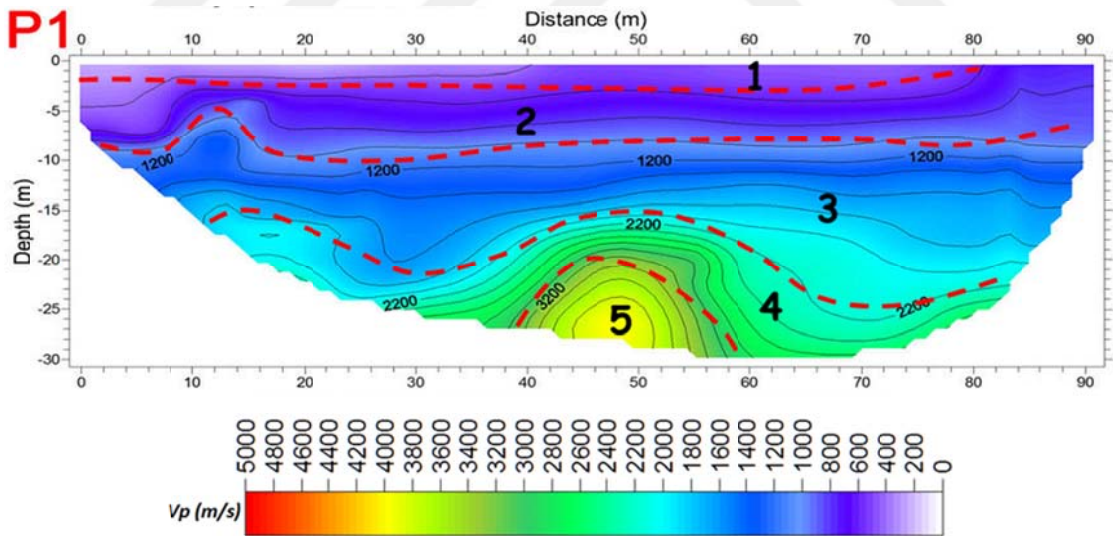
I. Grup: Şu anda tarım arazisi olarak kullanılmakta olup mevcut yapılaşma kontrolsüz olarak devam ederse inşaat alanı olarak kullanılma potansiyeli yüksektir.

II. Grup: Dere yamacında bulunup, sahip olduğu ters yöndeki eğim nedeniyle daha bakir bir alandır. Henüz inşaat faaliyetleri yoktur.

III. Grup: Uzungöl Camii arkasında kalan tek boş alandır. Etrafında yapılaşma hızla artmasına rağmen, arazide gözlenen kütle hareketleri nedeniyle, yapılaşmaya müsaade edilmemektedir.

IV. Grup: Göl kenarında veri toplamaya müsait tek alandır. Yapılaşma faal olarak devam etmektedir.

Çalışma alanında gözlenen birimler Şekil 3.5' te verilen Profil 1 üzerinden tanımlanırsa; 1 numaralı birimin tarım toprağı, 2 numaralı birimin ise aynı tipte ancak daha sıkı yapıda olduğu, 3 numaralı birimin ise önceki heyelanlardan taşınan ve zamanla sıkılaştıran malzemelerin oluşturduğu formasyon olduğu düşünülmektedir. 4 numaralı birim için iki farklı senaryo üretebilir. Bunlardan birincisi 3 numaralı birimin heyelan sonucu taşınan malzemenin sıkılaştırılarak daha sert bir birim haline dönüştüğü, ikinci olarak, heyelan olmadan önce ana kayanın yüzeye daha yakın bölümlerinde olan küçük parçalı ve/veya kırıklı-çatlaklı ayrılmış bölümlerinin oluşturduğu birim olarak tanımlanabilir. 5 numaralı birim ise ana kaya olarak tanımlanmaktadır.

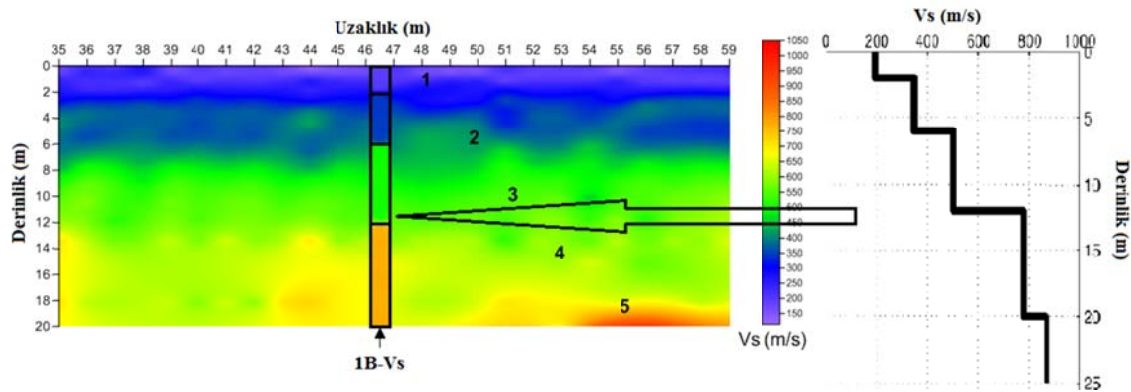


Şekil 3.5. Profil 1 P dalgası ilk varış tomografi kesiti üzerinde yeraltı tabakalarının muhtemel sınırlarının gösterimi

Tüm profiller için P-dalgası hızları 300-5110m/s arasında değişmektedir. Tüm P dalgası ilk varış tomografi kesitlerinde görüleceği üzere P dalgası hızlarına ait değerler konturlanarak kesitler üzerinde hız değişimi açıkça görülebilir. Temel kaya derinliğinin, gölün üst bölümünde bulunan I. Grup kesitlerde ortalama 13.5-15m derinliklerde görülürken, bu derinlik

göle yakın alanda bulunan IV. Gruba ait kesitlerde 25-30 metrelere kadar çıkmaktadır. III. Grup olarak verilen ve halen daha heyelan riskinin olduğu alanda bulunan birbirlerini dik kesen 7. ve 8. Profillere bakıldığında yeraltı topografyasının önemli farklılıklar gösterdiği ve eski heyelan malzeme kalınlığının oldukça fazla olduğu görülmektedir. Bununla birlikte, 5. ve 6. Profillerin bulunduğu 2. Grup kesitlerinde tam olarak ana kaya ara yüzeyi görülmemesine rağmen, 20-25. metrelerde temel kayanın başladığına işaret edebilecek şekilde hızların arttığı gözlenmektedir.

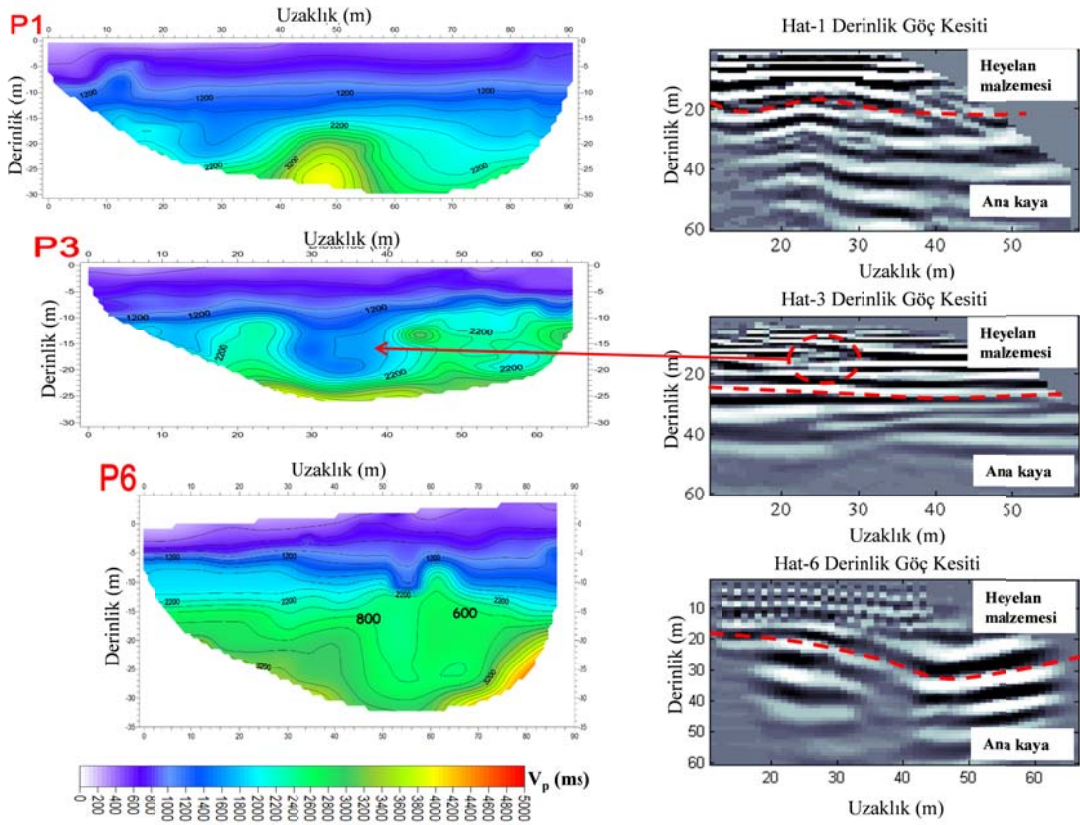
Tüm profiller için S-dalgası hızı 126-1154 m/s arasında değişkenlik göstermektedir. Örnek olarak Şekil 3.6' da 1. Profil için toplanan sismik yansıma verilerinin yüzey dalgası alanlarının ters çözümlerinin birleştirilerek elde edilen 2B'lu S dalgası hız-derinlik kesitinden S dalgası hızının yeraltında nasıl dağılım gösterdiği belirlenmiş, ayrıca aynı şekil üzerinde gösterilen ve profilin 46 metresine tekabül eden 1B'lu S dalgası hız-derinlik kolon kesiti ile de oldukça uyumlu olduğu sonucuna varılmıştır. Bu sonuç, söz konusu profil için, tabakaların yatayda homojen bir yapı göstermesi ile ilişkilidir. Bununla birlikte, aynı 2B'lu S dalgası hız-derinlik kesiti üzerinde numaralandırılarak tanımlanan birimler ile ve Şekil 3.5'deki P dalgası hız-derinlik kesiti üzerinde beş ayrı birim olarak numaralandırılan yeraltı kesiti ile uyumlu olduğu gözlenmiştir.



Şekil 3.6. Profil 1 için toplanan yansıma verilerinin yüzey dalgası çözümünden oluşturulan 2-B'lu yüzey dalgası alanının, 1B'lu S dalga hız kesiti ile karşılaştırılması

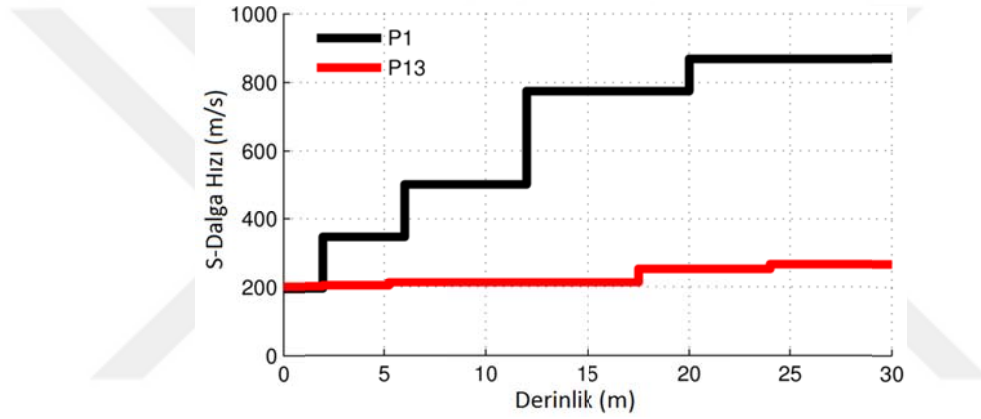
Profiller 1, 3 ve 6'da toplanan yansıma verileri bir dizi veri işlem tekniği (veri okuma, geometri tanımlama, ayıklama-silme, bant geçişli süzgeçleme (15-90Hz), ortak orta nokta

sıralama, hız analizi, normal kayma zamanı düzeltmesi, yığma ve Kirchoff derinlik göçü) ile işlenerek yoruma hazır hale getirilmiştir. Elde edilen yansıma göç kesitleri P-dalgası hız tomografik kesitleri ile karşılaştırmalı olarak Şekil 3.7’de sunulmuştur. Kesitlerdeki genlik ve faz değişimlerinden yararlanarak heyelan malzemesi ve ana kaya arasındaki muhtemel sınır işaretlenmiştir (kırmızı kesikli çizgi). Özellikle, Profil 6 için tomografi kesitinde ana kaya seviyesinin açıkça belirlenememiş olmasına karşın, aynı profilin yansıma kesitinde bu seviye belirlenmiştir. Diğer yandan, Profil 3’ün tomografi kesitindeki dikkat çeken hız azalımı yansıma kesitinde yanal yöndeki yansıma devamsızlığı olarak işaretlemiştir. Hem tomografik hem de yansıma kesitlerinde heyelan malzemesinin temel kaya topoğrafyasının değişkenliğine bağlı olarak profiller arasında farklı kalınlıklara sahip olduğu açıkça görülmektedir.



Şekil 3.7. 1. 3. ve 6. Profile ait P dalgası ilk varış tomografi ve sismik yansıma kesitlerinin karşılaştırılması

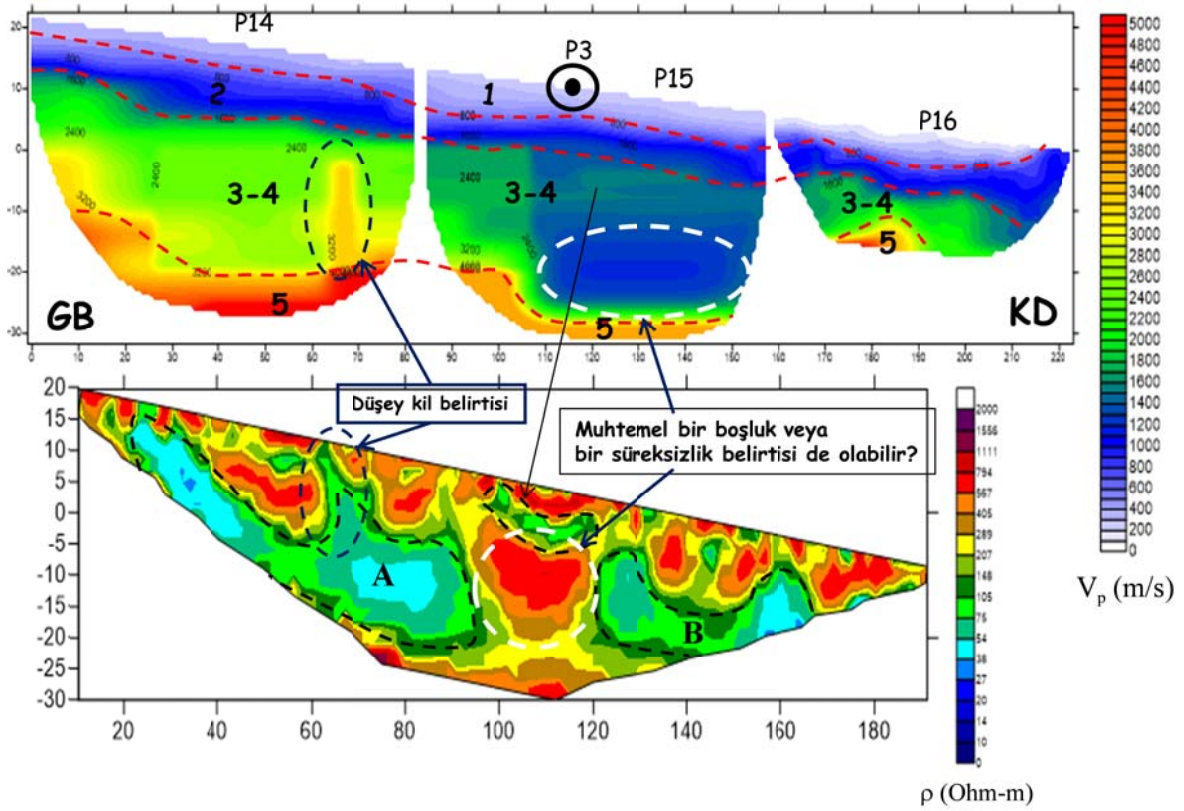
Birbirine yakın profillerde yer için yapısal ve fiziksel özelliklerin önemli değişimlerini göstermek için I. grupta bulunan Profil 1 ile IV. Gruptaki Profil 13'ten elde edilen 1B'lu S-dalgası hız-derinlik profilleri Şekil 3.8 sunulmuştur. Profil 1'de, V_s 'nin derinlikle artışı ve yaklaşık 13 metrelerden sonra 800 m/s ye ulaştığı gözlenirken, Profil 13'te V_s 'nin derinlikle değişiminin oldukça düşük olduğu, 30 metrelerde dahi 200m/s civarında olduğu görülmektedir. S-dalga hızının birbirine bu kadar yakın profillerde dahi bu denli farklı olması, zemin dinamik özelliklerinin yakın mesafelerde bile oldukça değişken olduğunu açıkça işaret etmektedir.



Şekil 3.8. Profil 1. ve 13' e ait 1B'lu S-dalga hız-derinlik profillerinin karşılaştırılması

I. Grup verilerin içinde Profil 1, 2 ve 3'ü yaklaşık dik kesen Profil 14, 15,16' ya ait P-dalgası ilk varış tomografi kesitlerinin yorumunu daha güçlendirmek ve özellikle Profil 3'deki hız azalmasının (28-40m uzaklık aralığında ve ~13 m derinlikten başlayan vadi tipi görüntü) nedenini anlamak amacıyla elektrik özdirenç ölçümleri yapılmış ve değerlendirilerek Şekil 3.9' da gösterilmiştir. Profil 14, 15 ve 16 için elde edilen P-dalga hız-derinlik kesitleri birleştirilmiş ve tek bir kesit haline getirilmiştir (Şekil 3.9'da üstte). Buna karşılık Wenner, Gradient, Dipol-Dipol ve Schlumberger-Wenner elektrot dizilimlerinden elde edilen elektrik özdirenç verileri birleştirilmiş ve ters çözümü ile tek bir kesit elde edilmiştir (Şekil 3.9'da altta). P-dalgası hız kesitinde genel olarak düşey yönde kademeli hız artımı görülmekle birlikte, Profil 15'e ait hız kesitinde ~110 m'de (P15 ölçümü için başlangıçtan 25m uzaklıkta) aşırı dik bir normal fay tipi bir süreksizlik ve yüzeyden ~13m sonra bir hız azalması

görülmektedir (kesikli beyaz çigili eliptik alan). Bununla birlikte, Profil 14'de ~67m uzaklıkta ve yüzeyden 15m derinlikten başlayan bir dayk tipi sokulum görülmektedir. Elektrik kesite bakıldığında, yanal olarak kesitin genelinde düşük-yüksek özdirenç karmaşıklığı görülmekle birlikte, yüzey birimlerinin (yüzeyden ~5m'ye kadar) genellikle göreceli olarak yüksek özdirenç değerleri göstermektedir. Bu durum yüzey birimlerinin nispeten kuru birimler olması ile açıklanabilir. Öyle ki, çalışma alanı genellikle yağmur ve kar erimelerinden dolayı su potansiyeli yüksektir. Ancak, yüzey birimlerinde yapılan tarımsal faaliyetler ve yüzey hakim olan çakıllı, kumlu birimlerin yeterince sıkışmamış olması yüzey sularının daha derinlere sızmasına neden olmaktadır. Dolayısıyla, yüzey birimleri kuru kalabilmektedir. Bununla birlikte, daha derin kısımlarda düşük özdirençli birimlerin (A ve B, mavi-yeşil renkle gösterilen ve siyah kesikli çizgilerle sınırlandırılmış) hakim olduğu görülmektedir. Bunun en önemli nedeninin yüzeyden sızan suların derin kısımlarda killi birimler içinde (sondaj sonuçlarına göre) tutulması ile ilişkili olmasıdır. Elektrik kesitte 95-120m'ler arasında ve yüzeyden ~10m derinlikte görülen göreceli olarak çok yüksek özdirençli birim ilginçtir (kesikli beyaz çizgili dairesel alan). Bu görüntü düşük özdirençli (A ve B) birimleri birbirinden ayırmıştır. Bunun dışında bu görüntü, P-dalgası hız kesitindeki hız azalması olan seviyeye karşılık gelmektedir. Ayrıca ~70m uzaklıkta P-dalgası hız kesitinde görülen dayk tipi sokulumuna benzer olarak, elektrik kesitinde de A biriminin yüzeye doğru bir sokulumu görülmektedir. Elektrik özdirenç görüntülerinde bu tip sokulumlar eğer düşük özdirençli iseler düşey kil belirtileri olarak yorumlanırlar. Böylece, yukarıdaki değerlendirmelere göre, birbirinden farklı fiziksel temellere sahip iki farklı ölçüm yönteminden elde edilen bu iki kesitin (P-dalga hız ve elektrik özdirenç kesitleri) yapısal ve malzeme özellikleri açısından birbirlerini destekleyen sonuçlar ürettiği açıkça görülmektedir. Aynı profiller için yüzey dalgası çözümleri 30 metreye kadar inmediğinden, Vs30 kullanılarak hesaplanabilen zemin parametreleri bu üç profil için hesaplanamamıştır.



Şekil 3.9. Profil 14, 15, ve 16 için birleştirilmiş P-dalgası hız derinlik ve özdirenç kesitleri ile karşılaştırılması.

Tüm yapı projelerinde inşaat ve jeoteknik mühendisliğinin gerekliliklerini karşılamak ve zemin sınıflamalarını güvenli bir şekilde çevreye zarar vermeden elde etmek için jeofizik çalışmalar yapılır. Bu kapsamda çalışma alanından jeofizik yöntemlerle elde edilen veriler değerlendirilerek, tüm dünyada en yaygın kullanılan iki zemin sınıflama tablosu, NEHRP (National Earthquake Hazard Reduction Program) ve EC-8 (Eurocode-8) ile ulusal zemin sınıflama tablosu TDY (Türk Deprem Yönetmeliği; TDY, 2007) kullanılarak çalışma alanı için zemin sınıflaması yapılmıştır. Zemin sınıflama tabloları ve çalışma alanı için zemin sınıfları (kırmızı çizgi ile çerçevelenmiş) Şekil 3.10'da verilmiştir. Buna göre, çalışma alanındaki hakim zemin TDY'ye göre B ve C grubu ve Z2 ve Z3 yerel zemin sınıfında, EC-8'e göre B ve C ve NEHRP'e göre C ve D sınıfları ile temsil edilmektedir.

Türk Deprem Yönetmeliğine Göre Zemin Sınıflaması

Zemin Grubu	Zemin Grubu Tanımı	Kayma Dalgası Hızı (m/s)
(A)	1. Masif volkanik kayalar ve ayrışmamış sağlam metamorfik kayalar, sert çimentolu tortul kayalar..... 2. Çok sıkı kum, çakıl..... 3. Sert kil ve siltli kil.....	> 1000 > 700 > 700
(B)	1. Tuf ve aglomera gibi gevşek volkanik kayalar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrışmış çimentolu tortul kayalar..... 2. Sıkı kum, çakıl..... 3. Çok katı kil ve siltli kil.....	700-1000 400-700 300-700
(C)	1. Yumuşak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrışmış metamorfik kayalar ve çimentolu tortul kayalar..... 2. Orta sıkı kum, çakıl..... 3. Katı kil ve siltli kil.....	400-700 200-400 200-300
(D)	1. Yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu yumuşak, kalın alüvyon tabakaları..... 2. Gevşek kum..... 3. Yumuşak kil, siltli kil.....	< 200 < 200 < 200
Z1	(A) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (B) grubu zeminler	
Z2	$h_1 > 15$ m olan (B) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (C) grubu zeminler	
Z3	$15 \text{ m} < h_1 \leq 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 \leq 10$ m olan (D) grubu zeminler	
Z4	$h_1 > 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 > 10$ m olan (D) grubu zeminler	

Eurocode 8 Zemin Sınıflaması

Zemin Sınıfı	Tanımlama	V_{s30}
A	Kaya ya da kıya benzeri diğer formasyonlar	>800
B	Çok sıkı kum, Çakıl ya da Çok sert killer	360-800
C	Sıkı ya da orta sıkı kum, Çakıl veya Sert kil	180-360
D	Gevşekten orta sıkıya kadar değişen kohezyonsuz zemin ya da Yumuşaktan serte kadar değişen kohezyonlu zemin	<180

NEHRP Zemin Sınıflaması

Zemin Sınıfı	Tanımlama	V_{s30}
A	Sert Kaya	>1500
B	Kaya	760-1500
C	Çok sıkı/Sert Zemin ya da Yumuşak Kaya	360-760
D	Sert/Sıkı Zemin	180-360
E	Zayıf Zemin	<180

Şekil 3.10. Çalışma alanının farklı zemin sınıflandırılmaları için gruplandırılması

Bu sınıflamalar göz önüne alındığında çalışma alanındaki zemin yapısının belirli riskler içerdiği ve ana kayaya kadar olan derinliğin çok düzensiz olduğu ve Kuzey Anadolu Fayı' nın (KAF) yaklaşık 100km mesafede olduğu düşünüldüğünde, özellikle büyütme faktörünün ve zemin hâkim salınım periyotunun inşaat ve jeoteknik mühendisliği projeleri için son derece önemli bir konudur. Bu nedenle tüm profiller için hesaplanan büyütme ve hakim salınım periyotları (T_0 , T_a ve T_b) Tablo 3.4' de verilmiştir (Profil 15 ve 16 için V_{s30} elde edilebilecek V_s bilgisi edinilemediğinden herhangi bir hesaplama yapılamamıştır).

Tablo 3.4. Tüm profiller için hesaplanan büyütme ve zemin hâkim periyod değerleri

Profil	Vs30 (m/s)	Denklem (13)	Denklem (15)	Denklem (16)	Denklem (21)	T0	Ta	Tb
1	540	1,60	1,30	1,11	1,96	0,12	0,08	0,19
2	631	1,40	1,11		2,34	0,13	0,09	0,19
3	550	1,50	1,27	1,09	1,36	0,16	0,10	0,24
4	400	1,90	1,75	1,50	1,98	0,20	0,13	0,30
5	418	1,80	1,67	1,44	1,91	0,21	0,14	0,31
6	530	1,60	1,32	1,13	1,57	0,16	0,11	0,24
7	360	2,00	1,94	1,67	2,77	0,25	0,17	0,37
8	312	2,20	2,24	1,92	2,84	0,43	0,29	0,65
9	475	1,70	1,47	1,26	1,91	0,19	0,13	0,28
10	501	1,60	1,40	1,20	1,90	0,39	0,26	0,58
11	437	1,80	1,60	1,37	1,87	0,37	0,25	0,55
12	321	2,10	2,18	1,87	2,72	0,56	0,38	0,84
13	235	2,60	2,98	2,55	3,61	0,49	0,32	0,72
14	531	1,60	1,32	1,13	1,85	0,17	0,12	0,26

Çalışma alanına ait jeoteknik bir değerlendirme yapmak için P ve S dalga hızlarına bağlı dinamik elastik parametreler hesaplanarak Tablo 3.5 'de verilmiştir. Sismik kesitlerden elde edilen birimler her ne kadar sondaj bilgileri ile örtüşse de, doğrudan birbiri ile eşleştirilmesinden kaçınılmıştır. Çünkü sondajlar gölün yakın bölümlerine aittir ve sondaj kesitlerinde verilen birimlerin bölgeyi tam anlamıyla tanımlayan birimler olduğu konusu tartışmaya açıktır. Sondaj kesitlerinde görülen birimlere bakıldığında, dereden taşınan alüvyonal malzemelerle de uyumlu olduğu ve DSI'nin önceki yıllarda yaptığı dere ıslah çalışmalarında gölü dolduran malzemeye de örtüşebileceği göz önüne alınmıştır. Bu yüzden sondaj logları ve AA' kesitinden, heyelan yönü ve ana kayanın derinliği gibi bilgilerin mukayesesi yapılmıştır. Sismik kesitlerdeki birimleri tanımlamak için yapılacak en doğru çalışma, profillerin olduğu bir alanda sondaj yapılması olacaktır.

Tablo 3.5. Profillere ait elastik-dinamik parametreler

	Tabaka No	Kalınlık (m)	Derinlik (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Vp/Vs	Vs30 (m/s)	Yoğunluk (gr/cm ³)	Kesme Modülü (kg/cm ²)	Elastisite Modülü (kg/cm ²)	Güvenilir Taşıma Gücü (kg/cm ²)
Profil 1	1	2	2	428	195	2,20	540	1,64	623	1706	1,45
	2	4	6	643	347	1,85		1,90	2291	5929	3,56
	3	6	12	1156	501	2,31		2,08	5213	14437	4,51
	4	8	20	1869	775	2,41		2,32	13957	38969	7,47
	5	∞	20	2578	869	2,97		2,39	18034	51791	7,00
Profil 2	1	2,5	2,5	483	240	2,01	631	1,73	996	2663	4,15
	2	5	7,5	714	466	1,53		2,04	4448	10033	9,54
	3	7,5	15	1025	563	1,82		2,14	6787	17431	12,06
	4	10	25	1800	1146	1,57		2,56	33598	77916	29,33
	5	∞	25	2394	1154	2,07		2,56	34143	92097	29,59
Profil 3	1	0,42	0,42	455	242	1,88	550	1,74	1016	2648	4,20
	2	0,85	1,27	455	247	1,84		1,74	1064	2748	4,31
	3	1,27	2,54	455	286	1,59		1,81	1480	3473	5,17
	4	1,7	4,24	626	398	1,57		1,97	3113	7227	7,82
	5	2,12	6,36	626	490	1,28		2,07	4970	7048	10,14
	6	2,55	8,91	1282	574	2,23		2,15	7096	19508	12,36
	7	2,97	11,88	1282	585	2,19		2,16	7405	20269	12,66
	8	3,4	15,28	2200	520	4,23		2,10	5681	16708	10,93
	9	3,82	19,1	2200	610	3,61		2,19	8137	23732	13,34
	10	∞	19,1	2800	714	3,92		2,27	11595	33979	16,24
Profil 4	1	1,78	1,78	356	262	1,36	400	1,77	1216	2209	4,64
	2	3,56	5,34	613	314	1,95		1,85	1823	4821	5,81
	3	5,33	10,67	1320	272	4,86		1,79	1320	3901	4,86
	4	7,11	17,78	1612	357	4,52		1,91	2436	7182	6,83
	5	2,22	20	2029	464	4,37		2,04	4397	12947	9,48
	6	∞	20	2029	795			2,34	14767	41621	18,57
Profil 5	1	1,84	1,84	345	265	1,30	418	1,78	1247	1946	4,70
	2	3,68	5,52	691	265	2,61		1,78	1247	3525	4,70
	3	5,52	11,04	1294	273	4,74		1,79	1333	3937	4,88
	4	7,36	18,4	1650	498	3,31		2,08	5155	14948	10,35
	5	1,86	20,26	3050	654	4,66		2,23	9517	28092	14,55
	6	∞	20,26	3050	748	4,08		2,30	12875	37800	17,21
Profil 6	1	3	3	300	256	1,17	530	1,76	1156	347	4,51
	2	6	9	580	456	1,27		2,03	4222	5854	9,26
	3	9	18	1365	553	2,47		2,13	6518	18276	11,79
	4	12	30	2800	774	3,62		2,32	13898	40544	17,96
	5	∞	30	2800	615	4,56		2,19	8273	24399	13,46
Profil 7	1	0,75	0,75	330	140	2,36	360	1,51	297	825	2,12
	2	1,5	2,25	380	249	1,53		1,75	1084	2436	4,35
	3	2,25	4,5	460	208	2,21		1,67	723	1983	3,48
	4	3	7,5	635	186	3,41		1,62	562	1634	3,02
	5	3,75	11,25	870	270	3,22		1,78	1300	3762	4,82
	6	4,5	15,75	1600	297	5,39		1,83	1611	4776	5,42
	7	2,25	18	2200	650	3,38		2,22	9387	27262	14,44
	8	∞	18	3500	951	3,68		2,44	22098	64533	23,24

Tablo 3.5. devamı

Profil 8	1	0,77	0,77	420	252	1,67	312	1,75	1113	2714	4,42
	2	1,54	2,31	360	178	2,02		1,61	509	1363	2,86
	3	2,31	4,62	420	206	2,04		1,67	707	1898	3,43
	4	3,07	7,69	450	202	2,23		1,66	677	1860	3,35
	5	3,84	11,53	450	230	1,96		1,71	906	2399	3,94
	6	4,61	16,14	715	380	1,88		1,94	2805	7311	7,38
	7	5,38	21,52	715	325	2,20		1,87	1973	5406	6,07
	8	6,15	27,67	715	532	1,34		2,11	5981	10525	11,24
	9	∞	27,67	715	651	1,10		2,22	9419	-17403	14,47
Profil 9	1	1	1	420	196	2,14	475	1,65	632	1721	3,23
	2	2	3	490	201	2,44		1,66	669	1873	3,33
	3	3	6	580	351	1,65		1,90	2346	5683	6,68
	4	4	10	705	373	1,89		1,93	2690	7025	7,21
	5	5	15	1300	543	2,39		2,12	6263	17464	11,53
	6	5	20	4600	562			2,14	6766		12,04
	7	∞	20	4600	938	4,90		2,44	21424	63344	22,84
Profil 10	1	1,13	1,13	417	231	1,81	501	1,72	915	2341	3,96
	2	2,26	3,39	460	225	2,04		1,70	863	2317	3,83
	3	3,38	6,77	750	377	1,99		1,94	2756	7335	7,31
	4	4,51	11,28	1040	363	2,87		1,92	2531	7241	6,97
	5	5,64	16,92	3500	848			2,37	17074		20,13
	6	∞	16,92	3500	848			2,37	17074		20,13
Profil 11	1	0,8	0,8	420	223	1,88	437	1,70	846	2205	3,79
	2	1,59	2,39	420	219	1,92		1,69	812	2132	3,71
	3	2,39	4,78	650	292	2,23		1,82	1551	4260	5,31
	4	3,19	7,97	1440	296	4,86		1,83	1599	4727	5,40
	5	3,98	11,95	1850	454	4,07		2,03	4186	12291	9,22
	6	4,78	16,73	3200	600	5,33		2,18	7840	23233	13,07
	7	∞	16,73	3200	600	5,33		2,18	7840	23233	13,07
Profil 12	1	0,98	0,98	380	126	3,02	321	1,47	234	673	1,86
	2	1,96	2,94	380	151	2,52		1,54	352	989	2,33
	3	2,94	5,88	630	295	2,14		1,82	1587	4315	5,38
	4	3,92	9,8	630	210	3,00		1,67	739	2124	3,52
	5	4,9	14,7	630	234	2,69		1,72	942	2676	4,03
	6	∞	14,7	2500	413	6,05		1,98	3383	10055	8,19
Profil 13	1	0,75	0,75	480	137	3,50	235	1,51	283	825	2,07
	2	1,5	2,25	600	181	3,32		1,61	526	1526	2,91
	3	2,25	4,5	1300	191	6,82		1,63	594	1768	3,12
	4	3	7,5	1700	227	7,50		1,71	878	2617	3,87
	5	∞	7,5	1900	253	7,50		1,76	1125	3356	4,44
Profil 14	1	1,03	1,03	500	216	2,31	531	1,69	787	2180	3,64
	2	2,05	3,08	500	240	2,08		1,73	998	2694	4,16
	3	3,08	6,16	500	378	1,32		1,94	2772	4619	7,33
	4	4,11	10,27	1100	609	1,81		2,19	8107	20737	13,31
	5	5,14	15,41	1100	523	2,10		2,10	5755	15585	11,00
	6	6,16	21,57	1100	616	1,79		2,19	8318	21153	13,50
	7	7,19	28,76	2400	943	2,55		2,44	21682	61088	22,99
	8	8,22	36,98	2400	1170	2,05		2,57	35227	94698	30,11
	9	∞	36,98	5110	1367	3,74		2,68	49996	146133	36,57

4. SONUÇLAR

Bu çalışmada, Uzungöl çevresinin yeraltı yapısı ve jeoteknik özellikleri sığ sismik yöntemlerle incelenmiştir. Bununla birlikte sismik yöntemlerin birlikte kullanımı, verilerin farklı analizlerle değerlendirilmesinin yer yapısı ve özelliklerinin yüksek doğruluk ve güvenilirlikte ortaya çıkarılmasında son derece yararlı olduğu gösterilmiştir.

Ana kayaya kadar heyelan malzemesi kalınlıkları çok düzensizdir. Çalışma alanının batı tarafında kalınlıklar 15-20m arasında iken, güney ve göle yakın taraflarında $\geq 30m$ olarak görüntülenmiştir. Buna göre, genel olarak çalışma alanındaki heyelan malzemesinin kalınlığının göle doğru arttığı ve göle yakın alanlarda en yüksek seviyesine ulaştığı anlaşılmaktadır. Genel olarak üstte tarım toprağı, altta sıklığı ve katılığı farklı derecelerde olan heyelan malzemesi ve en altta bazalt temel kayasından olmak üzere 3 ana jeolojik birim görülmekle birlikte, bu birimler kendi içlerinde alt birimlere ayrılmıştır. Buna göre, zemin profili (1) 0-2.5m arası çakıllı-siltli-killi tarım toprağı ($V_p=300-480m/s$, $V_s=180-250m/s$), (2) 2.5-7m arası siltli-çakıllı kil ($V_p=480-1100m/s$, $V_s=250-450m/s$), (3) 7-15m arası orta sıkı çakıllı-kil ($V_p=1100-2000m/s$, $V_s=450-650m/s$), (4) 15-20m arası çok sıkı-sert çakıllı-kil veya kırıklı-çatlaklı ana kaya ($V_p=2000-3200m/s$, $V_s=650-850m/s$) ve $>20m$ bazalt kayasından oluşan temel kaya ($V_p>3200m/s$, $V_s>850m/s$) olmak üzere 5 litolojik alt birime ayrılmıştır. Temel kayanın ilk birkaç metresinin ayrışma derecesi ile üstteki çok sıkı-katı olan heyelan malzemesi arasında bir geçiş olması nedeniyle, P-dalga hızının yer yer $2000m/s$ 'nin altına kadar düştüğü görülmüştür. Çalışma alanının zemin profilini ve özelliklerini açıklayan jeoteknik değerlendirme, her bir profil için hesaplanan dinamik elastik parametreler ve V_{s30} hız değerleri ($240-650m/s$) sayesinde yapılmıştır. Buna göre, çalışılan alanın zemin sınıflaması sırasıyla, EC-8'e göre B ve C, NEHRP'e göre C ve D ve TDY'ye göre ise B ve C grubu zeminler olup Z2 ve Z3 zemin sınıfı olarak belirlenmiş, ayrıca zemin büyütme değeri 1.4-2.5 ve zemin hakim salınım periyodu (T_0) 0.12-0.251s arasında hesaplanmıştır. Böylece, elde edilen bu bilgilerin, Uzungöl bölgesinde tarihsel bir heyelan sonucu biriken malzeme ile şekillenen zemin üzerinde gelişen yapılaşmanın güvenli olarak planlanmasına dahil edilmesi yararlı olacaktır.

5. KAYNAKLAR

- Alkan, S., 1996. Uzungöl'e taşınan yığının materyalini tespiti ve taşınan meteryal ile gölün dolmasını engelleyen önlemler üzerine bir araştırma, Yüksek lisans tezi, KTÜ Fen Bilimleri Ens., Trabzon.
- Altundağ, D., 2008. Holosende Uzungöl Ve Su Toplama Havzasında Oluşan Çevresel Değişimler, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Ankara.
- Ansal A, Springman S, Studer J, Demirbas E, Önalp A, Erdik M, Giardini D, Sesetyan K, Demircioglu M, Akman H, Fäh D, Christen A, Laue J, Buchheister J, Cetin Ö, Siyahi B, Fahjan Y, Gülkan P, Bakir S, Lestuzzi P, Elmas M, Köksal D, ve Gökce O., 2004. Seismic Microzonation for Municipalities, Pilot Studies: Adapazari, Gölcük, Ihsaniye and Degirmendere, Research Report for Republic of Turkey, Ministry of Public Works and Settlement, General Directorate of Disaster Affairs, World Institute for Disaster Risk Management, Inc.
- Araz, N., 1996. Uzungöl Tabiat Parkı'nın Kaynak Değerine Yönelik Araştırmalar, Y.L.Tezi, KTÜ, Trabzon.
- Asten, M.W., Stephenson, W.R. and Davenport, P.N. 2005. Shear-wave velocity profile for Holocene sediments measured from microtremor array studies, SCPT, and seismic refraction. Journal of Environmental Engineering Geophysics, 10, 235-242.
- Azwin, I. N, Saad, R. ve Nordiana, M., 2013. Applying the Seismic Refraction Tomography for Site Characterization, APCBEE Procedia, 5, 227-231.
- Aytun, A., 2001. Olası deprem hasarını en aza indirmek amacıyla yapıların "doğal" salınım periyodlarının yerin baskın periyodundan uzak kılınması, Uşak İli ve Dolayı (Frigya) Depremleri Jeofizik Toplantısı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara.
- Baker, S.B., 2002. Near Surface Seismic Refraction Tomography Tutorial, Supplementary Report. UB Geophysics.
- Bery, A., 2013. High Resolution in Seismic Refraction Tomography for Environmental Study, International Journal of Geosciences, 4, 792-796.
- Bradford, J. H., 2002. Depth characterization of shallow aquifers with seismic reflection, Part I – The failure of NMO velocity analysis and quantitative error prediction. Geophysics, 67, 1, 89–97.

- Branham, K.L. ve Steeples, D.W., 1988. Cavity detection using high-resolution seismic-reflection methods, *Min. Eng.*, 40, 115-119.
- Brocherdt, R.D., Wentworth, C.M., Janssen, A., Fumal, T. ve Gibbs, J., 1991. Methodology for predictive GIS mapping of special study zones for strong ground shaking in the San Francisco Bay Region, 4th International Conference on Seismic Zonation, 3, 545-552.
- Brower J. ve Helbig K. 1998. Shallow high-resolution reflection seismics. In: Helbig K. and Treitel S. (eds), *Handbook of Geophysical Exploration, Section I. Seismic Exploration*, Elsevier, Amsterdam.
- Bulut, F., 1989. Çambaşı (Trabzon-Çaykara) barajı ve Uzungöl hidroelektrik santral yerlerinin mühendislik jeolojisi açısından incelenmesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- BSSC (Building Seismic Safety Council), 1997. NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures: Part 1, Provisions- FEMA 302. Building Seismic Safety Council.
- Candansayar, M.E., 2005. Investigation of the Roman defence wall by using multi-electrode resistivity system, 4th Congress of the Balkan Geophysical Society, Budapeşte.
- Carpenter, I. C. Higuera-Diaz, M. D. Thompson, S. Atre ve W. Mandell, 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, April, San Antonio.
- 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 DC, 11-15 January.
- CEN, 2004. Eurocode 8-design of structures for earthquake resistance. Part 1: general rules. (December 2004) *Seismic Actions and Rules for Buildings*. European Standard EN 1998-1. European Committee for Standardization, Brussels.
- Dal Moro, G., Pipan, M., Forte, E. ve Finetti, I., 2003. Determination of Rayleigh wave dispersion curves for near surface applications in unconsolidated sediments, SEG International Exposition and Seventy-Third Annual Meeting.
- Deepsoil, 2016, University of Illinois, Board of Trustees of University of Illinois at Urbana-Champaign.

- DSİ, 1982. Of Solaklı projesi Uzungöl 1 ünitesi mühendislik jeolojisi raporu (planlama aşaması), Devlet Su İşleri 22. Bölge Müdürlüğü.
- Ercan, A., 2001. Kıran (Afet) Bölgelerinde Yeraraştırma Yöntemleri:Bilgiler ve Kurallar, TMMOB JFMO Jeofizik Mühendisleri Odası Yayınları.
- Fechner, Th.,Whittaker, J. ve Dietrich, P., 2001. Seismic Tomography for Characterization of a Hydrogeological Test-site, Paper Presented at the ii. EEGS Meeting, September, Nantes, France,
- Fiore, A. Angelino, S. Passaro ve Bonanno, A., 2013. High resolution seismic reflection methods to detect near surface tuff-cavities: a case study in the Neapolitan area, Italy, Journal of Cave and Karst Studies, 75, 1, 51–59.
- Foti, S, 2000. Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves. PhD dissertation,,Politecnico di Torino, Italy.
- Geissler, P.E, 1989. Seismic profiling for groundwater studies in Victoria, Australia. Geophysics, 54, 31-37.
- Hickman, S., Lippincott, T.,Cardimona, S., Anderson, N. ve Newton, T., 2000. Geophysical Site Characterization In Support Of Highway Expansion Project, International Conference On The Application Of Geophysical Technologies to Planning, Design, Construction, and Maintenance of Transportation Facilities.
- Inazaki, T., Yamanaka, Y., Kawamura, S., ve Tazawa, O., 2004. High-resolution seismic reflection survey using Land Streamers for near-surface cavity detection, Proceedings of 7th SEGJ InternationalSymposium, Sendai, Japan, 475–480.
- Iron, L. ve Lewis, B., 1990. Shallow high-resolution seismic reflection investigation at hazardous waste site, The fourth national outdoor action confrence on aquifer restoration, ground water monitoring and geophysical methods, Dublin, Ohio, 1129-1142.
- Jin, X., Luke, B. ve Louie, J., 2006. Comparison of Rayleigh Wave Dispersion Relations from Three Surface Wave Measurements in a Complex Layered System, Geotechnical Engineering in the Information Technology Age Proceedings of GeoCongress.
- Kanai, K., 1983. Engineering seismology, University of Tokyo Press.
- Kanai, K., ve Tanaka, T., 1961. On Microtremors, 8. Bulletin of the Earthquake Research Institute, 39, 97-114.

- Keçeli, A., 2009. Uygulamalı Jeofizik, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:9, Ankara.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye jeolojisine genel bir bakış. İstanbul Teknik Üniversitesi
- Kramer S.L., 1996. Geotechnical earthquake engineering, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Kritakis, G.S. ve Vafidis, A., 2011. Different Alternatives of surface waves data inversion. Applications on environmental and geotechnical case studies, 6th Congress of Balkan Geophysical Society, Budapest, Hungary.
- Jones, R. B., 1958. In situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods. Geotechnique, 8, 1, 1–21.
- Lai, C. G. ve Rix, G. J., 1998. Simultaneous inversion of rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization, Georgia Institute of Technology-School of Civil and Environmental Engineering, U.S., PhD thesis.
- Louie, J.N., 2001. Faster, better, shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bulletin Seismological Society of America, 85, 900-922.
- McMechan, G. A. ve Yedlin, M. J., 1981. Analysis of dispersive by wave field transformation, Geophysics, 46, 6, 869–874, doi:10.1190/1.1441225.
- Midorikawa, S., 1987. Prediction of Isoseismal Map in the Kanto Plain due to Hypothetical Earthquake, J. Struc. Eng. 33B, 43–48.
- Miller R.D. ve Steeples D.W., 1990. A shallow seismic reflection survey in basalts of the Snake River Plain, Idaho. Geophysics, 55, 761-768.
- Miller, R.D., ve D.W. Steeples, 1991. Detecting voids in a 0.6-m coal seam, 7 m deep, using seismic reflection, Geoexploration, 28, 109-119.
- Myers P.B., Miller R.D. ve Steeples D.W., 1987. Shallow seismic reflection profile of the Meers fault, Comanche County, Oklahoma. Geophys.Res. Lett., 15, 749-752.
- MTA, 1985. Arşiv, Trabzon Çaykara Uzungöl (Şerah) Yöresinin Jeolojik Haritası, Maden Tetkik Arama Trabzon Bölge Müdürlüğü, Trabzon, Türkiye.

- Nazarian, S., Stokoe II, K. H. ve Hudson, W. R., 1983. Use of spectral analysis of Surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems, Transportation Research Record No. 930, 38-45.
- Nazarian, S., Yuan, D. ve Baker, M. R., 1995. Rapid Determination of Pavement Moduli with Spectral-Analysis-of-Surface-Waves Method (No: 1243-1), University of Texas at El Paso (UTEP)- Center for Highway Materials Research.
- Özaydın, K., 1982. Zemin Dinamiği, Deprem Mühendisliği Türk Milli Komitesi Yayınları.
- Park, C. B., Miller, R. D., ve Xia, J., 1996. Multi-channel analysis of surface waves using Vibroseis, Presented at the 66th Ann. Mtg. of SEG, Denver, Expanded Abstracts, 68-71.
- Park, C., Miller, R. D. ve Xia, J., 1998. Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record, SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1377–1380.
- Park, C. B., Miller, R. D., ve Xia, J., 1999. Multi-channel analysis of surface waves, Geophysics, 64, 3, 800-808.
- Pullammanagallil, S. K. ve Lovie, J. N., 1994. A Generalized Simulated-Annealing Optimization for Inversion of First Arrival Times, Bulletin Of The Seismological Society Of American, 84, 5, 1397-1409.
- Roesset, 1977. Soil amplification of earthquakes, Numerical Methods in Geotechnical Engineering, 639-682, McGraw-Hill Press.
- Roma, V., Tononi, C. ve Karşlı, H., 2011. Seismic Geotechnical Site Characterization by MASW-REMI Method: Importance of Higher Modes of Rayleigh Waves, 6th Congress of Balkan Geophysical Society, Budapeste-Macaristan.
- Sheehan, J., W. Doll, D. Watson, ve W. Mandell, 2005. Applications of seismic refraction tomography to karst cavities: US Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, 29–38.
- Shtivelman V., Frieslander U., Zilberman E. ve Amit R., 1998a. Mapping shallow faults at the Evrona playa site using high resolution reflection method. Geophysics, 63, 1257-1264.
- Shtivelman V., Ron H. ve Israeli A., 1998b. Construction site investigation using shallow seismic reflection survey at the Margaliot site in the Upper Galilee, Israel. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 3, 63-74.

- Shtivelman V. ve Goldman M., 2000. Integration of shallow reflection seismics and time domain electromagnetics for detailed study of the coastal aquifer in the Nitzanim area of Israel. J. of Appl. Geophys., 44, 197-215.
- Steeple, D. W., ve Miller, R. D., 1990. Seismic-reflection methods applied to engineering, environmental, and ground-water problems, in Ward, S., Ed., Review and tutorial: Investigations in geophysics 5 , Soc. Expl. Geophys., 1–30.
- Stein, S., ve Wysession, M., 2003. An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure: Maldem, Mass., Blackwell Publishing.
- Stokoe II K.H. ve Nazarian, S. 1985. Use of Rayleigh wave in liquefaction studies. Proceedings of the Measurement and Use of Shear Wave Velocity for Evaluating Dynamic Soil Properties, ASCE, N.Y., 1–17.
- Suzuki, H., ve Hayashi, K., 2003. Shallow S-wave velocity sounding using the microtremors array measurements and the surface wave method, Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), Environmental and Engineering Geophysical Society, Denver, CD-ROM, 1371-1376.
- TDY (Türk Deprem Yönetmeliği), 2007. Deprem Bölgelerinde Yapılacak Binalar Hakkında Esaslar. AFAD Deprem Dairesi Başkanlığı, Ankara/Turkey, 159.
- Verep, B., 1999. Uzungöl'ün Hidrografik Özellikleri, Su Ürünleri ve Regreasyon Açısından Değerlendirilmesi Üzerinde Bir Araştırma, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Ens.
- Wathelet M., Jongmans D. ve Ohrnberger M., 2004. Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, Near Surface Geophysics, 2:211–221.
- Xia, J., Miller, R.D. ve Park, C.B., 1999. Estimation of near-surface shear- wave velocity by inversion of Rayleigh waves. Geophysics 64, 691–700.
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B. ve Ivanov, J., 2000. Construction Of 2-D Vertical Shear-Wave Velocity Field By The Multichannel Analysis Of Surface Wave Technique, Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Arlington, Va., February 20-24, 2000, p. 1197–1206.
- Yalçınkaya, E., 2010. Zemin neden bu kadar önemli, Jeofizik Mühendisleri Odası-Jeofizik Bülteni.

Yeşilyurt, C., 2002. Uzungöl yöresi rekreasyon kaynaklarının coğrafi yönden değerlendirilmesi, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Çanakkale.

Yılmaz O., 2001. Seismic data analysis, in investigations in geophysics. In: Doherty S.M. (ed), Investigations in Geophysics, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, Okla.

URL-1: <https://www.landmarksoftware.com>, son erişim 15/05/2018.



ÖZGEÇMİŞ

1986 da Erzincan da doğdu. İlköğretim ve Liseyi Bursa'da, Lisans Eğitimi KTÜ Jeofizik Mühendisliğinde tamamladı. Özel sektörde Proje ve Yönetim Mühendisi olarak görev yaptı. Yüksek lisans eğitimi sırasında Politecnico di Torino (İtalya), University of Barcelona (İspanya), Universty of Miskolc (Macaristan) ve Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya 'da misafir araştırmacı olarak bulundu. EAGE 'in Schlumberger, ADNOC, The Petroleum Institute ile ortak olarak düzenledikleri Birleşik Arap Emirlikleri-Umman sınırında bulunan Jebel Hafeet bölgesinde 'First Middle East Boot Camp' a katılmıştır.

Yer bilimleri alanında önde gelen uluslararası meslek birliklerinden EAGE ve SEG 'in birçok kongresine katılmış ve çalışmalar sunmuştur. Yüksek lisans tezinin kapsadığı çalışmalar: SEG 'in 2015 yılında Birleşik Arap Emirlikleri'nde düzenlediği, 3rd International Conference on Engineering Geophysics (ICEG) konferansında "Best Student Paper", The Selçuk International Scientific Conference On Applied Sciences, konferansında ise 'Best Poster Paper' ödülü kazanmıştır. Öğrenimi sırasında Rehberlik ve Psikolojik danışmanlık bölümünden Psikopatoloji, Bilişsel davranışçı değerlendirme süreci gibi farklı alan dersleri almış, 2016 yılında Boğaziçi Üniversitesi 'nde İnovasyon ve Girişimcilik Uzmanlığı eğitimini tamamlamıştır. Ayrıca 'Trabzon Lösemi Gönüllüleri' topluluğunun kurulmasında öncülük yapmış 2013-2016 yılları arasında yönetimini üstlendiği ekibiyle beraber gönüllülük ilkesine dayanan birçok organizasyona imza atmıştır. Kendisi evli olup, iyi derece İngilizce ve işaret dili bilmektedir.