

**T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ISPARTA ve EĞİRDİR ARASINDAKİ YÜZEYLEMİŞ ve
YÜZEYLEMEMİŞ FAY YAPILARININ SİSMİK YÖNTEMLERLE
İNCELENMESİ**

İbrahim TOKBAŞ

**Danışman
Doç. Dr. Mehmet Zakir KANBUR**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA - 2016**



© 2016 [İbrahim TOKBAŞ]

TEZ ONAYI

İbrahim TOKBAŞ tarafından hazırlanan "**Isparta ve Eğirdir Arasındaki Yüzeylemiş ve Yüzeylememiş Fay Yapılarının Sismik Yöntemlerle İncelenmesi**" adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri önünde Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**'nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak başarı ile savunulmuştur.

Danışman **Doç. Dr. Mehmet Zakir Kanbur**

Süleyman Demirel Üniversitesi

Jüri Üyesi **Yrd. Doç. Dr. Şemsettin CARAN**

Süleyman Demirel Üniversitesi

Jüri Üyesi **Yrd. Doç. Dr. Hasan Hüseyin AKSU**

Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi

Enstitü Müdürü **Doç.Dr.Yasin TUNCER**

TAAHHÜTNAME

Bu tezin akademik ve etik kurallara uygun olarak yazıldığını ve kullanılan tüm literatür bilgilerinin referans gösterilerek tezde yer aldığını beyan ederim.

İbrahim TOKBAŞ

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET	iii
ABSTRACT	v
TEŞEKKÜR.....	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ	x
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	xi
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanının Tanıtılması.....	2
1.2. Çalışma Alanının Jeolojisi.....	5
2. KAYNAK ÖZETLERİ.....	9
3. MATERYAL VE YÖNTEM	11
3.1. ReMi(Mikrotitreşim Kırılma) Yöntemi.....	11
3.1.1. ReMi Yöntemi	17
3.1.1.1. ReMi Yönteminin Arazide Uygulanması	18
3.1.1.1.1. Kaynak.....	19
3.1.1.1.2. İmpuls kaynakları	20
3.1.1.1.3. Alıcıların tepkisi.....	20
3.1.1.1.4. Alıcıların Bağlanması.....	21
3.1.2.1. Sayısal Kayıtçılar	21
3.1.2.2. Hız Spektral Analizi (p-f).....	21
3.1.2.3. Rayleigh Faz Hızı Dispersiyonunun İşaretlenmesi	26
3.1.2.4. ReMi Yönteminin Arazide Uygulanması ve Veri İşlem	27
3.2. Sismik Yansıma Yöntemi.....	32
3.2.1. Düzensiz Gürültüler	33
3.2.2. Düzenli Gürültüler	34
3.2.3. Sismik Yansıma Sinyalinin Elde Edilmesi.....	37
3.2.3.1. Serim Uzunluğu.....	37
3.2.3.2. Jeofon Seçimi.....	37
3.2.3.3. Sahada Gürültü Testi	38
3.2.3.4. Sismik Dalgaların Yansıması.....	39
3.2.4. Sismik Yansıma Verilerinin Elde Edilmesi	40
3.2.5. Sismik Veri İşlem.....	41
3.2.5.1. Moveout Düzeltme (Correction)	43
3.2.5.2. İstenmeyen Sinyallerin Temizlenmesi (Muting)	44
3.2.5.3. Dekonvolüsyon (Ters evrişim)	45
3.2.5.4. Yığılma (Stacking)	45
3.2.5.4.1. Sabit hız yığılması (CV Stack)	45
3.2.5.4.2. Yığılma işlemi (CMP Stack).....	47
3.2.5.5. Migrasyon (Göç)	47
3.2.5.6. Filtreleme (Filtering).....	47

3.2.5.7. Otomatik kazanç kontrolü (AGC)	48
3.2.6. Sismik Yansıma Yönteminin Arazide Uygulanması ve Veri İşlem	49
4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....	54
4.1. ReMi Yönteminin Uygulanması	54
4.2. Sismik Yansıma Yönteminin Uygulanması.....	57
4.3. Yüksek Çözünürlüklü Sismik Yansıma Yönteminin Uygulanması	60
4.3.1. Isparta-Bedre yolu üzeri verilerinin yorumlanması	62
4.3.1. Isparta-Eğirdir yolu üzeri verilerinin yorumlanması	67
5. SONUÇLAR.....	72
6. KAYNAKLAR	74
ÖZGEÇMİŞ.....	76



ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

ISPARTA ve EĞİRDİR ARASINDAKİ YÜZEYLEMİŞ ve YÜZEYLEMEMİŞ FAY YAPILARININ SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ

İbrahim TOKBAŞ

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Mehmet Zakir Kanbur

Bu çalışmada bazı fay yapılarının ReMi, sismik yansıma ve yüksek çözünürlüklü sismik yansıma yöntemleri kullanılarak bazı fay ve stratigrafik yapıların belirlenmesi amaçlanmıştır.

Isparta Süleyman Demirel Üniversitesi kampüs içerisinde Pliyo-Kuvartarner çökelleri üzerinde ReMi tekniği, Yakaören köyü yakınlarında olası fay için sismik yansıma tekniği, Eğirdir yolu üzeri ve Bedre yolu üzerinde gözlemlenen fay yapıları üzerinde ise yan yana profiller halinde yüksek çözünürlüklü sismik yansıma tekniği kullanılarak veriler alınmıştır. Arazide elde edilen veriler jeolojide desteklenerek stratigrafik özellikleri ve fay yapıları açısından yorumlanmıştır.

Araştırma sonuçlarına göre SDÜ yakın çevresindeki alana ait ana kaya derinliği, tabaka kalınlığı ve faylanmanın olduğu bölgeler tespit edilmiştir. Yakaören köyü civarında bölgenin stratigrafik kesiti ve faylanmanın olduğu yer tespit edilmiştir. Eğirdir ve Bedre yolu üzerinde ise profillerin tek tek stratigrafik kesitleri çıkarılmıştır ve bu kesitler daha sonra birleştirilerek 2.5D yapısı çizilmiştir. Bu sayede profillerdeki fay yapısının birbirleriyle uyumlu olup olmadığını tespit edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: ReMi yöntemi, sismik yansıma yöntemi, yüksek çözünürlüklü sismik yansıma yöntemi, stratigrafi, fay.

2016, 76 sayfa



ABSTRACT

M.Sc. Thesis

AN INVESTIGATION OF PATTERN And UNPATTERNED FAULT STRUCTURE BY SEISMIC TECHNIQUE BETWEEN ISPARTA And EĞİRDİR

İbrahim TOKBAŞ

**Süleyman Demirel University
Graduate School of Applied and Natural Sciences
Department of Geophysical Engineering**

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Mehmet Zakir KANBUR

In this study, Along the units of Pleo-Quaterner and Isparta sedimentary, Remi, high-resolution seismic and reflection seismic reflection methods were used. In order to observe some geologic structure and stratigraphy, many data were collected by using the Remi technique in Suleyman Demirel University campus, the seismic reflection technique at the vicinity of Yakaoren village, and high-resolution seismic reflection techniques on Fault structures along the Egirdir-Bedre roads. The collected data is processed and interpreted in accordance of geologic informations.

According to the results the SDU of the surrounding area and bedrock depth, layer thickness and zones of faulting have been identified. There is stratigraphic section area around Yakaoren village where profiles faulting have been identified. The collected seismic reflection data, converted to the sections, were positioned on Bedre and Eğirdir road view and than there and the individual sections as 2.5D stratigraphic cross sections as as drawn. In this way, we have determined whether the fault structure of the profiles are compatible with each other.

Keywords: ReMi method, seismic reflection method, high-resolution seismic reflection method, stratigraphy, fault.

2016, 76 pages



TEŞEKKÜR

Bu araştırma için beni yönlendiren, karşılaştığım zorlukları bilgi ve tecrübesi ile aşmamda yardımcı olan değerli Danışman Hocam Doç. Dr. Mehmet Zakir KANBUR'a teşekkürlerimi sunarım. Arazi çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen arkadaşlarım Arş. Gör. Ali SİLAHTAR, Jeofizik Mühendisi Gökhan AKTAN, Kenan KAHRAMAN'a teşekkür ederim.

Tezimin her aşamasında beni yalnız bırakmayan aileme sonsuz sevgi ve saygılarımı sunarım.

İbrahim TOKBAŞ
ISPARTA, 2016



ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Arazi çalışmasının yapıldığı yerler	3
Şekil 1.2. ReMi profilinin ölçüm esnasındaki başlangıç ve bitiş yerleri	4
Şekil 1.3. Ykor profilinin ölçüm esnasındaki başlangıç ve bitiş yerleri	4
Şekil 1.4. e1(a) ve e2(b) yüksek çözünürlüklü yansıma profillerinin ölçüm esnasındaki başlangıç ve bitiş yerleri	5
Şekil 1.5. Isparta ve çevresinin 2005-2012 yılları arasındaki mikrodeprem haritası	6
Şekil 1.6. Isparta ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi haritası.....	8
Şekil 3.1. Love dalgalarının oluşumu	12
Şekil 3.2. Love dalgasının yayılımı esnasındaki parçacık hareketleri.....	13
Şekil 3.3. P ve SVdalgalarının serbest yüzeyde etkileşerek Rayleigh dalgasının oluşması.....	13
Şekil 3.4. Rayleigh dalgasının yayılımı esnasındaki parçacık hareketi	14
Şekil 3.5. Farklı frekans ve fazlı iki harmonik eğrinin toplamında oluşan dalga treni.....	15
Şekil 3.6. Geometrik dispersiyon	17
Şekil 3.7. Slant stack'daki τ ve p nin anlamları.....	23
Şekil 3.8. τ ve p dönüşümü.....	23
Şekil 3.9. p-f görüntülerinden faz hızlarının işaretlenmesi siyah renkli kareler ile gösterilmiştir	27
Şekil 3.10. ReMi verisi alınırken arazi ve ekipman görüntüsü.....	28
Şekil 3.11. ReMi verisinin veri işlem aşamaları	29
Şekil 3.12. ReMi verisinin veri işlem aşamaları (p-f görüntülemesi)	30
Şekil 3.13. ReMi verisinin veri işlem aşamaları (p-f verilerinin ortalaması)	30
Şekil 3.14. Gürültü kaydından hesaplanmış güç spektrumu	30
Şekil 3.15. Ölçülmüş ve kuramsal olarak hesaplanmış dispersiyon eğrileri	31
Şekil 3.16. Dispersiyon eğrisinden elde edilen V_s hızları ve derinlikleri.....	31
Şekil 3.17. Bir sismik kayıta görülmesi muhtemel dalgaların zaman - uzaklık grafiğindeki dağılımı.....	33
Şekil 3.18. Gürültü analizi veya "walkaway" örneği.....	38
Şekil 3.19. CDP ve katlamalı arazi uygulama örneği	40
Şekil 3.20. Ortak yansıma çizgileri.....	41
Şekil 3.21. Yansıma sismolojisinde veri işlem akış diyagramı	42
Şekil 3.22. CMP ve NMO düzeltmesi yapılmış CMP örneği	44
Şekil 3.23. Sismik sinyalin filtreleme aşamasının basitleştirilmiş gösterimi	48
Şekil 3.24. Veri alırken araziden görüntü.....	52
Şekil 3.25. Sismik yansıma verisinin veri işlem aşamaları.....	53
Şekil 4.1. Birinci veriden elde edilen dispersiyon eğrileri.....	54
Şekil 4.2. Birinci veriden elde edilen dispersiyon eğrisinden tespit edilen V_s hızları ve derinlikleri.....	55
Şekil 4.3. ReMi verilerinin değerlendirilip kesitlerinin çıkarılması	56
Şekil 4.4. Sismik yansıma verisine uygulanan veri işlem aşamaları	58
Şekil 4.5. Sismik yansıma yöntemi veri işlem uygulanmış	59

Şekil 4.6. Sismik yansıma yöntemi veri işlem uygulanmış tabakalar ve fay belirtilmiş.....	59
Şekil 4.7. Yüksek Çözünürlüklü sismik yansıma verisinin veri işlem aşamaları.....	61
Şekil 4.8. Profil1-2 verisinin tabakasız ve tabakalandırılmış sismik kesitleri.....	63
Şekil 4.9. Profil3-4 verisinin tabakasız ve tabakalandırılmış sismik kesitleri.....	64
Şekil 4.10. Profillerin 2,5D çizdirilmesi.....	65
Şekil 4.11. Profillerdeki tabakalarda düşmelerin olduğu yerlerin 2,5D çizdirilmesi.....	66
Şekil 4.12. EProfil1-2 verisinin tabakasız ve tabakalandırılmış sismik kesitleri.....	68
Şekil 4.13. EProfil3-4 verisinin tabakasız ve tabakalandırılmış sismik kesitleri.....	69
Şekil 4.14. EProfillerin 2,5D çizdirilmesi.....	65
Şekil 4.15. EProfillerdeki tabakalarda düşmelerin olduğu yerlerin 2,5D çizdirilmesi.....	66

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 4.1. ReMi verilerine ait parametreler.....	45
Çizelge 4.2. Sismik yansıma yöntemine ait parametreler.....	50
Çizelge 4.3.Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma yöntemine ait parametreler.....	50
Çizelge 4.4. DSİ Çünür bölgesinden alınan bir kuyu logu verileri.....	57
Çizelge 4.5. DSİ Yakaören bölgesinden alınan bir kuyu logu verileri.....	60



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

AGC	Otomatik Genlik Kazanımı
Ar(f)	Alicının genliği
c	Faz hızı
CDP	Ortak Derinlik Noktası
CMP	Ortak Yansıma Noktası
f	frekans
G	Gürültü
h	Derinlik
U	Grup hızı
MASW	Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi
ML	Lokal büyüklük
k	Frekansa bağlı dalga sayısı
NMO	Normal Kayma Zamanı
R	Alicının karmaşık spektrumu
ReMi	Kırılma mikrotremör
SASW	Yüzey dalgaları spektral analiz yöntemi
Srec	Frekans bölgesinde kayıt edilen sinyal
T	Zaman
ti	Kesme zamanı
V	Hız
Vp	P dalga hızı
Vs	S dalg hızı
Vs30	Kayma dalgası hızı
X	Uzaklık
λ	Dalga boyudur
ρ	Yoğunluk
(p, τ)	τ -p Dönüşümü
ω	Açısal frekans
$\Phi_s(\omega)$	Kaynak fazı
$\Phi_i(\omega)$	Alicının fazı
$\Phi_P(\omega)$	Yayımla fazıdır
$\Phi_o(\omega)$	Gözlemlenen faz

1. GİRİŞ

Bu çalışmada; Isparta ovası, Eğirdirde fay ve stratigrafik yapıların ortaya çıkarılması amacıyla ReMi, sismik yansıma ve yüksek çözünürlüklü sismik yansıma yöntemlerine uygun veriler toplanmıştır. Toplanan bu veriler değerlendirilip jeolojik yapı belirlenmiştir.

Yansıma sismolojisinde başlıca gelişme sismik izlere yığma işleminin yani CDP'nin ilk olarak 60 yıl önce petrol endüstrisinde kullanılması olmuştur (Dobrin vd., 1988). Özellikle bu metottaki başlıca başarı daha fazla çözünürlük sağlamak vasıtasıyla, sinyal/gürültü oranını iyileştirerek karmaşık jeolojik yapıların analizinde verimli sonuçlar elde etmek olmuştur. Petrol endüstrisi bu masraflı araştırmalar için yeterli güce sahipken diğer çevresel endüstrilerin bu konuya ayıracak yeterli bütçesi olmadığından tekniğin gelişimi bilgisayar teknolojisinin gelişimine kadar sadece petrol aramalarında kullanılmıştır. Sonunda bilgisayar teknolojisi ve etkili CDP çözüm tekniği kombinasyonu sağlanarak düşük ücretle yüksek çözünürlük elde edilmesine ve daha fazla sismik yansıma uygulamalarının yapılabilmesine olanak sağlamıştır (Steeple and Miller, 1990).

Çökel havzalarda ana kaya topografyası ve bunları örten çökellerin neotektonik yapılarının belirlenmesinde yansıma sismolojisinin yanında geliştirilen metotlardan bir diğeri yüzey dalgaları analizine dayanan ReMi tekniğidir. Son yıllarda geliştirilen kırılma-mikrotitreşim (ReMi) tekniği (Louie, 2001), 30 metre ortalama S dalgası hızı (V_{s30}) ve yeterli açılımla 100 metre derinliğe kadar tabaka kalınlıklarının ve hızlarının belirlenmesi için kullanılmaktadır. Teknik aktif sismik kaynak gerektirmediği için şehir trafiğinin yoğun olduğu yerlerde yapılabilmekte ve diğer tekniklerin uygulanmasında problem yaratan bu durum avantaja dönüşmektedir. Oldukça kolay ve ekonomik görünen bu teknik, bilinen kırılma sismiği ekipmanı ve çevresel gürültünün sismik kaynak olarak kullanılmasıyla yer içerisindeki tabaka kalınlıkları ve kesme dalgası hızlarının çıkarılmasına dayanır (Kanbur vd. , 2008; Kanbur ve Kanbur, 2009).

Tez kapsamında; Isparta Süleyman Demirel Üniversitesi kampüs alanı yakın çevresinde ReMi tekniğini kullanarak çökel yapının sığ stratigrafik özelliklerinin belirlenmesi ve fay yapısının mevcut olup olmadığı jeolojik bilgilerden de faydalanılarak araştırılmıştır. Yakaören köyü civarı(Şekil1.1.B) sismik yansıma tekniği, Eğirdir yolu üzeri(Şekil1.1.D) ve Bedre yolu üzeri (Şekil1.1.C) yüksek çözünürlüklü sismik yansıma tekniği kullanılarak çökel yapısının stratigrafik özelliklerinin belirlenmesi ve fay yapısının mevcut olup olmadığı jeolojik bilgilere de dayanarak araştırılmıştır.

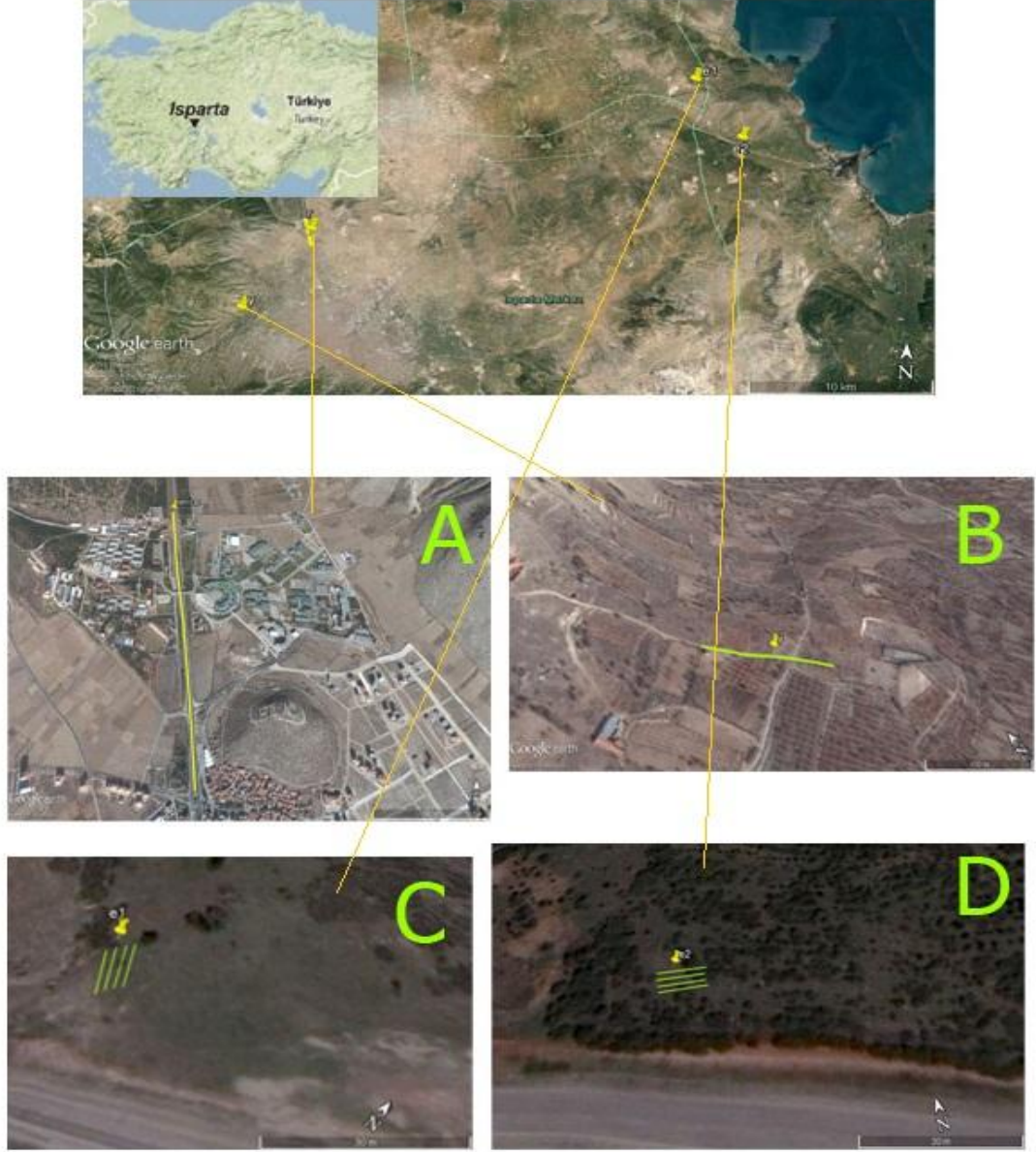
Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma için enerji kaynağı olarak balyoz kullanılmıştır. 12 kanallı Geode kayıtçı ve 100 Hz' lik jeofonlar (Şekil1. C-D 1 metre, Şekil1. B 2 metre) aralandırılarak veri kazanımı sağlanmıştır. ReMi için ise 4.5 Hz' lik jeofonlar ilk 100 noktada 10 metre aralıklandırılarak sonraki 19 noktada jeofonlar 20 metre aralandırılarak 24 kanallı Geode kayıtçı ile veri kazanımı yapılmıştır. Elde edilen bu veriler çeşitli veri işlem aşamalarından geçirilerek kesitlere dönüştürülmüştür. Bu çalışma ile çökel yapının stratigrafik özellikleri ve fay yapısının mevcut olup olmadığı araştırılmıştır. Çalışma, özellikle standartlaştırılmış veri kazanım tekniği ve veri işleminin çeşitli jeolojik uygulamalara kolaylıkla uygulanabildiğini göstermektedir.

1.1. Çalışma Alanının Tanıtılması

Isparta ili, Akdeniz Bölgesi'nin kuzeyinde yer alan Göller bölgesinde yer almaktadır. 8.933 km²'lik yüzölçümüne sahip olan Isparta ili, kuzey ve kuzeybatıda Afyon, batıda ve güneybatıda Burdur, güneyde Antalya, doğu ve güneydoğuda ise Konya ile çevrilidir. Rakımı ortalama 1050 metredir. Çalışma alanının genel konumunu gösteren yer buldurucu harita (Şekil1.1.)'de verilmiştir. Verilen harita Çünür bölgesi ve Üniversite kampüsü, Yakaören köyü, Eğirdir ve Bedre bölgelerini kapsamaktadır.

Çalışma alanı Akdeniz bölgesinde yer alan Isparta il merkezi Süleyman Demirel Üniversitesi kampüs alanı yakın çevresinde ReMi çalışması, Isparta-Eğirdir yolu üzeri 10-15. Km'ler arasında ve Isparta-Bedre yolu üzeri 15-17. Km'ler arası

yüksek çözünürlüklü sismik yansımaya, Yakaören köyü civarı yüksek çözünürlüklü sismik yansımaya çalışmalarda bulunulmuştur.



Şekil 1.1. Arazi çalışmasının yapıldığı yerler(A: Süleyman Demirel Üniversitesi çevresindeki ReMi yönteminin uygulama alanı, B: Yakaören köyü çevresindeki sismik yansımaya yönteminin uygulama alanı, C: Bedre yolu üzeri yüksek çözünürlüklü sismik yansımaya yönteminin uygulama alanı, D: Eğirdir yolu üzeri yüksek çözünürlüklü sismik yansımaya yönteminin uygulama alanı)

Remi tekniği Şekil1.1.A 'daki görüldüğü üzere tek profil üzerinde ilk 100ölçüm arasındaki jeofon aralıkları 10 metre ve sonraki 19 ölçüm arasındaki jeofon aralıkları 20 metre olarak ölçüm alınmıştır. ReMi tekniğinde kullanılan jeofonlar 4.5 Hz 'dir.



Şekil 1.2. ReMi profilinin ölçüm esnasındaki başlangıç ve bitiş yerleri

Sismik yansıma (Şekil1.1.B)'deki görüldüğü üzere tek profil üzerinde jeofon aralıkları 2 metre olarak jeofonlar kaydırılarak ölçüm alınmıştır. Jeofonlar 100 Hz 'dir.



Şekil 1.3. ykor profilinin ölçüm esnasındaki başlangıç ve bitiş yerleri

Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma (Şekil1.1.C-D)'deki görüldüğü üzere 4 profil olarak ayrı ayrı ölçüm alınmıştır. Jeofonlar 100 Hz ve aralıkları 1 metre

aralıklandırılmıştır. Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma tekniğinde her bir jeofonun bulunduğu yerden balyoz atışı yapılarak ölçüm alınmıştır.



(a)

(b)

Şekil 1.4. e1(a) Eğirdir ve e2(b) Bedre yüksek çözünürlüklü yansıma profillerinin ölçüm esnasındaki başlangıç ve bitiş yerleri

1.2. Çalışma Alanının Jeolojisi

İnceleme alanlarında otokton konumlu birimler gözlenir. Geniş alanda yüzeylenme veren otokton birimler yaşlıdan gence doğru sıra ile Triyas-Jura-Kretase yaşlı Davraz formasyonu, Senomaniyen-Türoniyen yaşlı Söbüdağ kireçtaşı üyesi, Orta Maestrihtiyen yaşlı Çiğdemtepe kireçtaşı, Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Koçtepe formasyonu, Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu. Üst Miyosen-Pliyosen- Kuvaterner yaşlı Gölcük volkanikleri ile Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır.



Şekil 1.5. Isparta ve çevresinin 2005-2012 yılları arasındaki mikrodeprem haritası (Görmüş vd., 2012)

Bölgede genellikle sığ ve orta derinlikte depremler olmaktadır (Frenkal vd., 1990). Ege-Anadolu bloğunun batıya hareketi ve Girit ve Kıbrıs yitimleri bölgede meydana gelen depremlerden sorumlu tektonik yapılardır. Batıda Fethiye burdur fay kusagi doguda Beysehir bindirmesi kuzeyde Egirdir gölünün üst kısmında bir üçgen sekli olusturan Isparta üçgeninin merkezinden Kovada grabeni kuzeye dogru uzanmaktadır. Isparta Ovası, Isparta açısının kuzey merkezi civarlarında yer almaktadır. KD gidisli Burdur Fay Zonu, Isparta üçgenininin batı kenarını; KB gidisli Aksehir Fay Zonu dogu kısmını oluşturun (Koçyigit ve Özacar, 2003).

Bu tektonik yapı içerisinde Isparta ve Burdur'a ait deprem aktivitesi oldukça yüksektir (Soysal vd., 1981; Barka vd., 1997). Bunlardan önemlileri su sekilde sıralanabilir. Ms=6.2 büyüklüğündeki Burdur depremi, 12.05.1971 tarihinde meydana gelmiş ve ortaya çıkan kırığın 1914 yılında meydana gelen kırıkla aynı doğrultuda olduğu gözlenmiştir (Taymaz ve Price, 1992). Odak mekanizması çözümüne göre depremin normal faylanma sonucu olduğu gözlenmiştir

(Eyidogan vd., 1991; Taymaz ve Price, 1992). $M_s=6.1$ büyüklüğündeki Dinar depremi, 01.10.1995 tarihinde meydana gelmiş ve 10 km'lik bir kırılma meydana getirmiştir (Gündoğdu vd., 1996). Pınar'a (1996) göre deprem 2 şoktan oluşmuş ve normal atım yanında bir miktar da doğrultu atımdan oluşmuştur. Bölgede Dinar depreminden sonra 15.12.2000 tarihinde ($M_s=5.8$) Sultandagi depremi meydana gelmiştir. Isparta ve yakın çevresinde mikrodeprem etkinliği de sürmektedir. Şekil 1.5.'de Isparta ve yakınlarında son on yılda meydana gelmiş $M=2.5-4.2$ büyüklüğündeki deprem episantırları görülmektedir. Mikrodeprem aktivitesi bölgedeki tektonik aktiviteyi göstermesi bakımından önemlidir. Bu depremlerden bazılarının episantır noktası yerlesim merkezi içerisine düşmektedir. Bu aktivitenin Koçyiğit ve Özacar, (2003)'nin bölgede gösterdikleri lokal faylanmalardan kaynaklandığı düşünülebilir.

Bölgede Yakaören köyü ve Üniversitesi ortasındaki bölgede diyebileceğimiz Deregümü bölgesinde gerçekleşen depremin aramızdaki fayları gerçekleştirmiş olabilir ya da tetiklemiş olabilmektedir. Bölgede oluşan deprem aktivitelerinin fazla olmasından dolayı bölgesel faylanmalara ve stratigrafinin değişimi (Şekil 1.6.) bu oluşan depremlerden kaynaklanmaktadır.

ISPARTA VE ÇEVRESİNİN GENELLEŞTİRİLMİŞ STRATİGRAFI KESİTİ								
ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	KALINLIK(m)	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR	
SENOZOYİK	KUVATERNER			ALÜVYON	300		Kil,kum,çakıllı traverten Kil,kum,çakıl	
		PLİYOSEN			GÖLCÜK	375		Tuf,tuffit,pomza Andezit,traki andezit
	AKDAĞ KIREÇTAŞI BİRLİĞİ (a)						DİSKORDANS a-Kireçtaşı	
	GÖKÇEBAĞ OFİYOLİTLİ KARMAŞIĞI (2)							
	ORTA EOSEN			KAYIKÖY	650-700			Kumtaşı,çakıltaşı,kırıntılı kireçtaşı ve kilitaşı
	PALEOSEN EOSEN			KIZILKIRMA	120			Şeyl,kilitaşı,çamurtaşı,kumtaşı,marn,kırıntılı kireçtaşı. DİSKORDANS
		GEÇ KRETASE ERKEN PALEOSEN			GÖKÇEBAĞ OFİYOLİTLİ KARMAŞIĞI (1)			Serpantin,gabro,diyabaz,çört,kireçtaşı blokları. DİSKORDANS
	MESOZOYİK	KRETASE	ÜST KRETASE	MAESTRİHTİYEN	SENİRCE	80		İnce tabakalı kireçtaşı. DİSKORDANS
				SEHOMANİYEN TURONİYEN	SÖBUDAĞ	500		Masif kireçtaşı.

Şekil 1.6. Isparta ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi haritası

(www.mta.gov.tr/v2.0/bolgeler/konya/Kesitresim/Ispartakesit.jpg)

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Görmüş ve Özkul (1995): Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgeyi kapsayan genel jeoloji amaçlı çalışmalarında sahanın stratigrafisine ilişkin saptamalar yapmışlar ve sahanın jeolojik haritasını yenilemişlerdir. Bu çalışmada, Mesozoyik yaşlı Akdağ Kireçtaşı'nın tektonik dokanakla üzerlediği ofiyolitli karışık ile birlikte Erken Miyosen yaşlı Güneyce Formasyonu üzerinde tektonik dokanaklı (bindirme) olarak yer aldığı yorumlanmıştır.

Nazarian vd. (1983): Sığ yer altı tabakalarının görüntülenmesi için üretilen cisim dalgalarının incelenmesinde yüzey dalgaları gürültü olarak değerlendirilmesine karşın, frekans bağımlı (dispersif) özellikleri nedeniyle yüzeye yakın malzemelerin mekanik özelliklerini belirlemek için kullanmıştır.

Miller vd. (1999): ReMi ve MASW teknikleri yerin yapısal özelliklerini ortaya koymak içinde kullanılmaktadır.

Louie (2001): Yüzey dalgalarının dispersiyon özelliğinden yararlanarak yerin sığ kısmına ait ortalama S dalgası hız yapısını elde edilme yönteminden bahsetmiştir.

Kanbur ve Etiz (2005): Yazarlar Isparta havzasının kuzeydoğu kısmında ana kaya derinliğini jeofizik yöntemlerden gravite metodu ile belirlemeye çalışmışlardır. İnceleme alanında en derin çökel kalınlığı 320 m olarak tespit edilmiştir.

Kanbur ve Kanbur (2009): Isparta şehir merkezinin kuzeyinde yapılan çalışmada araştırmacılar Re-Mi tekniğini kullanarak bölgenin Vs30 hız haritasını çıkartmış; elde edilen hız haritasının Kanbur vd. (2008) de yapılan Çünür bölgesindeki çalışmalarının sonuçları ile benzer olduğunu tespit etmişlerdir.

Kanbur vd. (2008): Remi yöntemini kullanarak Isparta'nın kuzeyinde temelde yer alan Üst Kretase yaşlı karbonatlar, Paleosen-Eosen yaşlı kırıntılılar ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı daha genç çökeller arasındaki yapının ortaya çıkarılması sağlanmış ve yüzeye yakın ana kayanın yapısal özellikleri ile bu yapıların kesme dalgası hızları tespit etmiştir.

Dobrin vd. (1988): Yansıma sismolojisindeki sismik izlere yığma işlemi kullanmıştır.

Steeple and Miller (1990): Bilgisayar teknolojisiyle CDP çözüm tekniğini kombinleyerek daha ucuza daha çok sismik yansıma uygulamalarını yapabilmeyi sağlamıştır.

Malovichko et al. (2005): Aktif kaynak kullanarak yüksek frekans aralıklarında yüksek kalitede Rayleigh dalga dispersiyon verisi elde edileceği. Pasif kaynakta ise uzun dalga boylarının çözünürlüğü için daha iyi sonuç vereceğini söylemiştir.

Strobbia (2005): Ofset mesafesinin önemli olduğundan söz etmiştir.

Öztürk (1993): Sinyal/Gürültü oranından bahsetmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çalışmada ReMi, sismik yansıma ve yüksek çözünürlüklü yansıma tekniklerini kullanılmıştır. Bu yöntemlerin yanına ek olarak DSİ'nin almış olduğu kuyu loglarından ve önceki çalışmalardan yararlanılmıştır. Bu tezde fay yapılarının olduğu muhtemel yerlerin sismik yöntemlerle ortaya çıkarılması hedeflenmiştir.

3.1. ReMi(Mikrotitreşim Kırılma) Yöntemi

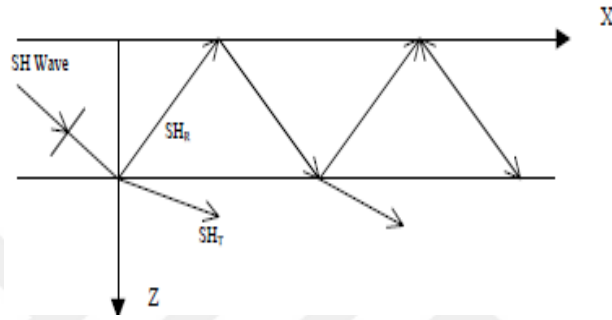
Kırılma Mikrotremor Yöntemi'nin genel ilkeleri Louie(2001) tarafından verilmiştir. Yapıların sığ makaslama hızlarının tahmini, olması muhtemel bir sarsıntıda (depremde) o bölgenin tepkisinin önemli bir bileşenini oluşturabilir (Borcherdt 1992, Anderson *et al.* 1996). Sığ yeraltının makaslama hızlarını bulmak için, yüzey dalgalarının dispersiyon özelliğinden faydalanılabilir. Aktif bir kaynak yerine çevresel gürültüler, taşıt, insan gürültüleri, rüzgar, atmosferik vb. olayların tamamı kullanılabilir. Kaynağın kökeni belli olmadığı için kaynak her an varolabilir ve her an Rayleigh dalga yayılımı oluşturabilir. Dolayısıyla dalga yayılımının yönü bilinemez (Asten and Stephenson 2005). Aktif kaynak kullanılmaması, veri toplama donanımlarının kolay taşınabilir olması, ayrıca kentsel alanlarda uygulama kolaylığı getirmesi vb. nedenler yöntemin yaygınlaşmasına neden olmuştur.

Yüzey dalgası faz bilgileri, Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (Spektral Analysis Surface Wave-SASW), ve mikrotremor dizilim teknikleri kullanılarak makaslama hızı hesaplanabilir ve buradan da zeminin sağlamlığı yorumlanabilir.

Yüzey dalgalarının özelliklerini, yayılım esnasında ki partikül hareketlerini ve yüzey dalgalarının dispersiyon özellikleri kısaca izleyen şekilde açıklanabilir.

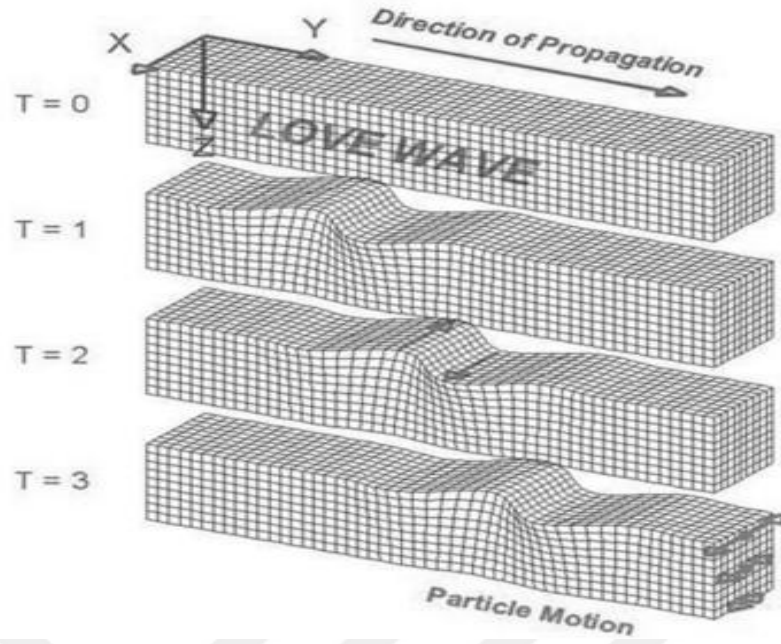
Yüzey dalgaları, P ve S dalgalarının serbest yüzeye ulaşmaları ve bu yüzeye paralel yayılmaları sonucunda oluşur. Yüzey dalgalarının genlikleri artan derinlik ve yanal değişimlerin etkisiyle sönümlenir. İki tür yüzey dalgası vardır.

Love Dalgası: Serbest yüzeydeki SH dalgalarının yapıcı çoklu yansımaları sonucunda Love dalgaları oluşur (Şekil 3.1.). Love dalgaları Rayleigh dalgalarından daha hızlıdır ve bu yüzden sismogramlarda daha önce görünür.



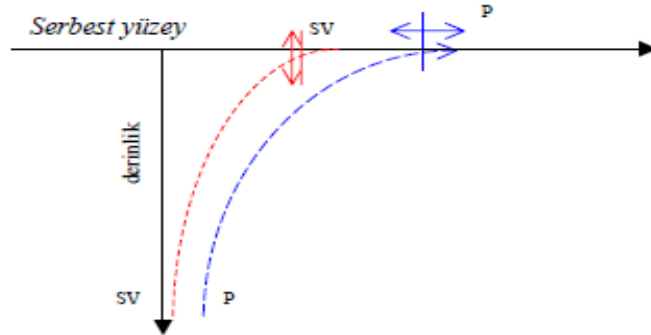
Şekil 3.1. Love dalgalarının oluşumu

Love dalgaları yalnızca özel bir stratigrafik durumda yüzeyde oluşur. Üstteki katmanın makaslama hızı, altındaki katmandan daha düşük olmalıdır. Bu nedenle homojen ortamda oluşmazlar ve dispersif özellik gösterirler. Dalga yayılımı sırasındaki parçacık hareketi dalga yayılım yönüne dik ama yüzeye paraleldir (Şekil 3.2.). (Keçeli, A. D., 2009.)



Şekil 3.2. Love dalgasının yayılımı esnasındaki parçacık hareketleri

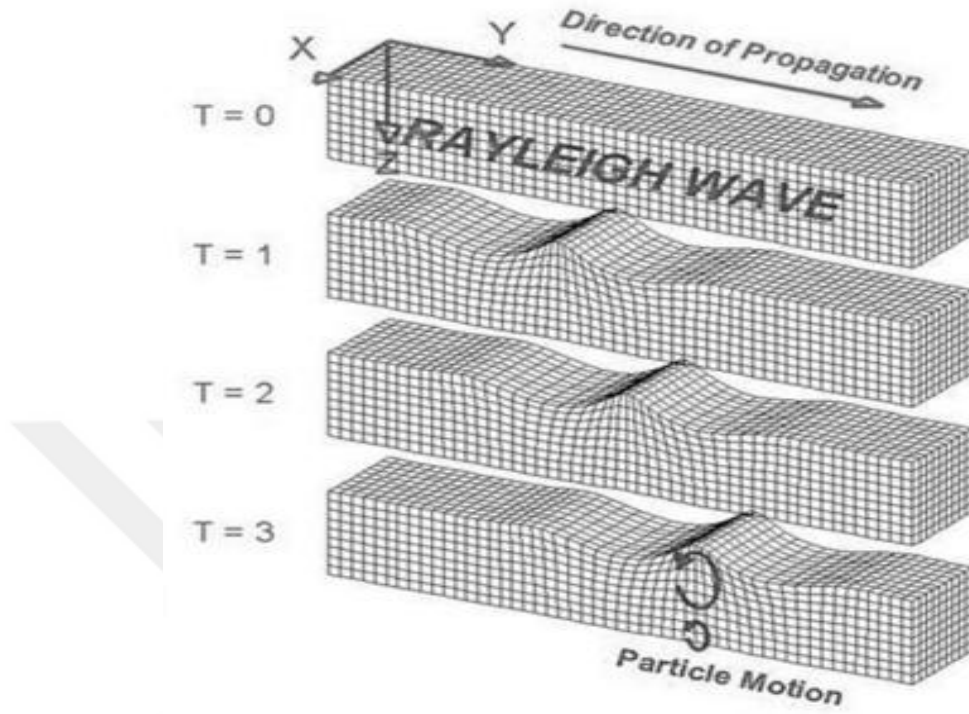
Rayleigh Dalgası: “Ground-roll” olarak da bilinen Rayleigh dalgası, P ve SV düzlem dalgalarının serbest yüzeyde etkileşmesi ve yüzeye paralel yayılması sonucunda oluşur (Şekil 3.3.).



Şekil 3.3. P ve SV dalgalarının serbest yüzeyde etkileşerek Rayleigh dalgasının oluşması

Rayleigh dalgalarının hızı homojen ortamda S dalga hızından küçüktür. Derinlikle birlikte elastik özelliklerdeki değişimler dispersiyona neden olur. Rayleigh dalgaları sadece tabakalı ortamda dispersiyon özelliği gösterir. Bu nedenle ReMi yönteminde kullanılmaktadır. Rayleigh dalgaları S dalga hızına en

yakın hıza sahiptir. Parçacık hareketi dalga yayılım doğrultusunun tersi yönde ve eliptik bir yörünge üzerindedir (Şekil 3.4.).

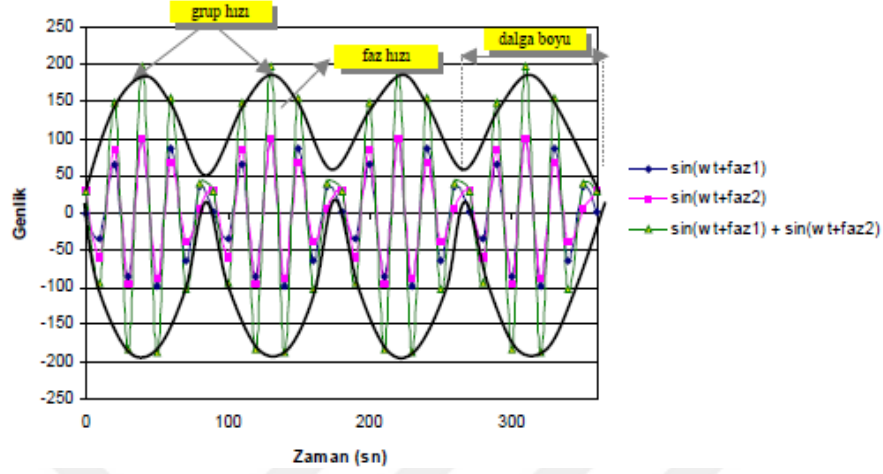


Şekil 3.4. Rayleigh dalgasının yayılımı esnasındaki parçacık hareketi

Yüzey dalgalarının özellikleri Strobbia'dan (2005) yararlanılarak izleyen şekilde özetlenebilir. Serbest yüzeyde sıkışma kökenli bir kaynak açığa çıkarsa, yüzey dalgalarının geometrik yayılımı ve enerjilerinin çoğu cisim dalgalarından azdır ve bu yüzden aktif sismik yöntemlerde uzak mesafelerde Rayleigh dalgaları baskın karakterdedir. Yalnızca geometrik sönümü hesaba katarsak, enerji mesafenin karesiyle azalıyor ise küresel dalga cephesi, enerji mesafeyle lineer olarak azalıyor ise silindirik dalga cephesi olur. Enerji yer değiştirmenin karesiyle orantılıdır. Böylece cisim dalgalarının genlikleri kaynaktan uzaklaştıkça azalır ve Rayleigh dalgalarının genlikleri mesafenin kareköküyle orantılıdır.

Yüzey dalgalarında dispersiyona bağlı Faz Hızı ve Grup Hızı olmak üzere iki tür hız bilgisi ortaya çıkar. Farklı fazlarda ilerleyen farklı frekanstaki dalgalar birbiri üzerine binerek dalga trenlerini oluştururlar. Bu dalga treni üzerinde yer alan

herhangi bir fazdaki noktanın ilerleme hızına Faz Hızı denir. Tüm dalga treninin ilerleme hızı ise Grup Hızı olarak adlandırılır (Şekil 3.5.).



Şekil 3.5. Farklı frekans ve fazlı iki harmonik eğrinin (mavi ve pembe renkli) toplamından oluşan dalga treni (yeşil renkli)

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

$$\Phi_o(\omega) = \Phi_s(\omega) + \Phi_p(\omega) + \Phi_i(\omega) \quad (3.1)$$

Burada $\Phi_o(\omega)$ gözlemlenen faz, $\Phi_s(\omega)$ kaynak fazı, $\Phi_i(\omega)$ aletin (alıcının) fazı, $\Phi_p(\omega)$ yayılma fazıdır. Başlangıç noktasında ki faz hesabı için fay mekanizması ve kaynağın derinliği bilinmek zorundadır. (Keçeli, A. D., 2009.)

Faz hızı,

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)} \quad (3.2)$$

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

Grup Hızı: Grup hızı yüzey boyunca seyahat eden dalga paketlerinin yapıcı girişimleri sonucu dispersif özelliktedir. Grup hızları üst kabuk yapısını belirlemede kullanılabilir. Çünkü onlar doğrudan üst kabuk tarafından denetlenir. Sıradağlar ve kıtasal kalkanlar gibi jeolojik özellikler yüksek grup hızlıdır. Ölçülen grup ve faz hızları sismogramlardan elde edilen bir kaç adımı içerir. İlk adım, deprem verisinin kalitesini ve sismogramların makul sinyal-gürültü oranlarını garantilemeyi içerir. Temel gürültü yüzey dalgalarına aynı zamanda ulaşan diğer enerjiler (P dalgası vb) olabilir. İkinci olarak da aletin tepkisi sismogramlardan çıkartılabilir. Verilen periyot için grup hızı, istasyon ve kaynak arasındaki grup hızlarının varış zamanlarına bölünerek tahmin edilebilir (Keçeli, A. D., 2009.)

Grup hızı,

$$U(\omega) = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (3.3)$$

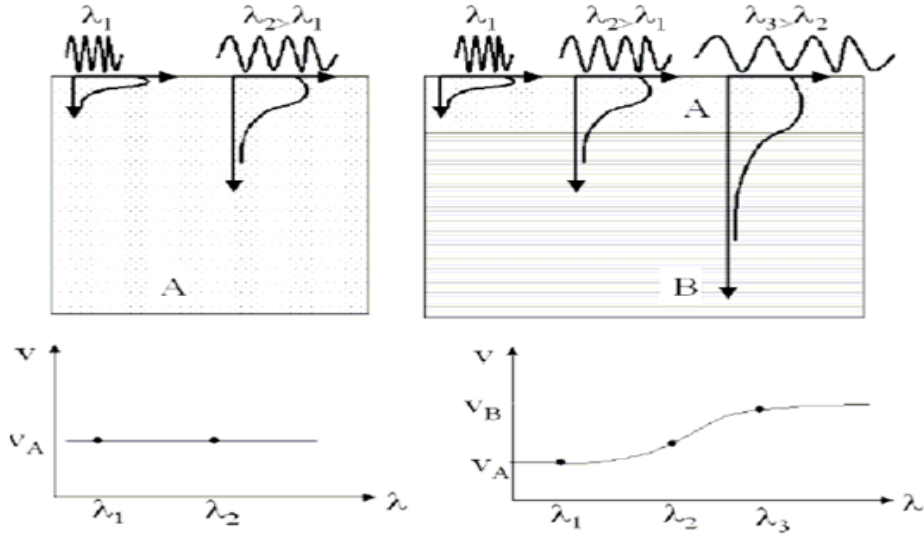
olarak verilir. Burada ω açısal frekans ve k dalga sayısıdır. Grup hızı ile faz hızı arasındaki ilişki,

$$U(\omega) = c(\omega) - \lambda \frac{\partial c(\omega)}{\partial \lambda} \quad (3.4)$$

şeklinde verilir. Burada U grup hızı, c faz hızı, λ dalga boyudur. Faz hızının λ 'ya göre türevi her zaman pozitif olur, dolayısıyla grup hızı faz hızından küçüktür.

Yüzey dalgası yöntemleri heterojen ortam içerisinde Rayleigh dalgalarının geometrik dispersiyonunu analiz eder. Kırılma mikrotremor yönteminde de kullanılan bu yöntemin ilkesi, farklı frekanslar sınırlı derinlikteki dalga boyuna

bağlı olarak önemsiz sayılmayacak parçacık hareketi ve deformasyon üretir. Böylece yüzeyin altındaki farklı derinliklerde farklı frekanslar yayılır. Düşeyde heterojen olan ortamın mekanik özellikleri derinlikle değişir. Farklı özelliklerdeki tabakalarda farklı dalga boyları yayılır. Bu yüzden yayılma hızları da farklıdır. Bu olay geometrik dispersiyon olarak anılır. Faz hızıyla frekans arasındaki ilişkide dispersiyon eğrileri olarak tanımlanır (Şekil 3.6.).



Şekil 3.6. Geometrik dispersiyon (Strobbia 2005)

3.1.1. ReMi Yöntemi

ReMi(Kırılma Mikrotitreşim), basit mikrotremör dizilim teknikleriyle SASW'nin sadece ölçüm tekniğini ve MASW'nin sığ doğruluğunu birleştirir. Çok sayıdaki jeofonların ve lineer dizilim ile kentsel mikrotremör kayıtları alınabilir. Yöntemin üstünlüğü kolay ve hızlı alan verisi toplamasıyla birlikte SASW ve MASW tekniklerindeki gibi ağır kaynaklar gerektirmemesi ve ölçü süresinin kısa olmasıdır.

Bütün sismogramlar, zaman ortamında hız analizi teknikleri uygulanmasını içerir. Bu analizde cisim dalgalarından, atmosferik dalgalardan ve diğer uyumlu gürültülerden Rayleigh dalgasının ayırt edilmesiyle oluşur.

ReMi tekniğinin temeli iki temel nokta etrafında toplanmıştır. Birincisi bilinen sismik kırılma kayıt donanımları ile hemen hemen sığ P dalgası kırılma çalışmalarına benzeyen şekilde ayarlanarak 2 Hz'e kadar düşük frekanslarda yüzey dalgası etkili bir şekilde kayıt edilebilir. İkinci nokta, mikrotremor kayıtlarına iki-boyutlu yavaşlık-frekans(p-f) dönüşümü uygulanarak Rayleigh dalgası diğer sismik varışlardan ayrılır ve görünür hızlara karşı gerçek faz hızı tanımlanabilir.

Aktif ve Pasif kaynak kullanımının avantajları;

- Aktif yöntemde yüksek frekans aralıklarında yüksek kalitede Rayleigh dalga dispersiyon verisi elde edilebilir (Malovichko *et al.* 2005).
- Pasif yöntem uzun dalga boylarının çözünürlüğü için olumludur. Daha derinlerdeki tabakalar hakkında bilgi içerir (Malovichko *et al.* 2005).

Aktif yöntemde Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri, değişik kaynak ve jeofon mesafelerinde kayıt edilen dalga formlarından faz spekturumu analizini temel olarak üretilir. Pasif yöntemde frekans-dalgasayısı analizi, jeofon dizisinden geçen uyumlu dalga paketleri hakkındaki bilgileri ayrıştırabilir. İşlemler sonucunda dispersiyon eğrisi elde edilir ki bu da verilen Rayleigh dalga modunda faz hızı frekans ilişkisidir (Malovichko *et al.* 2005).

3.1.1.1. ReMi Yönteminin Arazide Uygulanması

Yüzey dalgası hızı dispersiyon kayıtlarının alınması için iki temel etken sağlanmalıdır. Birincisi herbir kanal için grup dizilimden çok tek jeofon kullanmak, ikincisi 12 veya daha çok jeofonlu doğrusal serilim kullanmak. Daha çok sismik kırılma çalışmalarında olduğu gibi, genellikle tek jeofon kullanımı yaygındır. Petrol endüstrisinde yapılan sismik yansıma çalışmalarında grup jeofon dizilimleri kullanılır. Bu grup dizilimi yüzey dalgalarını ve yatay yöndeki enerji yayılımını bastırır. Alternatif bir yöntemde kırılma hattına dik yönde serilimin yerleştirilmesidir. Bu, hat boyunca yayılan dalgaların seyahat zamanını arttırırken enerjilerini azaltarak yüzey dalgalarının belirginleşmesini sağlar.

Bir başka önemli bileşende, deneysel kurulumlarda herbir alıcı arasındaki mesafenin 8-20 m arasında bırakılarak çok kanallı serilimlerin yapılmasıdır. Bu durumda çok fazla kablo gerekecek ve tıkanmış trafiği olan kentsel alanlarda çok zorluklar yaşanacaktır.

Gerçek dizilimin uzunluğu mod ayırımına ve spektrumun çözünürlüğüne olanak verir. Genelde spektral analiz limitlerinden, eğer zamanı sabit alıp mesafeye göre kayıt alırsak maksimum dalga boyu dizilim uzunluğuna eşit olabilir. Gerçekten bu limit büyük dalga boyları analizinin üstesinden gelebilir. Yalnızca iki kayıtçı hesaba katılırsa, faz hızı iki iz arasındaki kayma zamanından hesaplanabilir (Strobbia 2005).

Ofset mesafesinin aşırı fazla olması yüksek frekansların kayıt edilmesini güçleştirir. Küçük ofsetlerin kullanılması tercih edilir ve kısa ofsetlerde düşük frekanslar süzgeçlenir. Faz hızı kaynaktan uzaklaştıkça önemli bir değişim gösteriyorsa, bunu da farklı frekanslarda analizle ayırmak mümkündür (Strobbia 2005).

ReMi yönteminin arazide uygulanmasını basit olarak anlatacak olursak arazide jeofonların doğru şekilde dizilip aktif kaynak yada pasif kaynak kullanılarak sismik kayıtların alınmasıyla gerçekleşir. Pasif kaynak kullanırsak ortam gürültüsünden oluşan dalgalar sayesinde verimiz alınır. ReMi yönteminin nüfuz ettiği derinlik profilimizin uzunluğuyla ilişkilidir.

3.1.1.1.1. Kaynak

Kaynak standart sismik kaynak olabilir, hatta yüzey dalgası testleri için ihtiyaç duyulan kaynak biraz farklıdır. Yüzey dalgası yönteminde, kaynak kullanılarak geniş frekans bandında yüksek sinyal gürültü oranında yüzey dalgaları üretilir. Bu durumda ilgilenilen bandın düşük frekanslı kısmını elde etmek zordur ve bunun için büyük araştırma derinliğine ulaşmak gerekir.

Bu durumda hedefe ve araştırma derinliğine bağlı olarak büyük patlatma kaynakları kullanılır.

3.1.1.1.2. İmpuls kaynakları

Balyoz değişik jeolojik koşullarda uygulaması kolay ve 50-100 m dizilim için yeterli olabilir. Atalet etkisi kullanılarak bir düğme ile kolayca kayıtçı tetiklenebilir. Balyozla puls üretilir, yüksek frekanslar için hafif balyoz tercih edilir. Metal plaka kullanılırsa sinyalin frekansı artar. Özellikle kaldırım ve asfaltda 1000 Hz'den yüksek frekanslar üretilebilir.

Eğer daha fazla enerjiye ihtiyaç duyuluyorsa ağırlık düşürme kullanılabilir. Ağırlığın düştüğü yerde metalik bir plaka kullanılırsa kaynağın frekans içeriği artar.

Örneğin 130 kg'lık tek vuruşla veya 130 kg'ı 3 m'den düşürmek 10 kez balyozla vurmaktan daha fazla enerjiyi açığa çıkarır. Sinyalin frekans içeriği balyozdakinden farklı değildir. Bir bölgede 10 kez balyozla vurmaya karşılık bir tane ağırlık düşürmek aynı etkiyi yaratır.

Küçük atışlarla geniş bir spektrum üretmek yerine, titreşim kullanılabilir. Titreşim kaynağı ilişki analizi ve hızlı sinyal içeren sismik yansıma için kullanılır. Yüzey dalgası yönteminde ise amaç etkili enerji içeren farklı frekanslar üretmektir. Her bir frekansdaki kaydın genliği kaynağa ve bölgenin tepkisine bağlıdır.

3.1.1.1.3. Alıcıların tepkisi

Alıcı olarak çoğunlukla jeofon kullanılır. Jeofonların çalışması çoğunlukla sabit bir mıknatısın içinde asılı duran bir bobinin hareketidir. Bu hareket bobinin ataletidir. Bu hareket sonucu küçük voltaj değişimleriyle orantılı görece bir hız üretilir. Alıcı maksimum yanıtı, bobin titreşim doğrultusuna paralel olduğunda verir. Alıcının yanıtı önemlidir çünkü kayıt edilen sinyal ile etkilenir. S_{rec} ; frekans bölgesinde kayıt edilen sinyal, R alıcının karmaşık spektrumu ile S_{true} gerçek sinyalin karmaşık spektrumundan üretilir:

$$S_{rec}(f) = S_{true} \cdot R(f) \quad (3.5)$$

Genlik ve faz da hesaba katılarak,

$$A_{rec}(f) = A_{true} \cdot A_r \cdot F_{true}(f) \quad (3.6)$$

$$F_{rec}(f) = F_{true} + F_r \quad (3.7)$$

Elde edilir. Burada $A_{rec}(f)$ frekans bölgesinde kayıt edilen sinyalin genliği, $A_{true}(f)$ gerçek sinyalin genliği, $A_r(f)$ alıcının genliği, $F_{rec}(f)$ kayıt edilen sinyalin fazı, $F_{true}(f)$ gerçek sinyalin fazı, $F_r(f)$ fazıdır.

3.1.1.1.4. Alıcıların Bağlanması

Jeofonla toprağın bağlanması sinyalin kalitesi için önemlidir. Yüzey dalgası yöntemlerinde yüksek enerji elde etmede alıcıların toprak ile bağlantısı etkilidir.

3.1.2.1. Sayısal Kayıtçılar

Jeofonlar elektrik sinyali üretirler ve bu sinyaller çok kanallı sayısal kayıtçılarda kayıt edilir. Sismografların dinamik aralığı veri niteliğini etkiler, frekans aralığını ve modları ortaya çıkarır.

3.1.2.2. Hız Spektral Analizi (p-f)

Dalga alanı dönüşümleri yapılır, sismik veri temel araçları kullanılır(Yılmaz 1987). Bu şekilde farklı sismik olayların kimlikleri birbirinden ayrılır. Çok kanallı yüzey dalgası yöntemlerinin temelini (dispersif dalga analizinin düzenlenmesinde) toplanan ortak atışlara dalga alanına dönüşüm uygulamalarının yapılmasıdır(Strobbia 2005).

Dalga alanı dönüşümünden (p-f, f-k) kasıt, dispersif dalgaları veri içinde bulunan her bir moddaki dispersiyon eğrisi görüntülerine dönüştürebilmektir (Strobbia 2005). Dispersif dalgaların analizi için f-p dönüşümünün kullanılmasını McMechan and Yedlin (1981) önermişlerdir. Dalga alanı

dönüşüm uygulamasının üstünlüğü, sonuçta elde edilen görüntüye bütün verilerin katkı sağlaması ve verilerin subjektif olarak seçilmesinden (işaretleme, pencereleme vs...) uzak durulabilmesidir. Dönüştürülmüş bölgede modlar görsel olarak ayrılır, dönüştürülmemiş veride ise görsel olarak ayrılamazlar (Strobbia 2005).

Hız Spektral Analizinin temeli p-tau (p- τ) dönüşümleri veya “slanstack” olarak tanımlanmıştır (Thorson and Claerbout 1985). Bu dönüşümde çoklu sismogramdan kayıt parçaları alınır ve ışın parametresi p (hızın tersi yavaşlık olarak anılır) ile kesme zamanı τ 'ya dönüştürülür. p- τ dönüşümü için A(x,t) sismik kayıtlarının basit çizgisel integrali alınır. x mesafe, t zaman olmak üzere,

$$A(p, \tau) = \int_x A(x, t = \tau + px) dx \quad (3.8)$$

Burada p = dt/dx eğimi, x doğrultusundaki V_a görünür hızının tersidir. Pratikte x ayrık verilerden oluşur. dx sonlu mesafe olmak üzere (çoğunlukla 8-20 m.),

$$x = jdx \quad j=1,2,3,\dots,n \quad (3.9)$$

elde edilir. Benzer şekilde zamanda ayrık verilerden oluşur:

$$t = idt \quad i=1,2,3,\dots,m \quad (3.10)$$

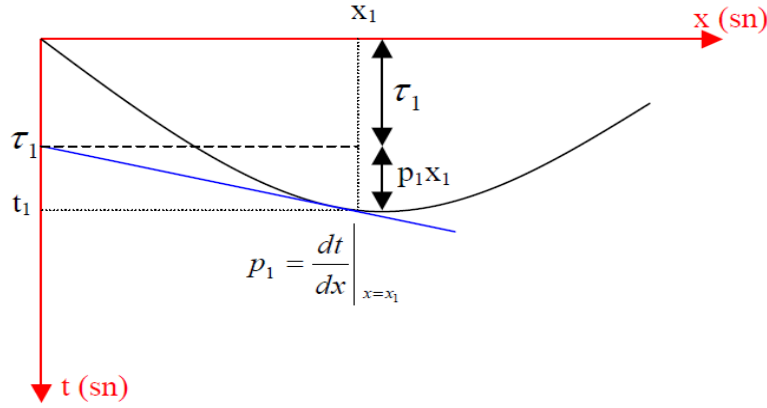
dt çoğunlukla 0,001-0,01 sn arasındadır. Negatif ve pozitif p- τ dönüşümü ayrık biçimde verilirse,

$$p=p_0+l\Delta p \quad (3.11)$$

$$\tau=k.dt \quad (3.12)$$

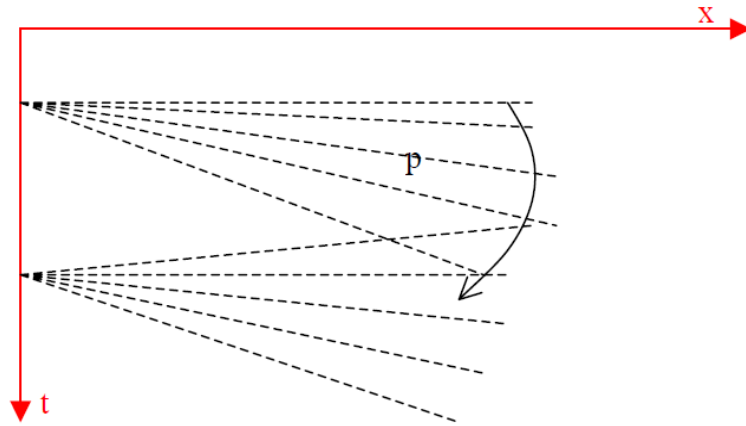
$$A(p = p_0 + l\Delta p, \tau = kdt) = \sum_{j=0}^{nx-1} A(x = jdx, t = idt = \tau + px) \quad (3.13)$$

(3.13)bağıntısı p - τ dönüşümüdür. Kesme zamanı τ , görülebilir kesme zamanının yeniden düzenlenmesiyle $t = \tau + px$ görülebilir. Kesme zamanı τ ve p eğimli düz çizgiyle elde edilir(Şekil 3.7.).



Şekil 3.7. Slant stack'daki τ ve p nin anlamları (Storobbia 2005)

Böylece p farklı seyahat zaman eğrilerinden elde edilebilir. Bununla birlikte zaman ofset bölgesinde kayıtların τ - p dönüşümleri, herbir τ değeri için p eğimli doğru boyunca dalga alanlarının yığılmasıdır.(Şekil5.3.)



Şekil 3.8. τ - p dönüşümü (Storobbia 2005)

$p_0 = -p_{\max} \cdot p_{\max}$ olarak tanımlanabilir. Minimum hızın tersinin çarpımı olarak düşünülebilir (Louie 2001). p_{\min} ve p_{\max} çok kolay hesaplanabilir. Δp sinyalin frekans içeriğine bağlıdır. Katlanmadan (aliasing) kaçınmak için örnekleme izleyen şekilde tanımlanır;

$$\Delta p \leq \frac{1}{2\pi f_{max} x_{max}} \quad (3.14)$$

Burada f_{max} ve x_{max} sırasıyla maksimum frekans ve x doğrultusunda dönüştürülmüş veri uzunluğudur (Storobbia 2005). Çoğunlukla 200 m/sn'ye ayarlanır. Ancak araştırmalarda yumuşak bölgelerde 100 m/sn veya daha az çıkabilmiştir. np görece nx 'in bir veya iki katına ayarlanır. Burada Δp 'nin aralığı 0.0001-0.005 sn/m olabilir ve kapalı $-p_{max}$ ile p_{max} aralığında $2np$ yavaşlık adımına göre ayarlanır. Kırılma alıcı hattının her iki doğrultusu boyunca enerji yayılımı analiz edilir. $t=\tau + px$ zamanındaki genlikler, doğrusal interpolasyon ile hesaplanan örneklenmiş zaman noktaları arasına düşer.

Kırılma mikrotremor analizinde kullanılan mesafe, dizilimin başındaki jeofon ile sonu arasındaki aralıktır. Dönüşümden sonraki kesme zamanları, sadece dizilimin başından sonuna kadar olan varış zamanlarıdır.

p - τ dönüşüm kayıtları, gerçek x - t kayıtlarındaki bir veya birçok ofset iz çiftlerini içerir. O izlerin herbirinin içeriği (tek yavaşlık veya hız değerinde) bütün kesme zamanlarındaki kayıtların lineer toplamıdır. İkinci adım, (3.15) eşitliğindeki herbir p - τ izi alınarak karmaşık Fourier dönüşümü $F_A(p,f)$ hesaplanır, kesme zaman uzayında ya da τ 'da;

$$F_A(p,f) = \int_{\tau} A(p,\tau) \exp(-i2\pi f\tau) d\tau \quad (3.15)$$

ve $f=m\Delta f$ noktalarında ayrık Fourier dönüşümü,

$$F_A(p,f = m. \Delta f) = \sum_{k=0}^{nt-1} A(p,\tau = k. dt) \exp(-2i\pi m\Delta f\Delta t) \quad (3.16)$$

ile verilir. Bir boyutlu dönüşüm yavaşlık veya p eksenini için etkili olmaz. Sismik yansıma çalışmalarında olduğu gibi iyi frekans çözünürlüğünü elde etmek için kayıt zamanı uzatılır. Örneğin; zaman örnekleme $dt = 0.001$ sn ise kayıt

uzunluğu nt , $\Delta f = 0.25$ Hz için yaklaşık 4000 örneklilik çözünürlüktedir. Kırılma mikrotremor çalışmasında kayıt aralığı 20 ile 50 sn arasında bir uzunluktadır.

Güç spektrumu $S_A(p, f)$ karmaşık Fourier dönüşümünün genliğinin karesi ise,

$$S_A(p, f) = F_A^*(p, f)F_A(p, f) \quad (3.17)$$

ile verilir. Burada * karmaşık ifadeyi gösterir. Bu yöntem kaydın alıcı profili boyunca düz ve ters doğrultudaki p - τ dönüşümlerinin her ikisinin toplamıdır. Bir yavaşlık ekseninde düz ve ters doğrultulardan gelen toplam enerji mutlak p değerini gösterir, $p=0$ civarında yavaşlık eksenini katlanır ve toplanarak elde edilir:

$$S_A(|p|, f) = [S_A(p, f)]_{p \geq 0} + [S_A(-p, f)]_{p < 0} \quad (3.18)$$

Böylece x - t ortamından p - f ortamına dönüşüm tamamlanmış olur. Bu kayıtlar için ışın parametresi p , dizilim boyunca yavaşlığın yatay bileşenidir. Kırılma mikrotremorunda birden fazla kayıta analiz yapılırsa, özel p - f görüntü kayıtları $S_{An}(|p|, f)$, toplam güç görüntüsüne nokta nokta eklenir:

$$S_A(|p|, f) = \sum_n S_{An}(|p|, f) \quad (3.19)$$

Yavaşlık-frekans analizi bir bölgede alınan bütün kayıtlarda tüm güç spektrumu kayıtlarından üretilir ve yavaşlık-frekans (p - f) eksenlerinde çizdirilir. Belirgin güçteki uyumlu bir fazın olduğu eksenlerde eğimler belirlenirse yavaşlık-frekans dorukları dispersiyon analizi için tipik periyod-hız diyagramına çizilir.

p - τ dönüşümü doğrusaldır ve terslenebilir. Mekansal ve frekans ortamı tamamen karşılık gelebilir (Thorson and Claerbout 1985). Dönüşüm verideki genliklere $1/\text{frekans}$ alçak geçişli süzgeç gibi etki eder. Bununla birlikte süzgeç bozulma veya frekans sapması yapmaz. Dönüşüm her bir kesme zamanına

paralel çizgi boyunca yığıma yapar. Hiperbol boyunca hızların yığılması gibi gerilme veya frekans bozulması olmaz (Thorson and Claerbout 1985).

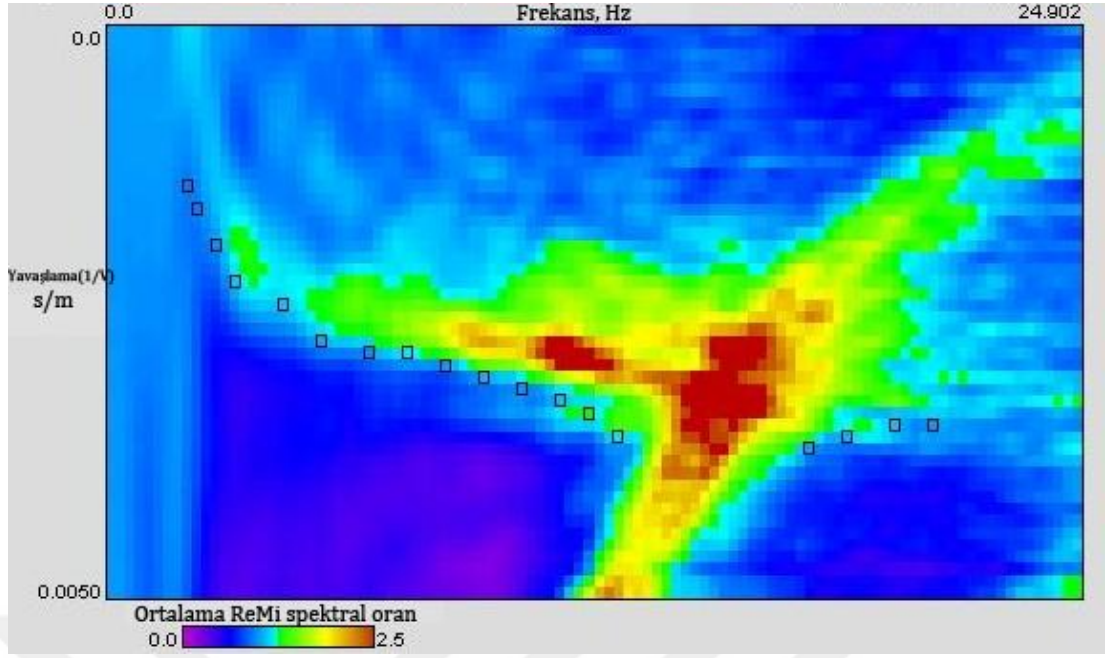
Dispersif dalgaların özel eğimleri p-f analizinde gerçek bir üstünlük sağlar. Mikrotremor kayıtlarında görünen diğer varışlar, cisim dalgaları, atmosferik dalgalar gibi bir eğim içermezler. p-f güç spektrum görüntülerinde yüksek enerjili dalgalar görülebilir. Eğer bir sismik kayıtda enerjinin büyük çoğunluğu Rayleigh dalgasının dışındaki bir fazdan kaynaklanıyorsa, p-f analiziyle dispersiyon eğrilerinin dışında yavaşlık frekans çiziminde bu enerjiler ayrılabilir. Birçok kanalla yapılan kayıtlarda düşey sismogramın tamamı tutulur ve p-f dönüşümü uygulanır. Bu yöntem Rayleigh dispersiyon analizinde başarılı olur.

3.1.2.3. Rayleigh Faz Hızı Dispersiyonunun İşaretlenmesi

Louie'den (2001) özetle, bu analizde gürültü kayıtlarının spectral normalizasyonu için sadece McMechan ve Yedlin'nin (1981) güç-oranı spektrumu hesaplanarak eklenir. Bütün yavaşlıkların üzerindeki ortalama gücün büyüklük sırası bir frekanstan diğerine farklı olabilir. Bu yöntemde, $S_{total}(|p|,f)$ toplam görüntüsünde veya tek tek $S_A(|p|,f)$ görüntülerindeki frekanslarda olan bütün yavaşlıklar boyunca, ortalama güce karşı her bir yavaşlık-frekans bileşiminde spektral güç oranı $R(|p|,f)$ alınır:

$$R(|p|,f) = \left[\frac{S(|p|,f)np}{\sum_{j=0,np-1} s(|p| = ldp, f)} \right] \quad (3.20)$$

Burada np, orjinal yavaşlık adımları sayısı olan $2np$ 'nin yarısıdır. Birçok durumda spektral oran görüntü sonuçlarında çok net bir şekilde dispersiyon eğrisi boyunca sıralanmış şekilde görülebilir. Spektral oranların p-f görüntülerinden doğrudan dispersiyon eğrisi yorumlanıp başarılı şekilde işaretlenebilir (Şekil 3.9.). Burada açık mavi renklerle sarı renge geçiş noktaları işaretlenecek noktaları göstermektedir.



Şekil 3.9. p-f görüntülerinden faz hızlarının işaretlenmesi siyah renkli kareler ile gösterilmiştir

3.1.2.4. ReMi Yönteminin Arazide Uygulanması ve Veri İşlem

ReMi yöntemi(Kırılma Mikrotremör) Isparta Süleyman Demirel Üniversitesinin yakın çevresinde(Şekil1.1.A) uygulamıştır. ReMi yöntemi uygulamak için 24 kanallı Geode marka sismik kayıtçı, 24 adet 4.5 Hz jeofon kullanılmıştır. ReMi uygulamasında pasif kaynaktan yararlanılarak Vs hızlarına ulaşılmıştır. Çalışma 24 adet jeofonun zemine yerleştirdikten sonra arazide oluşan gürültülerin sismik kayıtçı yardımıyla kaydedilmesiyle alınmıştır. Çalışmada toplam 121 veri kaydı almıştır. Bunlardan ilk 100 tanesindeki jeofon aralıkları 10 metredir. 101. kayıttan itibaren her kayıt arasındaki mesafe 20 metreye çıkarılmış ve jeofonlar arası mesafe 10 metre olarak kalmıştır. 120 ve 121'inci verilerde ise kayıtlar arası mesafe 200 metre olmuştur. Bunun sebebi arazinin içerisine ova bölgesinde almak ve daha iyi yorum yapabilmemizdir. Alınan veri parametreleri(Çizelge 4.1.) 2 milisaniye örnekleme aralığı ve 32 saniye kayıt boyu şeklinde alınmıştır.

Çizelge 4.1. ReMi verilerine ait parametreler

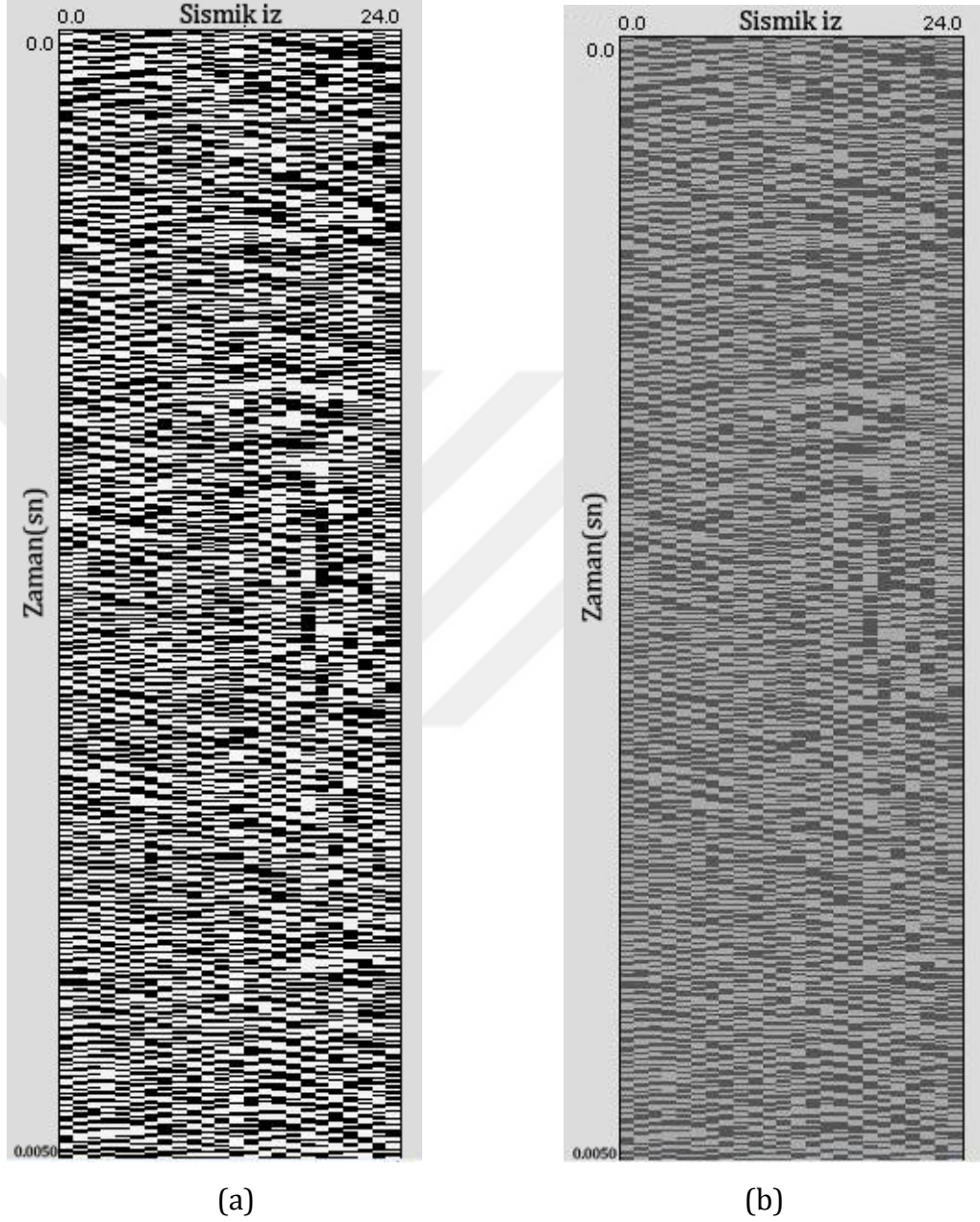
Jeofon aralığı	10 metre
Örnekleme aralığı	2 milisaniye
Kayıt boyu	32 saniye
Atış sayısı	10 - 15 adet



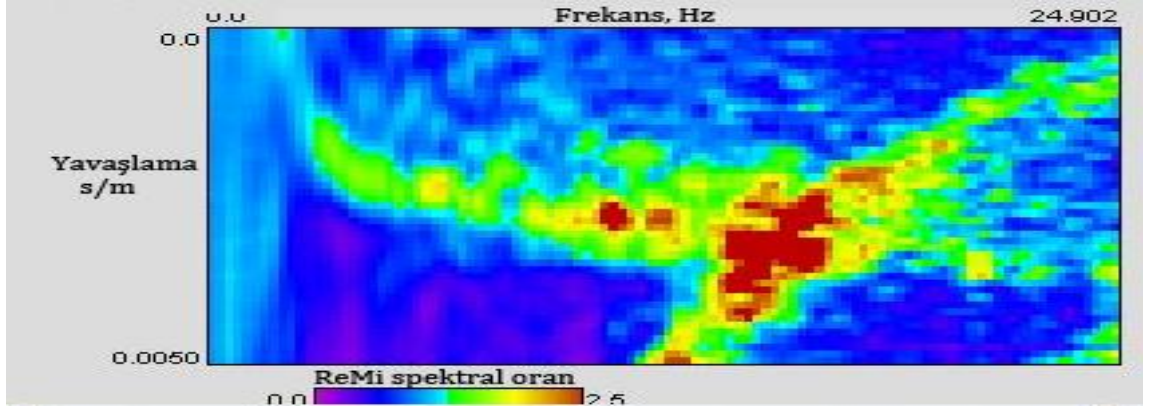
Şekil 3.10. ReMi verisi alınırken arazi ve ekipman görüntüsü

Arazide verileri aldıktan sonra veri işlem aşamasına geçilmiştir. Veri işlem aşamasında kullanılan bilgisayar programı SeistOpt(R)ReMi'dir. Veri işlem aşamasında ilk olarak kaydedilen verileri ".seg2" uzantısından ".sgy" uzantısına çevirerek bilgisayar programımızın verinin okuyabilmesi sağlanır. Daha sonraki aşamada çevirilmiş olan uzantılı veri açılır (Şekil 3.11. a). Açılan veriye ikinci aşama olarak Pre-Processing yapılır (Şekil 3.11. b). Yani iz eşitleme yapılır. Üçüncü aşama olarak p-f görüntülenir (Şekil 3.12) yani fourier dönüşümü ve slowness(yavaşlamadan)hızçekilerek görüntülenir. Daha sonra bunlar kontrol edilerek hatalı veri varsa atılır, bu işlemde gerçekleştirildikten sonra verilerin bir ortalaması alınıp yeni p-f görüntülenir bu sayede verinin kalitesi arttırılmış

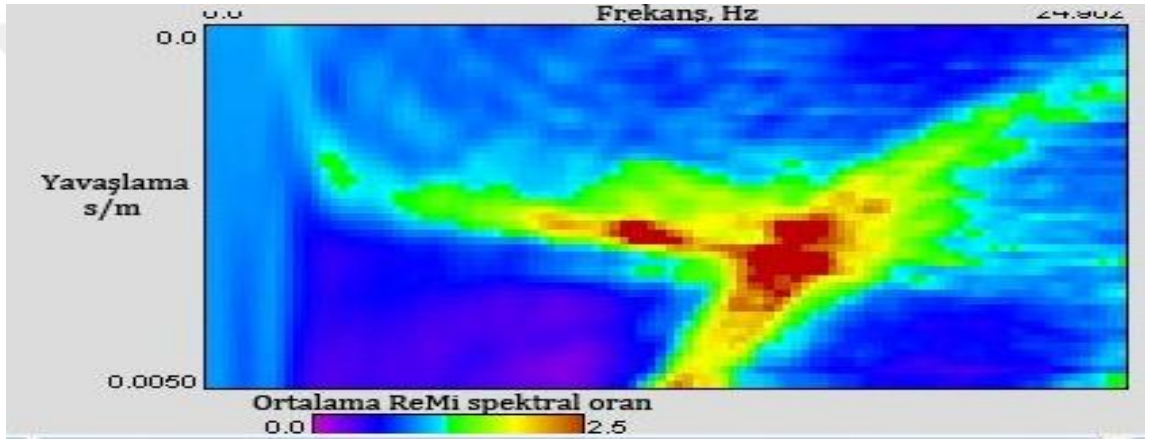
olur (Şekil 3.13). Buradanda pik seçimi yapılarak pikler kaydedilir. Bu sonuç Şekil 3.14.'te içi boş kutucuklarla gösterilen dispersiyon eğrisine karşı gelen kuramsal dispersiyon eğrisinden elde edilmiştir.



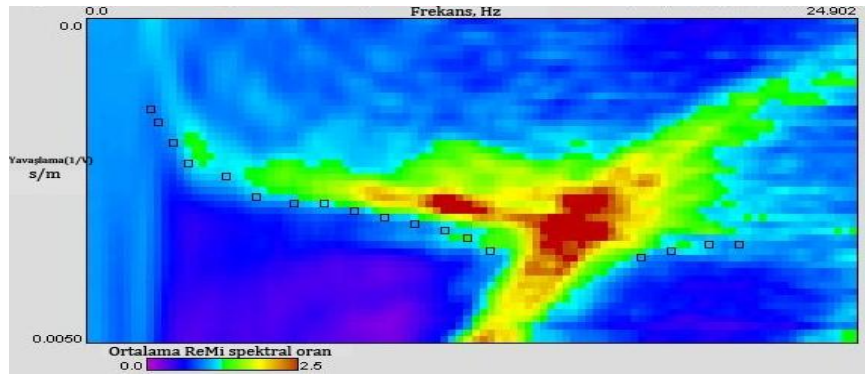
Şekil 3.11. ReMi verilerinin veri işlem aşamaları(a: ".sgy" uzantılı verinin açılması, b: Pre-Processing yapılmış veri)



Şekil 3.12. ReMi verilerinin veri işlem aşamaları (p-f görüntülenmesi)

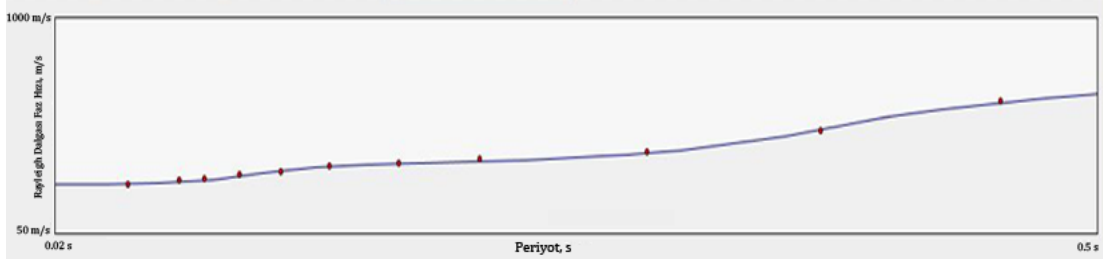


Şekil 3.13. ReMi verilerinin veri işlem aşamaları(p-f verilerin ortalamasının alınıp dispersiyon eğrisinin çıkarılması)

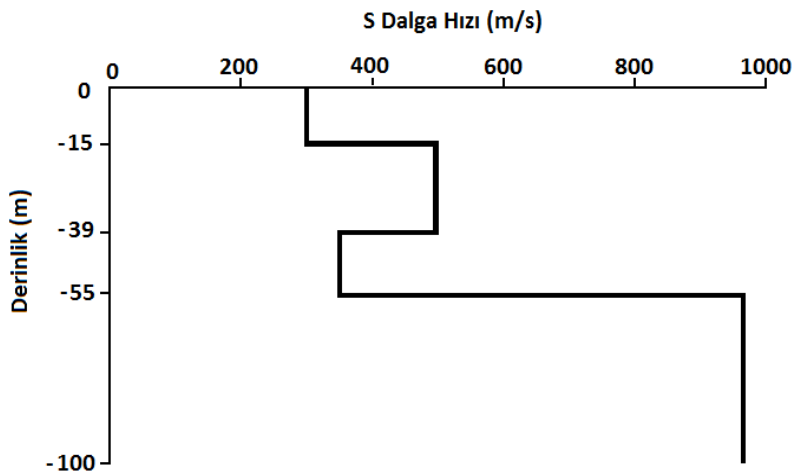


Şekil 3.14. Gürültü kaydından hesaplanmış güç spektrumu. Küçük kutucuklar Ortalama ReMi spektrum oranı olan dispersiyon eğrisi üzerinden seçilmiştir

ReMi ölçülerinden elde edilen güç spektrumundan elde edilen dispersiyon eğrisine uyan kuramsal veriyi hesaplamak gerekir. Kuramsal verinin hesaplanmasında, yeraltının elastik tabakalardan oluştuğu varsayımıyla, her bir tabaka sismik S-dalgası hızı(VS), P-dalgası hızı(VP), yoğunluk ve tabaka kalınlığı(h) olmak üzere dört parametre ile temsil edilmiştir. Rayleigh dalga hızı, daha çok tabaka kalınlığı ve S-dalga hızına bağımlı olduğundan, ters-çözüm işleminde sadece bu iki parametre kullanılabilir. Ölçülen ve kuramsal frekans bağımlı faz hızı eğrilerinin çakışmasını sağlayan tabaka parametreleri, deneme yanılma veya ters çözüm yöntemleri ile hesaplanır. Şekil 3.15.'te, profilin ilk ölçü noktasından elde edilen ReMi verisinin dönüştürülmesiyle elde edilen VS ve derinlik bilgisi verilmiştir. Bu sonuç Şekil 3.14.'de içi boş kutucuklarla gösterilen dispersiyon eğrisine karşı gelen kuramsal dispersiyon eğrisinden elde edilmiştir(Şekil 3.16.).



Şekil 3.15. Ölçülmüş ve kuramsal olarak hesaplanmış dispersiyon eğrileri



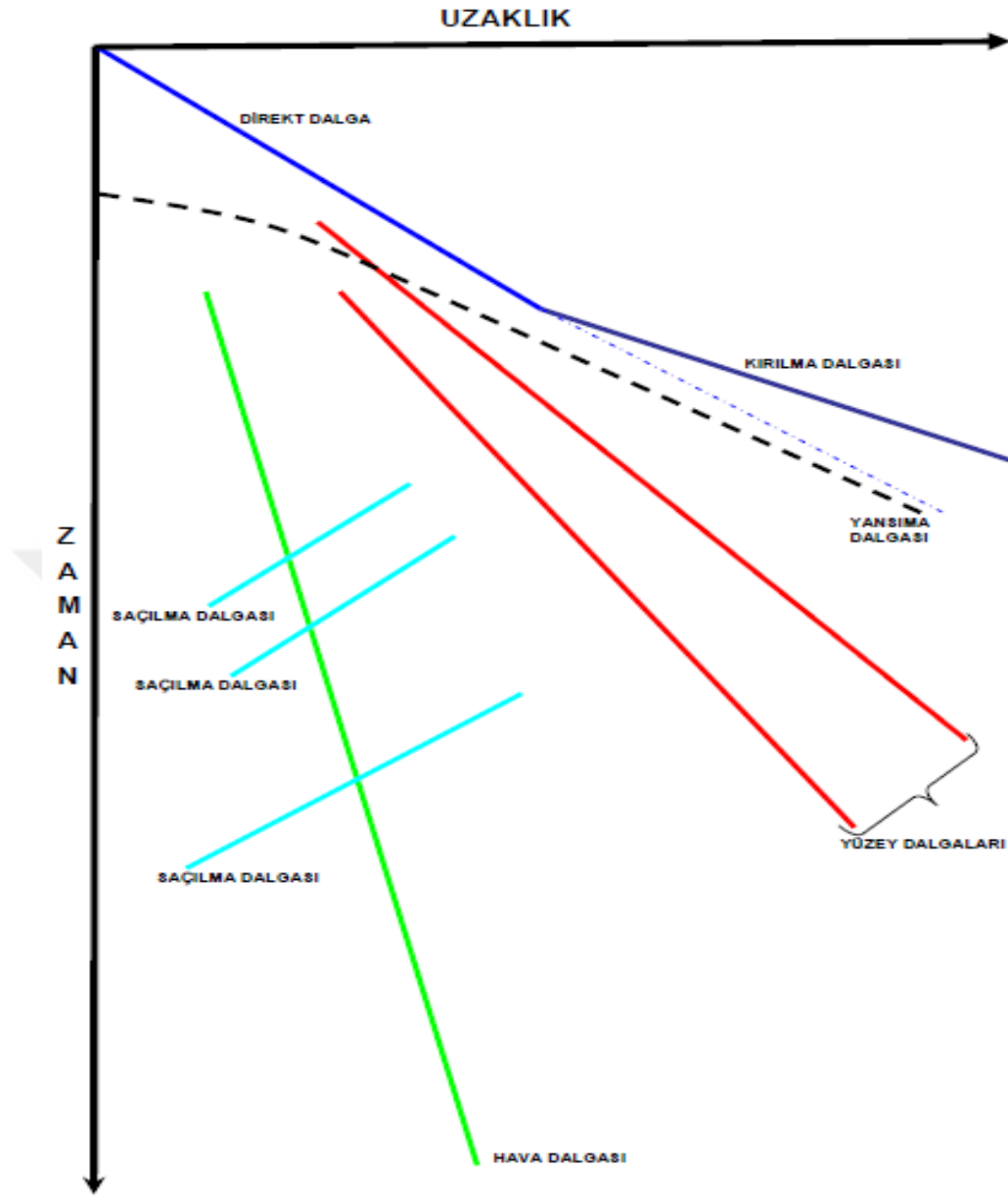
Şekil 3.16. (Şekil 3.14.)'de içi boş kutucuklarla gösterilen pik dispersiyon eğrisine karşı gelen kuramsal olarak hesaplanmış dispersiyon eğrisinden elde edilen Vs hızları ve derinlikleri

3.2. Sismik Yansıma Yöntemi

Sismik yansıma yöntemi 1930'lu yıllardan beri petrol aramak için yer altı özelliklerini saptamada başarı ile kullanılmıştır. Sismik yansıma yöntemi 1980 yılından itibaren yeni sismograf cihazlarında ve veri işlem tekniklerinde gelişmeler sonucu ağırlıklı olarak petrol ve kömür yataklarının aranması için, keza mühendislik ve çevre sorunlarını çözmek için uygulanmaktadır. (Hunter et al., 1984; Puallan & Hunter, 1985; Knapp & Steeples, 1986a e 1986b; Pullan & MacAulay, 1987; Reynolds, 1997; Yılmaz, 1992).

Mühendislik jeofiziği uygulamalarında sığ derinlikli sismik yansıma yerin 50 metre derinliği içindeki sığ jeolojik yapıları veya anomalileri tanımlamak için kırılma yönteminde cevap alınmadığı yerlerde başarıyla kullanılabilir. (Schmöller, 1982). Ancak, 30 metreye kadar derinlikler yoğun heterojen özelliğe sahip olması ve mühendislik problemlerinin olduğu şehir içinde çeşitli kültürel bozucu etkiler nedeni ile daha çok veri işlem tekniklerini gerektirmesi, ayrıca kırılma ve rüzgar sinyallerinin birleştirilmiş ortak yansıma noktası kesitlerinde yansıma gibi yanlış yorumlanması nedenleriyle sismik yansıma yönteminin kullanılması zorlaşmaktadır. Sismik yansıma pratikte arazi çalışması nispeten basit olmakla beraber çeşitli gürültü sismik sinyali ayırt etme, veri işlem ve yorumda sismik kırılma yöntemine göre daha fazla akademik bilgi birikimi ve deneyimi gerektirmektedir. Yüksek kaliteli sığ sismik yansıma verileri elde edilmesi deneyimle geliştirilen bir nevi sanat olarak bilinmektedir. Şekil3.17.'de sismik kayıta görülebilecek dalgaların zaman-uzaklık grafiği verilmiştir.

Sismik kesitlerin yorum güvenirliliği, kayıtların kalitesine bağlıdır. Sismik verilerde jeolojik problemi çözmeye yönelik elde edilen her türlü olgu "sinyal", bunun dışındakiler ise "gürültü" (noise) olarak adlandırılır. Sinyalin gürültüye oranı (S/N şeklinde kısaltılabilir), sismik verilerin belirli bir kısmındaki sinyal enerjisinin aynı kısımdaki toplam gürültüye oranı olarak tanımlanır. S/N oranının küçük olması sismik verilerin "kötü nitelikli" olarak kabul edilmesine neden olur (Öztürk, 1993). İki tür sismik gürültüden bahsedilebilir; düzenli (organize, coherent) gürültüler ve düzensiz (gelişigüzel, incoherent) gürültüler.



Şekil 3.17. Bir sismik kayıta görülmesi muhtemel dalgaların zaman-uzaklık grafiğindeki dağılımı

3.2.1. Düzensiz Gürültüler

Bu gürültüler genlik ve faz olarak gelişigüze'dir ve ortamda herhangi bir düzene bağlı değildirler. Ayrıca bu gürültüler çalışma yapılacak olan arazide atış yapılmadan önce var olan yüksek frekanslı sinyallerdir. Bu sinyaller sismik alıcılar tarafından aşağı yukarı düşey olarak ulaşan enerji şeklinde algılanırlar. Sismik araştırmanın yapıldığı arazideki endüstriyel ve atmosferik gürültüler,

mikrosismik dalgalar ile bizzat sismik aletlerin elektronik gürültüsü bu çeşit gürültülerdir. Kayıt aletlerinin gürültüsü genellikle kullanılan her alet için değişiktir ve modern aletlerde bu gürültü seviyesi çok düşürülerek ideal gürültü seviyesine indirilmiştir.

Bu gürültü tipleri örneklenecek olursa,

- Ağaç köklerinin rüzgardan dolayı sebep olduğu gürültüler.
- Rüzgarın alıcıları sallaması.
- Alıcıların yanında yürünmesi.
- Sismik kaynak oluşturma (patlatma) sırasında çevreye saçılıp yere düşen taş, kaya v.b. parçalarının alıcıların yakınına düşmesi.
- Yeryüzeyine yakın düzensizlikler ve heterojenitelerden oluşan saçılmalar (Scattering, bu gürültü türü ne kadar düzensiz olarakta tarif edilse sismik izler üzerinde tekrar edebilme özelliğine sahiptir.).

Sismik kayıtlarda, düzensiz gürültülerin fazları birbirinden farklı olacağından birçoğu birbirini yok eder. İstatistik olarak n düzensiz gürültünün toplamı n ile orantılıdır. Buna karşı n eş fazlı sinyalin toplamı n ile orantılıdır. Böylece, gürültüleri toplamakla sinyal/gürültü oranı n kat büyümüş olur. Bu bilgilerden yola çıkarak düzensiz gürültüleri gidermek için çok sayıda kaynak noktasından aynı anda atış yapma, çok sayıda jeofondan oluşan jeofon dizinlerinden çıkış toplayarak tek iz olarak kaydetme, ortak derinlik noktası (Common Depth Point), yığıma (Stack) yöntemleri uygulanarak düzensiz gürültüleri toplayarak sinyal/gürültü oranını yükseltmesi sağlanır.

3.2.2. Düzenli Gürültüler

Bu gürültü tipi sismik kaynak oluşturma (patlatma) sırasında oluşan gürültülerdir. Bu gürültüler, sismik kayıt üzerindeki bir kaç izde mutlaka takip edilebilirler, ayrıca benzer patlatma başka bir zaman içinde de yapıldığında sismik kayıtlarda aynı gürültülerin tekrar edildiği gözlenir. Düzenli gürültülerin patlatma sonucunda oluşan enerjileri, jeofonlar tarafından yatay yol alan enerji olarak kaydedilir.

Bu gürültü tipleri örneklenecek olursa,

- Yüzey dalgaları; bu dalga türü ayrı bir başlık altında incelenecektir.
- Kırınma dalgaları (Difraksiyonlar); Yansıma dalgasının, hızları farklı iki ortamın iletişimindeki herhangi bir düzensizlikten oluşan yayılım olayıdır. Bu düzensizlik bir fay veya ortamdaki herhangi bir engel olabilir.
- Yansımış kırılma dalgaları; yeraltında iki tabaka arasındaki sınırın altında ilerleyen bir kırılma dalgasının yansıtıcı başka bir sınırdan yansıması ile oluşurlar.
- Nakil vasıtaları ile ilgili gürültüler (Birbirini izleyen atışlarda (patlatma) bu gürültü kendini tekrar etmeyebilir),
- Ses dalgaları ve enine (transversal) dalgalar; Ses dalgaları çok sık veya havada yapılan atışlarla oluşan dalgaların havada yayılması ile kayıtlarda görülebilirler, bu dalgalar genelde yansıma dalgalarının üzerine düşerek bu dalgaların kayıtlarda örtülmesine neden olur. Sismik patlatmalardan sonra boyuna dalgaların yanında enine dalgalar da oluşur. Bu dalgalar farklı hızlardaki ortamların ara kesitine gelen boyuna dalgasının da bir kısmı enine dalgalar haline dönüşebilir, bu dalgaların bir bileşeni yansıma dalgaları ile birleşerek zararlı gürültü haline dönüşebilirler.
- Tekrarlayan yansımalar ve kırılmalar (multiples); Sismik kayıt üzerinde görülen fakat bir yüzeyden bir kere değil de bu yüzeyle bu yüzeyin üstündeki veya altındaki bir başka yüzey arasında bir kaç defa yansıyan veya kırılan dalgalardır. Genellikle bu ikinci toprak sathı düşük hızlı tabaka tabanıdır. Bu tip tabakalanmalar arasında mutlaka bir hız farkı vardır ve tekrarlayan yansıma oluştururlar.
- Hortlak yansıma dalgaları; tekrarlı yansımaların özel bir halidir. Yeryüzü hava arasında ve düşük hız tabakası ile altındaki tabaka arasında yansıyarak gelen dalgalar aşağıya giden birincil dalgayı kısa bir zaman farkı ile izlerler.
- Reverberasyonlar; bir sismik patlatma sonucu oluşan dalgalar (giriş sinyali) yer içine gönderilip algılanması sonucunda yer sinyale bir süzgeç etkisi uygulayarak biçimini değiştirir. Bu biçim değiştirme işlemine konvolüsyon denir. Biçim değiştirme işlemi veri işlem teknikleri ile geri alma işlemine dekonvolüsyon denir. Giriş sinyalinin konvolüsyonu ve yeryüzüne yakın olan yerlerin koşulları sonucunda ortaya çıkan olaya reverberasyon denir. Bu olay

özellikle yeryüzüne yakın su ile kaplı yerlerde tekrar tekrar oluşan yansımaların sonucu sürekli titreşim gösteren dalgalardır.

- Direkt dalgalar, Doğrusal yol izleyerek ortamın hızı ve yayılım uzaklığına bağlı olarak alıcılar tarafından kaydedilen dalgalardır. Bu dalgalar bu yüzden yayındıkları ortamın hızını doğrudan verirler.

Sismik Yansıma Yöntemi yeraltının iki veya üç boyutlu, ayrıntılı yapısal ve stratigrafik kesitinin elde edilmesinde kullanılır.

Sismik Yansıma Yöntemi çalışmalarını üç aşamada toplamak mümkündür;

1-Arazide sismik verilerin toplanması, bu verilerin arazide kalite kontrol işlemine tabi tutulması, düşük (sinyal / gürültü) oranı olan sahalarda S/G oranını artırıcı parametre tayini ve modelleme çalışmalarının yapılması

2-Verilerin ofiste bilgisayar ortamında veri toplama amacına uygun olarak 2B/3B kara/deniz işleme tabi tutulması (Sinyal / Gürültü oranı düşük sahalarda veri kalitesini arttırıcı proses, yüksek ayrımlı sismik veri prosesi, kömür aramacılığına yönelik özel veri işlem vs)

3-Verilerin yorumlanması(Kömür amaçlı sismik verilerin yorumlanması, yeraltı, kömür Yayılımının 3 Boyutlu görüntülenmesi, Jeotermal sahalarda fay geometrisi ve temel kayanın tespiti, kuyu bilgilerinin sismik veri ile birleştirilmesi vs).

Sismik Yansıma Yöntemi ekonomik olarak petrol ve doğal gaz araştırmalarında, kömür yatağı araştırmalarında, mühendislik amaçlı olarak kıyı tesislerinin denizaltı zemin ve çökel istif şartlarının belirlenmesinde, liman, karayolu, baraj ve büyük yapıların inşası ile ilgili temel kaya problemlerinin çözümünde, kültürel olarak arkeojeolojik çalışmalarda bilimsel amaçlı olarak kara ve denizde yerkabuğu araştırmalarında kullanılmaktadır.

3.2.3. Sismik Yansıma Sinyalinin Elde Edilmesi

Sismik yansıma uygulamaları genellikle düz bir doğrultuya sahip profil üzerinde yapılır. Mühendislik sorunlarının çözümü amacıyla uygulanan sığ sismik yansımada, petrol ve doğal gaz gibi derin kaynakların aranmasında gereken yüksek güçlü enerji kaynağından farklı olarak, yüksek frekanslı ve düşük enerji seviyesine ihtiyaç duyulur. Enerji kaynağı olarak çoğu kez balyoz veya küçük miktarda patlatma yeterli olabilmektedir. Sismik yansımada oldukça iyi bir yansıma sinyali elde edebilmek için özellikle ilk jeofonlar sismik enerji kaynağına yakın noktalarına konur. Sismik yansımada hedeflenen yansıma sınırı derinliğine göre sismik kaynak-jeofon serim uzunluğu sismik kırılma ölçümlerindeki serim uzunluğundan oldukça kısa tutulur.

3.2.3.1. Serim Uzunluğu

Sismik verilerin migrasyonunu ve yorumunu kolaylaştırmak için minimum serim uzunluğu L ilgili zonun W genişliğine zonun h derinliğine bağlı olarak tespit edilir. Yansıma serim uzunluğu veya en uzun ofset yansıtıcı tabaka derinliği h ise, h 'nin bir veya iki katı seçilir. Sismik cihaz n kanallı ise jeofon aralığı yaklaşık olarak h/n seçilir. Bu durumda en küçük ofset h/n 'den küçük olur. Sismik yansımada kaynak-jeofon serim uzunluğunun kısa tutulmasının diğer bir sebebi, yansıma sinyalinin genliği enerjinin genliği ile doğrudan orantılı olması dolayısıyla enerjinin mesafe ile azalmasının minimuma indirgenmesi içindir (Keçeli, A. D., 2009.).

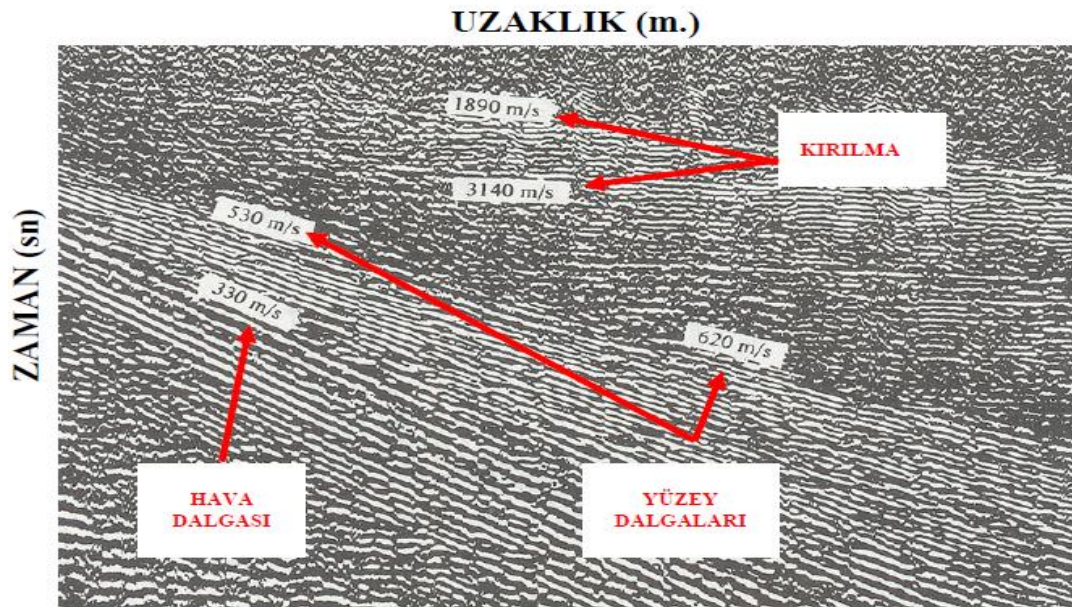
3.2.3.2 Jeofon Seçimi

Yüksek çözünürlüklü sığ sismik için çıkış sinyalinde bozulma yaratmayan jeofonlar gerekmektedir. Birinci kaide jeofonların kaydedilecek en yüksek frekansların en az yüzde onu olan doğal frekansına sahip olmasıdır. 40 Hz'lik doğal frekanslı jeofon uygundur. Farklı olması durumunda jeofon çıkışı parazitli olmaktadır (Keçeli, A. D., 2009.).

3.2.3.3. Sahada Gürültü Testi

Bir bölgede yapılacak olan gürültü analizinin amacı, bölgenin sinyal ve gürültü karakterlerini tanımlamak, uygun atış ve jeofon düzenleri kullanarak elde edilecek olan kayıtlarda sinyal/gürültü oranını mümkün olduğu kadar büyütmek ve çözünürlüğü arttırmaktır.

Düzenli gürültülerin sistematik incelenmesi, çoğu kez bir gürültü profili atışı (mikro serim veya “walkaway” de denir) ile başlar. Bu, iz başına tek bir jeofonlu küçük ölçekli bir profildir ve jeofonlar 300 m. veya daha fazla mertebedeki bir toplam serim boyu üzerinde, 1-3 m. kadar yakın bir şekilde aralıklanır. Eğer düşük hızlı ise, düzeltmelerin her bir iz için yapılması gerekecektir. Çok defa, örneğin Şekil3.18.’de görüldüğü gibi, bir kayıt kesiti biçimindeki düzeltilmiş veri; kayıtlar üzerindeki düzenli olguların (event) özelliğini, düzenli gürültünün frekanslarını ve görünür hızlarını tayin etmek için hazırlanır.



Şekil 3.18. Gürültü Analizi veya “walkaway” örneği. Kaynak olarak Vibroseis, jeofon aralığı 1.5 m., İlk jeofona olan uzaklık 425 m. (Telfort ve diğ., 1990).

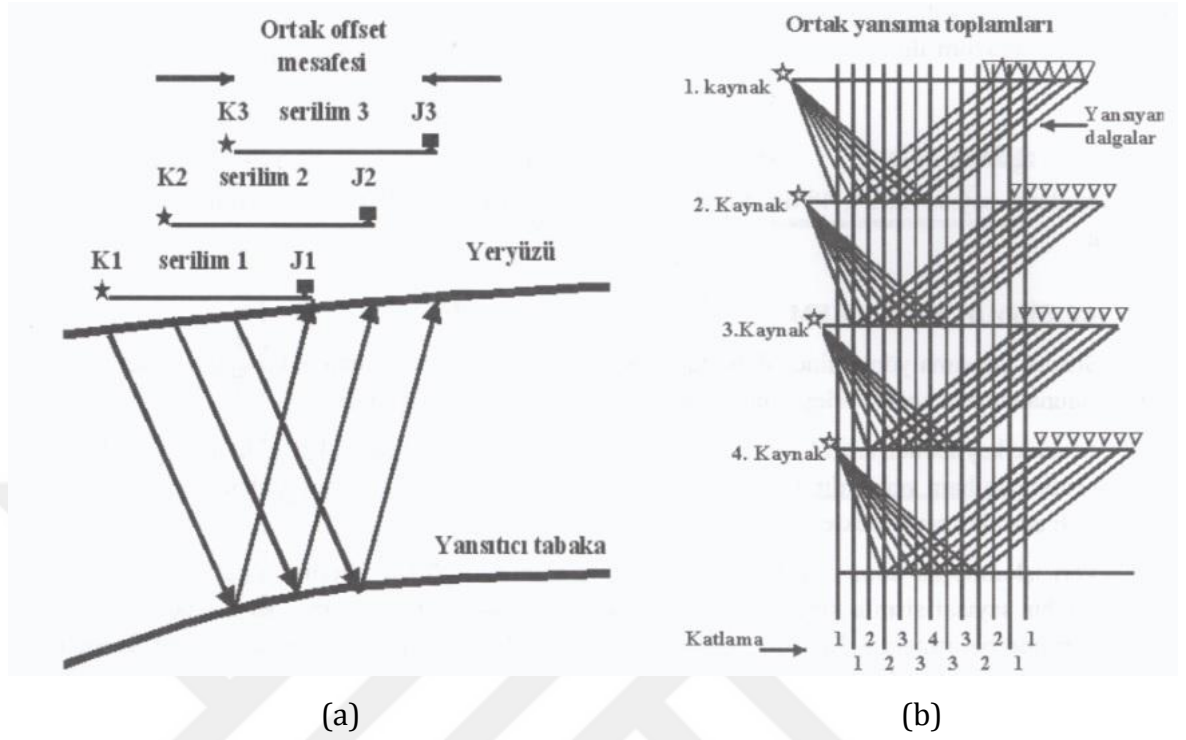
3.2.3.4. Sismik Dalgaların Yansıması

Yansıma sinyalinin genliği yansıma katsayısının fonksiyonu olduğundan iyi bir yansıma elde edebilmek için katman sınırındaki $Z_1=V_1\rho_1$, $Z_2=V_2\rho_2$ empedans farkının büyük olması gerekmektedir. Yansıyan sinyalin genliği üç faktöre bağlıdır:

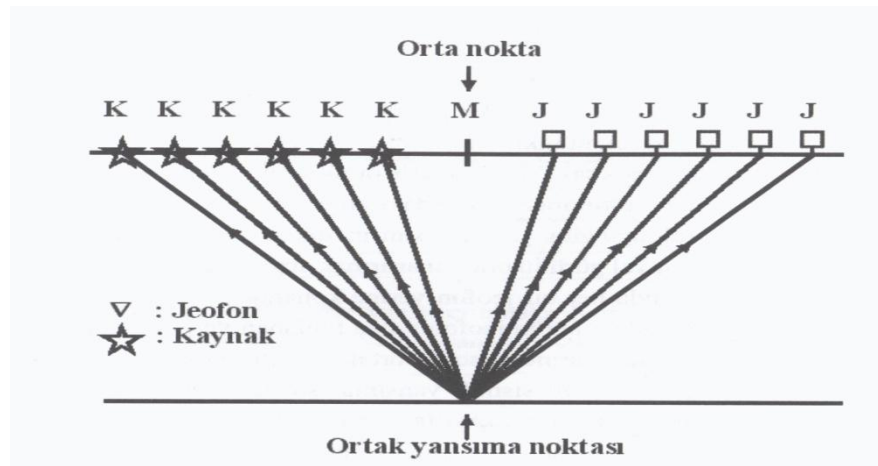
- 1- Sismik enerji kaynağının genliği, birim olarak alınır.
- 2- Dalga cephesinin geometrik yayılımı; Tek düze bir katmanda, geometrik yayılım genliğin yayılım yolunun karesi ile ters orantılı olarak azalmasını oluşturur.
- 3- Katman sınırında yansıyan ve ilerleyen dalgalar arasındaki enerjinin bölüşümü.

Bu bağlamda birinci katmanın sismik empedansı ikinci katmanın sismik empedansından büyük olduğundan RC refleksiyon katsayısı negatif olur. Bu durumda, söz konusu sınırdan yansıyan sinyal polaritesi ters olarak, yani ilk gelişi maksimum yaparak değil, minimum jeofonlara gelir. Öreneğin; yeraltında ikinci ortam hava ile boşluk veya mağarya sahip ise yansıma polaritesi ters olacaktır. Eğer birinci katman ile ikinci katmanın empedansları aynı değerlerde ise bu iki katmanın sınırında yansıma olmayacaktır.

3.2.4. Sismik Yansıma Verilerinin Elde Edilmesi



Şekil 3.19. (a) Ortak derinlik noktası (CDP) ve (b) katlamalı arazi uygulama örneği



Şekil 3.20. (CMP) ortak yansıma çizgileri

Çok kanallı bir sismograf ile alınan bir kayıt üzerinde yansıma sinyallerinin ilk geliş zamanlarından elde edilecek zaman uzaklık grafiği olan hiperbolün

asimtotunun eğiminden yansıtıcı katmanın hızının saptanması mümkündür. Ayrıca sismik hız sıfır ofset uzaklığından veya aşağıda anlatılan bir profil üzerinde çok sayıdaki ölçülerin ortak derinlik noktası (CDP) (Şekil 3.19.) sinyallerinden elde edilir. Sismik yansıma arazi etütlerinde bir tek kayıt alınmaz. Yansıma verisindeki yansıtıcı sınırın topografyasını belirlemek, sismik kesit elde etmek ve ölçü esnasındaki sinyal gürültü oranının artırmak amacıyla aynı serilim üzerinde profil boyunca sismik kaynak, K, sırasıyla her bir jeofon yerine konarak profil uzatılıp kayıtlar yapılır. Her bir sismik kaynak için serilimindeki bütün jeofonlardan toplanan verilere ortak kaynak toplamı denir. Örneğin K_{i+1} , K_{i+2} , K_{i+3} ... kayıtlarından sonra ortak derinlik noktasından (CDP) yansıyan jeofon sinyalleri toplanır ve çizilir. CDP sismik yansıma işlevinin amacı yansımaları toplayıp güçlendirmektedir. (Şekil 3.20.)'de görüldüğü gibi, kayıtların bu toplamı ortak yansıma noktası (CMP) olarak da adlandırılır. Bunun avantajı yansıtıcının aynı kısmından gelen yansımaların ortalamasının alınmasıdır.

CMP ölçülerinde yeraltındaki bir noktada veri yığılması oluşumu katlama olarak bilinir. Bu şekilde toplanan veriler veri işlem esnasındaki (Şekil 3.20.) gibi ortak yansıma noktası verileri elde edilir.

Katlama (folding): Katlama F her bir ortak nokta için birleştirilen kanalların sayısını ifade eder. Katlama jeofon aralığının ve enerji noktasının fonksiyonudur. R jeofonların sayısı ve J jeofonu temsil ettiğinde katlama

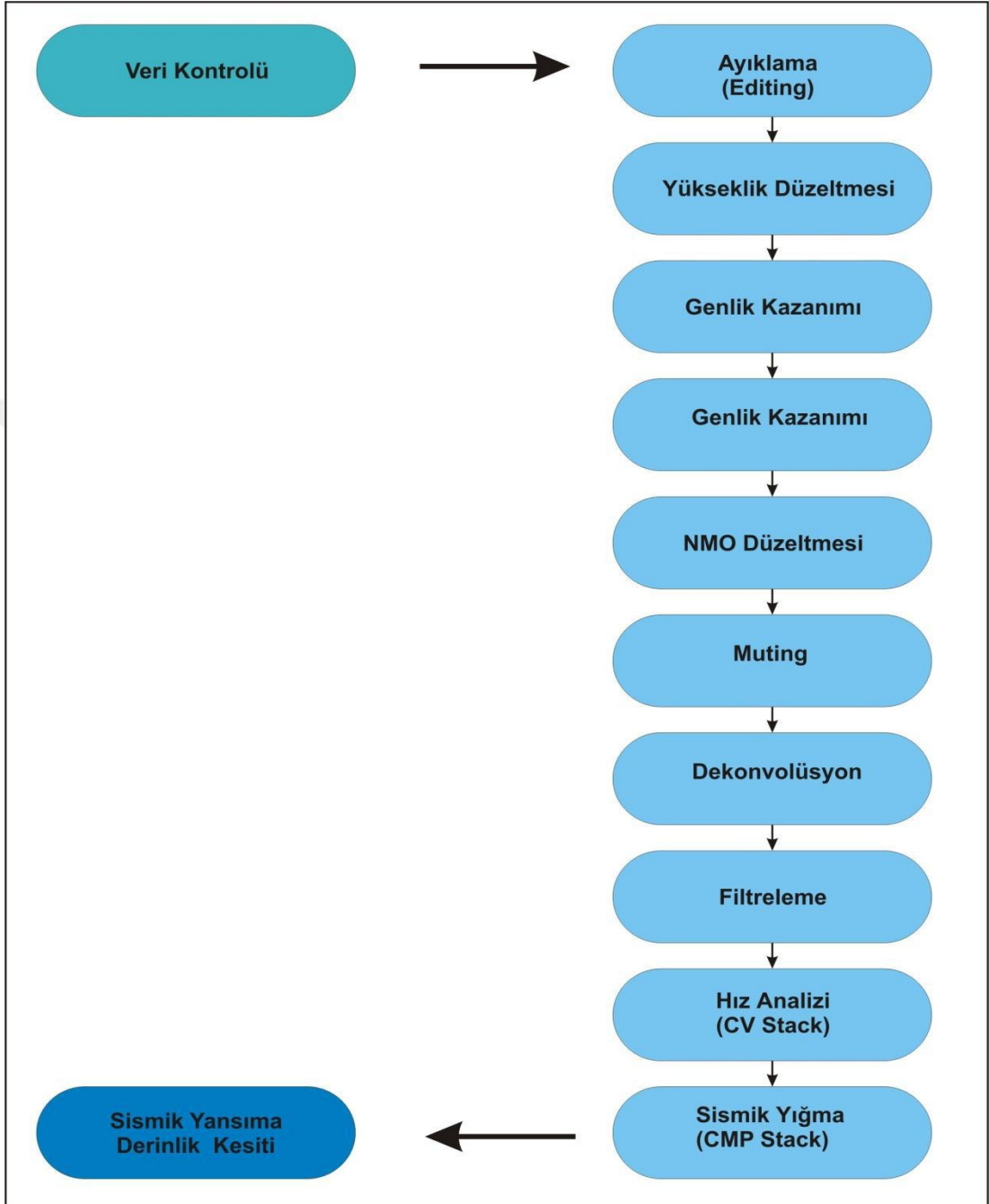
$$F = \frac{R}{2 \left[\frac{R}{\Delta J} \right]} \quad (3.21)$$

Sinyal katlama sayısı n 12, 24, 48,..., . Sinyal-gürültü oranı, (S/F), $(F)^{1/2}$ 'nin fonksiyonu olarak artış gösterir.

3.2.5. Sismik Veri İşlem

Arazide kaydedilen sismik veriler ölçü numarasına ve sismograf kanal çizgi numarasına sahip arazi formatında ham verilerdir. CDP formatında verileri

tasnif etmek veya gruplandırıp toplamak için çeşitli adımlar gerekmektedir (Şekil 3.21.).



Şekil 3.21. Yansıma sismolojisinde veri işlem akış diyagramı.

Veri işleminde ilk adım istenmeyerek karışmış olan gürültü sinyallerini çıkartmaktadır. İkinci adım her bir sayısal sismik sinyalin yatay ve düşey lokasyonunu ve sismik kaynaktan uzaklığı kayıt üzerinde belirtmektir. Bu

yükseklik düzeltmesi ve veri sınıflamasını sağlar. Veriler bundan sonra CDP toplaması içinde sınıflandırılabilir. Sismik hızlar saptandıktan sonra derinliklerin sağlıklı saptanması ve yüksek çözünürlüklü sismik kesitlerin elde edilmesi için aşağıdaki veri işlemler uygulanır:

Sismik yansıma yönteminden daha sağlıklı sismik hız ve derinlik saptamak, saptanan derinliği lokasyonuna daha sağlıklı yerleştirmek için aşağıdaki veri işlemler yapılır.

3.2.5.1. Moveout Düzeltme (Correction)

Yansıma gelişlerini karakterize etme ve yorumlamak için yararlı bir parametredir. (CMP) ortak yansıma noktası verilerine uygulanan bir düzeltme işlevidir. Yansımış sinyallerden elde edilen toplam aynı noktadan yansydıkları halde yansıtıcı katman sınırını kaymış gibi gösterir. İki farklı uzaklıktan gelen sinyalin geliş zamanları arasındaki farkın düzeltilmesidir.

$$\Delta t = \frac{X_2^2 - X_1^2}{2V_1^2 t_1} \quad (3.22)$$

Normal Moveout Düzeltme (NMO)

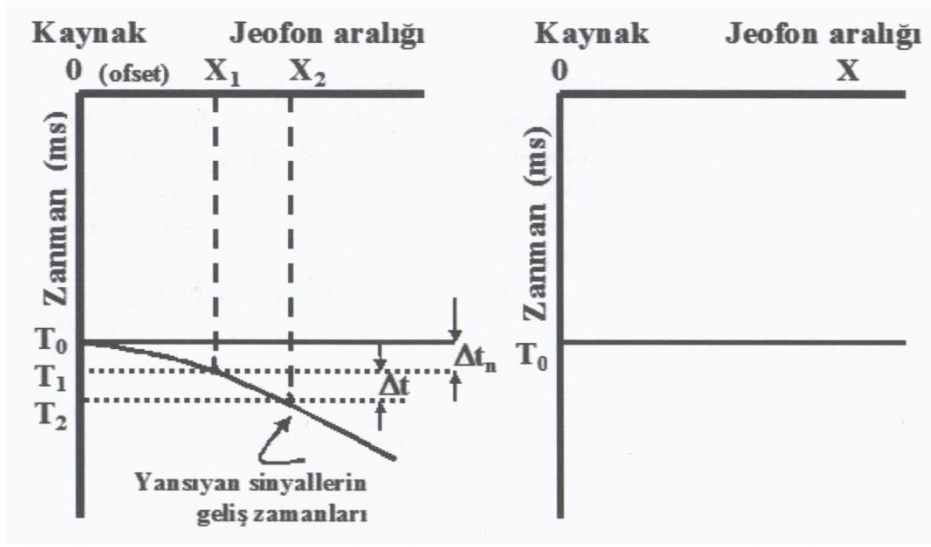
Eğer $X_1 = 0$ ise
$$\Delta t_n = \frac{x^2}{2V_1^2 t_1} \quad (3.23)$$

t_1 kesme zamanı ile V_1
$$V_1 = \frac{x}{(2t_1 \Delta t_n)^{1/2}} \quad (3.24)$$

dan tayin edilir. Derinlik
$$h = \frac{V_1 t_1}{2} \quad (3.25)$$

'den tayin edilir.

Ortak yansıma ayt sinyalleri zaman cinsinden Şekil3.22.' deki gibi yatay olarak aynı hizaya getirme şeklinde yapılır. Eğer yeraltındaki yansıtıcı sınır eğimli ise eğimli moveout uygulaması yapılır



Şekil 3.22. Soldaki ortak yansıma noktası (CMP) ve sağdaki NMO düzeltmesi yapılmış CMP örneği

Tabakalı bir ortamda bir yansıtıcının NMO' dan elde edilen hız ortalama ara hızdır. Dix (1955) ortalama karekök hızı aşağıdaki gibi tanımlamıştır:

$$V_{rms} = \left(\frac{\sum_1^n V_i^2 t_i}{\sum_1^n t_i} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.26)$$

Burada V_i i. Tabakanın hızı ve t_i i. Tabakanın sinyal geliş zamanıdır. Dix (1955) n. İle n-1 . tabakanın arasındaki hızı aşağıdaki gibi ifade etmiştir:

$$V_n = \left(\frac{V_{rms\ n} t_n - V_{rms\ n-1} t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.27)$$

3.2.5.2. İstenmeyen Sinyallerin Temizlenmesi (Muting)

Ortak nokta yansıma sinyal toplamı incelemesinde çok düşük S/N oranına sahip sinyaller açığa çıkarılabilir. Bu sinyaller kayıt sisteminden, anormal gürültülerden ve benzeri etkenlerden kaynaklanabilir. Keza yansıma çalışmasında kırılan dalga sinyalleri, alçak frekanslı olan yüzey dalgası sinyalleri gürültü olarak kabul edilir. Bu düzenli gürültüler kesilerek atılabilir.

3.2.5.3. Dekonvolüsyon (Ters evrişim)

Puls şeklinde oluşturulan sismik sinyal yer içinden geçerken bazı frekansları soğurular ve puls geçtiği ortamın özelliğine bağlı olarak genişler ve genişleyen sinyal başka bir ortamda daralabilir. Bu işlev sismik enerjinin konvolüsyon işlevidir. Böyle bir evreden geçen sinyalin orijinal durumunun elde edilme işlevi ters filtreleme veya dekonvolüsyon olarak adlandırılır. $f(t)$ kaydedilen sinyal, $f_1(t)$ puls ve $f_2(t)$ ortam fonksiyonu ise konvolüsyon sembolik olarak $f(t) = f_1(t) * f_2(t)$ şeklinde ifade edilir. Bu ifadenin Fourier Transformu alınırsa $F_1(\omega)F_2(\omega)$ basit bir çarpımla ifade edilir. $f(t)$ ve $f_1(t)$ polinom şeklinde ifade edilebildiğinden $f_2(t)$ ' de $f(t)/f_1(t)$ ' nin ters Fourier Transformundan $f_2(t) = F^{-1} \left(\frac{F(f(t))}{F(f_1(t))} \right)$ olarak polinom şeklinde elde edilebilir. Burada F filtre fonksiyonudur. F filtre fonksiyonunun ters Fourier transformundan elde edilir.

Genellikle sığ sismik verilerine kaydedilen sinyalin daha yüksek frekans bileşenlerini artırmak veya fazsız verilerini sıfır fazlı verilere dönüştürmek için uygulanır. Etkin dekonvolüsyon işlevi sığ yeraltının yüksek sinyal soğurumu, kısa çizgi uzunluğu ve kaynak karakterinin değişkenliği sebebi ile güç olabilir. Verilerin dekonvolüsyon sinyal birleştirme öncesi veya sonrası da yapılabilir.

3.2.5.4. Yığma (Stacking)

(NMO)'u yapılmış (CMP) sinyallerin içindekilerin hepsi birlikte toplanır tek bir sinyal olarak elde edilir. Bu sinyallerin hepsi yığma işlemi yapılmış sismik profil çıkışı üzerinde uygun CMP noktalarına yerleştirilir.

3.2.5.4.1. Sabit hız yığışımı (CV Stack)

Yansıma sinyallerini kuvvetlendirmek gürültüleri bastırmak için ortak bir yansıma noktasından gelen, statik ve dinamik düzeltmesi yapılmış izlerin toplanarak tek bir iz oluşturulmasına yığma denir. Sismik kesitlerdeki izden ize sürekliliği arttırmak, rastgele gürültüleri bastırıp sinyali güçlendirmek maksadı

ile yapılır. Ayrıca, yine izden ize süreklilik gösteren uzun dalga boylu reverberasyon, tekrarlı yansıma gibi ilişkili gürültülerin yok edilmesi veya zayıflatılması maksadı ile de uygulanmaktadır. Bu bakımdan "stack" işlemine bir tür süzgeçleme gözü ile de bakılabilir.

İlk kez Mayne (1962) tarafından uygulanan "yığma" işlemi; aynı noktadan alınan izlerinin doğrudan doğruya toplanmasına yönelik idi. Yönteminin kullanılmasında en etkili sebeplerden biri sinyaldeki sinyal/gürültü (S/G) oranı artırılması olduğunu anlıyoruz. Teorik olarak doğru olmasına rağmen pratikte bu sonucu sağlamak o kadar kolay değildir. Zira sismik izlere statik ve dinamik düzeltmelerin uygulanması esnasında yapılacak en küçük hatalar ve yeraltındaki tabakaların yatay olmaması, düşük hız tabakalarının varlığı verilerinin tam eş zamanlı olmasını önleyerek izden ize kaymalar olacaktır. Bu durum yığma işleminden beklenen başarıyı olumsuz yönde etkileyebilir. Tam bu noktada benzerlik (coherency) fonksiyonundan söz etmekte yarar vardır.

Benzerlik fonksiyonu, belirli zaman aralıkları boyunca, sismik izdeki benzerliklerin hesaplanması sonucu oluşturulur. Neidell ve Taner (1971), tarafından tarif edilen yöntemde, çıkış/giriş dalgasının enerjisi normalize edilir. Hesaplanan benzerlik katsayıları 0-1 değerleri arasında değişir. Değer 1'e eşit olduğunda bu iki sinyalin birbirinin aynısı olduğu anlamına gelir. Benzerlik fonksiyonun çizdirilip, dikkate alınarak yapılan hız kestiriminden daha doğru sonuçlar elde edileceği kesindir. Her bir kesitin hız kestiriminin yapılması aşamasında, benzerlik fonksiyonu dikkate alınmıştır.

Verilere hız analizinin yapılmasının bir diğer kazancı da, yığma verilerinden elde edilecek olan sismik sonuçların kalitesini, yani sinyal/gürültü (S/G) oranını artırmaktır.

3.2.5.4.2. Yığma işlemi (CMP Stack)

CMP verisinde aynı noktadan yansıdığı bilinen sismik izlerin üst üste toplanması yığma işlemi anlamına gelir. Yığma kesitleri sinyal/gürültü oranının artırılması ve yanal sürekliliğin belirginleşmesi açısından büyük önem taşır. Veride gözlenecek iyileşmenin miktarı bir başka deyişle S/G oranının ne kadar artacağı tartışılacak olursa, iyileştirme faktörünü belirleyecek parametreden söz etmek gerekir. S/G oranındaki artış miktarı teorik olarak ks ile tariflenir. Burada ks parametresi katlama sayısını göstermektedir (Kanbur, 2002).

Yığma kesitinde veri kalitesinin artırılması temel olarak iki yolla mümkün olmaktadır. Bunlardan ilki üst üste toplanan sismik izlerde, yeraltı yapısı kaynaklı sinyalin kuvvetlendirilmesidir. Diğeri ise veride yer alan rastgele gürültülerin bastırılarak tekrarlı yansımaların zayıflatılmasıdır. İşlem sonucu elde edilecek yığma kesitinden yapısal unsurlar (faylar, kıvrımlanmalar vb.), yansıma sinyallerinin oluşturacağı seviyeler, süreksizlikler ve devamlılıklar izlenebilir. Yeraltındaki yapının iki boyutlu görüntüsünü tanımlayan bu kesitte derinlik eksenini zamandır.

3.2.5.5. Migrasyon (Göç)

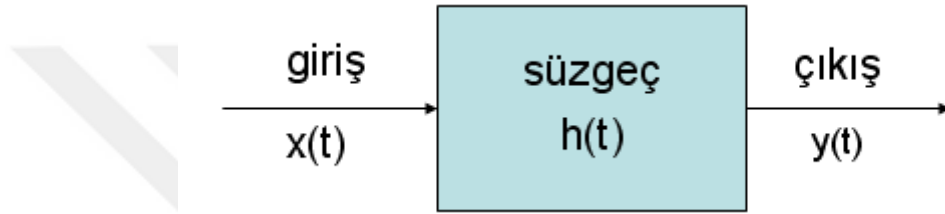
Migrasyon yer altı yansıtıcı sınırların düzensiz olmalarından kaynaklanan difraksiyon gibi etkenler nedeni ile kaymış görünen sinyalleri orijinal veya özel yansıma noktalarına taşıma işlevidir. Mamafih, pratikte sığ yansıma yorumu için migrasyon işlemi yapılmayabilmektedir. Yansıtıcı katman eğimine paralel dizilim olmadıkça migrasyon oluşmamaktadır. Bunun için üç boyutlu yansıma verileri elde edilmesi gerekmektedir.

3.2.5.6. Filtreleme (Filtering)

Filtreler (süzgeçler) bir giriş verisini istenilen çıkış verisine dönüştüren düzeneklerdir. Bu düzenekler elektrik düzenekleri olduğu gibi sayısalda olabilirler. Günümüzde süzgeç düzenleme, istenilen bir frekans yanıtını yaklaşık olarak veren devre elemanlarının geometrisinin hesaplanması veya sayısal

düzenekler için, uygun katsayıların seçilmesi yaklaşımı ile yapılmaktadır. Bu tür bir yaklaşımda çok uzun aritmetik işlemler hızlı bilgisayarların kullanılması ile bir sorun olmaktan çıkmıştır. Süzgeçler değişik biçimlerde sınıflandırılırlar. Sürekli verilerin süzülmesinde kullanılan süzgeçlere "analog" süzgeçler denir. Bunlar elektrik devrelerdirler. Sayısal verilerin süzülmesinde kullanılan düzeneklere ise, sayısal (dijital) süzgeçler denir.

Bir giriş ve bir çıkışlı süzgeçler aşağıdaki gibi özetlenebilirler. $h(t)$ süzgeç fonksiyonu giriş verisi $x(t)$ yi çıkış verisi $y(t)$ ye dönüştürür (Şekil 3.23.).



Şekil 3.23. Sismik sinyalin filtreleme aşamasının basitleştirilmiş gösterimi

Zaman ortamında; $y(t) = x(t)*h(t)$ (3.28)

frekans ortamında; $y(i\omega) = x(i\omega)*h(i\omega)$ (3.29)

bağıntıları geçerlidir.

3.2.5.7. Otomatik kazanç kontrolü (AGC)

Zamana bağlı olarak azalan genlik, düzeltme fonksiyonu ile çarpılarak yapılır. Otomatik genlik kazanımı sismik verilere çok sıklıkla uygulanan bir genlik düzeltmesidir. Belirli bir fonksiyonun veriye uygulanmasıyla birlikte, genlik kazanımı uygulamasında da anlatıldığı gibi, küresel yayılma kaynaklı genlik azalmalarının en aza indirilmesi hedeflenmektedir. Bu uygulamanın ayrıntıları aşağıdaki denklem sistemleriyle verilmektedir.

$$A(t) = \sum_{t-1/2}^{t+1/2} |X(t)| \quad (3.30)$$

eşitliğinde, $A(t)$ pencere içerisindeki mutlak genlik değerlerinin toplamını, $X(t)$, sismik izi ve l 'de pencere uzunluğunu simgelemektedir. Pencere içerisinde yer alan ve değeri sıfırdan farklı olan örnekler toplanarak, ortalama genlik değerleri $A_{ort}(t)$ her bir pencere için hesaplanır.

$$N(t) = \sum_{t-1/2}^{t+1/2} \begin{cases} 0, x(t) = 0 \\ 1, x(t) \neq 0 \end{cases} \quad (3.31)$$

$$A_{ort}(t) = \frac{A(t)}{N(t)} \quad (3.32)$$

$N(t)$ pencere içerisindeki sıfırdan farklı örneklerin sayısını gösterirken, $A_{ort}(t)$ ise ortalama genlik değerini vermektedir. Genlik değerlerinin ortalamasının bulunmasının ardından, çıkış genliğini denetleyen bir parametre yardımıyla (Sfaktör), genlik faktörü $F(t)$ hesaplanır.

$$F(t) = \frac{S_{faktör}}{A_{ort}(t)} \quad (3.33)$$

Uygulama sonucunda elde edilen sismik iz, hesaplanan genlik faktörü $F(t)$ ile işleme giren sismik izin çarpımına eşittir.

$$O(t) = F(t) * X(t) \quad (3.34)$$

3.2.6. Sismik Yansıma Yönteminin Arazide Uygulanması ve Veri İşlem

Sismik yansıma yöntemini yakaören köyü civarında, yüksek çözünürlüklü sismik yansıma işlemi ise Isparta-Eğirdir yolu üzerinde ve Isparta-Bedre yolu üzerinde uygulanmıştır. Sismik yansıma ve yüksek çözünürlüklü yansımanın farkı arazide veriyi alırken uygulama şeklinden kaynaklanmaktadır. Verileri

alırken Çizelge 4.2. - Çizelge 4.3.'deki parametrelerle ve balyoz yardımıyla veriler alınmıştır. Veri işlem aşamasından iki yöntemde de Jrg programı kullanılmıştır. Verileri alırken 12 kanallı Geode marka sismik kayıtçı, 100 Hz jeofonlar ve balyoz kullanılmıştır.

Çizelge 4.2. Sismik yansıma yöntemine ait parametreler

Jeofon aralığı (m)	2
Örnekleme aralığı (ms)	0.250
Kayıt boyu (sn)	0.50
Minimum ofset (m)	-2

Çizelge 4.3. Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma yöntemine ait parametreler

Jeofon aralığı (m)	1
Örnekleme aralığı (ms)	0.125
Kayıt boyu (sn)	0.25
Minimum ofset (m)	-1
Maksimum ofset (m)	13

Sismik yansıma yöntemini arazide uygularken 12 adet jeofon yere yerleştirilir. İlk jeofonun 2 metre gerisinden balyozla vuruş yapıp veriyi alınır. İkinci veri içinde her jeofonu 2 metre ilerletip aynı işlemi tekrarlıyoruz. Bu sefer vuruş yapılacak nokta ilk jeofonun olduğu noktadır. Bu şekilde giderek 60 veri alındı.

Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma yöntemini arazide uygularken 12 adet jeofonu yere yerleştirdik ilk jeofonun 1 metre gerisinden balyozla vuruş yapıp veriyi aldık. İkinci veriyi almak için jeofonları yerlerinden kıpırdatmadan ilk jeofonun yanına gelip vuruşumuzu orada yapıp ölçüyü alıyoruz. Üçüncü veri için ise ikici jeofonun yanına gelip vuruş yapıp veriyi alıyoruz. Bu şekilde devam ederek son jeofona kadar geldik ve son jeofonun yanındada vuruş yapıp verimizi aldık ve son olarak son jeofonun 1 metre ilerisinden bir vuruş daha yapıp veriyi alıyoruz. Bu şekilde alınan veri yüksek çözünürlüklü yansıma verisi

olmuştur. Her bir jeofonun arası 1 metredir. Arazide profiller halinde verileri almış bulunmaktadır. Profiller arası uzaklık 1 metredir (Şekil1.1. C-D). Bu sayede bölgenin stratigrafisini 2,5D olarak görüntülenmesi sağlanmıştır.

Yansıma tekniğinde verinin hız analizine hazırlanması ham veriye genlik kazanımı ve gürültülerin filtrelenmesinden oluşur. Bu aşama aslında yansıma sinyalinin bulunduğu frekans bandı dışında kalan frekansların veriden atılması işlemidir. Sismik veride yansıma seviyelerinin bulunduğu frekans bandını tespit etmek için öncelikle veri genel olarak incelenir. Bu incelenin ardından yansıma seviyelerini belirginleştirmek için genlik kazanımı yapılır. Genlik kazanımının yapılması ile sismik verinin güç spektrumu alınarak verinin frekans bandı aralığı belirlenir. Sismik verinin frekans bandının belirlenmesinin ardından filtreleme işlemi için en uygun geçiş bandı aralığı belirlenerek sismik veri hız analizine hazırlanmıştır.

Ön işlemlerden geçirilen sismik yansıma verisine, ortak derinlik noktası yığma (CMP stack) tekniği kullanılarak sismik yığma kesitleri elde edilmiştir. Sismik yansıma verileri atış toplamaları (shot gathers) şeklindedir. CMP yığma terimi bir teknik ifadedir ve sismik atış toplamalarında bulunan çoklu ofsetteki izleri sıfır ofsetli tek bir ize indirger. Her toplamadaki iz grubu CMP yığma kesiti içerisinde toplanır. Bu işlem normal kayma düzeltmesi (NMO-Normal Move Out) uygulanarak yapılır. Yapılan işlem kullanılan hız modellerine göre her sismik toplamının zaman eksenini görmesinden ibarettir (Kanbur, 2002).

CMP yığma işlemi CMP (Common Mid Point) toplaması veya CDP (Common Depth Point) toplaması ifadeleriyle tanımlanır. Her CDP toplaması NMO düzeltmesi yapılarak toplanır. Böylece sismik sonuç tek bir izde toplanmış olur. Bu sismik iz tanımlanan her orta nokta için inşa edilir ve oluşturulan toplama CDP adı verilir (Steeple and Miller, 1990) .

NMO'nun seçiminde yığma hızı CMP yığma için gereklidir. Hız modelini elde etmek için hız analizi yapılmalıdır. Bundan dolayı çalışma alanının CMP yığma görüntülerini üretmek için ham atışa ya da CMP toplamalarına 50 m/s artışı

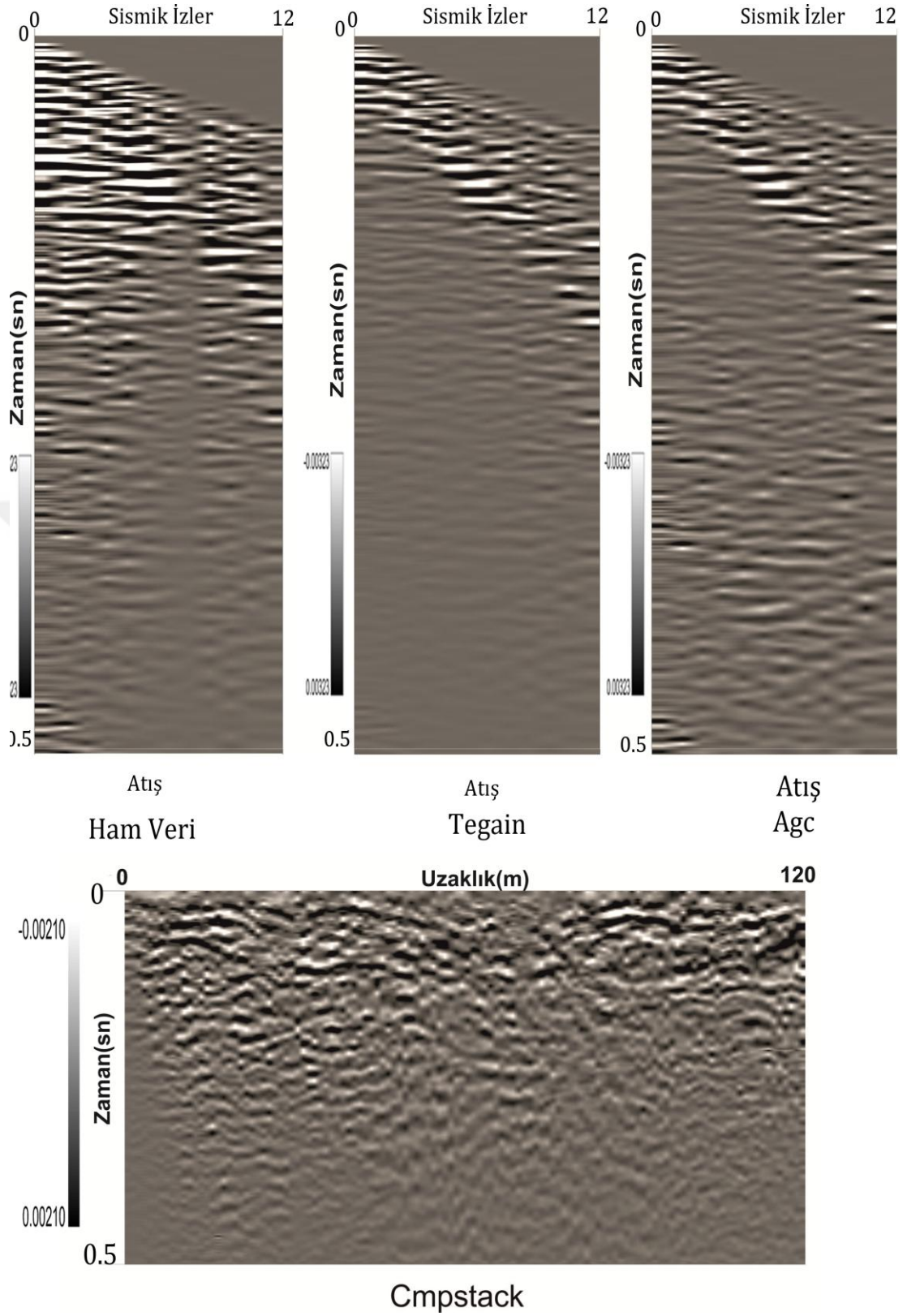
deneme hızlarıyla yığma uygulamaları yapılmıştır. CMP toplamalarının ofset üzerinde toplanmasıyla CMP'yi meydana getirerek, NMO yığma hızına uygun olan yer hızı bulunmuştur. NMO ve yer hızı birbirine ne kadar yaklaşırsa toplamada genlikler o ölçüde büyük olur. Bu nedenle sabit hızla meydana gelen baskın olaylar, CDP yığmasındaki hızın en etkili olduğu ofset ile derinlik boşluğundaki yerleri temsil eder.

Uygun olan yığma kesitini tespit etmek için CDP kesitlerinden elde ettiğimiz hız modeli içerisinde, beklenmedik yüksek veya düşük aralıktaki hızlara karşılık gelen noktalar ya da hızın derinlikle düştüğü hız pikleri, önceden birleştirilmiş CDP yığmalarıyla yeniden incelenerek yanlış seçilmiş bu hız pikleri doğrulanır. Sonuçta sabit hızlar kullanılarak oluşturulan yığma kesitlerinden seçilen piklerden, elde edilen hızlarla yığma işlemi yapılır ve gerçek yığma kesitine ulaşılır.

Sismik yansıma yöntemine uyguladığımız veri işlemler. Elde ettiğimiz veriyi uzantısını çevirip açıyoruz ve verimizdeki geometri dizilimini siliyoruz. Daha sonra veriye Tegain yukarıdaki paragrafta anlatılan genlik kazanımı işlemi uyguluyoruz. Bu işlemden sonra Agc yapıp cvstack işlemine geçiyoruz ve gelen ekranda izleri pikleyip kaydediyoruz. Bu kaydettiğimiz verileri cmpstack seçeneği içerisine kopyalayıp cmpstack tuşuna basıp verimizden elde etmiş olduğumuz kesiti oluşturmuş oluyoruz(Şekil 3.25.).



Şekil 3.24. Veri alınırken araziden görüntü



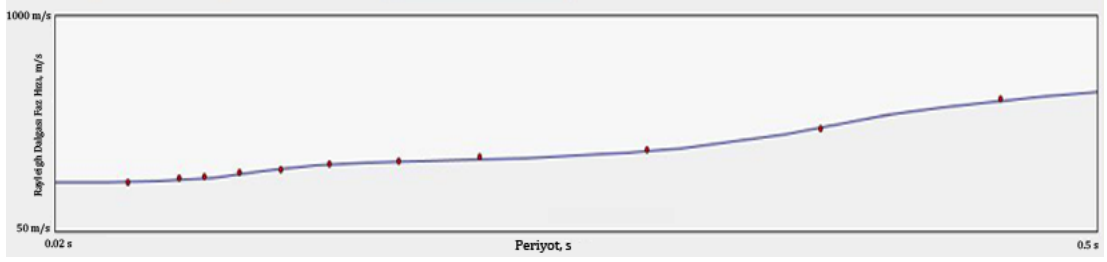
Şekil 3.25. Sismik yansıma verisinin veri işlem aşamaları

4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

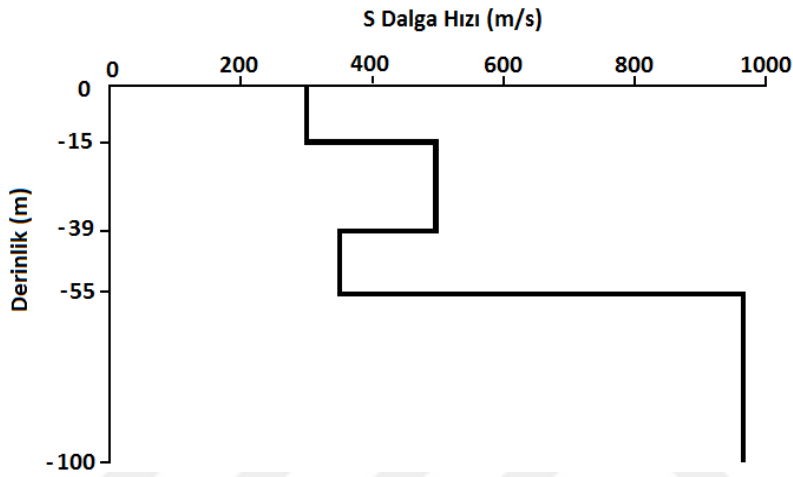
Isparta Süleyman Demirel Üniversitesi kampüs alanı yakın çevresinde (Şekil1.1.A) 2 km boyunca ReMi verisi toplanmış, verilerin değerlendirilmesi ile elde edilen Vs hızlarından yararlanılarak ana kaya derinliği, çökel yapısının stratigrafik özelliklerinin belirlenmesi ve fay yapısının mevcut olup olmadığı jeolojik bilgilerden de faydalanılarak ortaya konmuştur. Yakaören köyü civarı (Şekil1.1.B) sismik yansıma tekniği, Eğirdir yolu üzeri (Şekil1.1. D) ve Bedre yolu üzeri (Şekil1.1. C) yüksek çözünürlüklü sismik yansıma tekniği kullanılarak çökel yapısının stratigrafik özelliklerinin belirlenmesi ve fay yapısının mevcut olup olmadığı jeolojik bilgilerden de yararlanılarak ortaya konmuştur. Yüksek çözünürlüklü yansıma sismolojisi için enerji kaynağı olarak balyoz kullanılmıştır. 12 kanallı Geode kayıtçı ve 100 Hz'lik jeofonlar (Şekil1.1. C-D 1 metre, Şekil1.1. B 2 metre) aralandırılarak veri kazanımı sağlanmıştır. ReMi için ise 4.5 Hz' lik jeofonlar ilk 100 noktada 10 metre aralıklandırılarak sonraki 19 noktada jeofonlar 20 metre aralandırılarak 24 kanallı Geode kayıtçı ile veri kazanımı yapılmıştır. Elde edilen bu veriler Louie tarafından geliştirilen Jrg ve SeistOpt(R)ReMi bilgisayar yazılımları kullanılarak kesitlere dönüştürülmüştür. Bu çalışmalar ile ana kaya derinliği, çökel yapının stratigrafik özellikleri ve fay yapısının mevcut olup olmadığı gözlenmiştir. Çalışma, özellikle standartlaştırılmış veri kazanım tekniği ve veri işleminin çeşitli jeolojik uygulamalara kolaylıkla uygulanabildiğini göstermektedir.

4.1. ReMi Yönteminin Uygulanması

Isparta Süleyman Demirel Üniversitesi kampüs alanı yakın çevresinde (Şekil1.1.A) 2 km boyunca ReMi verisi alınmıştır. Bu verilere veri işlem aşamaları uygulandıktan sonra elde edilen kesitler ve bulgular aşağıda verilmiştir.

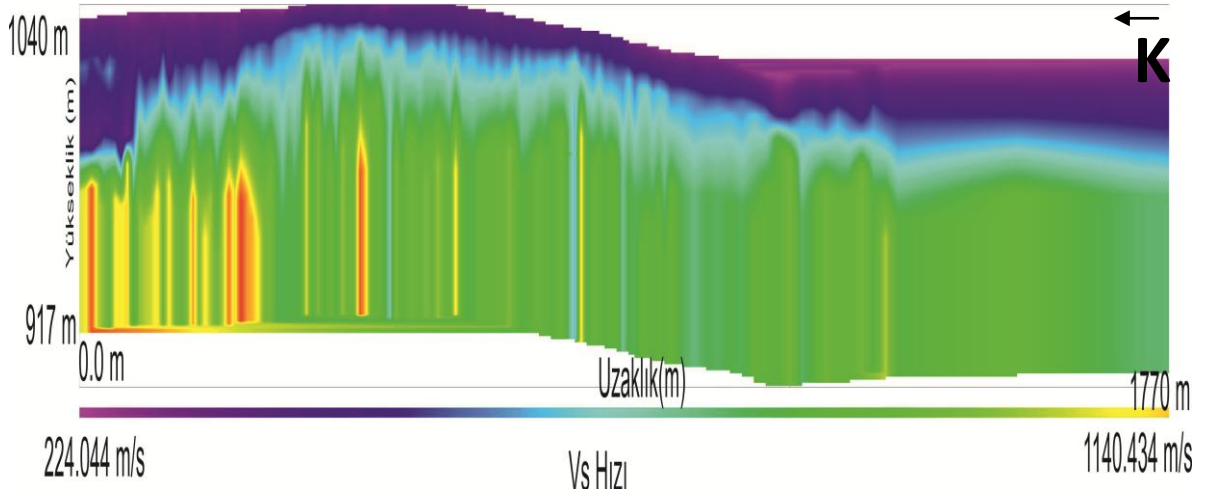


Şekil 4.1. Birinci veriden elde edilen dispersiyon eğrileri

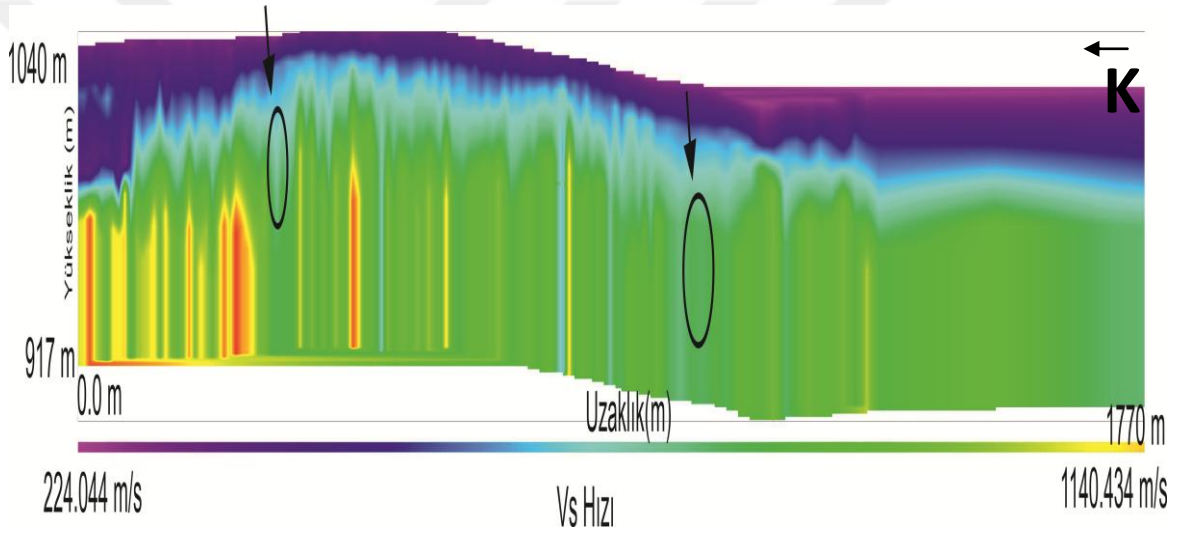


Şekil 4.2. Birinci veriden elde edilen dispersiyon eğrisinden tespit edilen Vs hızları ve derinlikleri

Dispersiyon eğrilerinden (Şekil4.1) elde edilen Vs hızlarının (Şekil 4.2.) birleştirilmesiyle bölgenin ReMi kesiti elde edilmiştir. Elde edilen kesit 1/3 oranında uzunluğu küçültülmüş ve enine 3/4 oranında küçültülmüştür.



(a)



(b)

Şekil 4.3. ReMi verilerinin değerlendirilip kesitlerinin çıkarılması (a: Kesit çıkarılmış ham veri, b: Kesit üzerinde gösterilen faylar)

Verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucu Vs hızlarından yararlanarak ana kaya derinliği, bölgenin stratigrafisi belirlenmiştir. Bu verilere göre (Şekil 4.3. b) daireye alınmış bölgelerde Vs hızının aniden düşüp çıkması sonucu ve daha önceki çalışmalarda incelenerek fay olduğu tespit edilmiştir. Bölgenin jeolojisinde yakın çevrede açılan bir kuyu verisinden de yararlanılarak (Çizelge 4.4.) tespit edilmiştir.

Çizelge 4.4 DSİ Çünür bölgesinden alınan bir kuyu logu verileri

Kuyu Derinliği (metre)	Litoloji Tanımı
2-41	Az killi siltli çakıl(çakıllar tuf taneli)
41-48	Siltli kil
48-74	Az siltli çakıllı kil
74-106	Siltli çakıl
106-147	Tuf andezit

Bu verilerin hep birlikte değerlendirilmesi sonucunda ReMi kesitlerindeki (Şekil 4.3.) mavi ile gözüken yerler az killi siltli çakıllardan oluşmaktadır. Yeşil olan kısımlar genel olarak Vs biraz daha yüksek çakıllı birimlerden oluşmaktadır. Sarı ve kırmızı renkli kısımlarda ise andezite ulaşıldığı tespit edilmiştir.

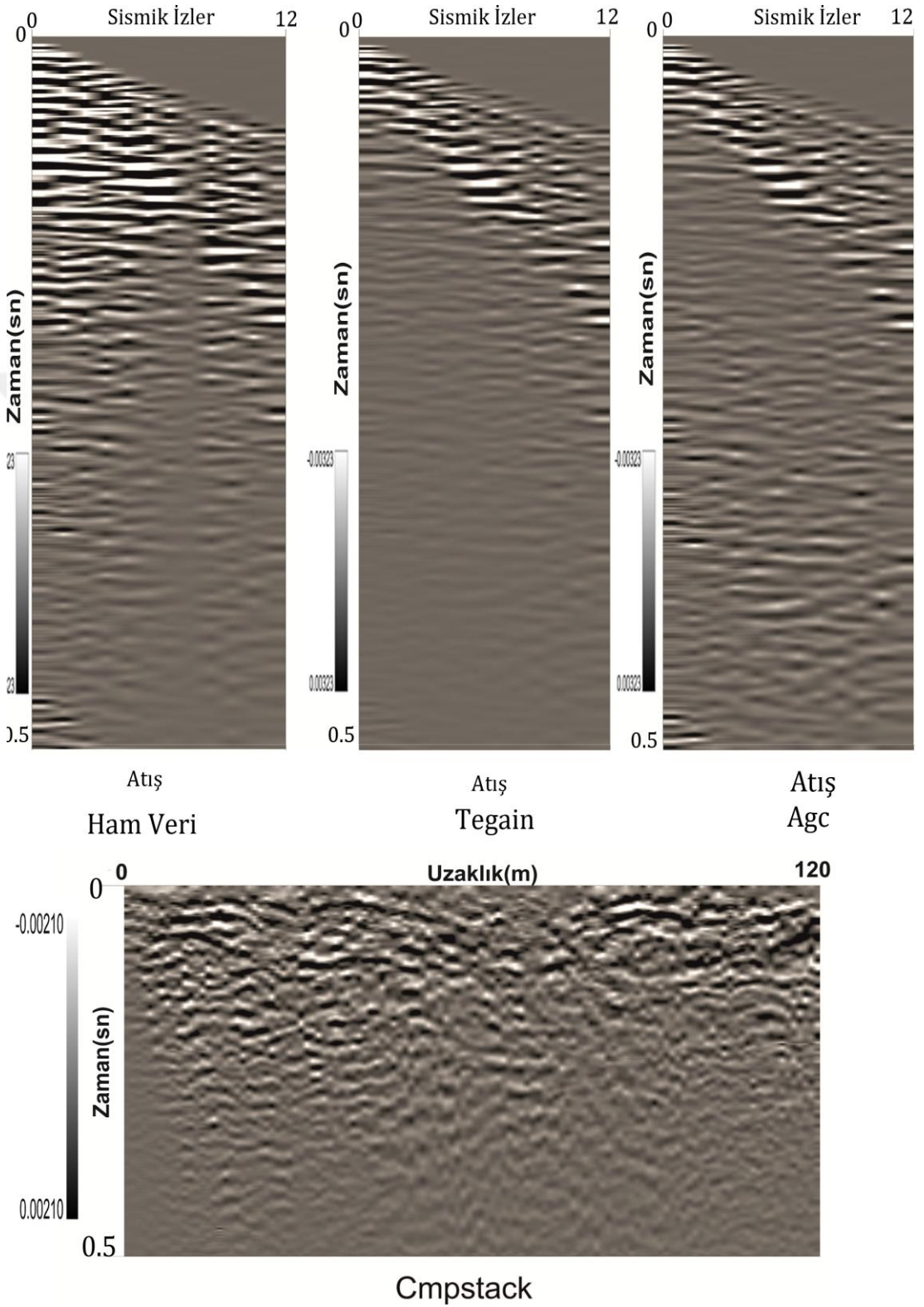
4.2. Sismik Yansıma Yönteminin Uygulanması

Yakaören köyü civarında sismik yansıma verisi alınmıştır (Şekil 1.3.).



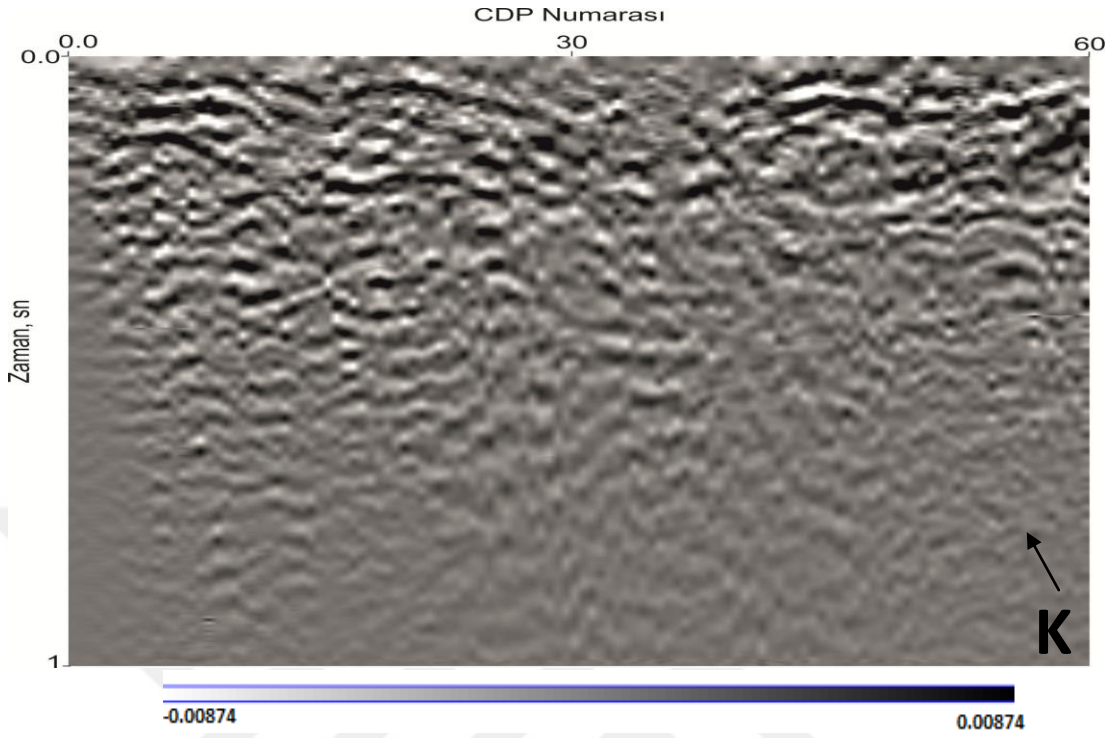
Şekil 1.3. ykor profilinin ölçüm esnasındaki başlangıç ve bitiş yerleri

Alınan verilere veri işlem yapıldıktan sonra sismik kesit ortaya çıkarılmıştır. Uygulanan veri işlem aşamaları Tegain, Agc, Cvstack, Cmpstack'tır (Şekil 4.4.).

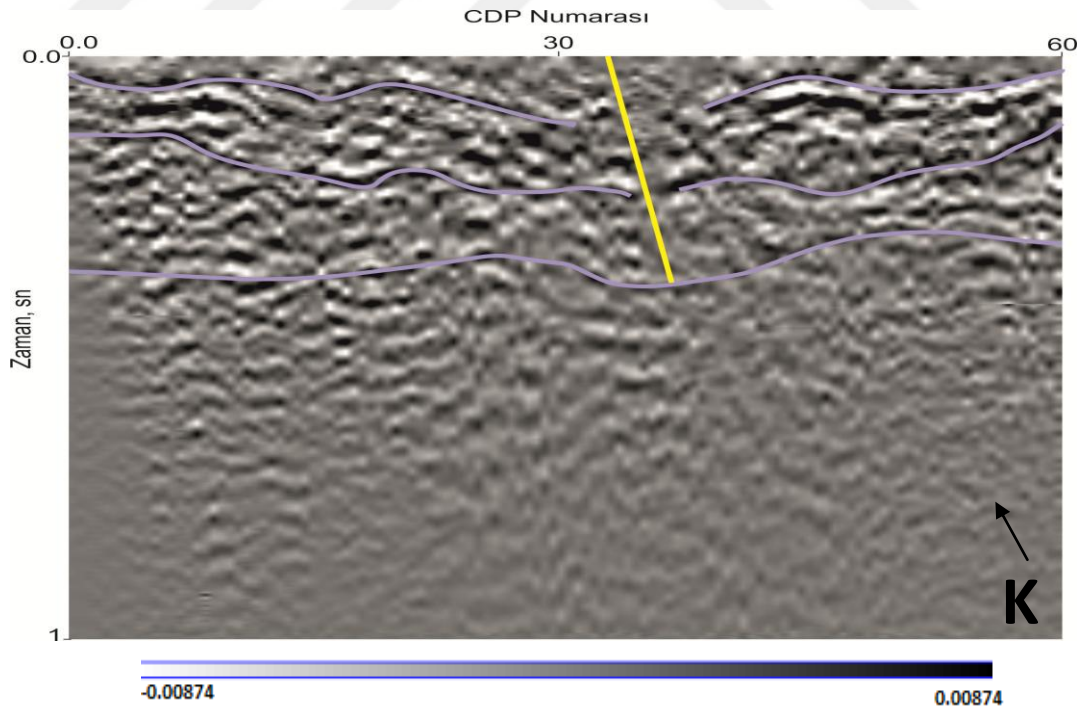


Şekil 4.4. Sismik yansıma verisine uygulanan veri işlem aşamaları

Elde kesitler ;



Şekil 4.5. Sismik yansıma yöntemi veri işlem uygulanmış



Şekil 4.6. Sismik yansıma yöntemi veri işlem uygulanmış tabakalar ve fay belirtilmiş

Sismik yansıma yönteminde veri işlem aşamasından sonra mavi çizgilerle tabakaları belirledik(Şekil 4.6.) sarı çizgiyle ise çöküntülü ortamı belirttik bu ortamda çöküntü ve dolgu oluşmasının fay yapısının mevcut olmasından kaynaklanmaktadır. Tabakaları daha detaylı inceleyecek olursak aynı bölgeden alınmış bir kuyu logu verisiyle (Çizelge 4.5.) birlikte incelendi.

Çizelge 4.5. DSİ Yakaören bölgesinden alınana bir kuyu logu verileri

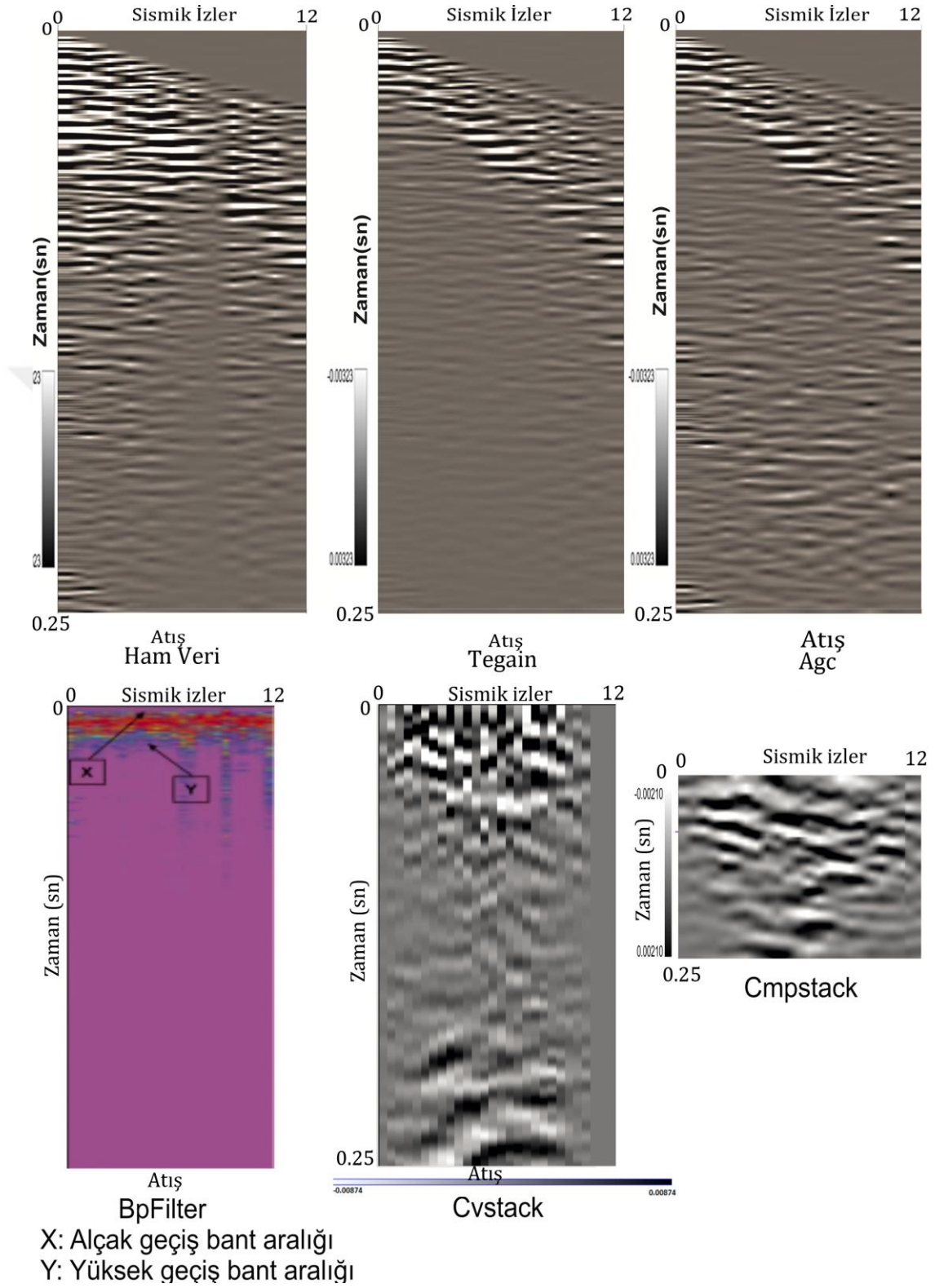
Kuyu Derinliği (metre)	Litoloji Tanımı
0-2	Nebati toprak
2-23	Az çakıllı siltli kum
23-27	Çakıl(Tüf andezit elemanı)
27-31	Kil
31-47	Az killi çakıl
47-52	Çakıl
52-72	Tüf(Altere olmuş)
72-90	Tüf
90-133	Andezit(Yer yer altere olmuş)
133-150	Andezit

Üst tabaka az çakıllı siltli kumdan oluşmaktadır. İkinci tabaka killi çakıllı birimden oluşmaktadır. Üçüncü tabaka tüflü birimlerden oluşmaktadır. Son tabaka tüf ve andezitli birimlerden oluşmaktadır.

4.3. Yüksek Çözünürlüklü Sismik Yansıma Yönteminin Uygulanması

Yüksek çözünürlüklü yansıma yönteminde uyguladığımız veri işlemler. Elde ettiğimiz veriyi uzantısını çevirip açıyoruz ve veriye belirlediğimiz geometrileri tanıtıyoruz. Daha sonra veriye Tgain, Agc, Bpfilter işlemlerini sırasıyla uyguluyoruz. Veriye Dipfill işlemini gerçekleştiriyoruz ve bu işlemlerden sonra veriyi yığma işlemine yani cvstack işlemine sokuyoruz. Bu işlemde izlerimizi belirliyoruz ve pikler koyup işaretliyoruz. İşartelemiş olduğumuz pikleri

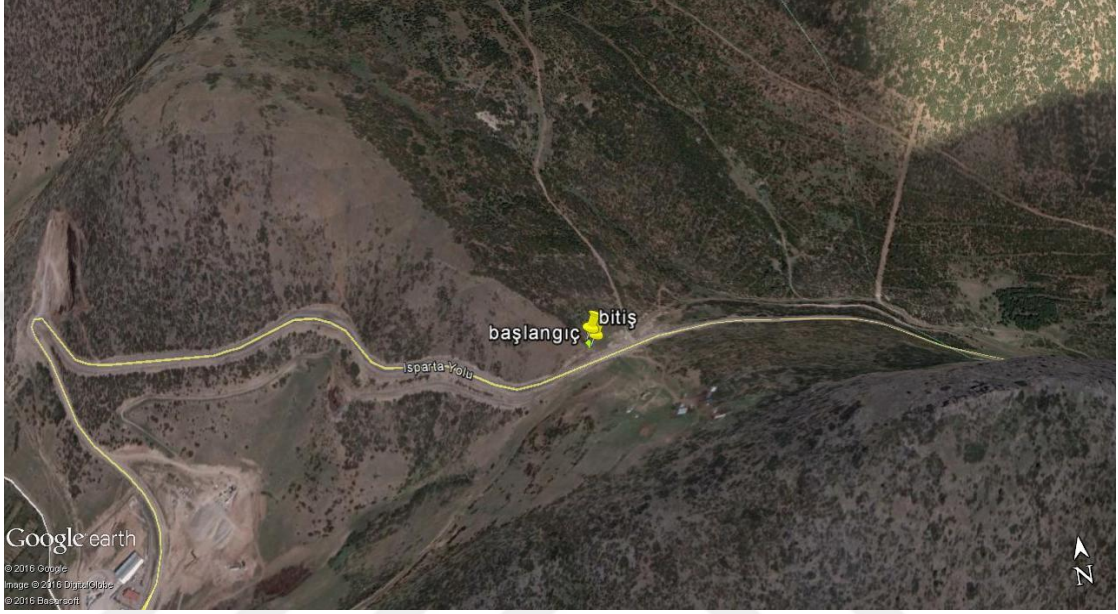
kopyalayıp cmpstack işleminde yapıştırıp cmpstack tuşuna basıp verimizden elde etmiş olduğumuz kesiti oluşturmuş oluyoruz(Şekil 4.7.).



Şekil 4.7. Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma verisinin veri işlem aşamaları

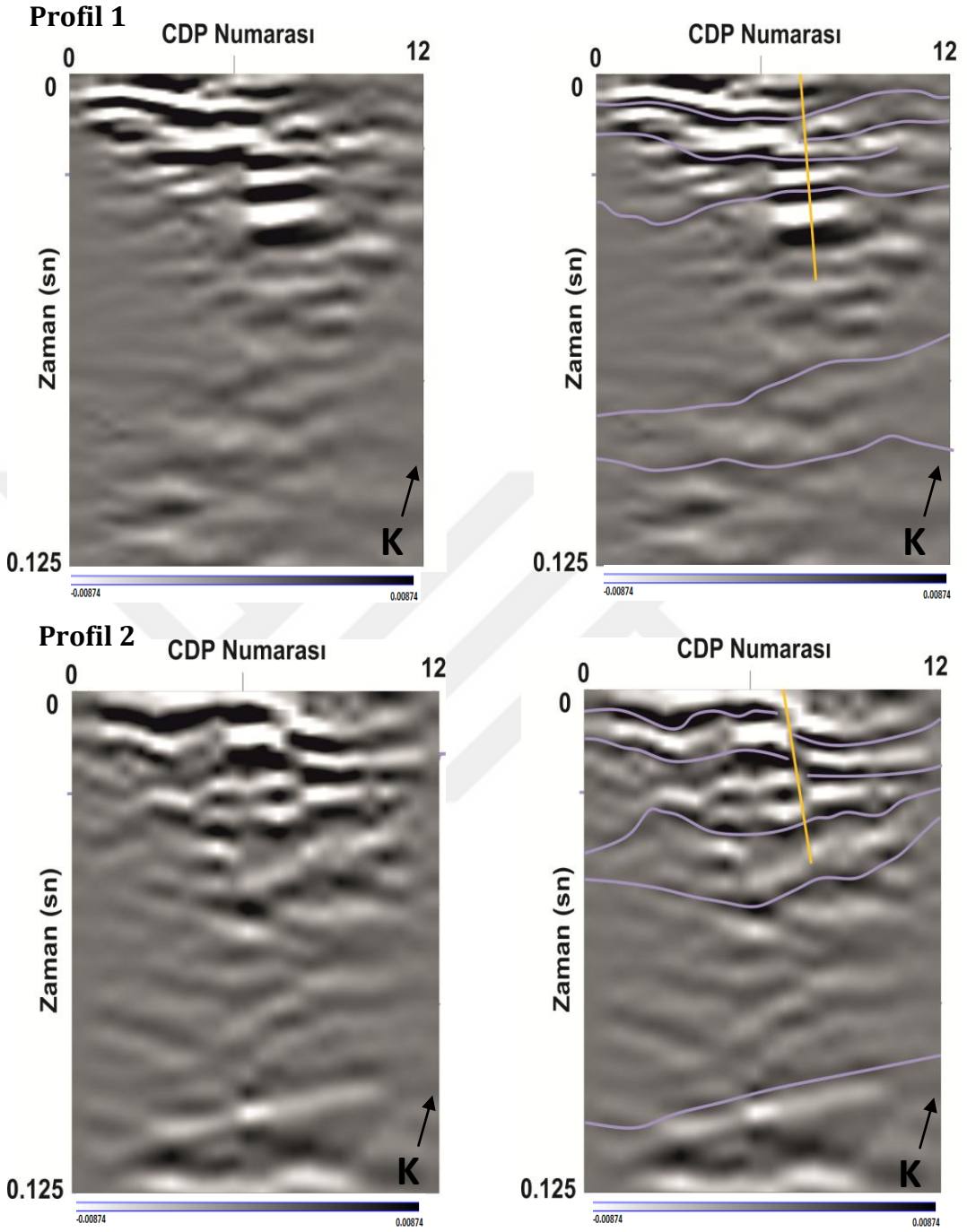
4.3.1. Isparta-Bedre yolu üzeri verilerinin yorumlanması

Isparta-Bedre(Şekil 1.4.) yolu üzeri yüksek çözünürlüklü yansımaya verisi alınmıştır. Alınan verilere veri işlem uygulandıktan sonra sismik kesitleri çıkarılmıştır. Çıkarılan kesitler birleştirilip 2,5D çizdirilmiştir.

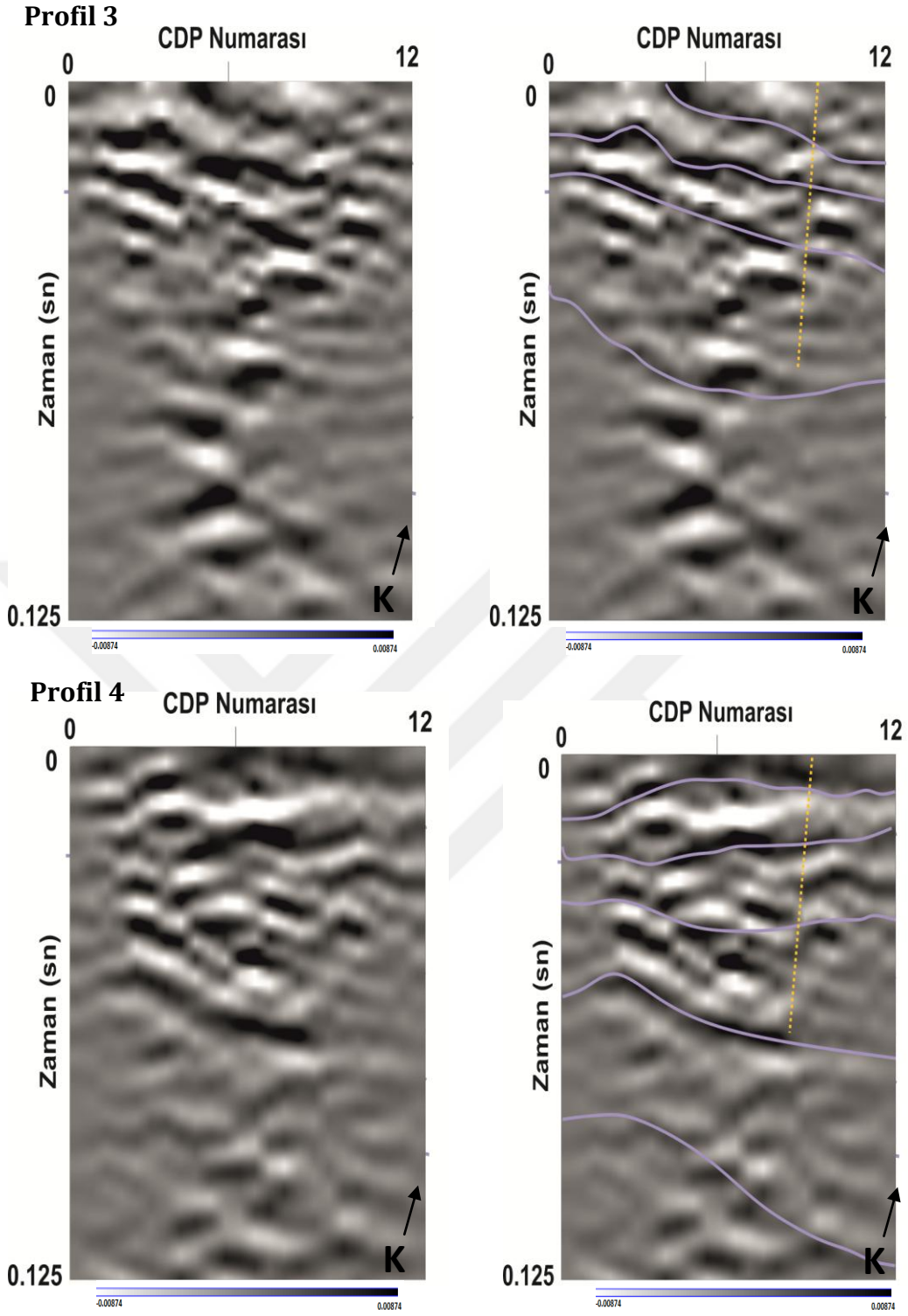


Şekil 1.4. Isparta-Bedre yolu üzeri yüksek çözünürlüklü yansımaya profillerinin yeri

Profil 1-2-3-4 tabakasız ve tabakalı yüksek çözünürlüklü sismik yansımaya kesiti



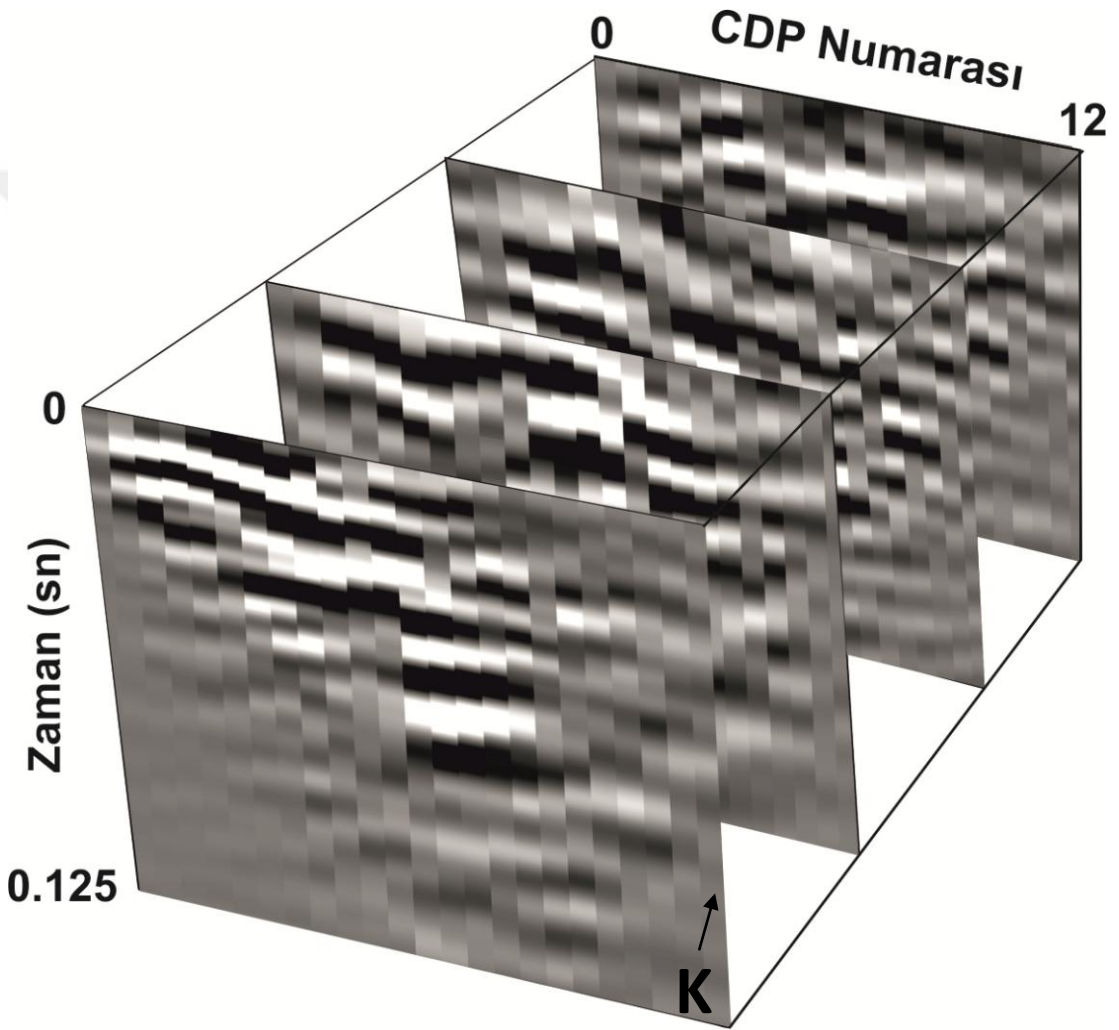
Şekil 4.16. Profil 1-2 verisinin tabakasız ve tabakalandırılmış sismik kesitleri



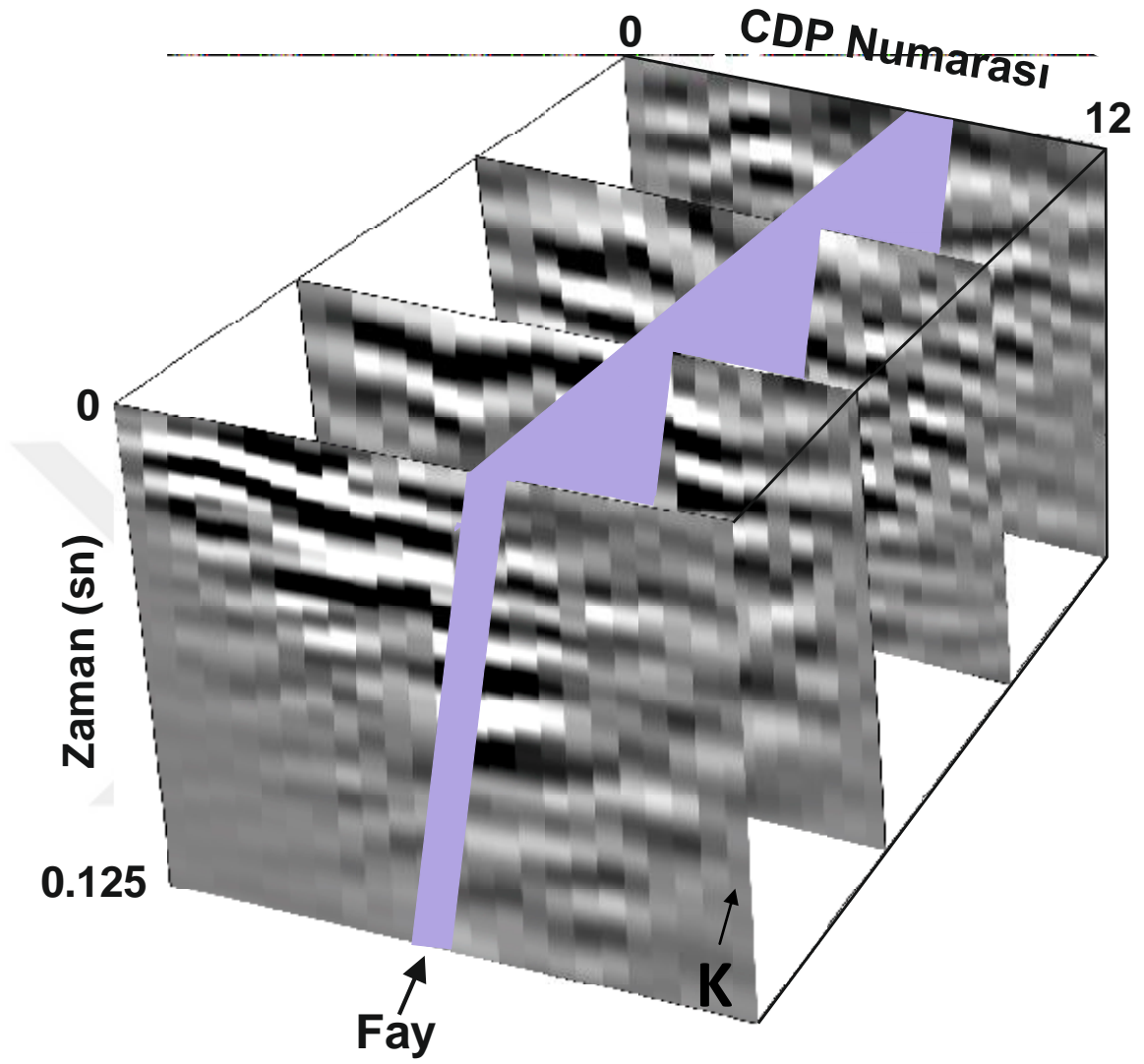
Şekil 4.9. Profil 3-4 verisinin tabakasız ve tabakalandırılmış sismik kesitleri

Şekil 4.8 ve Şekil 4.9'da gözüktüğü üzere yorumlanmış veride tabakalanmalar söz konusudur. Bu tabakalanmalar takip edildiğinde tabakalanmalarda bir düşme gözlenmektedir. Tabakaların düşme gösterdiği yer sarı renkle işaretlenmiştir, bu işaretli bölgeler fay yapılarının oluştuğu bölgelerdir.

Profillerin hepsini yorumladıktan sonra 2.5D olarak çizdirip uyumluluğunu gözlemlendi(Şekil 4.10.).



Şekil 4.10. Profillerin 2,5D çizdirilmesi



Şekil 4.11. Profillerdeki tabakalarda düşmelerin olduğu yerlerin 2,5D çizdirilmesi

Verilerin 2,5D birleştirilmesinden sonra Şekil 4.11.'de mavi renkle fayların bulunduğu yerler çizildi ve birleştirildi. Buna göre bu verimizdeki değerler birbirlerini destekler nitelikte ve fayın hizzasınıda yansıtmaktadır.

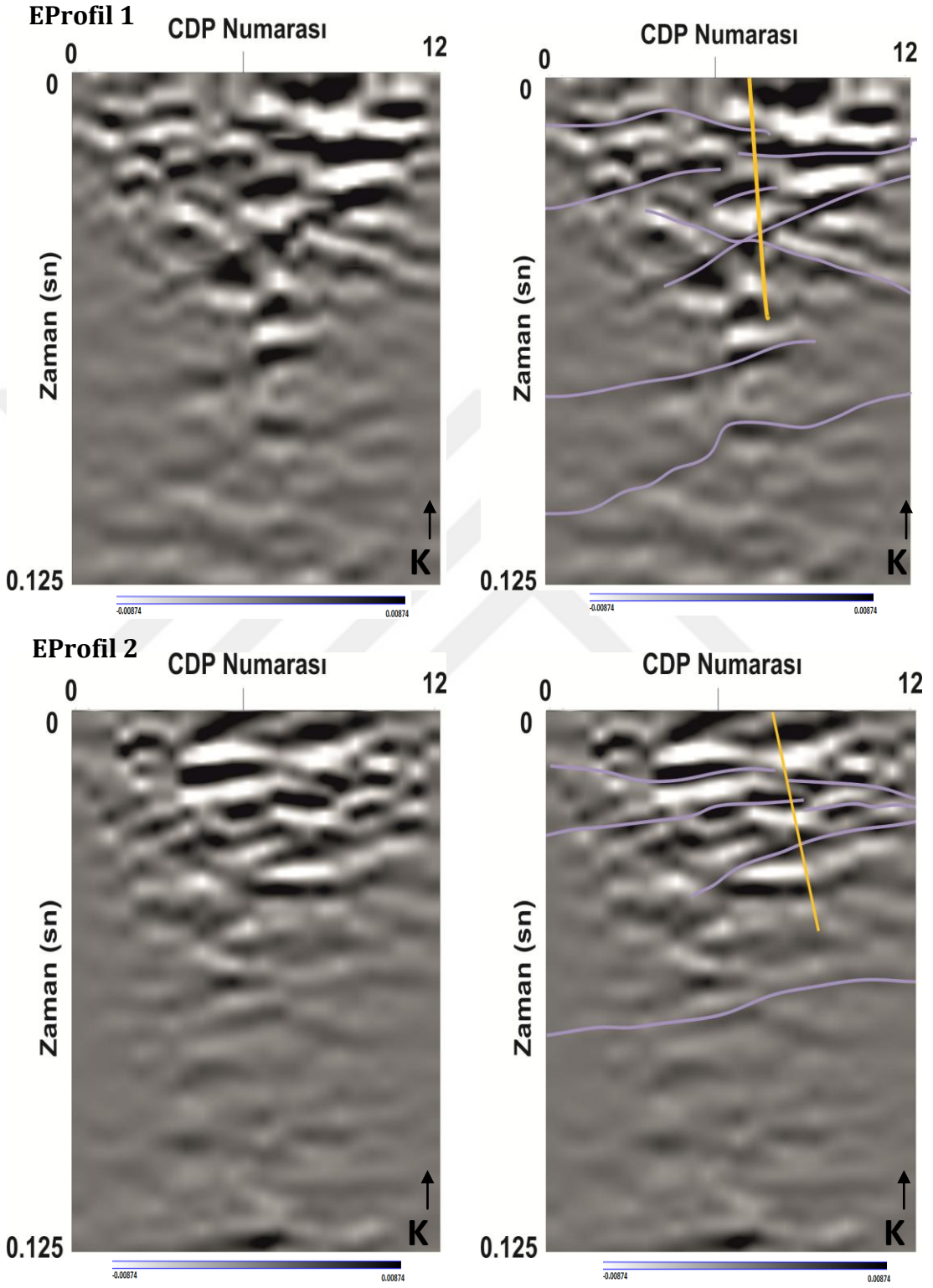
4.3.1. Isparta-Eğirdir yolu üzeri verilerinin yorumlanması

Isparta-Eğirdir yolu üzeri yüksek çözünürlüklü yansımaya verisi alınmıştır. Alınan verilere veri işlem uygulandıktan sonra sismik kesitleri çıkarılmıştır. Çıkarılan kesitler birleştirilip 2,5D çizdirilmiştir.

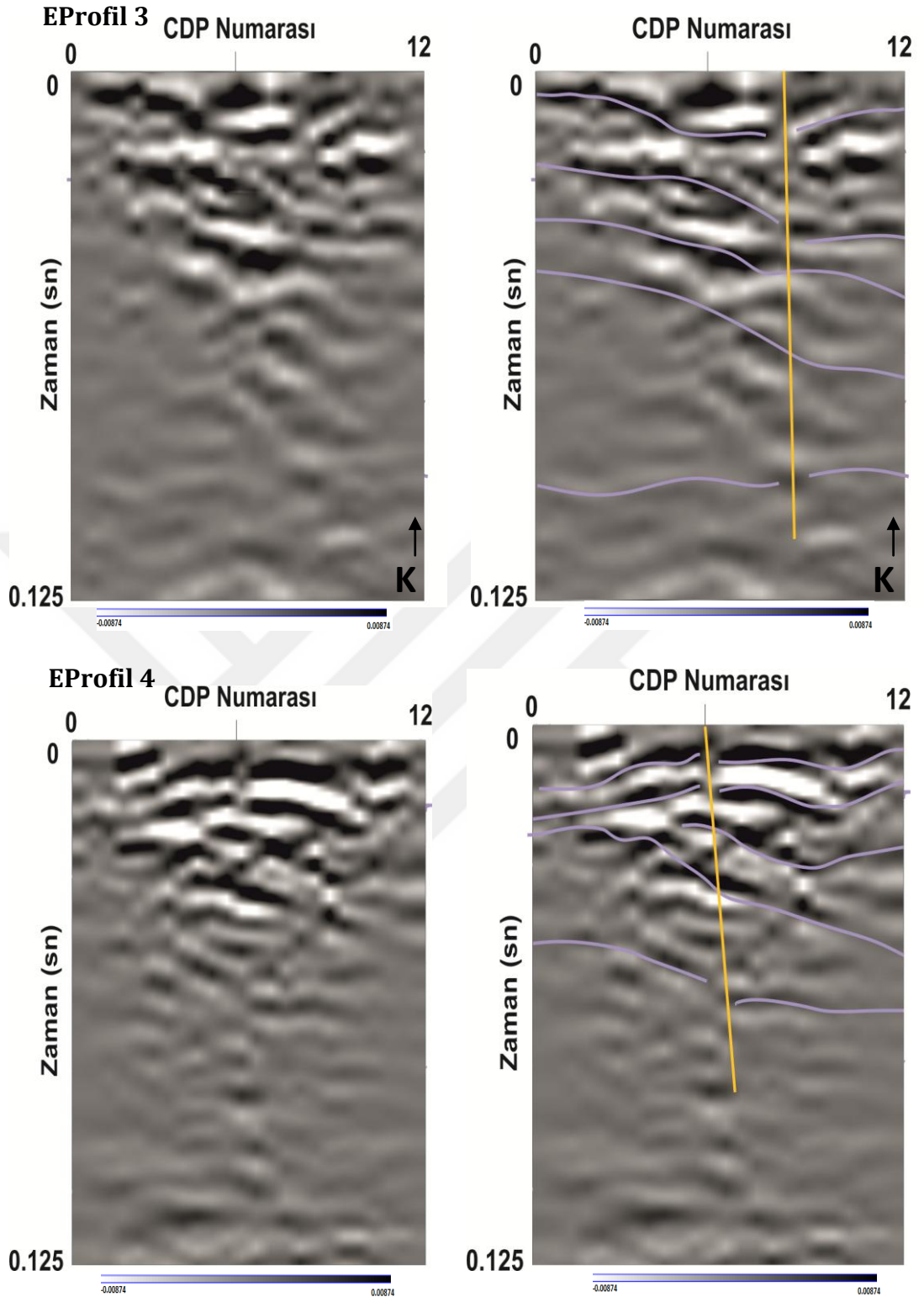


Şekil 1.4. Isparta-Eğirdir yolu üzeri yüksek çözünürlüklü yansımaya profillerinin yeri

EProfil 1-2-3-4 tabakasız ve tabakalı yüksek çözünürlüklü sismik yansıma kesiti



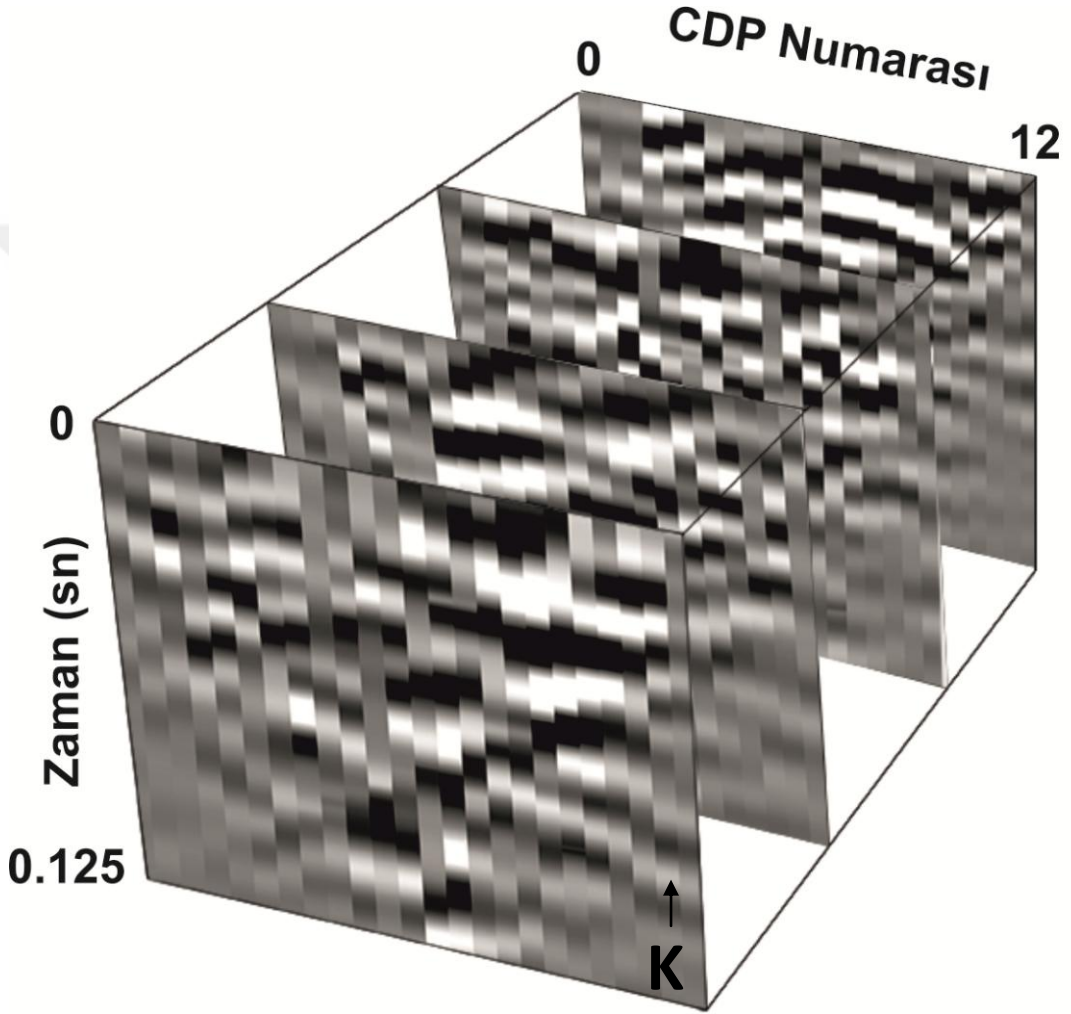
Şekil 4.12. EProfil 1-2 verisinin tabakasız ve tabakalandırılmış sismik kesitleri



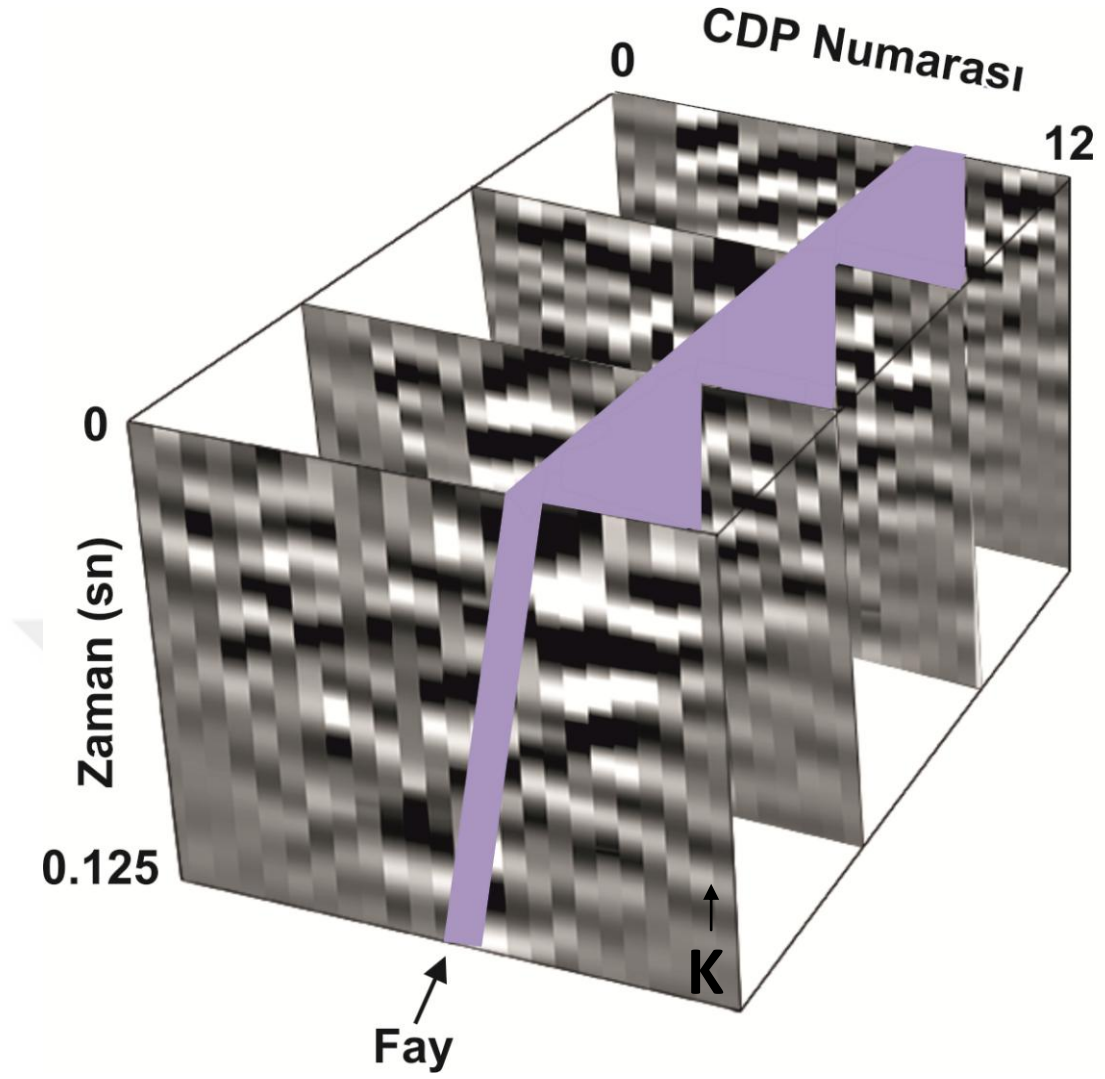
Şekil 4.13. EProfil 3-4 verisinin tabakasız ve tabakalandırılmış sismik kesitleri

Şekil 4.12 ve Şekil 4.13'de gözüktüğü üzere yorumlanmış veride tabakalanmalar söz konusudur. Bu tabakalanmalar takip edildiğinde tabakalanmalarda bir düşme gözlenmektedir. Tabakaların düşme gösterdiği yer sarı renkle işaretlenmiştir, bu işaretli bölgeler fay yapılarının oluştuğu bölgelerdir.

EProfillerin hepsini yorumladıktan sonra 2.5D olarak çizdirip uyumluluğunu gözlemledik(Şekil4.14.).



Şekil 4.14. EProfillerin 2,5D çizdirilmesi



Şekil 4.15. EProfillerdeki tabakalarda düşmelerin olduğu yerlerin 2,5D çizdirilmesi

Verilerin 2,5D birleştirilmesinden sonra Şekil 4.15.'de mavi renkle fayların bulunduğu yerler çizildi ve birleştirildi. Buna göre bu verimizdeki değerler birbirlerini destekler nitelikte ve fayın yerinde göstermektedir. Bu verilerin hepsinde fay yapısının olduğu görülmüştür.

5. SONUÇLAR

Bu çalışmada Isparta ve Eğirdir arasındaki yüzeylemiş ve yüzeylememiş fay yapılarını sismik yöntemlerle incelendi. Bölgede ana kaya derinliğini ve bu yapıyı örten çökel yapının stratigrafik özellikleri, sismik yansıma ve yüzey dalgası analiz yöntemlerinden ReMi tekniği ile ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır.

Remi Tekniğiyle yapılan çalışmamızda Vs hızları değişiminden faydalanarak ana kaya derinliği ortamın stratigrafik özellikleri ve fay yapıları ortaya çıkarılmıştır. Sonuçlar DSİ'ye ait kuyu verileri ile desteklenerek yorum güçlendirilmiştir. Bu bilgiler doğrultusunda iki adet fay olduğu tespit edilmiş ve bölgenin sığ stratigrafik kesiti çıkarılmıştır.

Yakaören civarında olası fay yapısını ortaya çıkarmak için sismik yansıma profili atılmıştır. Elde edilen kesit kuyu verileri ile desteklenerek yorumlanmış. Bu sayede bölgenin stratigrafisi ve fay yapısı belirlenmiştir. Belirlenen bilgilerle arazideki çöküntülü ortamda fay varlığı ortaya çıkarıldı ve sığ stratigrafik kesit sayesinde tabakalanmanın nasıl olduğu tespit edilmiştir.

Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma verilerindeki olası faylanmayı ortaya çıkarmak için yan yana yansıma profilleri oluşturularak veriler alınmıştır. Elde edilen kesitler kuyu verilerinden de yararlanılarak yorumlanmıştır. Bu sayede alanın stratigrafik kesitleri ve fay yapısı tespit edilmiştir. Tespit edilen bu kesitlerden yararlanılarak arazinin 2,5D kesitleri çizildi. Çizilen kesitlerin birbirleriyle uyumlu olduğunu fay yapılarının birbirini takip ettiği belirlenmiştir. Bu veriler değerlendirildikten sonra ortaya tabakalanmalar ve bu tabakalanmaların izlerinden faylar tespit edilmiştir. Her iki arazide de fay varlığı ortaya konmuş ve sığ stratigrafik kesitleri sayesinde tabakalanmaların yerleri ortaya konmuştur.

Alınan veriler ve daha önceki çalışmalardan da faydalanılarak Isparta bölgesi ve çevresinde fay oluşumunun fazlalığı bölgenin mikrodeprem aktivitesiyle

değerlendirilmiştir. Bütün veriler sayesinde bölgede oluşan faylanmaların sebepleri arasında mikrodeprem aktivitelerinin olabileceği tespit edilmiştir. Çünkü mikrodeprem aktivitelerinin gerçekleştiği bölgelerde faylanma yapılarının fazlalığı ve sık stratigrafik kesitlerdeki bozulmalar mikrodeprem aktivitelerinin faylanma oluşturduğunu göstermektedir.



6. KAYNAKLAR

- Adam O'Neill¹ Mike Dentith¹, (2003), Ron List Full-wavwform P-SV reflectivity inversion of surface waves for shallow engineering applications: Exploration Geophysics 34, 158-173
- Anderson, J.K., Lee, Y., Zeng, Y., and Day, S. 1996. Control of Strong Motion By the Upper 30 Meters. Bulletin of the Seismological Society of America, 59, 1749-1759.
- Brown, L.T. 1998. Comparison of Vs Profiles From SASW and Borehole Measurements at Strong Motion Sites in Southern California. M.Sc.Eng. Thesis, University of Texas at Austin, 349.
- Bullen, K.E., 1963, An Introduction to the Theory of Seismology: Cambridge University Press, 381 p.
- Bayarı ,C.S., Kurttaş, T., Tezcan, L., 1998. Çevresel İzotoplar ve Üç Boyutlu Yerde Yoğunluk Ölçümleri. Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, 2-6 Kasım, Ankara, 104-106.
- Dispersion In Surface Waves, 2006. Web sitesi: http://www.uwm.edu/~bketter/Research/Surface_Theory/Surface.html . Erişim Tarihi: 02.07.2006
- Görmüş, M., Uysal, K., Kanbur, S., Uysal, B., Özdemir, A., Bayır, M., 2010b. Söbüdağ-Çünür (Isparta) Arasının Jeolojisi. SDUGEO, 1(2), 27-41.
- Kanbur, Z., Etiz, A., 2005. Isparta Havzası'nın ana kaya derinliğinin saptanması, Deprem Sempozyumu Kocaeli 2005, Özler Kitabı, Kocaeli, s:90.
- Kanbur, Z., Kanbur, S., 2009. Isparta şehir merkezi kuzeyinin sismik kırılmamikrotitreşim (ReMi) tekniği ile S-dalgası hız dağılımı, Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi, 13-2, 156-172.
- Kanbur, Z. Görmüş, M., Kanbur, S., 2008. Isparta yerleşim merkezi kuzeyinin sığ S dalgası kesitinin çıkarılması, GARS 2008, Genişletilmiş özetler kitabı, p 165-169.
- Keçeli, A. D., 2009. Uygulamalı Jeofizik. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları, 564s. Ankara
- Louie, J.N., 2001. Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 347-364.

- Malovichko, A.A., Anderson, N.L., etal, 2005. Active-passive array surface wave inverison and comparision to borehole logs in southeast Missouri. Journal of Environmental Engineering Geophysics, 10, 243-250.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B and Ivanov, J.M., 1999a, Multichannel analysis of surfaces waves to map bedrock: Leading Edge, v. 18, n. 12.
- Richwalski, S. W., Picazzo, M., Parolai, M., Milkereit, C., Baliva, F., Albarello, D., Roy-Chowdhury, K., Zschau, H.J. 2007. Rayleigh Wave Dispersion Curves From Seismological and Engineering-Geotechnical Methods: a Comparison at the Bornheim Test Site (Germany). Journal of Geophysical. Engineering, 4, 349-361.
- Steeple, D. W., and Miller, R. D., 1990. Seismic reflection methods applied to engineering, environmental and groundwater problems, in Ward, S. H., editor, Geotechnical and engineering geophysics, volume 1: Society of Exploration Geophysicists, 389 pp.
- Strobbia, C., 2005. Surface wave methods acquisition processing and inversion, politecnico Di Torino, Phd Thesis, 260 pp.
- URL-1, Isparta ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi haritası. Erişim Tarihi: 05.01.2016. <http://www.mta.gov.tr/v2.0/bolgeler/konya>
- URL-2, Son 10 yıllık Isparta ve çevresinin bölgesel deprem haritası. Erişim Tarihi: 28.03.2016. <http://kyhdata.deprem.gov.tr>
- Yanık, K., 2006. Yüzey Dalgası Dispersiyon Verilerinden Sönümlü En Küçük Kareler Ters-Çözüm Yöntemi İle S-Dalga Hızlarının Hesaplanması . Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 100s, Isparta.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : İbrahim TOKBAŞ

Doğum Yeri ve Yılı : İzmir, 1992

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

E-posta : ibrahimtokbas@gmail.com



Eğitim Durumu

Lise : Gaziemir Anadolu Teknik Lisesi , Bilişim Teknolojileri/ Veri Tabanı Programcılığı, 2006-2010

Lisans : SDÜ, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği, 2014