

**SİSMİK KIRILMA VERİLERİ İLE BURDUR İLİ  
MERKEZİ YERALTI YAPISININ  
İKİ BOYUTLU MODELLEMESİ**

**Buket ARI**

**Yüksek Lisans Tezi**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞ ANABİLİM DALI**

**ISPARTA, 2005**

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

**SİSMİK KIRILMA VERİLERİ İLE BURDUR İLİ  
MERKEZİ YERALTI YAPISININ  
İKİ BOYUTLU MODELLEMESİ**

**BUKET ARI**

**Danışman: Yrd. Doç. Dr. Züheyr KAMACI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ  
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞ ANABİLİM DALI  
ISPARTA, 2005**

**İÇİNDEKİLER**

İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET.....	iii
ABSTRACT.....	iv
TEŞEKKÜR.....	v
SİMGELER DİZİNİ.....	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vii
1.GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışmanın Amacı.....	4
1.2 Çalışma Alanının Tanıtılması.....	5
2.BÖLGENİN GENEL JEOLJİSİ.....	7
3.ÖNCEKİ JEOFİZİK ÇALIŞMALAR.....	10
4.MATERYAL VE YÖNTEM.....	11
4.1 Materyal.....	11
4.2 Yöntem.....	12
4.2.1 Sismik Dalgalar.....	12
4.2.2 Dalga Yayılımı.....	14
4.2.2.1 Dalga Cepheleri ve Işınlr.....	14
4.2.2.2 Huygens Prensibi.....	15
4.2.2.3 Snell Kanunu.....	16
4.2.2.4 Fermat Prensibi.....	17
4.2.3 Kırılma İzlerinin Geometrisi.....	18
4.2.3.1 Öncü Dalgalar (Baş Dalgaları).....	18
4.2.3.2 Yatay Bir Kırıcı Yüzeyde Kırılma.....	20
4.2.3.3 Bir Çok Yatay Kırılma Yüzeyinin Bulunması Hali.....	23
4.2.3.4 Eğimli Bir Kırıcı Yüzeyde Kırılma Hali.....	25
4.2.3.5 Gecikme Zamanları.....	28
4.2.4 Ölçü Alma Tekniği.....	31
5.SİSMİK KIRILMA YÖNTEMİNDE TERS ÇÖZÜM VE 2D MODELLEME.....	34
5.1 Ters Çözüm.....	34
5.2 Sismik Veriler İçin Klasik Genelleştirilmiş Ters Çözüm.....	35
5.3 T-X Verilerinin Ters Çözümü.....	37

5.4 Sismik Kırılma Yönteminin Bilgisayar Ortamında 2D Modellemesi	39
5.4.1 Time Term Yöntemi.....	43
6.ARAI UYGULAMALARI.....	45
6.1 Sayısal Kayıtların İlk Varış Zamanlarının Okunması.....	45
6.2 Sismik Kayıtların Değerlendirilmesi.....	48
7.SONUÇLAR.....	60
KAYNAKLAR.....	62
ÖZGEÇMİŞ.....	66
EKLER.....	67

## ÖZET

Karmaşık bir jeolojik yapıya sahip Burdur ili'nde jeofiziğin sismik kırılma yöntemi kullanılarak, yer altı yapısı çözülmeye çalışılmıştır. Buradan hareketle, sismik kırılma verisine ters çözüm uygulayarak yeraltı yapısının geometrisi ve yanal süreksizlikleri daha duyarlı bir şekilde ortaya konmuştur. Sismik kırılma sisteminde yeni atış sistemi olan çoklu atış serim düzeni uygulanarak Burdur İli merkezinde alınan sismik kırılma verileri alınmıştır. Yeni teknik çoklu atış serim düzeninde bir serilimde yedi adet atış yapılmıştır. Dijital olarak kaydedilen kırılma verileri SeisImager2D modelleme programında değerlendirilmiştir. SeisImager2D modelleme programı ile değerlendirilen kesitlerden her serilim üzerindeki 7 atışa ait sismik kırılma verilerinin tek bir zaman-uzaklık (x-t) grafiğinde birlikte değerlendirilmesi sığ ve daha derin yapıların çözümünde avantaj sağlamıştır. Sismik kırılma atışları ile elde edilen zaman-uzaklık verileri kullanılarak, düzensiz ve ondülasyonlu kırılma yüzeyleri haritalanmış ve kırılma yüzeyi hızı kestirilmiştir. Bu sismik kesitlerin doğrultuları üzerinde açılan mekanik sondaj verileri ile sismik kesitler birbirleriyle ilişkilendirilmiştir. Ayrıca kırılmalı sismikte çoklu atış sisteminin alışılmış atış sistemine göre avantaj ve dezavantajlar ortaya konmuştur.

**ANAHTAR KELİMELER:**sismik kırılma, çoklu atış sistemi, SeisImager2D

**ABSTRACT**

By applying the seismic refraction method of geophysics, it was tried to solve and to model complex underground geology of the Burdur municipality the technique used to construct the underground seismic model representing the geology was the inversion technique which is capable to emerge the lateral and vertical discontinuity. Refraction data belongs to the centrum of the Burdur was acquired with multiple-shooting system and convenient geophone array. Then data was treated with SeisImager 2D modelling software to construct the underground structure. Additionally, from the time-distance plots, variations in the layer surfaces indicating the velocities were also mapped. Correlations between drilling results and seismic sections were also shown . In the study, advantages and disadvantages of the multiple shooting systems were pointed out at the end.

**KEY WORDS:** seismic refraction, multiple-shooting system, SeisImager 2D

## TEŞEKKÜR

Tez çalışmasını yöneten, katkı ve yardımlarını esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Züheyr Kamacı'a, çalışmalarımda her zaman desteğini gördüğüm Prof. Dr A. Ergün Türker'e tezin gelişmesinde bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım Yrd. Doç. Dr. Osman Uyanık'a , Yrd. Doç. Dr. Ü. Yalçın Kalyoncuoğlu'na çevirilerimde yardımcı olan ayrıca manevi desteğini esirgemeyen Selda Altuncu Poyraz (Jeofizik Yüksek Müh.)'a, Öznur Karaca (Jeoloji Yüksek Müh.)'e tezin bilgisayar ortamında düzenlenmesinde yardımcı olan Cem Destici (Jeofizik. Müh.)'e, tezin çizimlerinde yardımcı olan öğrencimiz Sait Erdem Bal'a arazi çalışması sırasında yardımcı olan Hızır Yılmaz (Jeofizik. Müh)'a ,öğrencilerimizden Ö Tolga Özkaraca, Emre Oray'a, ve çalışmalarım sırasında beni destekleyen ve hoşgörü gösteren SDÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üye ve elemanlarına sonsuz teşekkür ederim. Ve ne kadar teşekkür etsem de haklarını hiçbir zaman ödeyemeyeceğime inandığım değerli aileme sonsuz teşekkürler.

30/12/2004

Buket ARI

**SİMGELER DİZİNİ**

E: Young modülü

k: Bulk modülü

$\sigma$  : Poisson oranı

$\mu$  : Sıkışmazlık (rijidite) modülü

$\rho$  : Yoğunluk

$V_p$ : P dalgasının hızı

$V_s$ : S dalgasının hızı

$V_1$ : Birinci ortamın hızı

$V_2$ : İkinci ortamın hızı

$V_3$ : Üçüncü ortamın hızı

$V_i$ : i' ninci ortamın hızı

SV: S dalgasının düşey bileşeni

SH: S dalgasının yatay bileşeni

$t_1$ : Birinci ortamın tabaka kalınlığı

$t_2$ : İkinci ortamın tabaka kalınlığı

$x_c$ : Kritik uzaklık

$\theta_c$ : Kritik açı

z: Derinlik

$I_1$ : 1. dalga yüzeyi

$I_2$ : 2. dalga yüzeyi

$t_i$ : i'ninci ışının seyahat zamanı,

$s(x,z)$ : 2 boyutlu yavaşlık (slowness) fonksiyonu,

$R_i$ : i'ninci ışının ışın yolu,

dl: Diferansiyel ışın yolu uzunluğudur



## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Çalışma Alanının Konumu.....	5
Şekil 1.2 Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası.....	6
Şekil 1.3 Çalışma Alanının Görünümü.....	6
Şekil 2.1 Burdur ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Poisson vd., (1984)'den Ertunç vd.,(2001)raporunda Fuzuli Yağmurlu, Mustafa Bozcu ve Kamil Yılmaz tarafından yeniden düzenlenmiştir.....	8
Şekil 4.1 P Jeofonu.....	11
Şekil 4.2 P kaynağı, balyoz, GPS .....	11
Şekil 4.3 Sismograf.....	11
Şekil 4.4 P- Dalgası hareketi.....	13
Şekil 4.5 S dalgası hareketi.....	14
Şekil 4.6 Dalga yüzeyi ve ışın arasındaki ilişki (Kurtuluş, 2002).....	15
Şekil 4.7 Dalga yüzeyinin bulunması için Huygens prensibinin kullanılması (Waters,1978).....	15
Şekil 4.8 Huygens prensibi kullanılarak Snell kanununun bulunuşu (Waters,1978).....	16
Şekil 4.9 Fermat Prensibi (Kurtuluş, 2002).....	17
Şekil 4.10 İki ortamın sınırında öncü dalgaların hareketi Kurtuluş, 2002).....	19
Şekil 4.11 Kritik açı ile gelen bir dalganın yansıtıcı yüzeyden kırılması (Kurtuluş, 2002).....	20
Şekil 4.12 Yansıma ve Kırılma izleri ile seyahat zaman eğrileri arasında ilişkiler (Kurtuluş, 2002).....	21
Şekil 4.13 İki kırıcı yüzey için dalga izleri ve seyahat zaman eğrileri (Kurtuluş, 2002).....	24
Şekil 4.14 Eğimli bir yansıtıcı yüzey için dalga izleri ve zaman-uzaklık eğrileri (Kurtuluş, 2002).....	26
Şekil 4.15 Gecikme zamanı tanımı.....	29
Şekil 4.16 Değişken aralıklı sismik kırılma profili (Ecevitoglu,2001).....	31
Şekil 4.17 Sismik kırılma sisteminde çoklu atış serim düzeni.....	32

Şekil 4.18 Uzak Atış.....	33
Şekil 4.19 Orta Atış.....	33
Şekil 4.20 Ara Atış.....	33
Şekil 5.1 Evrik Problem Çözümünün İşleyişi (Canitez, 1997).....	35
Şekil 5.2 Kırılma dalgalarının yayınımlı.....	39
Şekil 5.3. Dalga yayınımlı geometrisi.....	43
Şekil 5.4 Tme term yöntemi.....	43
Şekil 6.1 Uzak düz atış (offset 30 m).....	45
Şekil 6.2 Düz atış (offset 3 m).....	45
Şekil 6.3 Ara atış1 (offset 3 m, kaynak 3. ve 4. jeofonun ortasında).....	45
Şekil 6.4 Orta atış (offset 3 m, kaynak 6. ve 7. jeofonun ortasında).....	46
Şekil 6.5 Ara atış2 (offset 3 m, kaynak 9. ve 10. jeofonun ortasında).....	46
Şekil 6.6 Ters atış (offset 3 m).....	46
Şekil 6.7 Uzak ters atış (offset 30 m).....	47
Şekil 6.8 SeisImager modelleme programında 7 atışın Kırılma noktalarının gösterimi.....	47
Şekil 6.9 A profili t-x grafiği.....	48
Şekil 6.10 A profili derinlik kesiti.....	48
Şekil 6.11 B profili t-x grafiği.....	49
Şekil 6.12 B profili derinlik kesiti.....	49
Şekil 6.13 C profili t-x grafiği.....	50
Şekil 6.14 C profili derinlik kesiti.....	50
Şekil 6.15 D profili t-x grafiği.....	51
Şekil 6.16 D profili derinlik kesiti.....	51
Şekil 6.17 E profili t-x grafiği.....	52
Şekil 6.18 E profili derinlik kesiti.....	52
Şekil 6.19 F profili t-x grafiği.....	53
Şekil 6.20 F profili derinlik kesiti.....	53
Şekil 6.21 G profili t-x grafiği.....	54
Şekil 6.22 G profili derinlik kesiti.....	54
Şekil 6.23 H profili t-x grafiği.....	55
Şekil 6.24 H profili derinlik kesiti.....	55

Şekil 6.25 J profili t-x grafiği.....	56
Şekil 6.26 J profili derinlik kesiti.....	56
Şekil 6.27 K profili derinlik kesiti.....	57
Şekil 6.28 M profili derinlik kesiti.....	57
Şekil 6.29 N profili derinlik kesiti.....	58
Şekil 6.30 P profili derinlik kesiti.....	58
Şekil 6.31 T profili derinlik kesiti.....	59
Şekil 6.32 Z profili derinlik kesiti.....	59
Şekil 6.33 T profili derinlik kesiti.....	59

## 1.GİRİŞ

Türkiye, dünyadaki önemli deprem kuşaklarından birisi üzerinde yer almaktadır. Bu yüzden yerleşime açılacak olan alanların yeraltı yapısal durumları ve söz konusu alanların üzerinde kurulacak her türlü yapıların olası depremlerde gösterecekleri davranışları belirlemek amacıyla birincil jeofizik yöntem olarak sismik yöntem kullanılır.

Sismik yönteminde yer, impulsif yada impulsif olmayan bir kaynak ile uyarılır. Uyarı sonucu oluşan kaynak dalgacığı, yapılan çalışmanın amacına uygun olarak dizilmiş alıcılara gelene kadar yer içinde çeşitli katmanlardan geçerek değişikliğe uğrar. Kaynak ile alıcılar arasındaki yolculuğu sırasında dalgacık, enerjisinin bir bölümünü yitirir. Yerin süzgeçleme etkisinden dolayı yüksek frekansları soğurulmuş olan dalgacık alıcılara ulaştığında, geçtiğı ortamların özellikleri hakkında bilgi taşımış halde kaydedilir. Bu bilgiler veri olarak değerlendirildiğinde, verilerin toplandığı ortamın hız yapısı, katman yada katmanların derinlikleri, ortamın hız ve yoğunluk ilişkisi saptanabilmektedir(Yoğurtcuoğlu, 1991).

Sismik kırılma yöntemi, mühendislik işlerinde temel kaya topoğrafyasının haritalanması, yakın yüzey çalışmaları ve fiziksel özelliklerinin saptanmasında yaygın olarak kullanılır.

Sismik yöntemin temelini, kayaçların sismik dalgalarını farklı hızlarla iletmeleri oluşturur.Kırılma atışlarında, kaynaktan çıkan dalgalar değişik kaynak-alıcı uzaklıklarına kadar olan yolculukları sırasında, geçtikleri arayüzey formasyonlarının hızları ve derinlikleri hakkında bilgi taşırlar. Kırılma yöntemi bilgisayar ortamında, yansıma yöntemi kadar ayrıntılı bilgi vermez. Kırılma yöntemi kırılma yüzeyinin hızına ait verileri sağlar Bu kırılma yüzeylerden çoğunlukla kendi litolojilerini ve biçimlerini tanımlayacak veriler elde edilir(Dobrin, 1976). Yansıma yöntemine göre uygulaması çok daha kolay olmasına karşılık sismik kırılma yöntemi ile elde edilen verilerin yorumlanması daha zordur. Ancak sismik kırılma yöntemi yeraltındaki kayaçların fiziksel özellikleri hakkında en güvenilir bilgileri sağlar.

Sismik kırılma yöntemi petrol aramalarında kullanılan ilk sismik yöntemdir. Sismik kırılma yönteminin petrol aramalarında uygulanması 1923 yılında Meksika’da başlamıştır

Yeraltının modellenmesinde jeofizik yöntemler etkin olarak kullanılmaktadır. İnsanoğlunun yaşadığı her yerde jeofizik yöntemlere gereksinim vardır. Jeofizik yöntemler, depreme dayanıklı binaların zemin araştırmasında, binalar, köprüler, tüneller ve barajlar gibi yapıların, yada temel çalışmaları için kayaç tipleri ve ara yüzey derinliklerinin haritalanmasında çok başarılı sonuçlar vermektedir.

Jeofizik çalışmalarda amaç, veri çözümlemesi sonucunda istenilen yada aranılan jeolojik yapıyı elde etmektir. Bu nedenle, jeofiziğin temel problemlerinden biri, çoğu zaman, gözlemsel verilerden yararlanarak ortamı ve/veya kaynağı modellemektir. Verilen bir modelin jeofizik tepkisini yada beklenen belirtisini hesaplamak, kimi zaman karmaşık birtakım hesaplamaları gerektirse bile, zor değildir. Bunun için yapılması gereken işlemler şunlardır:

- Matematiksel modeli oluşturmak,
- Model parametrelerini belirlemek,
- Sayısal hesaplamalar yapmak.

Jeofizikte modellemede problem çözümü iki yönlüdür. Bunlardan birincisi “Model Tepkisi” olarak da isimlendirilebilir. Bu modelleme türünde jeolojik bir modelin vereceği Jeofizik belirti hesaplanmaya çalışılır. Bu yaklaşım düz (forward) problem çözümü olarak verilir. İkinci yaklaşım ise bunun tersi olan yaklaşımdır. Burada jeolojik belirtiden kalkılarak Jeolojik modelin değiştirgenleri (parametreleri) bulunmaya çalışılır. Bu yönü ile de ters problem çözümü bir anlamda “Değiştirgen (parametre) Kestirme Yaklaşımı”dır(Canitez, 1997).

Sismik kırılma yönteminde çift yada tek taraflı atışlar kullanılarak elde edilen veriler değerlendirilir ve kırılma yüzeyini haritalama ile kırılma yüzeyi hız kestirimi işlemi, diğer bir değişle elde edilen kırılma verilerinin ters çözümü yapılabilir. Bu amaçla,

pek çok yöntemden söz edilebilir. Bu yöntemler, kırılma dalgalarının gecikme zamanlarına ve kırılma dalgalarının dalga cepheleri oluşturularak grafik yolla çözümüne dayanmaktadır.

Gecikme zamanı (Delay Time) kavramı Gardner (1939) tarafından ortaya atılmış ve bu kavrama dayanan pek çok çalışma yapılmıştır. Temel ilkeleri, kaynaktan  $x$  uzaklığında yer alan bir jeofona gelen kırılma dalgasının varış zamanının, atış noktası gecikme zamanı ve jeofon gecikme zamanı bileşenlerinden oluştuğuna dayanır. Gecikme zamanı değerleri kullanılarak ilgili jeofonların altında kırılma yüzeyine kadar olan derinlikler ile kırılma yüzeyi hızı kestirimi yapılan bu yöntemlerde, kırılma yüzeyi eğimi yaklaşık  $10^0$ 'den küçük olmalıdır (Yoğurtcuoğlu,1991).

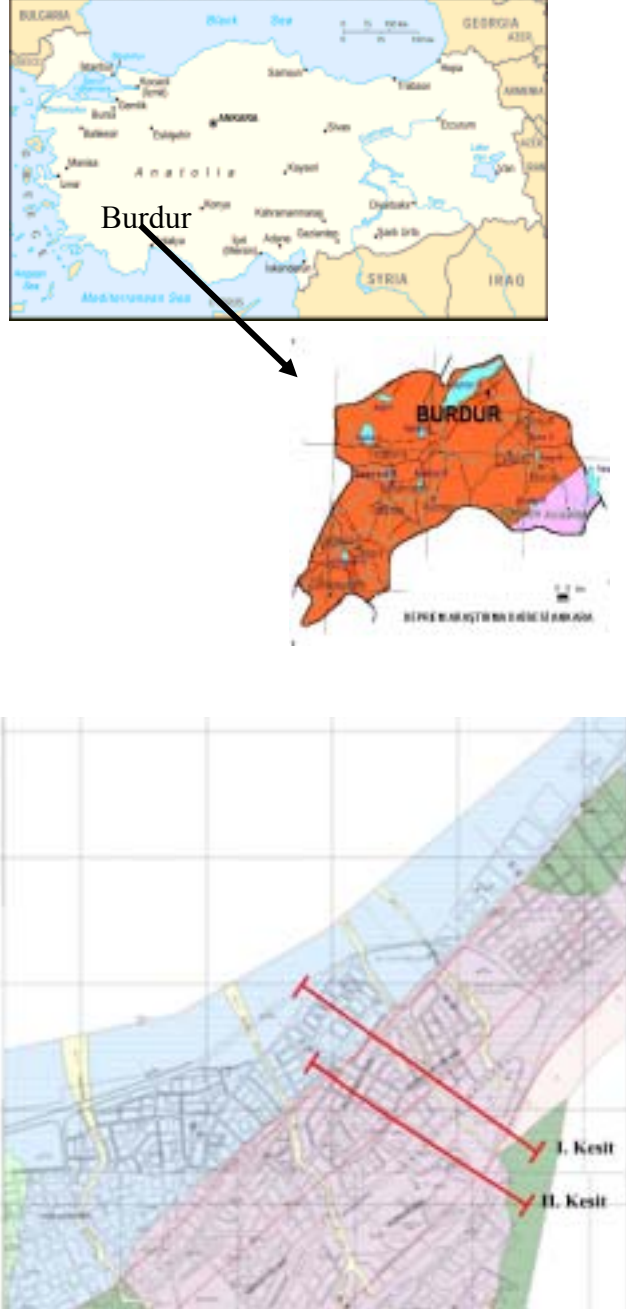
## 1.1 Çalışmanın Amacı

Bu çalışmanın amacı, veri çözümlemesi sonucunda istenilen yada aranılan en uygun jeolojik yapıyı çözmektir. Burdur kent merkezinden KB-GD doğrultulu yaklaşık 1 km ve 800 metre uzunluğunda iki sismik profil üzerinde sismik kırılma çoklu atış sistemi veya serim düzeni uygulanarak boyuna sismik kırılma verileri toplanmıştır. Bu P dalgası sismik kırılma verileri “SeisImager2D” 2 boyutlu modelleme programında değerlendirilerek optimum düzeyde yer altı yapısal durumu aydınlatılmaya çalışılmıştır. Bu yer altı yapısal durum aydınlatılırken, düzensiz ve ondülasyonlu kırılma yüzeylerinin hız değerleri kestirilmiş ve yer altı sismik kesitleri şeklinde haritalanmışlardır.

Bu sismik profillerin doğrultuları boyunca 2 adet mekanik sondaj açılmış ve bu mekanik sondaj verileriyle söz konusu sismik kesitler birlikte ilişkilendirilerek yer altı yapısının geometrisi ve litolojisi en doğru şekilde ortaya konulmaya çalışılmıştır.

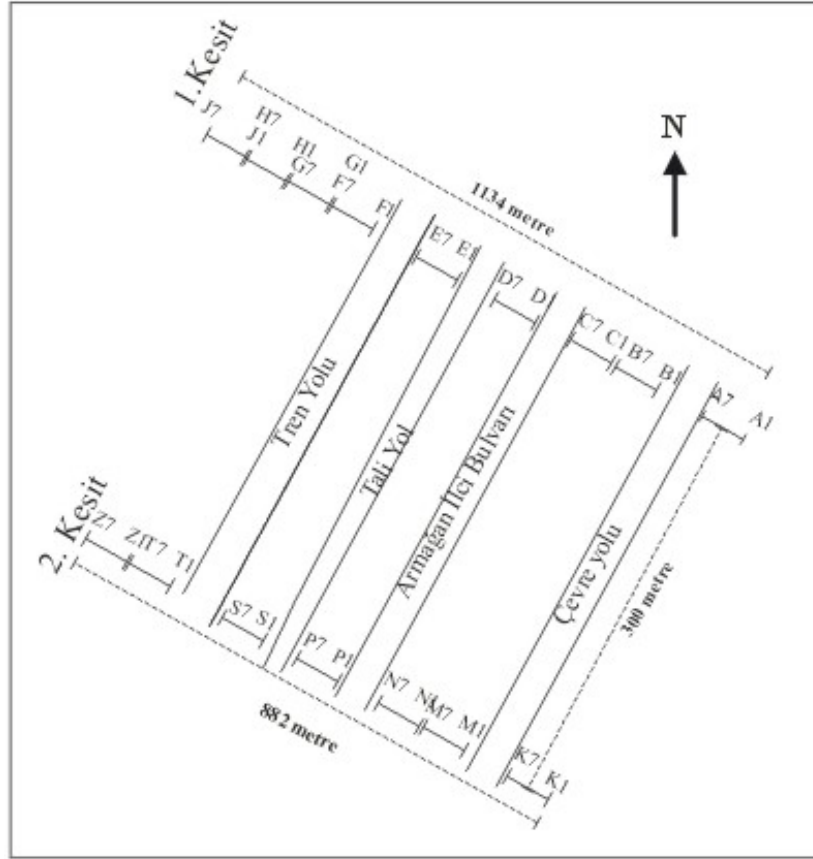
## 1.2. Çalışma Alanının Tanıtılması

Batı Akdeniz bölgesinde bulunan Burdur İli; Afyon, Isparta, Denizli ve Antalya illeri ile komşudur. Çalışma alanı Burdur İli kent merkezinin Isparta'dan Burdur İline giriş bölgesinden Kuzey-Batı ve Güney-Doğu doğrultusunda iki profil alınmıştır. , Burdur yerleşim alanını kapsayan yaklaşık 1300 m<sup>2</sup>'lik bir alandır.



Şekil 1.1 Çalışma Alanının Konumu (Ertunç ve diğerleri, 2001)





Şekil 1.2 Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası

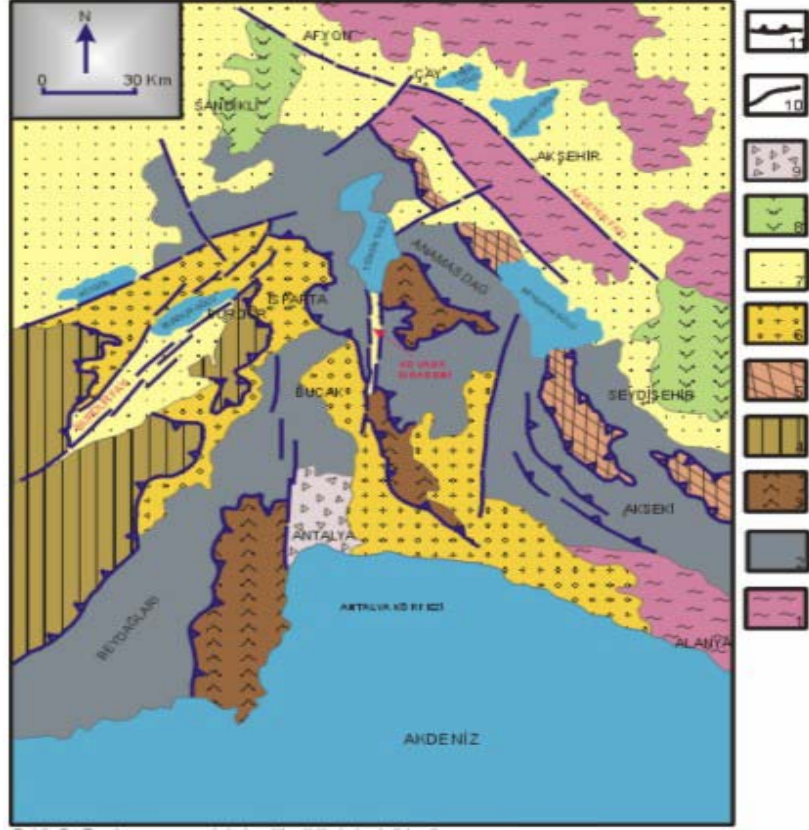


Şekil 1.3 Çalışma Alanının Görünümü

## 2. BÖLGENİN GENEL JEOLJİSİ

İnceleme alanının içinde yer aldığı güneybatı Anadolu ve Batı Toroslar bölgesinde bir çok yerli ve yabancı araştırmacının yanısıra ,MTA Genel Müdürlüğü elemanları tarafından değişik amaçlarla araştırmalar yapılmıştır. Altınlı,1944., Dumont ve Kerey,1975., Gutnic,1977., Poisson, 1977., Öztürk ve diğ.,1981,1987., Akay ve Uysal,1985., Yalçınkaya ve diğ, 1986., Yalçınkaya,1989., Karaman,1986,1990., Şenel ve diğ., 1991,1992,1996,Robertson ve diğ.1997 ile Yağmurlu ve diğ.1997 tarafından daha çok bölgenin yapısal ve stratigrafik özelliklerinin ayrıntılı biçimde araştırılmasını amaçlayan çalışmalar yapılmıştır. Ancak bölgede henüz çözüme kavuşmamış pek çok jeolojik sorun bulunmaktadır. Yapılan bölgesel çalışmalarda Neojen yaşlı çökel birimler ile Kuvaterner yaşlı kaba kırıntılı tortulların çökeltme özellikleri ve bunların genç tektonik deformasyonları yeterince incelenmemiş ve ayrıntılı haritalanmamıştır. Ayrıca bölgenin yapısal sorunları ve aktif faylarının depremsellik üzerine etkileri ile Neojen yaşlı çökeltme havzalarının gelişimi henüz çözümlenmemiş sorunlardandır. Burdur fayının oluşum yaşı, geometrik özelliği, yanal ve düşey atım miktarı ve bölgedeki diğer fay sistemleri ile olan ilişkileri şimdiye kadar detaylı biçimde ele alınmamıştır.

Çalışma alanı GB Anadolu'da Isparta büklümü olarak bilinen coğrafik yapının KB'sında yer alır. Isparta büklümü,Toros dağ kuşağının ana bileşenini oluşturan Mesozoyik yaşlı karbonat ekseninin Antalya körfezi kuzeyinde ters "V" şeklinde bükülmesi sonucu oluşmuştur. Diğer taraftan Isparta büklümü üçgen şeklinde geometrik bir yapıya sahip olup; kuzey-güney doğrultusunda 180 km.lik uzunluğa ve doğu-batı yönünde ise yaklaşık 100 km.'lik genişliğe sahiptir. Öte yandan büklüm batıdan KD gidişli Burdur fay zonu ile; doğudan ise KB gidişli Akşehir-Simav fayları ile sınırlanmıştır. K-G uzanımlı Eğirdir-Kovada grabeni Isparta Büklümünü tektonik olarak iki bölüme ayırmaktadır. Büklümün batı kanadı üzerindeki yapısal çizgiler daha çok KD uzanımlı olmasına karşın, doğu kanadı üzerindeki çizgiler büyük bölümüyle KB gidişlidir. Isparta Büklümünü sınırlayan Burdur ve Akşehir fayları K-G yönlü kompresyon kuvvetlerin etkisi altında gelişen makaslama özelliğine sahip fay sistemlerini temsil etmektedir.



(1) Paleozoik yaşlı metamorfik kayalar, (2) Mesozoik yaşlı karbonat kayalar, (3) Antalya napları, (4) Likya napları, (5) Beyşehir-Hoyran napları, (6) Denizel Tersiyer tortulları, (7) karasal neojen tortulları, (8) Neojen Volkanitleri, (9) Antalya travertenleri, (10) Normal faylar, (11) Bindirme fayları

Şekil 2.1 Burdur ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Poisson vd., (1984)'den Ertunç vd.,(2001)raporunda Fuzuli Yağmurlu, Mustafa Bozcu ve Kamil Yılmaz tarafından yeniden düzenlenmiştir

Isparta Büklümünün batı kanadını oluşturan Mesozoik yaşlı karbonat kayaların Beydağları otoktonunu oluşturmasına karşın, doğu kanadını meydana getiren karbonat istif Akseki-Anamas platformunu oluşturur. Her iki platform birbirinden tektonik olarak Antalya ofiyolitik napları tarafından ayrılır. Diğer taraftan Likya, Beyşehir-Hoyran ve Bozkır napları Isparta büklümünü batıdan ve doğudan kuşatır. İnceleme alanı çevresinde yer alan kaya birimlerini otokton ve allokton olmak üzere iki grup içinde toplamak mümkündür. Otokton kaya birimleri Beydağlarını meydana getiren kırıntılı ve karbonat bileşimli tortul kayalardan oluşurken, allokton birimler

ise Likya naplarına ait daha çok ofiyolitik kaya birimlerinden oluşur. Çalışma bölgesinde yer alan en yaşlı otokton birim, Eosen yaşlı "Kayıköy formasyonu" olarak bilinen türbiditik kökenli kırıntılı tortullardan meydana gelir. Likya naplarına ait "Gökçebağ Karmaşığı" Kayıköy formasyonu üzerine tektonik dokanakla gelir. Gökçebağ karmaşığı çoğunlukla Filistin oluşmuş bir matris içinde düzensiz olarak dağılmış egemen olarak serpantin ve peridotitlerin yanısıra radyolarit, çört, sipilitik bazalt ve kireçtaşı bloklarından oluşan, düzensiz iç yapılı kaotik bir topluluktur. Gökçebağ karmaşığı üzerinde iyi pekleşmiş, polijenik çakıltaşlarından oluşan Karaburun formasyonu uyumsuz olarak bulunur. Burdur Gölünün güneyindeki alanlarda yersel olarak gözlenen bu birim, Burdur Gölünün kuzey-kuzeybatı bölümlerinde oldukça geniş bir yayılıma sahiptir. Burdur Gölünün kuzeyinde Karaburun formasyonunun eşleniği durumundaki tortullar Göktaş ve diğ., (1989), Şenel, (1997) tarafından "Acıgöl Grubu" olarak tanımlanmıştır.

Bölgede nap yerleşim döneminden sonraki aşamayı takip eden dönemde akarsu, delta ve gölsel tortullardan oluşan ve egemen bileşenlerini kırıntılı ve volkano-sedimanterlerin oluşturduğu Burdur formasyonu çökelmiştir. Burdur formasyonuna ait tortullar alttaki tüm yaşlı birimleri (Karaburun formasyonu ve Gökçebağ karmaşığını) uyumsuz olarak örter.

İnceleme alanı ve çevresine bölgesel ölçekte bakıldığında; birkaç farklı dönemde etkinlik kazanmış tektonizmanın izleri görülür. Üst Kretase döneminde Menderes masifi üzerine bindiren, okyanusal kabuk gerecinden oluşan, Likya napları, Eosen sonrasının yatay hareketleri ile tekrar güneye doğru hareket etmişlerdir. Bölgede Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu üzerine itilmiş olan naplar, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Burdur formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür. Bölgede Alt Pliyosen ve sonrası dönemde daha çok KD, KB ve K gidişli uzanımlar gösteren normal ve oblik karakterde faylar oluşmuştur. Bu fayların bir çoğunun aktiviteleri günümüzde de sürmektedir (Ertunç ve Diğerleri, 2001).

### 3.ÖNCEKİ JEOFİZİK ÇALIŞMALAR

2001 yılında Burdur projesi çerçevesinde Burdur İli'nin Jeoloji Jeofizik ve Jeoteknik çalışması, Ertunç ve diğerleri tarafından yapılmıştır. Bu proje kapsamında jeofizik yöntemlerden sismik kırılma yöntemi,DC özdirenç yöntemi kullanılmıştır. Ayrıntılı olarak çalışılan bölgede;

Katman kalınlıkları ve derinlikleri,

Katmanların elektrik özdirençleri,

Katmanların sismik hızları,

Katmanların dinamik elastik özellikleri,

Jeolojik temel ve sağlam zemin derinliği,

Yeraltı suyu durumu ve seviyesi,

Tektonik oluşumların ve örtülü fayların konumları,

saptanmıştır. Bunun yanında sismik yöntemler ile zemin sıvılaşması analizleri yapılmış, temeller ile ilgili olarak zemin taşıma gücü, zemin emniyet gerilmesi ve zemin oturmaları hesaplanmıştır. Sismik yöntemlerden elde edilen zemin dinamiği parametreleri ile zeminlerin gözenekli yapısı, kayaçların ise kırıklı, çatlaklı ve altere (bozmuş) zonları ortaya çıkarılmıştır.

## 4.MATERYAL VE YÖNTEM

### 4.1 Materyal

Bu çalışma araştırma, inceleme, uygulama ve yorum bölümlerinden oluşmaktadır. Çalışmada belirlenen alanlarda sismik kırılma yöntemi kullanılmıştır. Sismik kırılma yöntemi yeryüzünde veya çok sığ derinliklerde meydana getirilen sismik dalganın yer içinden kırılarak yayıldıktan sonra yeryüzündeki jeofonlara gelmeleri için geçen zamandan faydalanarak yeraltındaki tabakalı jeolojik yapıyı saptamaya yarar.

Sismik kırılma arazi donanımı sismograf (Geometrics Smartseis), Jeofon (12 adet, 14 Hz), Jeofon kablosu, P kaynağı, Balyoz, Akü, İp, Tetikleme kablosu, Balyoz kablosu ve GPS dir.



Şekil 4.1 P Jeofonu



Şekil 4.2 P kaynağı, balyoz, GPS



Şekil 4.3 Sismograf

Sismik yöntem bir sismik kaynaktan yayındırılan sismik dalganın jeofonlara ulaşması için geçen zaman jeofonların kaynaktan olan uzaklıklarının bir fonksiyon olarak çizilen zaman-uzaklık grafiği elde edilir. Bu grafik değerlendirilmesinde sığ yeraltı yapısı hakkında en güvenilir bilgiler sağlanır (Kamacı, 1991).

Değerlendirme de çeşitli bilgisayar yazılımlarından yararlanılmıştır. Sayısal olarak kaydedilen sismik kırılma verilerinin 2-B ters çözümünde SeisImager2D yazılımı (Geometrics,2003) kullanılmıştır. İki aşamada değerlendirilen veriler Pickwin ; ilk varış zamanlarının okunması olup ikinci aşama Plotrefa; zaman-uzaklık grafiklerinin çizilmesi ve modelin oluşturulması şeklindedir. Ölçülen verilerin ve ters çözümlerinin çeşitli şekillerde sunumu için farklı, CorelDRAW9, Autocad2004 flash9 gibi çizim yazılımlarından yararlanılmıştır.

## **4.2 Yöntem**

### **4.2.1 Sismik Dalgalar**

Sismik dalgalar iki ana gruba ayrılır:

Cisim Dalgaları : Bu dalgalar iki tiptir.

P-dalgaları

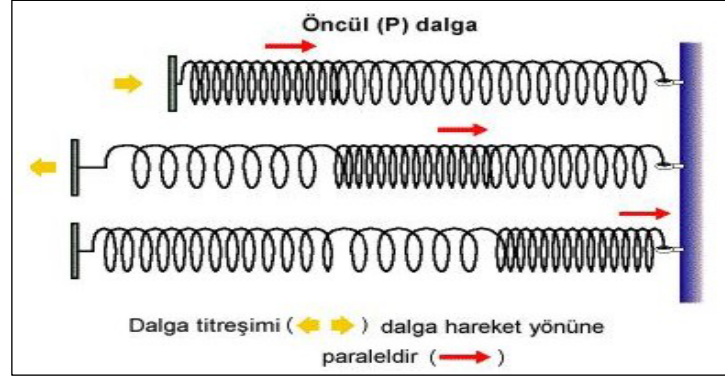
S-dalgaları

Yer içinde yayılan bu dalgalar iki dalga çeşidini kapsamaktadır.

P – dalgaları :

Bu dalgalara boyuna, sıkışma veya birincil (primer) dalgalar denir. P dalgası Şekil 4. 4'de görüldüğü gibi sıkışma veya genişleme şeklinde hareket eder. Enerji kaynağından çıkan bir puls elastik ortam içinde küresel olarak yayılırken titreşim yapan bir karaktere sahiptir. Eğer basınç ani olarak uygulanırsa Şekil 4.4'de görüldüğü gibi sonsuz homojen bir ortam içinde bir noktada sıkışma bölgesi dışarıya doğru küresel bir kabuk şeklinde hareket eder. Bunun hemen arkasında düşük basınçlı ikinci bir dalga cephesi ve onu takip eden tekrar yüksek basınçlı dalga

cephesi gelerek olay tekrarlanır. P-dalgası davranışını Şekil 4.4 açıklamakta: yayın gerilmesi yönü (sarı ok) ve dalganın hareket yönü (kırmızı ok) paraleldir.



Şekil 4.4 P- Dalgası hareketi

P dalgaları diğer dalgalardan daha hızlıdır. Episantr (iç merkez) bölgesinde P-dalgasının periyodu 1 sn. 'den azdır. Fakat 1 sn. periyotlu dalgalar çok uzak mesafelere seyahat edebilir. P dalgasının hızı aşağıdaki bağıntılarla bulunabilir.

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4/3\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4.1)$$

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1 + 2\sigma^2)}{\rho(1 - \sigma - 2\sigma^2)}} = \sqrt{\frac{E(1 - \sigma)}{\rho(1 - 2\sigma)(1 + 2\sigma)}} \quad (4.2)$$

Burada;

S- dalgaları :

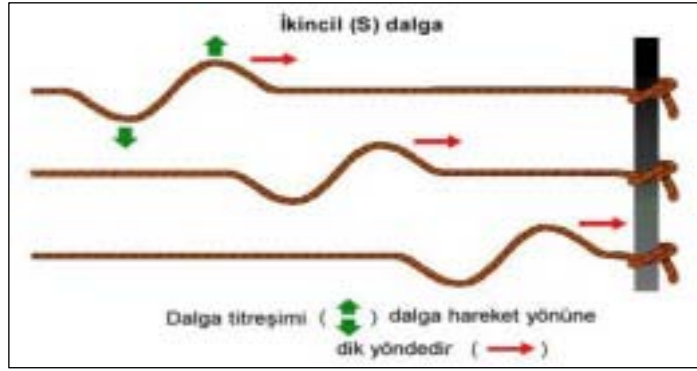
Bu dalgalara enine, ikincil (seconder) veya makaslama (shear) dalgaları da denir. Tanecik hareketi dalganın hareket yönüne dik olan doğrultuda ve birbirine paraleldir. Böyle dalgalara taneciklerin hareket ettiği doğrultularda polarize olmuş dalgalar denir. S dalgalarının hareketi düşey (SV) ve yatay (SH) bileşen olarak ikiye ayrılabilir. SH dalgalarının tanecik hareketi yatay ve SV dalgalarınınki ise düşey düzlemde olur. S dalgaları P dalgalarından sonra kaydedilir. S dalgalarının hızı aşağıdaki bağıntılarla verilir.



$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.3)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\sigma)}} \quad (4.4)$$

S-dalgası yer yüzeyine göre dik yönde/düşeyde hareket eder, yani bir yüzme havuzundaki su dalgası gibi. S-dalgası davranışını aşağıdaki resim açıklamakta: dalga titreşim yönü (yeşil ok) ve dalganın hareket yönü (kırmızı ok) birbirine diktir.



Şekil 4.5 S dalgası hareketi

P, S dalga hızları arasındaki oran ise;

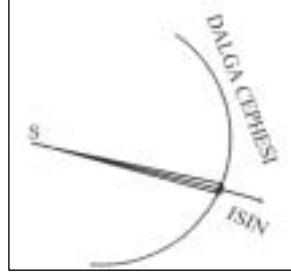
$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{k + 4/3\mu}{\mu}} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}} \quad (4.5)$$

## 4.2.2 Dalga Yayılımı

### 4.2.2.1 Dalga Cepheleri ve Işımlar

Bir kaynaktan çıkan dalganın hareketi sırasında verilen herhangi bir zamanda hareketin başlamak üzere olduğu noktaları birleştiren bir yüzey vardır. Böyle bir yüzey dalga yüzeyi veya dalga cephesi olarak isimlendirilir. Homojen ve izotrop bir

ortamda dalga yüzeyleri kaynak merkezli konsantrik küreler şeklindedir. Daha sonra göreceğimiz gibi dalga yüzeylerinin şekli dalga hızı dağılımı ile ortaya konur. Şekilde görüldüğü gibi enerji çok küçük kesitlerin çok fazla sayıdaki konilerinin kaynaktan dışarı doğru hareketleri olarak açıklanabilir. Herhangi bir koninin orta çizgisi bir ışın olarak kabul edilir. Bu ışının doğrultusu dalga yüzeyine her zaman dik olur. Eğer dalga yüzeyi düzenli olmayan hız dağılımı ile bozulursa ışın eğilir ve daima bir anda oluşan dalga cephelerine dik olur. (Waters,1978).

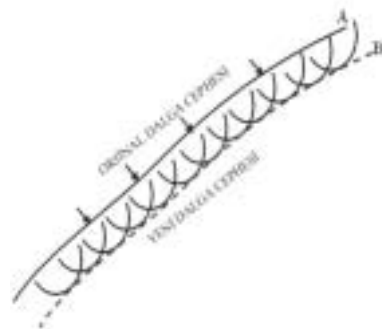


Şekil 4.6 Dalga yüzeyi ve ışın arasındaki ilişki (Kurtuluş, 2002)

Birçok durumda ışın yolu dalga yüzeyinin karmaşıklığından daha basit olduğundan takip edilmesi daha kolay olmaktadır.

#### 4.2.2.2 Huygens Prensibi

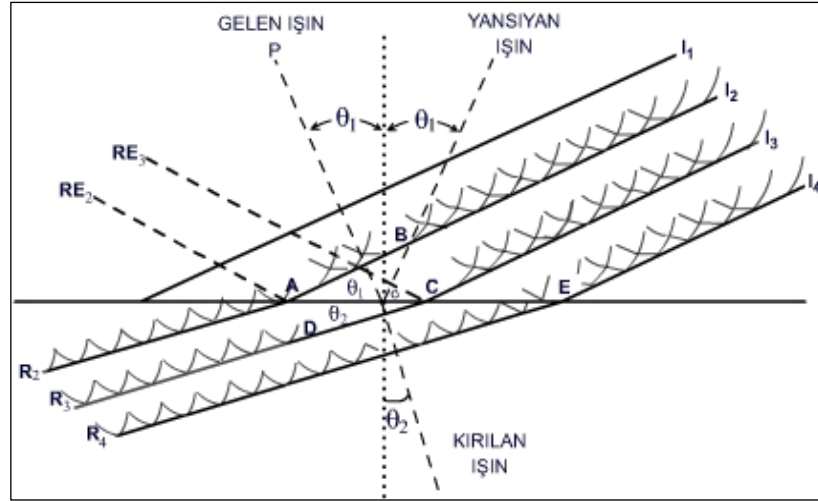
Şekilde gösterildiği gibi eğer belirli bir  $t$  zamanında bir  $A$  yüzeyi oluşursa, onun  $\Delta t$  kadar zaman sonraki durumunu üstündeki her noktayı yeni bir enerji kaynağı olarak kabul edip, onların dalga yüzeylerini çizer ve zarflarını işaretlersek, yeni bir dalga yüzeyi elde ederiz. Bu kavram “huygens prensibi” olarak bilinir. Homogen ve izotrop bir ortamda oluşan yeni dalga yüzeyi eski dalga yüzeyine paraleldir.



Şekil 4.7 Dalga yüzeyinin bulunması için Huygens prensibinin kullanılması (Waters,1978)

#### 4.2.2.3 Snell Kanunu

Şekil 4.8’de gelen dalga yüzeyi  $I_1$ ,  $V_1$  hızıyla ve  $\Delta t$  küçük zaman aralıklarıyla  $I_1$ ,  $I_2$ ,  $I_3$  ve  $I_4$  olarak aşağıya doğru ilerlemektedir. Bu dalga yüzeyleri arasındaki mesafe  $V_1 \Delta t$ ’dir. Bu dalga ilerlerken bir kısmı A, C, E vs. noktalarında sınıra ulaşır.



Şekil 4.8 Huygens prensibi kullanılarak Snell kanununun bulunuşu (Waters,1978)

Eğer  $V_2$  hızına sahip ikinci ortamda meydana gelecek dalga yüzeyini bulmak için Huygens prensibi uygulanırsa, dalga yüzeyinin bir kısmını geliş açısına eşit bir açıyla tekrar birinci ortama gönderen bir yansımanın olduğu görülür. Dalga yüzeyinin diğer bir kısmı  $V_2$  hızıyla ikinci ortamda yoluna devam eder. Bu ara ikinci ortamda ilerleyen dalganın bu sınırdaki ilerleme açısı değişecektir. Bu kırılmış bir dalgadır. Şekilde  $AD=V_2 \cdot \Delta t$ ,  $BC=V_1 \cdot \Delta t$  ve  $AC$  ise  $ABC$  ve  $ADC$  ’lerin ortak kenarıdır. Buna göre

$$\frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1} = \frac{AD/DC}{BC/AC} = \frac{V_2 \Delta t}{V_1 \Delta t} = \frac{V_2}{V_1} \quad (4.6)$$

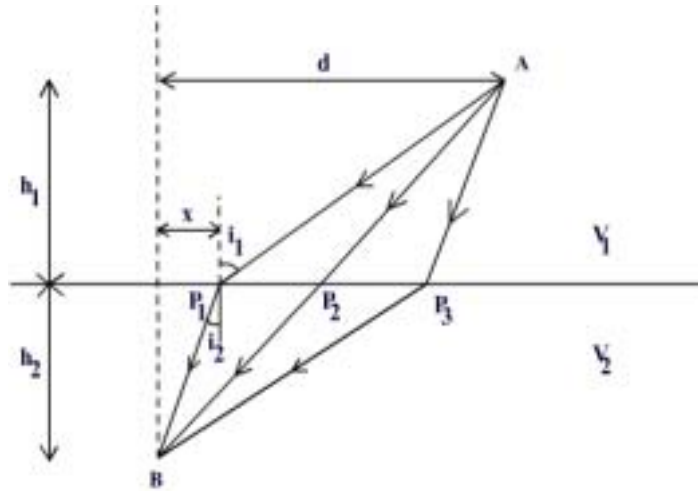
yazılabilir. Bu bağıntı “Snell Kanunu” olarak bilinir ve şöyle tariflenir; Eğer bir dalga iki ortamı ayıran bir sınırdan geçerse yansıyan ve kırılan dalgalar ortaya çıkar. Gelen ışının normale yaptığı açının (geliş açısı) sinüsü ile kırılan ışının normale

yaptığı açının (kırılma açısı) sinüsünün oranı, gelen ışının hızı ile kırılan ışının hızının oranına eşittir. Bu kanun yansıyan ve kırılan ışınların genliği konusunda bilgi vermez ve sadece bu ışınların normalle olan doğrultularını gösterir.

#### 4.2.2.4 Fermat Prensibi

Fermat prensibine göre bir ışın A ve B gibi iki nokta arasını en kısa zamanda alır. Şekil 4.9'da görüldüğü gibi A' dan B' ye doğru hareket eden bir ışın dikkate alalım. Enerji A' dan radyal olarak dağılır ve sınırdaki P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub> .... noktalarına çarpar.

Huygens Prensibine göre bu noktaların her birisi yeni bir enerji kaynağı gibi davranır ve 2. ortamda yeni ışınlar oluşturur. P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub> .... noktalarından enerji radyal olarak yayılacağından bunlardan bir kısmı B' den geçecektir.



Şekil 4.9 Fermat Prensibi (Kurtuluş, 2002)

Fermat Prensibine göre A' dan B' ye olan enerji en küçük yolu izler. Enerjinin A 'dan B 'ye giderken takip ettiği yol için zaman ifadesini şöyle yazabiliriz.

$$t = \frac{AP_1}{V_1} + \frac{P_1B}{V_2} = \frac{[h_1^2 + (d-x)^2]^{1/2}}{V_1} + \frac{(x^2 + h_2^2)^{1/2}}{V_2} \quad (4.7)$$

t' nin minimum olması için  $\frac{dt}{dx} = 0$  olmalıdır.

$$\frac{dt}{dx} = -\frac{d-x}{V_1[h_1^2 + (d-x)^2]^{1/2}} + \frac{x}{V_2(x^2 + h_2^2)^{1/2}} = 0 \quad (4.8)$$

Fakat,

$$\frac{d-x}{[h_1^2 + (d-x)^2]^{1/2}} = \sin i_1 \quad (4.9)$$

ve

$$\frac{x}{(x^2 + h_2^2)^{1/2}} = \sin i_2 \quad (4.10)$$

olduğundan,

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2} \quad (4.11)$$

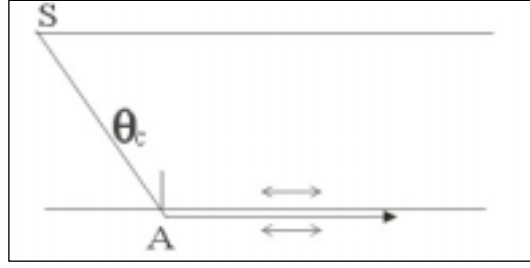
eşdeğer olur. Bu da snell kanunudur.

### 4.2.3 Kırılma İzlerinin Geometrisi

Kırılma metodunun esası yansıma metoduna benzer. Fakat, kırılma çalışmaları genelde düşük frekans gerektirdiğinden, kırılma çalışmasında kullanılan aletler yansıma çalışmasındakilerden farklıdır. Uzak mesafelerden elde edilen ilk kırılmalar için kayıt sisteminin ve cevabının çok iyi ve 10.0 Hz. den aşağı olması gereklidir.

#### 4.2.3.1 Öncü Dalgalar(Baş Dalgaları)

Yansıtıcı yüzeye kritik açıyla gelen dalgalar yüzey boyunca kırılarak yayılır. Bunlara öncü dalgalar denir. Şekil 4.10'da yansıtıcı yüzeye bir  $\theta_c$  kritik açısıyla gelen bir P dalgası görülmektedir. Kırılmadan sonra bu dalga yüzey boyunca aşağıdaki ortamda yol alacaktır.



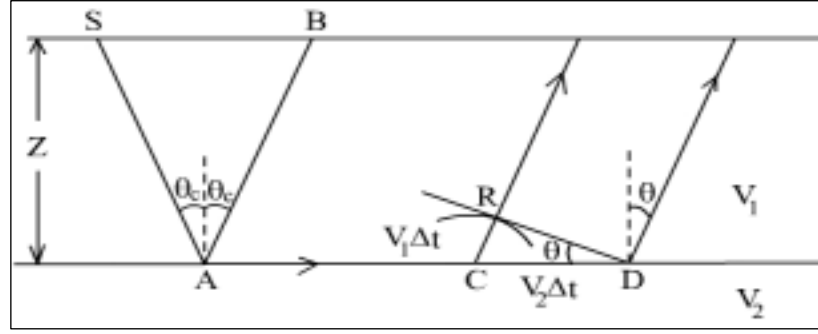
Şekil 4.10 İki ortamın sınırında öncü dalgaların hareketi (Kurtuluş, 2002).

Bu hareket ara kesitin hemen altında ve ona paralel salınımlı bir harekettir. İki ortam arasında bağıntılı bir hareket mümkün olmadığından yukarıdaki hareket aşağıdaki ortamın fazı ile aynı fazda harekete zorlanır. Şekil 4.11 de oklarla gösterilen bu hareket bir  $t$  anında  $C$  noktasına ulaşmış olsun. Huygens prensibine göre  $C$  noktası yukarıdaki ortam içine dağılan bir dalganın merkezi olur.  $\Delta t$  kadar bir zaman sonra dalga  $V_1 \Delta t$  yarıçapına sahip olacaktır. Aynı  $\Delta t$  süresinde ise yayılarak  $D$  noktasına gelecek ve  $CD$   $V_2 \Delta t$ 'ye eşit olacaktır.  $D'$  den  $V_1 \Delta t$  yarıçapına bir teğet çizerek  $RD$  dalga yüzeyini elde ederiz. Böylece aşağıdaki ortamda arakesit boyunca kırılmış dalganın yolu yukarıdaki ortamda  $\theta$  açısıyla yukarı doğru hareket eden bir düzlem dalga oluşturur.

Sismik dalga izlerinin geometrisi

$$\sin \theta = \frac{V_1 \Delta t}{V_2 \Delta t} \quad (4.12)$$

olduğundan  $\theta = \theta_c$  elde edilir. Şekil 4.11 den görüleceği gibi kritik açıda diğer ortama kırılma katsayısı sıfırdır. Bundan dolayı öncü dalgaların hiç enerji taşımadıkları düşünülebilir. Kritik açıda hem kırılmış dalga genişliğinin yok olması ve hem de kırılma açısının  $90^\circ$  ye yaklaşmasından dolayı dalga genişliğinin de sıfıra yaklaşması nedeniyle genel olarak yansıma ve kırılma katsayıları ortadan kaybolur. Burada gelen dalganın bir düzlem dalga olduğu varsayılmaktadır. Eğer eğilmiş dalga yüzeyleri dikkate alınırsa aynı geometrik bağıntılara sahip fakat şiddeti sıfırdan farklı öncü dalgaları ortaya çıkar ve çok karışık bir durum meydana gelir.



Şekil 4.11 Kritik açı ile gelen bir dalganın yansıtıcı yüzeyden kırılması (Kurtuluş, 2002).

Öncü dalgaları şekil 4.11 de SB den küçük ofsetlerde gözle gözlenemez.

$$x = SB = 2Z \tan \theta_c = 2Z \tan \left[ \sin^{-1} \left( \frac{V_1}{V_2} \right) \right] \quad (4.13)$$

$$x = 2Z \left[ \left( \frac{V_2}{V_1} \right)^2 - 1 \right]^{-1/2} \quad (4.14)$$

(4.13)'den görüldüğü gibi  $V_2/V_1$  arttığı zaman  $x$  azalmaktadır.  $V_2/V_1=1.4$  olduğu zaman  $x=2Z$  olur. Bir kural olarak öncü dalgalar, yansıtıcı yüzeye olan uzaklığın iki katından büyük ofsetler için gözlenilebilir denilebilir.

#### 4.2.3.2 Yatay Bir Kırıcı Yüzeyde Kırılma

Şekil 4.12 un aşağı kısmı hızları  $V_1$  ve  $V_2$  olan ( $V_2 > V_1$ ) iki ortamı ayıran yatay bir yüzeyi göstermektedir. G' deki bir jeofon için kırılmış bir dalga izi OMPG 'dir.  $\theta$  ise kritik açıyı göstermektedir. Geliş zamanı  $t$  şöyle bulunur:

$$t = \frac{OM}{V_1} + \frac{MP}{V_2} + \frac{PG}{V_1} = \frac{MP}{V_2} + 2 \frac{OM}{V_1} = \frac{x - 2z \tan \theta}{V_2} + \frac{2z}{V_1 \cos \theta} \quad (4.15)$$





karşılık gelen zaman-uzaklık eğrisidir.  $x'$  ünde daha kısa ofsetlerde kırılmış dalgalar ortaya çıkmayacağından böyle mesafelerde DWS doğru denkleminin fiziksel hiçbir anlamı yoktur.

Burada çözülecek problem  $z$  derinliği ile  $V_1$  ve  $V_2$  hızlarının bulunmasıdır. Doğrudan (direkt) gelen dalganın zaman-uzaklık eğrisinin eğiminden  $V_1$  ve kırılma eğrisinin eğiminden  $V_2$  bulunur. Kritik açı  $\theta, \theta = \sin^{-1}\left(\frac{V_1}{V_2}\right)$  eşitliğinden elde edilir. Grafikten kesme zamanı  $t_1$  bulunarak aşağıdaki denklemde

$$Z = \frac{V_1 t_1}{2 \cos \theta} \quad (4.21)$$

yerine konur ve derinlik  $Z$  elde edilir.

Şekil (4.12) da yansıtıcı yüzeyden yansıma CDE hiperbolü ile ve direkt olarak gelen dalga ise düz bir çizgi OF ile gösterilmektedir. Yansıma ve kırılma zaman-uzaklık eğrileri  $x=x'$  olan D noktasında çalışmalıdır. Yansıma zaman-uzaklık eğrisinin eğimini bulmak için,

$$V_1^2 t^2 = x^2 + 4h^2 \text{ denkleminin türevi alınır.}$$

$$\left[ \frac{dt}{dx} \right] = \left[ \frac{x}{V_1^2 t} \right] = \frac{1}{V_1} \left[ \frac{OQ}{OM + MQ} \right] \quad (4.22)$$

$$= \frac{1}{V_1} \left[ \frac{\frac{1}{2} OQ}{OM} \right] = \frac{1}{V_1} \sin \theta = \frac{1}{V_2} \quad (4.23)$$

elde edilir. Görüldüğü gibi  $x=x'$  olan D noktasında yansıma ve kırılma eğrileri aynı eğime sahiptir ve bu noktada yansıma eğrisi kırılma eğrisine teğettir. Eğer aynı yansıtıcı yüzeyden yansımış ve kırılmış dalgaların aynı jeofona gelmeleri mukayese edilecek olursa O noktası hariç kırılmış dalganın geliş zamanı, yansımış dalganın

geliş zamanından daima azdır. Kırılma için  $t_1$  kesme zamanı atış noktasında yansıma geliş zamanı  $t_0$ 'dan daima küçüktür. Çünkü,

$$t_1 = \frac{2z}{V_1} \cos \theta \quad (4.24)$$

$$t_0 = \frac{2z}{V_1} \quad (4.25)$$

böylece  $t_1 < t_0$  olduğu görülür.

0 noktasından başlayarak direkt gelen dalganın yansıma ve kırılma dalgalarının önünde olduğu görülür. Çünkü onun izi diğerlerinden daha kısadır. Bununla beraber kırılmış dalga izinin bir kısmı  $V_2$  hızıyla hareket eder ve x mesafesi artarken, kırılmış dalga direkt gelen dalganın önüne geçer. Bu iki dalganın geliş zamanı W noktasında birbirine eşittir. Eğer W'nin ofseti  $x_c$  ise,

$$\frac{x_c}{V_1} = \frac{x_c}{V_2} + \frac{2z}{V_1} \cos \theta \quad (4.26)$$

$$Z = \frac{\frac{x_c}{2} \left(1 - \frac{V_1}{V_2}\right)}{\cos \theta} = \frac{x_c}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2}\right) \frac{V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (4.27)$$

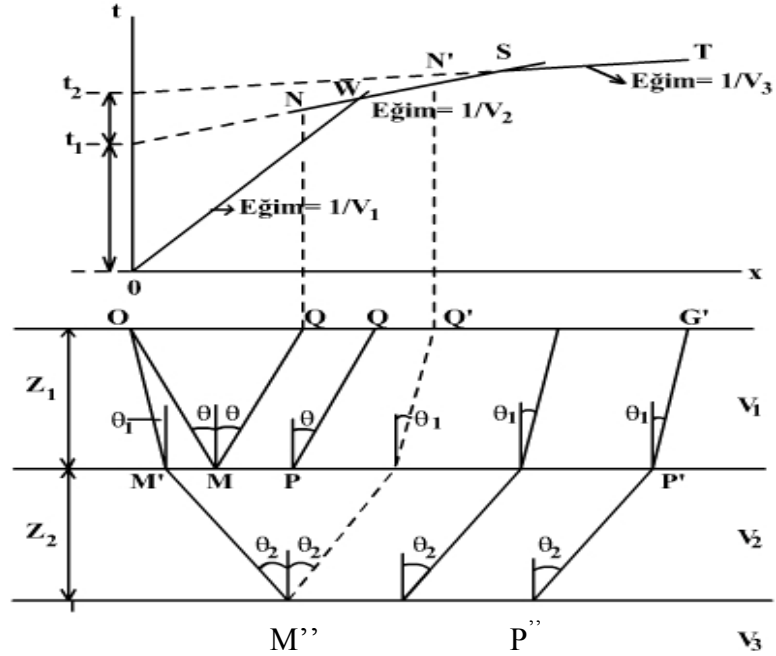
$$Z = \frac{x_c}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.28)$$

bu bağıntı bazen Z'yi ve  $x_c$ 'yi hız değerlerinden faydalanarak bulmak için kullanılır.

#### 4.2.3.3. Birçok Yatay Kırılma Yüzeyinin Bulunması Hali

Şekil 4.13'da üç tane birbiri üzerinde paralel uzanan  $V_1$ ,  $V_2$  ve  $V_3$  hızlarına sahip tabakalar ve onların zaman-uzaklık eğrileri gösterilmektedir.  $V_3 > V_2 > V_1$  ve  $\theta_1$ 'in

yukarıdaki kırılma yüzeyi için kritik açıdan küçük olması durumunda  $\theta_2$  aşağıdaki kırılma yüzeyi için kritik açı olmaktadır. Burada OMPG kırılma izine WS doğrusu karşılık gelir.



Şekil 4.13 İki kırıcı yüzey için dalga izleri ve seyahat zaman eğrileri (Kurtuluş, 2002).

Kırılma izi  $OM'M''P'P'G'$  için Snell yasası aşağıdaki gibi yazılır.

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = \frac{1}{V_3} \quad (4.29)$$

Seyahat zamanı eğrisi,

$$t = \frac{OM' + G'P'}{V_1} + \frac{M'M'' + P'P''}{V_2} + \frac{M''P''}{V_3} \quad (4.30)$$

$$= \frac{2Z_1}{V_1 \cos \theta_1} + \frac{2Z_2}{V_2 \cos \theta_2} + \frac{x - 2Z_1 \tan \theta_1 - 2Z_2 \tan \theta_2}{V_3} \quad (4.31)$$

$$= \frac{x}{V_3} + \frac{2Z_2}{V_2 \cos \theta_2} \left( 1 - \frac{V_2}{V_3} \sin \theta_2 \right) + \frac{2Z_1}{V_1 \cos \theta_1} \left( 1 - \frac{V_1}{V_3} \sin \theta_1 \right) \quad (4.32)$$

$$= \frac{x}{V_3} + \frac{2Z_2}{V_2} \cos \theta_2 + \frac{2Z_1}{V_1} \cos \theta_1 \quad (4.33)$$

$$t = \frac{x}{V_3} + t_2 + t_1 \quad (4.34)$$

böylece ikinci tabakanın tabanından olan kırılma eğrisinin eğimi  $1 / V_3$  olan bir doğru olduğu görülmektedir. Bu doğrunun t eksenini kesme zamanı kırılma yüzeyinin üzerindeki her bir tabakanın  $\frac{2Z_2}{V_2} \cos \theta_i$  terimlerinin toplamına eşittir. O

halde iki tabakalı durum n tabaka için genelleştirilirse,

$$t = \frac{x}{V_n} + \sum_i \frac{2Z_i}{V_i} \cos \theta_i \quad (4.35)$$

elde edilir. Burada  $\theta_i = \sin^{-1} \left( \frac{V_i}{V_n} \right)$ 'dir. Bu denklem her bir serinin kalınlık ve hızlarını bulmak için kullanılır.

#### 4.2.3.4 Eğimli Bir Kırıcı Yüzeyde Kırılma

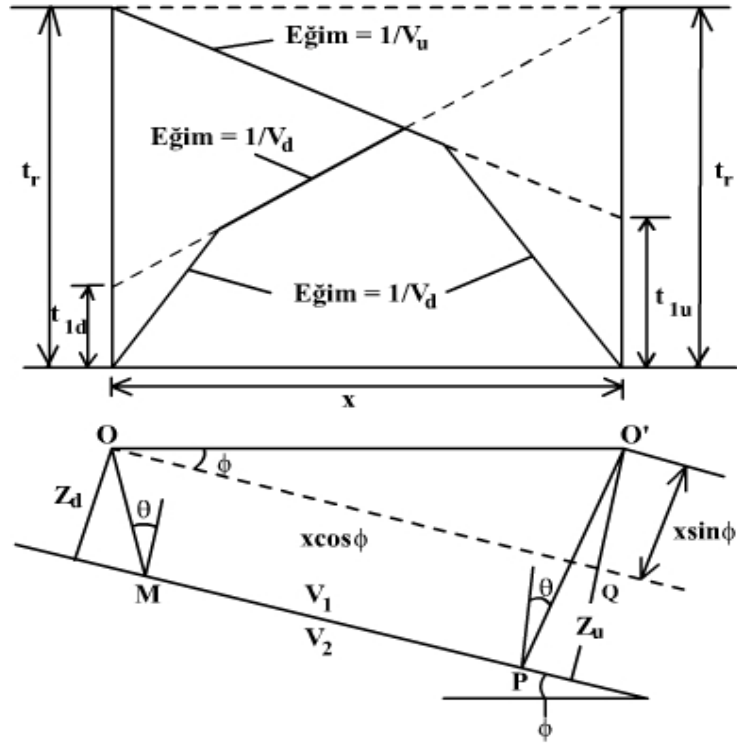
Şekil 4.14 de eğimli bir kırıcı yüzey ve bu kırıcı yüzeyden kırılmış dalgaların zaman-uzaklık eğrileri gösterilmektedir. Eğer dalga'nın OMPO' yolunu alması için geçen zaman t ise,

$$t = \frac{OM + O'P}{V_1} + \frac{MP}{V_2} \quad (4.36)$$

$$t = \frac{Z_d + Z_u}{V_1 \cos \theta} + \frac{OQ - (Z_d + Z_u) \tan \theta}{V_2} \quad (4.37)$$

$$t = \frac{x \cos \theta}{V_2} + \frac{Z_d + Z_u}{V_1} \cos \theta \quad (4.38)$$

elde edilir. Eğer atış noktası O ve O' ye birer jeofon yerleştirilirse o zaman aşağıya doğru atış yapılır. Bu durumda t'yi atış noktasından kırıcı yüzeye olan uzaklık  $Z_d$  cinsinden yazmak kolaylık sağlar.



Şekil 4.14 Eğimli bir yansıtıcı yüzey için dalga izleri ve zaman-uzaklık eğrileri (Kurtuluş, 2002)

$$Z_u = Z_d + x \cdot \sin \Phi \quad (4.39)$$

yazarak  $Z_u$  'yu yok edebiliriz.  $t_d$  'yi aşağı eğim varış zamanı olarak gösterirsek

$$t_d = \frac{x \cos \Phi}{V_2} + \frac{x}{V_1} \cos \theta \sin \Phi + \frac{2Z_d}{V_1} \cos \theta \quad (4.40)$$

$$t_d = \frac{x}{V_1} \sin(\theta + \Phi) + \frac{2Z_d}{V_1} \cos \theta \quad (4.41)$$

$$t_d = \frac{x}{V_1} \sin(\theta + \Phi) + t_{1d} \quad (4.42)$$

$$t_{1d} = \frac{2Z_d}{V_1} \cos \theta \quad (4.43)$$

eğer atış yukarı eğim yönünde yapılıyorsa aynı şekilde  $Z_d$  yok edilerek,

$$t_u = \frac{x}{V_1} \sin(\theta - \Phi) + t_{1u} \quad (4.44)$$

$$t_{1u} = \frac{2Z_u}{V_1} \cos \theta \quad (4.45)$$

elde edilir. Burada dikkat edilecek bir nokta aşağı-eğim yönünde O dan O' ye geçen seyahat zamanının O dan O' ye doğru aksi istikamette geçen seyahat zamanına eşit olduğudur. Bu atış noktasından atış noktasına olan seyahat zamanı karşılıklı (reciprocal) seyahat zamanı olarak bilinir ve  $t_r$  olarak gösterilir.

Bu denklemler şöyle de yazılabilir :

$$t_t = \frac{x}{V_d} + t_{1d} \quad (4.46)$$

$$t_u = \frac{x}{V_u} + t_{1u} \quad (4.47)$$

Burada,

$$V_d = \frac{V_1}{\sin(\theta + \Phi)} \quad \text{ve} \quad V_u = \frac{V_1}{\sin(\theta - \Phi)} \quad (4.48)$$

$V_d$  ve  $V_u$  görünür hızlar olarak bilinir ve zaman-uzaklık eğrisinin eğimlerinden bulunur. Şekil 4.14'deki her iki zıt profil için (4.28) denklemlerinden eğim  $\Phi$  ve kritik açı  $\theta$  bulunur.

$$\theta = \frac{1}{2} \left[ \sin^{-1} \left( \frac{V_1}{V_d} \right) + \sin^{-1} \left( \frac{V_1}{V_u} \right) \right] \quad (4.49)$$

$$\Phi = \frac{1}{2} \left[ \sin^{-1} \left( \frac{V_1}{V_d} \right) - \sin^{-1} \left( \frac{V_1}{V_u} \right) \right] \quad (4.50)$$

kırıcı yüzeye olan derinlikler  $Z_d$  ve  $Z_u$  ise 4.49 ve 4.50 denklemleri kullanılarak bulunur.  $\Phi$ 'nin çok küçük olmasından dolayı basite indirgenebilir.

$\cos \Phi \cong 1$  ve  $\sin \Phi \cong \Phi$  kabul edilerek,

$$\frac{V_1}{V_d} = \sin(\theta + \Phi) \cong \sin \theta + \cos \theta \Phi \quad (4.51)$$

$$\frac{V_1}{V_u} = \sin(\theta - \Phi) \cong \sin \theta - \cos \theta \Phi \quad (4.52)$$

Buradan ,

$$\sin \theta = \frac{V_1}{V_2} \approx \frac{V_1}{2} \left( \frac{1}{V_d} + \frac{1}{V_u} \right) \quad (4.53)$$

Böylece ,

$$\frac{1}{V_2} \cong \frac{1}{2} \left( \frac{1}{V_d} + \frac{1}{V_u} \right) \quad (4.54)$$

elde edilir. Çıkarılan bu denklemlerin pratikte kullanımı sınırlıdır. Eğer ikiden fazla kırılma yüzeyi varsa bunların yukarı-eğim ve aşağı-eğim kısımlarını iyi bir doğrulukla bulmak çok zordur.

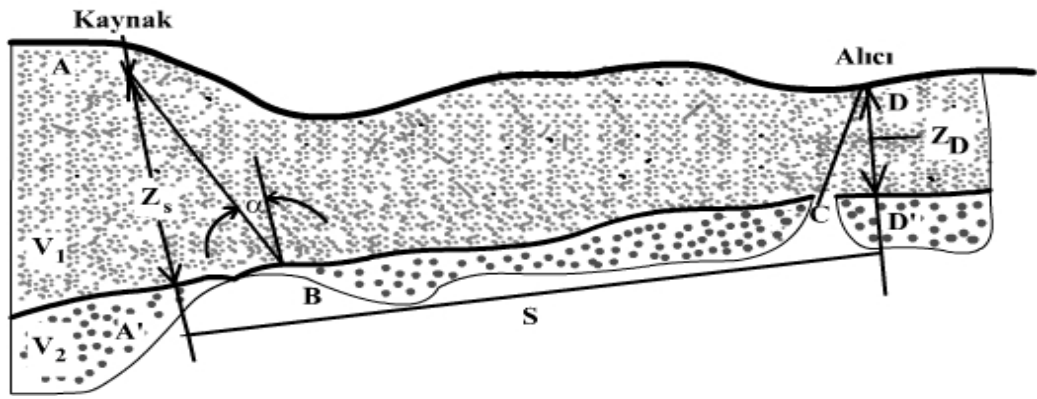
#### 4.2.3.5. Gecikme Zamanları (Delay Times)

Bir sismik profilin sadece bir ucundan atış yaparak gerçek kırıcı yüzey hızları bulmak olası değildir. Gerçek hızlar ancak bir sismik profilin iki ucundan atışlar yapılarak elde edilen kayıtların yorumlanmasıyla saptanabilir. Bir kesme zamanından hesaplanan derinlik, atış noktasının altından kırıcı yüzeye kadar olan derinliği verir. Terslenmiş profilde ise gecikme zamanlarından hesaplanmış gerçek hızlar ve tabaka kalınlığı ise büyük avantaj sağlar. Uygun koşullarda her bir jeofon altındaki derinliğin hesaplanması hem kırıcı yüzeydeki düzensizliklerin tespit edilmesinde ve hem de eğimin belirtilmesinde önemli rol oynar.

Gecikme zamanı, bir dalgacığın birinci tabaka içinde aşağı veya yukarı giderken takip ettiği iz boyunca seyahat zamanı ile atış noktasının kırıcı yüzey üzerindeki izdüşümü ile izin arakesitteki kırılma noktası arasındaki mesafeyi arakesit hızı ile gitme zamanı arasındaki fark olarak tanımlanır.

Atış noktasında gecikme zamanı ;

$$\Delta T_s = \frac{AB}{V_1} - \frac{A'B'}{V_2} \quad (4.55)$$



Şekil 4.15 Gecikme zamanı tanımı

Alıcı noktasında gecikme zamanı ;

$$\Delta T_D = \frac{CD}{V_1} - \frac{CD'}{V_2} \quad (4.56)$$

(4.56) denklemi trigonometrik bağıntılar kullanılarak izleyen şekilde yazılabilir.

$$\Delta T_D = \frac{Z_D}{V_1 \cos \alpha} - \frac{Z_D \tan \alpha}{V_2} = Z_D \left( \frac{1}{V_1 \cos \alpha} - \frac{\sin \alpha}{V_2 \cos \alpha} \right) \quad (4.57)$$

$$\sin \alpha = \frac{V_1}{V_2} \quad (4.58)$$

olduğundan,



$$\Delta T_D = Z_D \left( \frac{1}{V_1 \cos \alpha} - \frac{\sin^2 \alpha}{V_1 \cos \alpha} \right) \quad (4.59)$$

$$\sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha = 1 \quad (4.60)$$

$$\Delta T_D = \frac{Z_D \cos \alpha}{V_1} = \frac{Z_D \cos(\sin^{-1} V_1 / V_2)}{V_1} \quad (4.61)$$

Buradan  $Z_D$  çekilirse

$$Z_D = \frac{\Delta T_D V_1}{\cos(\sin^{-1} V_1 / V_2)} \quad (4.62)$$

elde edilir. Görüldüğü gibi eğer bilinen bir alıcı altında gecikme zamanı  $\Delta T_T$  biliniirse ,o zaman alıcı altındaki derinlik kolayca hesaplanabilmektedir. Şekil 4.15 de kırılmış dalgacığın atış noktasından alıcıya kadar olan izini dikkate alalım. Toplam gecikme zamanı olarak ,

$$\Delta T_{SD} = T - \frac{s}{V_2} \quad (4.63)$$

yazılır. Burada  $T_t$  atış noktasından alıcıya kadar gözlenen toplam seyahat zamanını belirtmektedir. Toplam gecikme zamanı atış ve alıcı noktalarındaki gecikme zamanlarının toplamı şeklinde ifade edilebilir.

$$\Delta T_{SD} = \Delta T_s + \Delta T_D \quad (4.64)$$

(4.63) ve (4.64) ifadelerinden alıcı altındaki gecikme zamanı,

$$\Delta T_D = T_t - \frac{s}{V_2} - \Delta T_s \quad (4.65)$$

olarak elde edilir. Sonuç olarak eğer atış noktasındaki gecikme zamanı ( $\Delta T_s$ ) biliniirse  $\Delta T_D$  ve alıcı altındaki derinliğin kolayca hesaplanabileceği anlaşılmaktadır.

#### 4.2.4. Ölçü Alma Tekniği

Yeraltını modellemek için amaca göre değişik arazi serilimleri kullanılmaktadır.

(Ecevitoglu, 2002)' e göre hem sığ, hem de derin hedeflerin çözümlenmesine imkan sağlayan “Değişken aralıklı sismik kırılma profili” yöntemini kullanmıştır.

1	Atış No	2	3												4	5										
		2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24													
	Jeofon No	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23													
Aralıklar (metre)	38	1	2	3	4	5	6	5	4	3	2	1	1	1	2	3	4	5	6	5	4	3	2	1	1	38

Şekil 4.16 Değişken aralıklı sismik kırılma profili (Ecevitoglu,2002)

Atış düzeni, ideal bir sismik kırılma çalışması 5 atış ile yapılır. 2 ve 4 no'lu atışlar alışlagelmiş sismik kırılma yönteminin ters ve düz atışlarıdır. Kırıcı yüzeylerin daha sağlıklı belirlenebilmesi için 1 ve 5 nolu uzak atışlar gerçekleştirilmelidir. Uzak-atışlar yardımıyla kesme-zamanları (intercept-times), dış-uzanım (extrapolation) yapılmaksızın doğrudan verinin kendisinden elde edilir. 3 nolu orta-atış yeryüzüne yakın ince tabakaların daha sağlıklı bir biçimde belirlenmesinde kullanılır.

Alıcı düzeni, değişken aralıklı sismik kırılma yöntemi kullanarak 2,3 ve 4 no lu atış noktalarına yakın kısa aralıklı jeofonların yardımıyla yeryüzüne çok yakın ve ince tabakaları belirleyebilmekteyiz. Bununla beraber, aynı serimin uzun aralıklı alıcıları ve uzak-atışlarını kullanarak, daha derin kırıcı yüzeylerin görüntülenmesini de olanak sağlanmıştır (Ecevitoglu, 2002).

Ecevitoglu' na göre sığ ve derin yapıların aynı sismik kırılma serimi kullanılarak çözümlenebilmesi için “değişken aralıklı sismik kırılma yöntemi “ iyi bir alternatif oluşturmaktadır.

Bu çalışmada, Burdur İlinin Kuzey Doğusunda GD-KB doğrultulu yaklaşık 1 km ve 800 m uzunluğunda iki profilde aşağıda arazi ölçüm tekniği açıklanan sismik kırılma

çalışması yapılmıştır (Şekil 4.17). Bu çalışmada “Çoklu atış sistemi” kullanılmıştır. Bir sismik kırılma çalışmasında 7 atış yapılmıştır.



Şekil 4.17 Sismik kırılma sisteminde çoklu atış serim düzeni

Atış düzeni, Şekil 4.17’de 1 nolu atış K1, yatay eksenin koordinat merkezi olarak kabul edilirse 0. metrede, 2 nolu atış K2, 27. metrede (koordinat merkezinin sağında), 3 nolu atış K3, 45. metrede, 4 nolu atış K4, 63. metrede, 5 nolu atış K5 81. metrede, 6 nolu atış K6 99. metrede ve 7 nolu atış K7 126. metrede. Atışlar arası uzaklık 18 er metredir. 1 ve 7 nolu atışlara uzak-atışlar (offset-shots), 2 ve 6 nolu atışlara uç atışlar (end-shots), 3 ve 5 nolu atışlara ara atışlar (interval-shots), 4 nolu atışa ise orta atış (mid-shot) olarak tanımlanmıştır. Alıcı düzeni ise, jeofonlar arası mesafeler eşit olup 6 metre ve offset 3 metredir.



Şekil 4.18 Uzak Atış



Şekil 4.19 Orta Atış



Şekil 4.20 Ara Atış

## 5.SİSMİK KIRILMA YÖNTEMİNDE TERS ÇÖZÜM VE 2D MODELLEME

1970 li yıllardan itibaren Uygulamalı Jeofizik’de yapısal ve mekanik problemlerinin çözümünde bilgisayar yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır.

Burdur İli merkezinden alınan sismik kırılma verileri SeisImager2D Modelleme Programında değerlendirilmiştir. SeisImager2D Modelleme Programı işleyişi gereğince profilde seçilen bu parametreler doğrultusunda Şekil 6.1 de görüldüğü gibi sayısal olarak kaydedilmiştir. Sismik kırılma verileri bilgisayar ortamında söz konusu modelleme programı kullanılarak sığ yer altı yapısı 2-Boyutlu olarak modellenmiş ve yeraltı jeolojik yapısını doğru bir şekilde gösteren sismik derinlik kesiti elde edilmiştir.

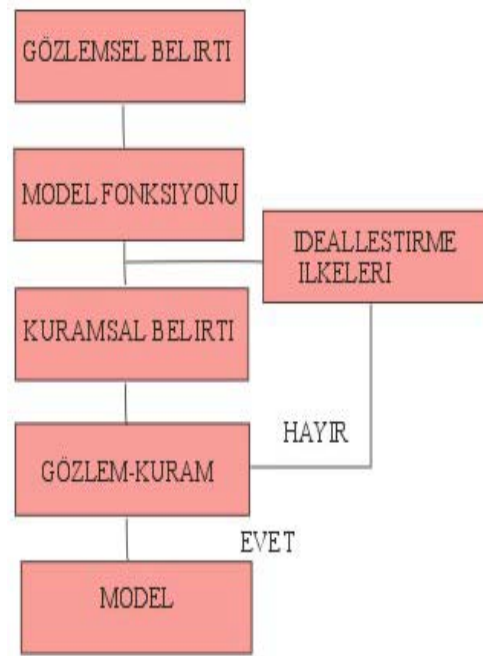
### 5.1 Ters Çözüm

Jeofizikte asıl yapılması gereken iş, ölçülen bir jeofizik belirtiyi yorumlamak ve ona neden olan yeraltı yapısını ortaya çıkarmaktır. Kısacası, veriden kalkarak jeolojik yapıyı yada kaynağı modellemek temel sorunumuzu oluşturmaktadır. Bu tür problem çözümüne jeofizikte “Evrık (ters) Problem Çözümü” adı verilmektedir.

Evrık problem çözümü sırasında aslında düz problem çözümü sürecini uygulamak kaçınılmazdır. Zira gerçekte yapılan işlem, gözlemsel belirtiyeye uyan kuramsal belirtiyeyi hesaplamak ve bunu veren yer altı yapısını ya da kaynağı bulmaktan ibarettir. Kuramsal belirtinin hesaplanması ise bilindiği gibi, düz problem çözümüdür(Canitez,1997).

Evrık problem çözümü için uygulanabilecek bir yol deneme-sınama yöntemidir. Bu yöntemde gözlemsel belirtinin durumuna bakıp eğer olanaklı ise başka bulgular ve deneyimlere dayanarak bir başlangıç modeli seçilip, kuramsal model tepkisi hesaplanır. Bu model tepkisi gözlemsel değerlerle karşılaştırılarak uyumları incelenir. Uyum iyi değilse model değiştirilerek işlemler yinelenir. Ve bu süreç iyi bir uyum sağlanana dek sürdürülür. Kuramsal değerlerle gözlemsel değerlerin uyum

içinde olduğu model en olası jeolojik modeli verecektir. Evrik problem çözümünün işleyişi Şekil 5.1 de kalıp gösterimle verilmiştir.



Şekil 5.1 Evrik Problem Çözümünün İşleyişi (Canitez, 1997).

## 5.2 Sismik Veriler için Klasik Genelleştirilmiş Ters Çözüm

Jeofizikte genel olarak

$$ar=d \quad (5.1)$$

biçiminde doğrusal işleçler yada dizge denklemleri ile karşılaşırız, burada,

r: bilinmeyen n parametrenin oluşturduğu bir yöney,

d: gözlemsel verilerin oluşturduğu m uzunluklu bir yöney,

a: bir diferansiyel yada integral işleçtir (operatör).

Bu durumda

$$ar = \left[ (ar)_1, (ar)_2, \dots, (ar)_m \right] \quad (5.2)$$

model tepkisini ifade etmektedir. Örneğin,  $d$  bir sismik izi simgeliyorsa,  $W(t)$  sismik kaynak dalgacığı olmak üzere,  $d$  sismik hızı

$$d(t) = \int W(t)(t-\tau)r(\tau)d\tau \quad (5.3)$$

biçiminde bir evrişim tümlene işleci biçiminde gösterilebilir. Model tepkisi doğrusal olmadığında Taylor serisine açılıp, yüksek mertebeden türevler göz ardı edilirse,

$$A_{ij} = \frac{\partial (ar)_i}{\partial r_j} \quad (5.4)$$

model tepkisinin Frechet anlamında bilinmeyen parametrelere göre kısmi türevleri olmak üzere

$$A\Delta r = \Delta d \quad (5.5)$$

dizge işlemine ulaşılır. Burada  $\Delta d$  model yöneyine uygulanacak düzeltme,  $\Delta d$  ise model tepkisi ile gözlemsel değerler arasındaki fark yöneyidir. Doğası gereği, doğrusal olmayan bu denklemin yinelemeli olarak çözülmesi gerekmektedir.

Bu denklemin çözülebilmesi için  $A^{-1}$  tersinin alınabilmesi gerekir. Bilindiği gibi, böyle bir problemin en küçük kareler çözümü

$$A^T A \Delta r = A^T \Delta d \quad (5.6)$$

bağıntısından bulunabilir ki bu,  $\Delta r$ , parametre yöneyine uygulanması gereken düzeltme miktarıdır.  $A^T A$ 'nın sıfır yada çok küçük özdeğerlere sahip olabilmesi sorunu karşısında sönümlü en küçük özdeğerlere sahip olabilmesi sorunu karşısında sönümlü en küçük kareler yada başka deyişle Marqurt-Levenberg algoritmasıyla çözüm

$$(A^T A + \sigma I)\Delta r = A^T \Delta d \quad (5.7)$$

bağıntısından, ya da daha iyisi SVD çözümünden sağlanır.

### 5.3 T-X Verilerinin Ters Çözümü

Zaman- uzaklık verilerini kullanarak çok çeşitli varsayımlar altında yer içini modellemek olanaklıdır.

Bir elastik dalganın sismik kaynak ile sismometre (ya da jeofon) arasında izlediği yolu geçmesi için gerekli zaman

$$t_i = \int_{R_i} s(x, z) dl \quad (5.8)$$

bağıntısı ile gösterilebilir. Burada

$t_i$ :  $i$ 'ninci ışının seyahat zamanı,

$s(x,z)$ : 2 boyutlu yavaşlık (slowness) fonksiyonu,

$R_i$ :  $i$ 'ninci ışının ışın yolu,

$dl$ : diferansiyel ışın yolu uzunluğudur.

Bilindiği gibi yavaşlık (slowness) faz hızının tersidir. (5.8) bağıntısından açıkça görüldüğü gibi, yavaşlık fonksiyonu  $s(x,z)$  ve buna bağlı olarak da hızın iki boyutlu olduğu, yani hem yanal, hem de düşey doğrultuda değişimler gösterebileceği öngörülmüştür. Kuşkusuz problemi 3 boyutlu olarak tanımlamak da olanaklıdır. İki boyutlu hız modelini elde edebilmek için ortamı  $n$  sayıda blok ya da katmana ayırmak ve (5.8) bağıntısını sayısal olarak çözmek olanaklıdır. Buna göre yavaşlık alanını  $n$  katman yada blok içinde ayırklaştırırsak, 5.8 tümlemesi

$$t_i = \sum_j s_j l_{ij} \quad (5.9)$$

toplamı ile ifade edilebilir. Burada  $l_{ij}$   $i$ 'ninci ışının katman yada blok içindeki yoludur.



Oluşturulan modeldeki n katman yada blok içinde ilerleyen m tane ışın için zaman-uzaklık denklemleri

$$T=Ls \quad (5.10)$$

Biçiminde bir dizey denklemi ile gösterilebilir. Bir başlangıç yavaşlık (slowness) modelinden başlayarak ve en küçük kareler yöntemiyle

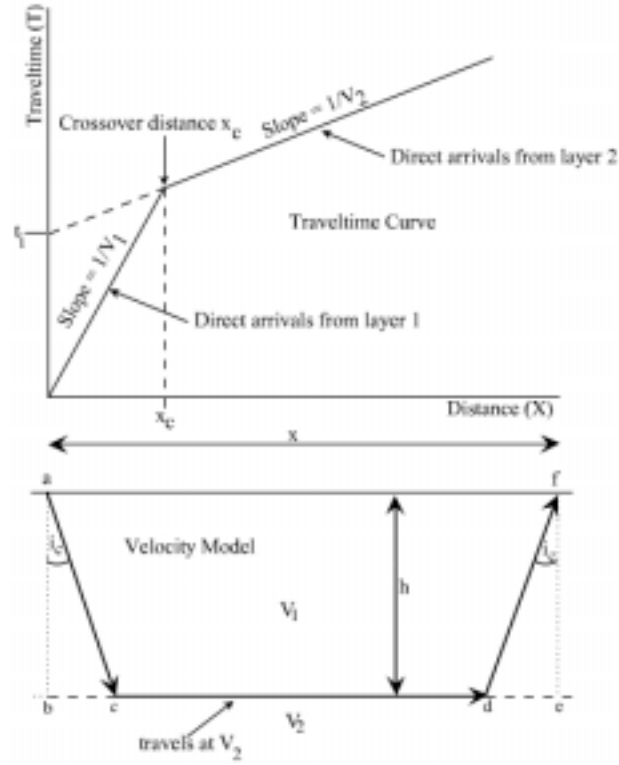
$$L^T L \Delta s = L^T \Delta t \quad (5.11)$$

denkleminin çözümünden, yinelemeli olarak, her katma ya da blok içindeki yavaşlık değerleri ve buna bağlı olarak da dalga hızları bulunabilir. Her yineleme adımında hız değerlerine uygulanacak düzeltmeler sağlanmaktadır. Düzeltme değerlerinin yeteri kadar küçülmesi durumunda yinelemeye son verilir. Ortamın bloklara ayrılması yoluyla sağlanan model bir bakıma sismik tomografi'den başka bir şey değildir.

Yukarıda temel ilkelerine değinilen bu ters çözüm uygulanmasında temel sorun, katmanlar yada bloklar içinde ışın yolları uzunlukları ile yavaşlık değerlerinin hesaplanması sorunudur. Bu işlemler katman ya da blokların süreksizlik sınırlarına Snell yasası uygulanarak yapılabilir. Bununla birlikte bu amaç için en uygun yol kuşkusuz ışın izleme yöntemidir.

#### 5.4 Sismik Kırılma Yönteminin Bilgisayar Ortamında 2D Modellemesi

Bu tezde boyunca sismik hızlarının bilgisayar ortamında hesaplanması ve modelinin oluşturulmasında kullanılan SeisImager modelleme programının temelini oluşturan matematiksel bağıntılar aşağıda verilmiştir.



Şekil 5.2 Kırılma dalgalarının yayılımı

$$T_1 = X / V_1 \quad (5.12)$$

$$T_2 = \frac{\overline{ac}}{V_1} + \frac{\overline{cd}}{V_2} + \frac{\overline{df}}{V_3} \quad (5.13)$$

$$\overline{ac} = \overline{df} = h \cos(i_c) \quad (5.14)$$

$$T_2 = \frac{2h}{V_1 \cos(i_c)} + \frac{\overline{cd}}{V_2} \quad (5.15)$$

$$\tan(i_c) = \frac{\overline{bc}}{h} = \frac{\overline{de}}{h} \quad (5.16)$$

$$\overline{bc} = \overline{de} = h \tan(i_c) \quad (5.17)$$

$$\overline{cd} = x - \overline{bc} - \overline{de} = x - 2h \tan(i_c) \quad (5.18)$$

$$T_2 = \frac{2h}{V_1 \cos(i_c)} + \frac{x - 2h \tan(i_c)}{V_2} \quad (5.19)$$

$$T_2 = \frac{2h}{V_1 \cos(i_c)} - \frac{2h \tan(i_c)}{V_2} + \frac{x}{V_2} \quad (5.20)$$

$$T_2 = 2h \left( \frac{1}{V_1 \cos(i_c)} - \frac{\tan(i_c)}{V_2} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.21)$$

$$T_2 = 2h \left( \frac{1}{V_1 \cos(i_c)} - \frac{\sin(i_c)}{V_2 \cos(i_c)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.22)$$

$$T_2 = 2h \left( \frac{V_2}{V_1 V_2 \cos(i_c)} - \frac{V_1 \sin(i_c)}{V_2 V_1 \cos(i_c)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.23)$$

$$T_2 = 2h \left( \frac{V_2 - V_1 \sin(i_c)}{V_2 V_1 \cos(i_c)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.24)$$

$$\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2} \quad (5.25)$$

$$T_2 = 2h \left( \frac{V_1 / \sin(i_c) - V_1 \sin(i_c)}{V_2 V_1 \cos(i_c)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.26)$$

$$T_2 = 2h V_1 \left( \frac{1 / \sin(i_c) - \sin(i_c)}{V_2 V_1 \cos(i_c)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.27)$$

$$T_2 = 2h \left( \frac{1 / \sin(i_c) - \sin(i_c)}{V_2 \cos(i_c)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.28)$$

$$T_2 = 2h \left( \frac{1 - \sin^2(i_c)}{V_2 \sin(i_c) \cos(i_c)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.29)$$

$$T_2 = 2h \left( \frac{\cos^2(i_c)}{V_2 \sin(i_c) \cos(i_c)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.30)$$

$$T_2 = 2h \left( \frac{\cos(i_c)}{V_2 \sin(i_c)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (5.31)$$

$$T_2 = 2h \frac{\cos(i_c)}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (5.32)$$

$$\cos(i_c) = \sqrt{1 - \sin^2(i_c)} \quad (5.33)$$

$$T_2 = 2h \frac{\sqrt{1 - \sin^2(i_c)}}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (5.34)$$

$$\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2}$$

$$\sin^2(i_c) = \left( \frac{V_1}{V_2} \right)^2 \quad (5.35)$$

$$T_2 = 2h \frac{\sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (5.36)$$

$$T_2 = 2h \frac{\frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2}}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (2.37)$$

$$T_2 = 2h \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} + \frac{x}{V_2} \quad (5.38)$$

$$T_i = \frac{2h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad (5.39)$$

$$T_i = \frac{2h \cos(i_c)}{V_1} \quad (5.40)$$

$T_i$ , kesme zamanı(intercept time) olarak bilinir.

snell kanunundan,

$$i_c = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \quad (5.41)$$

$$h = \frac{1}{2} \frac{T_i V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (5.42)$$

$$T_1 = \frac{x_c}{V_1} = \frac{2h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} + \frac{x_c}{V_2} = T_2 \quad (5.43)$$

$$\frac{x_c}{V_1} = \frac{x_c}{V_2} = \frac{2h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad (5.44)$$

$$\frac{x_c}{2h} \left( \frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right) = \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad (5.45)$$

$$\frac{x_c}{2h} = \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \left( \frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right) \quad (5.46)$$

$$h = \frac{1}{2} \frac{\left( \frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right)}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \frac{V_1 V_2}{V_1 V_2} x_c \quad (5.47)$$

$$h = \frac{1}{2} \frac{\left( \frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right) V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} x_c \quad (5.48)$$

$$h = \frac{1}{2} \frac{\left( \frac{V_2}{V_1 V_2} - \frac{V_1}{V_1 V_2} \right) V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} x_c \quad (5.49)$$

$$h = \frac{1}{2} \frac{\left( \frac{V_2 - V_1}{V_1 V_2} \right) V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} x_c \quad (5.50)$$

$$h = \frac{1}{2} \frac{(V_2 - V_1)}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} x_c \quad (5.51)$$

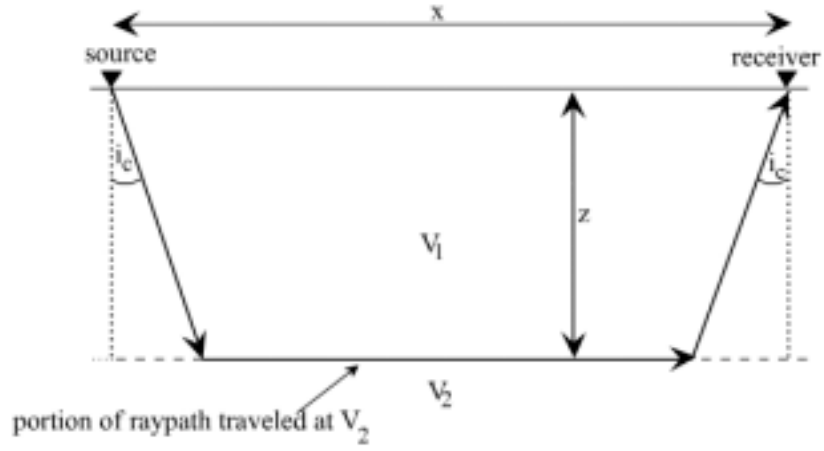
$$h^2 = \frac{1}{4} \frac{(V_2 - V_1)^2}{V_2^2 - V_1^2} x_c^2 \quad (5.52)$$

$$(V_2 + V_1)(V_2 - V_1) \quad (5.53)$$

$$h^2 = \frac{1}{4} \frac{(V_2 - V_1)^2}{(V_2 + V_1)(V_2 - V_1)} x_c^2 \quad (5.54)$$

$$h = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{(V_2 - V_1)}{(V_2 + V_1)}} x_c \quad (5.55)$$

### 5.4.1 Time Term Yöntemi



Şekil 5.3 Dalga Yayınımı Geometrisi

$$S_1 = \frac{1}{V_1} \quad (5.56)$$

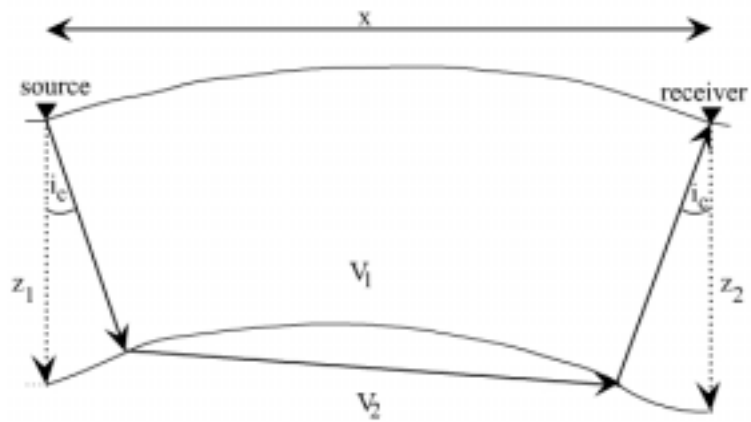
$$S_2 = \frac{1}{V_2} \quad (5.57)$$

$$\sin(i_c) = \frac{S_2}{S_1} \quad (5.58)$$

$$t = 2S_1 \cos(i_c)z + xS_2 \quad (5.59)$$

$$c = 2S_1 \cos(i_c) \quad (5.60)$$

$$t = 2cz + xS_2 \quad (5.61)$$



Şekil 5.4 Time term yöntemi

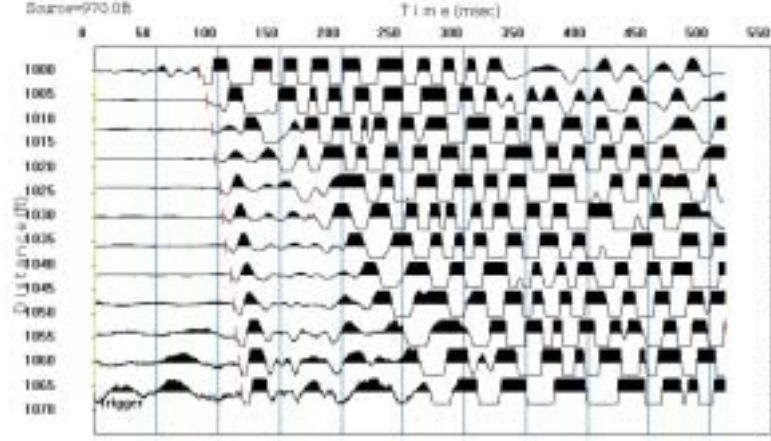
$$t = cz_1 + cz_2 + xS_2 \quad (5.62)$$

$$t_j = \sum_{k=1}^n c_{jk} z_k + x_j S_2 \quad (5.63)$$

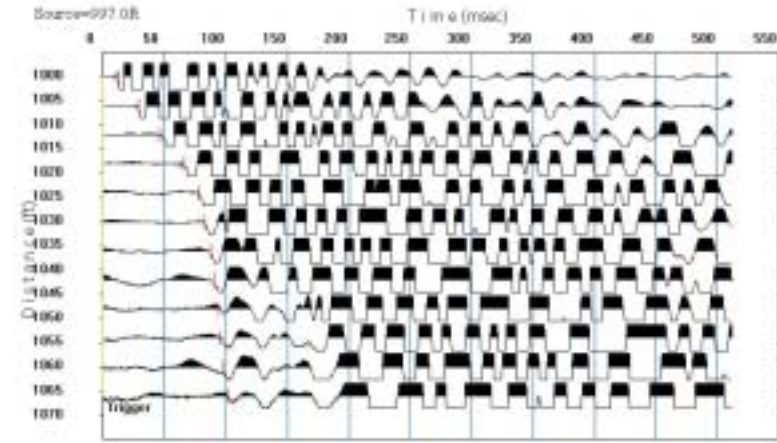
$$\begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} \cdot & c_{1n} & x_1 \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} \cdot & a_{2n} & x_2 \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} \cdot & a_{3n} & x_3 \\ a_{41} & a_{42} & a_{43} \cdot & a_{1n} & x_1 \\ \cdot & \cdot & \cdot \cdot & a_{2n} & x_2 \\ a_{m1} & a_{m2} & a_{m3} \cdot & a_{3n} & x_3 \end{pmatrix} \quad (5.64)$$

## 6.ARAZİ UYGULAMALARI

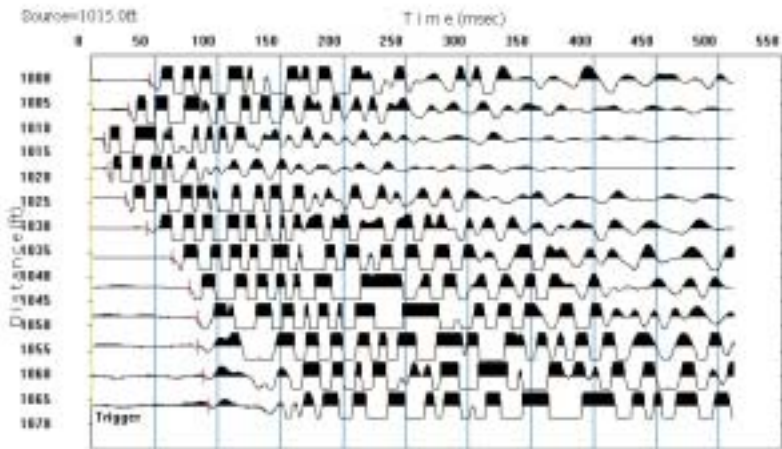
### 6.1 Sayısal kayıtların ilk varış zamanlarının okunması



Şekil 6.1 Uzak Düz Atış (Ofset 30 m)

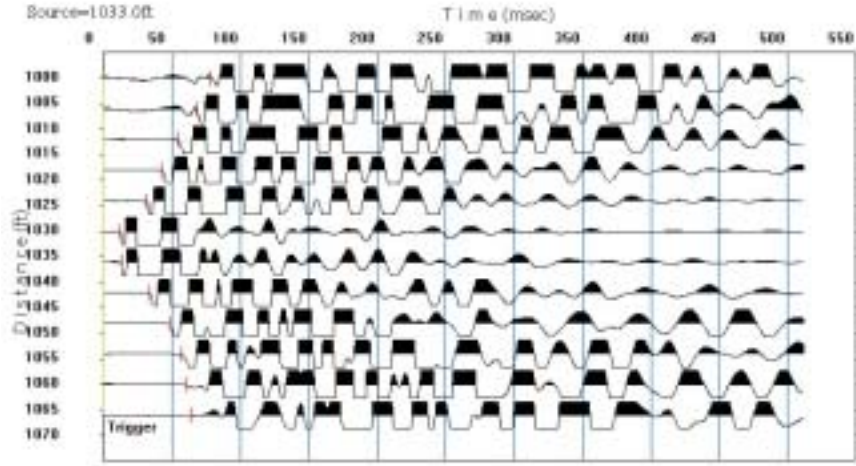


Şekil 6.2 Düz Atış (Ofset 3 m)

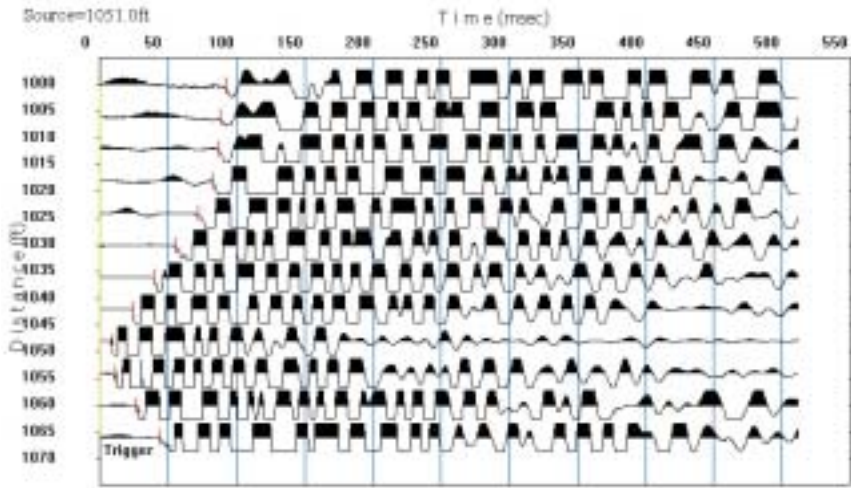


Şekil 6.3 Ara Atış1 (Ofset 3 m, kaynak3. ve 4. jeofonun ortasında)

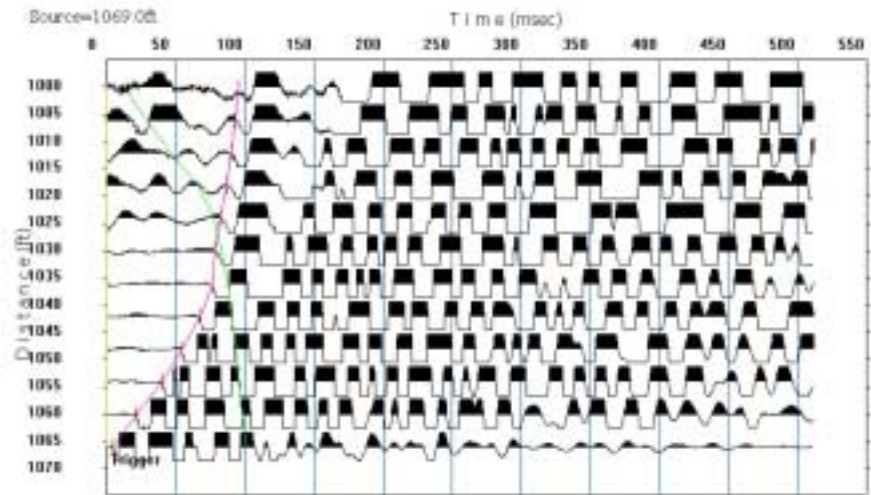




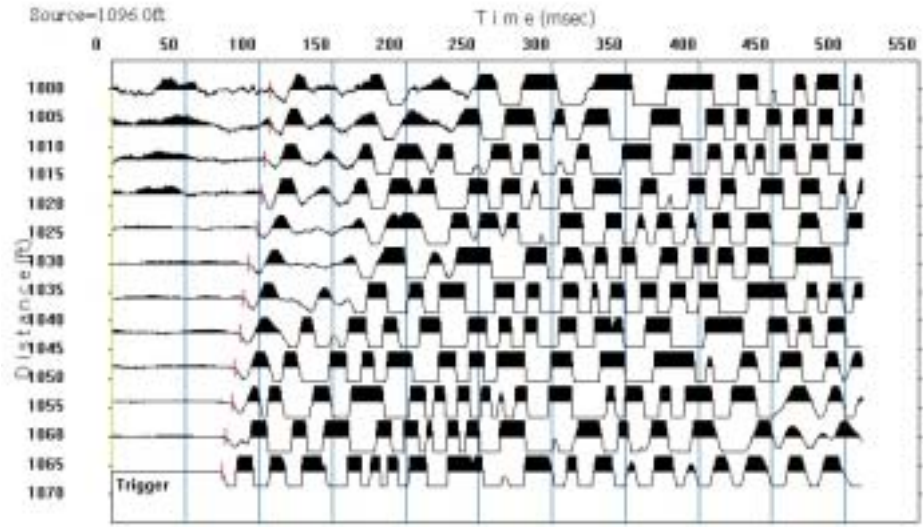
Şekil 6.4 Orta Atış (Ofset 3 m, kaynak6. ve 7. jeofonun ortasında)



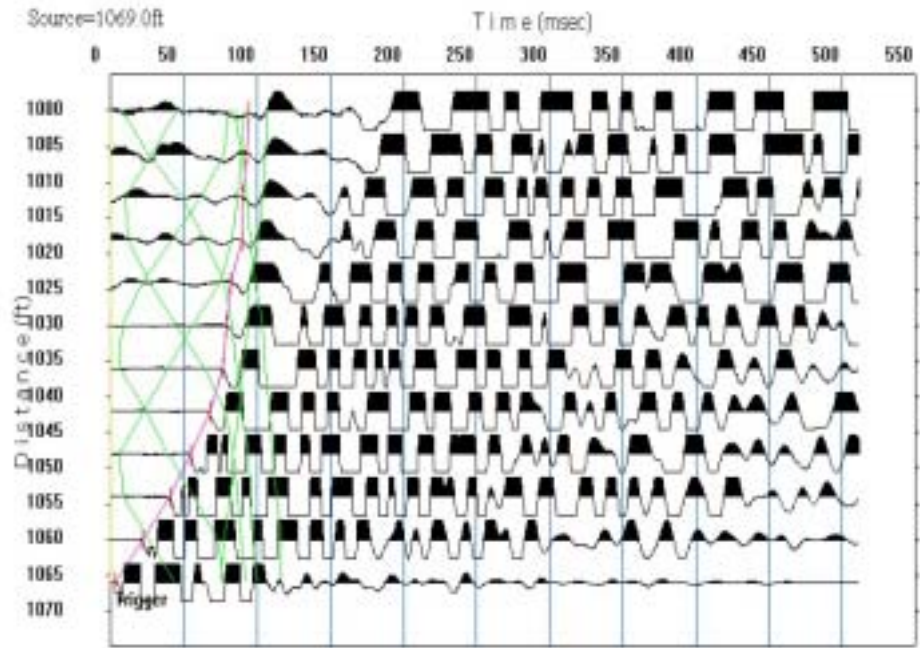
Şekil 6.5 Ara Atış2 (Ofset 3 m, kaynak9. ve 10. jeofonun ortasında)



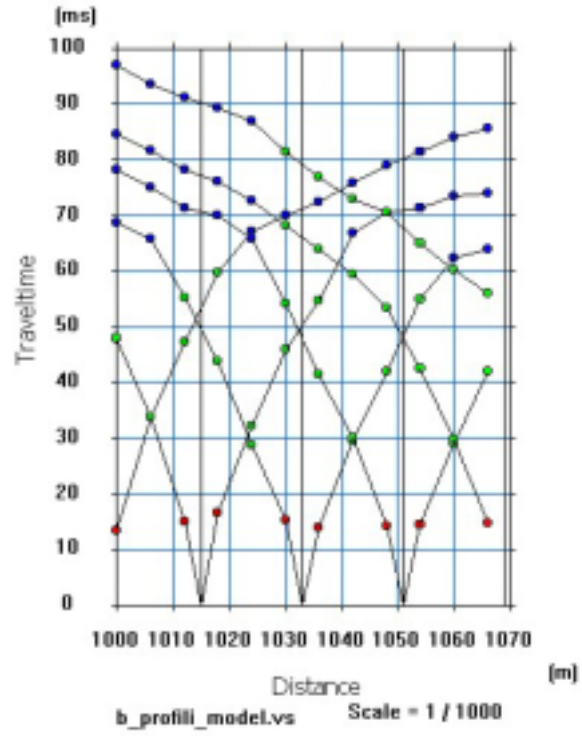
Şekil 6.6 Ters Atış (Ofset 3 m)



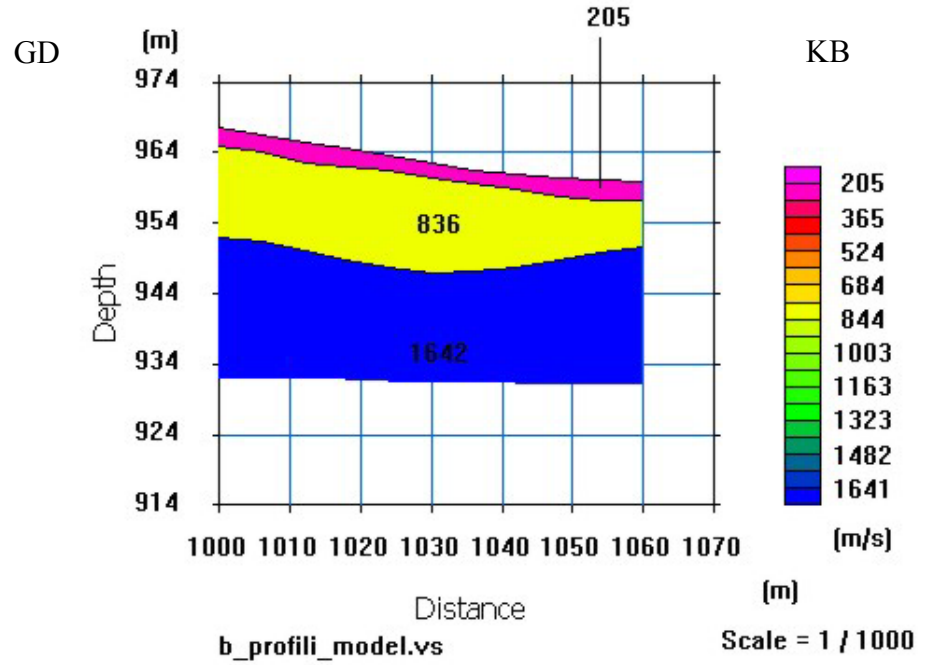
Şekil 6.7 Uzak Ters Atış (Ofset 30 m)



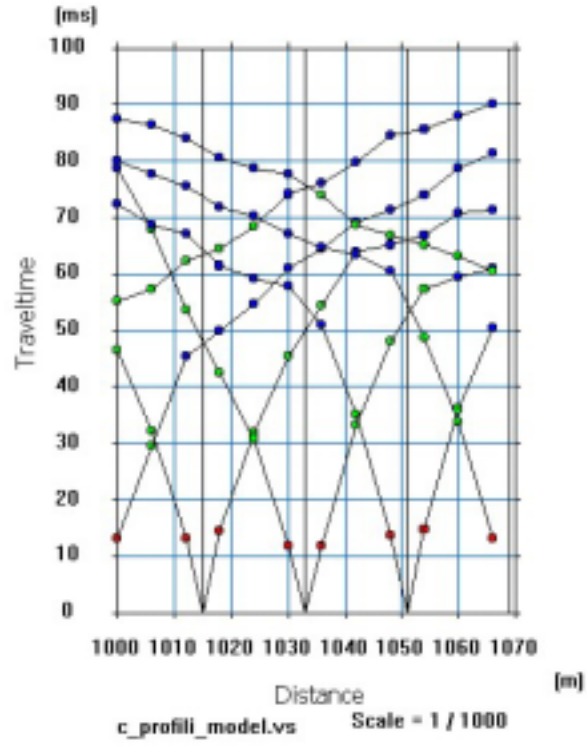
Şekil 6.8 Seisimager Modelleme Programında 7 Atışın Kırılma Noktalarının Gösterimi



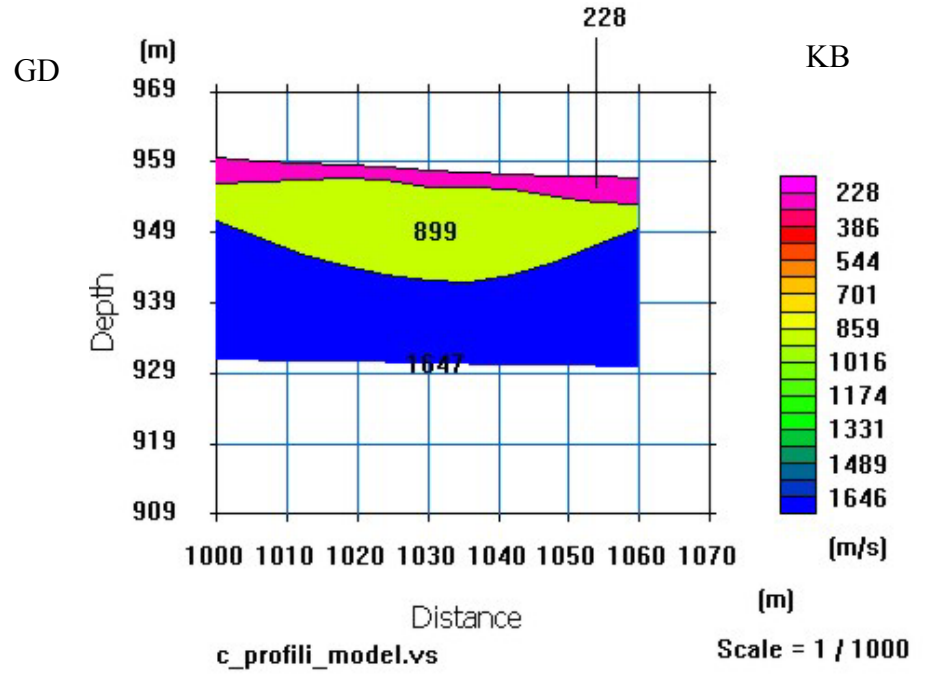
Şekil 6.11 B profili t-x grafiği



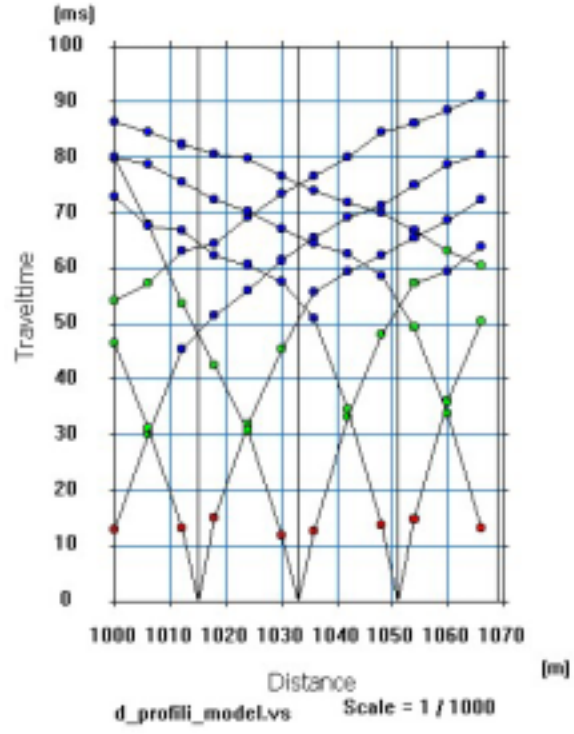
Şekil 6.12 B profili derinlik kesiti



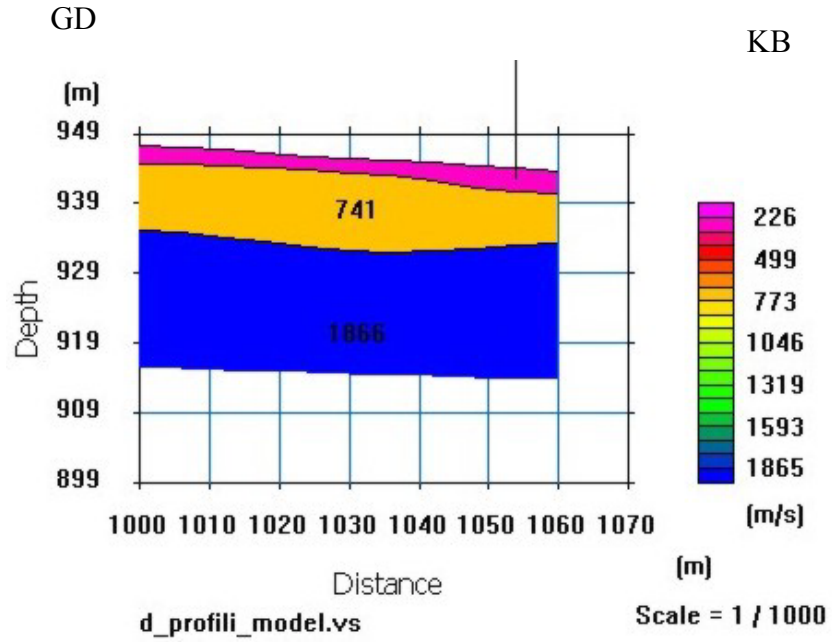
Şekil 6.13 C profili t-x grafiği



Şekil 6.14 C profili derinlik kesiti

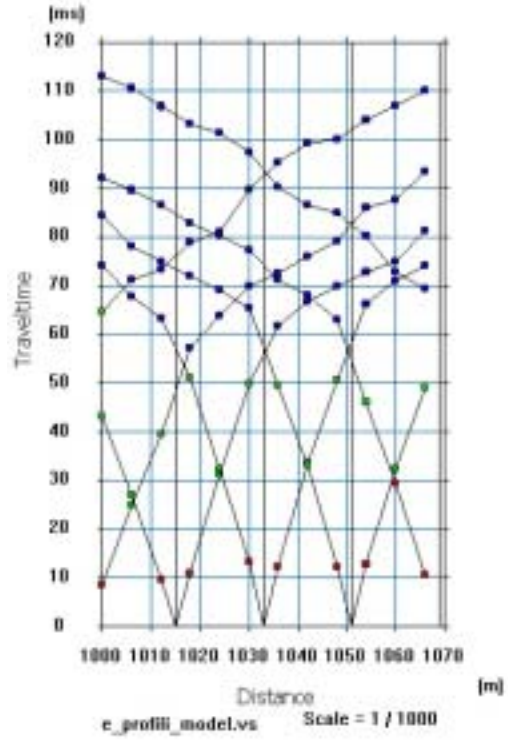


Şekil 6.15 D profili t-x grafiği

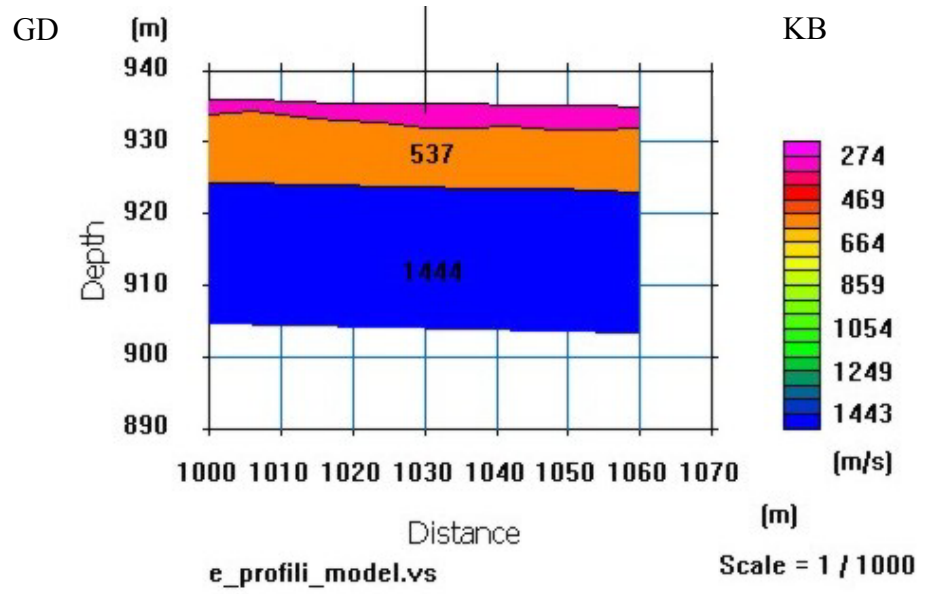


Şekil 6.16 D profili derinlik kesiti

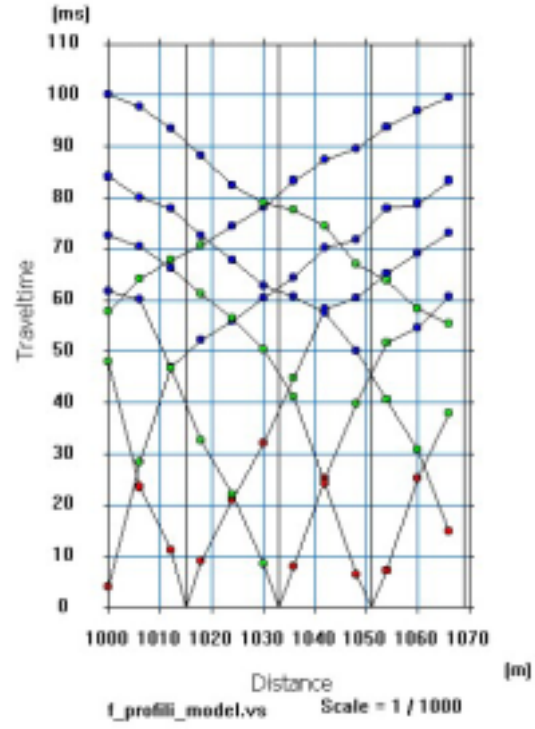




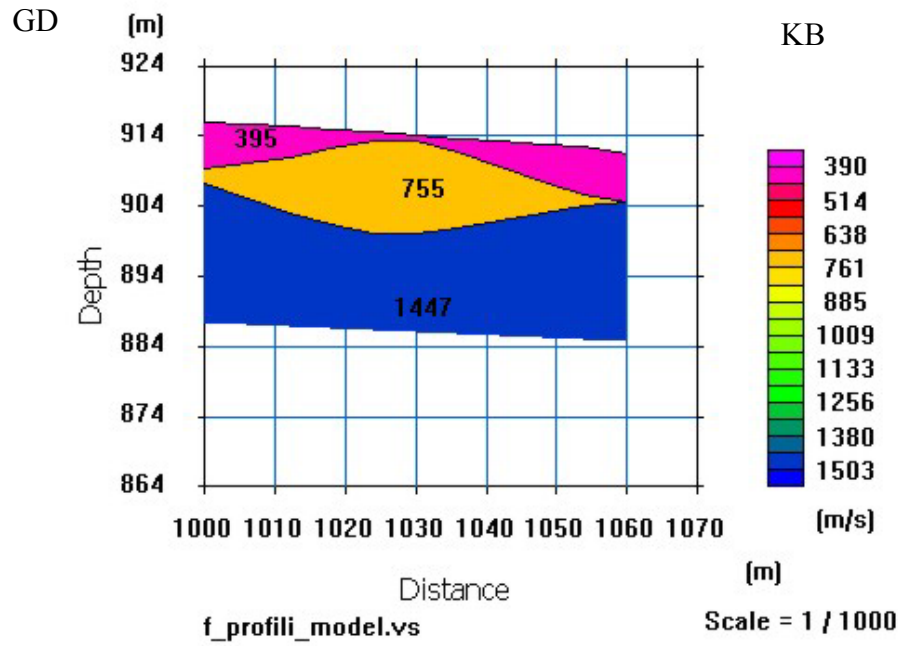
Şekil 6.17 E profili t-x grafiği



Şekil 6.18 E profili derinlik kesiti

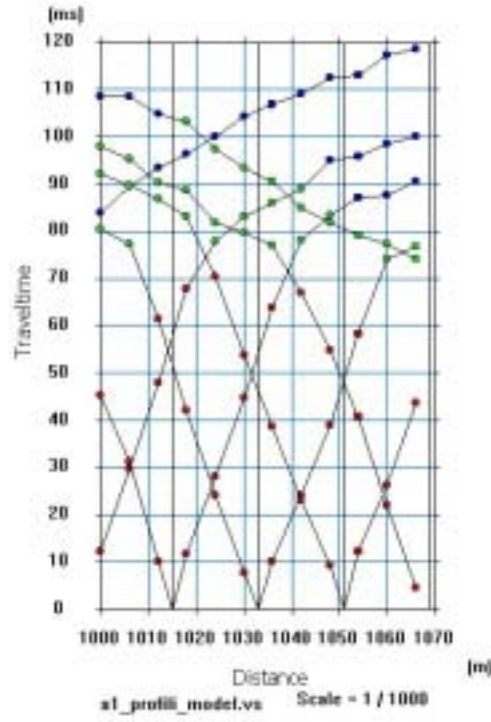


Şekil 6.19 F profili t-x grafiği

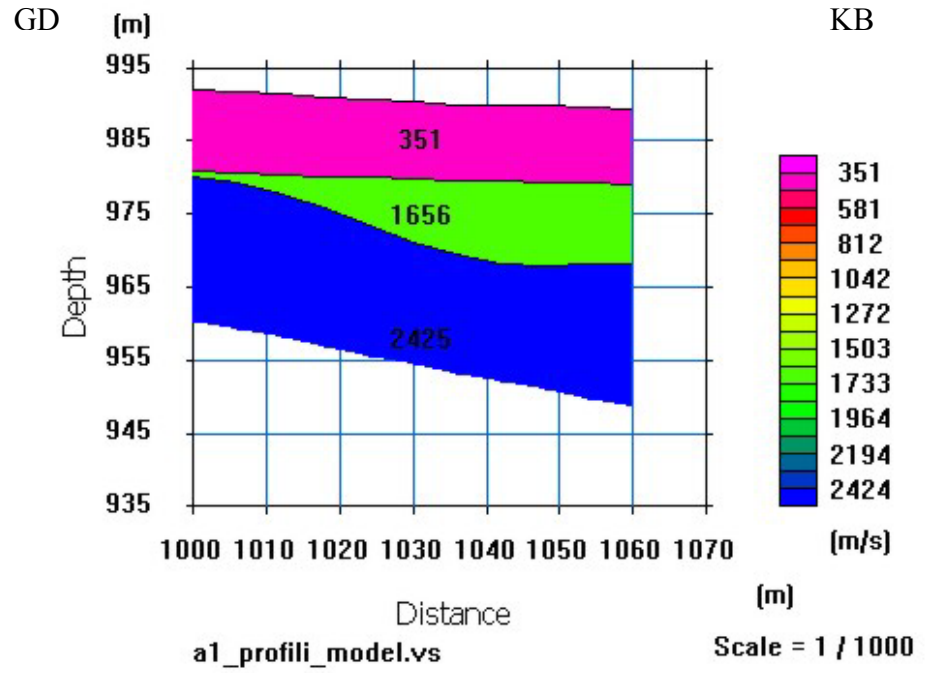


Şekil 6.20 F profili derinlik kesiti

## 6.2 Sismik Kayıtların Değerlendirilmesi

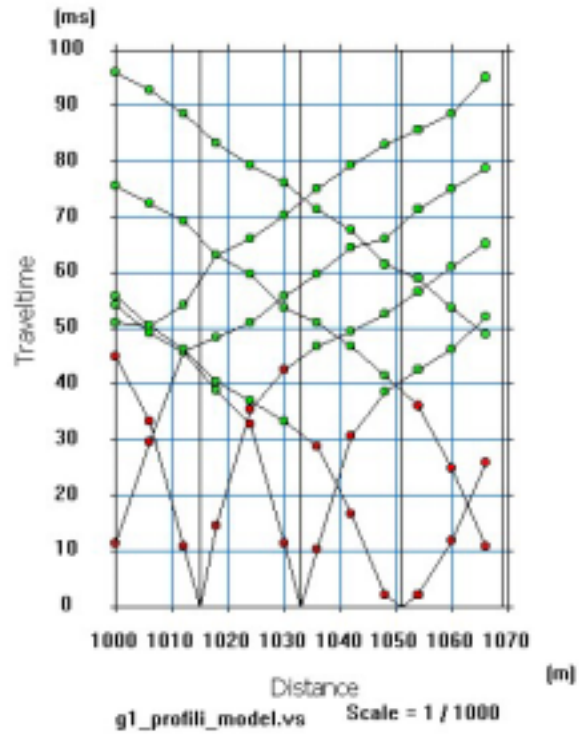


Şekil 6.9 A profili t-x grafiği

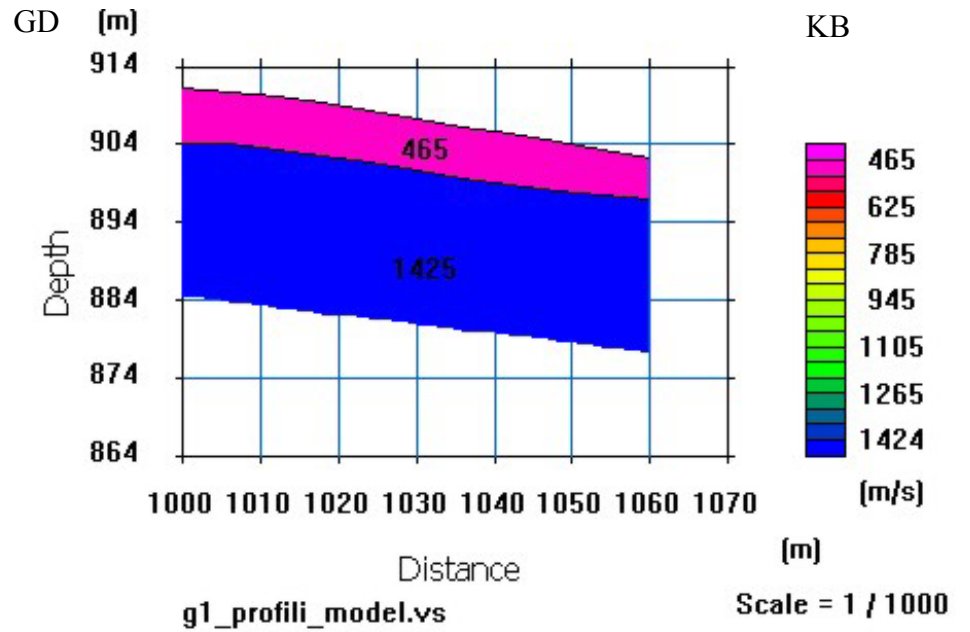


Şekil 6.10 A profili derinlik kesiti

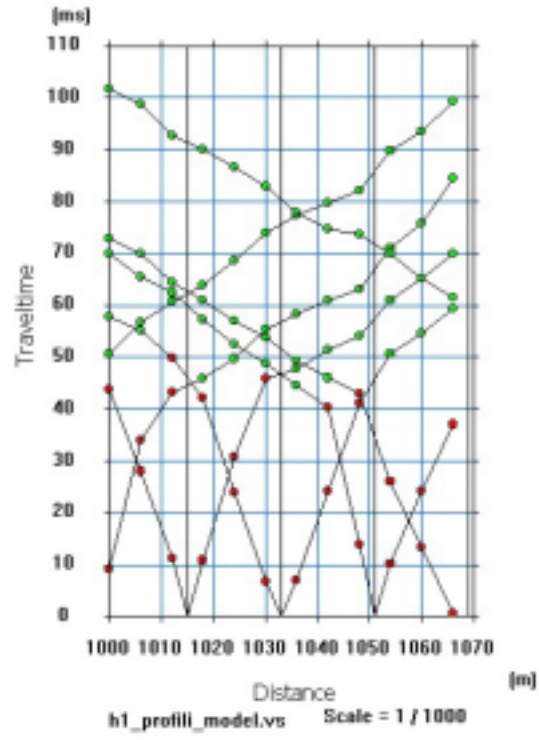




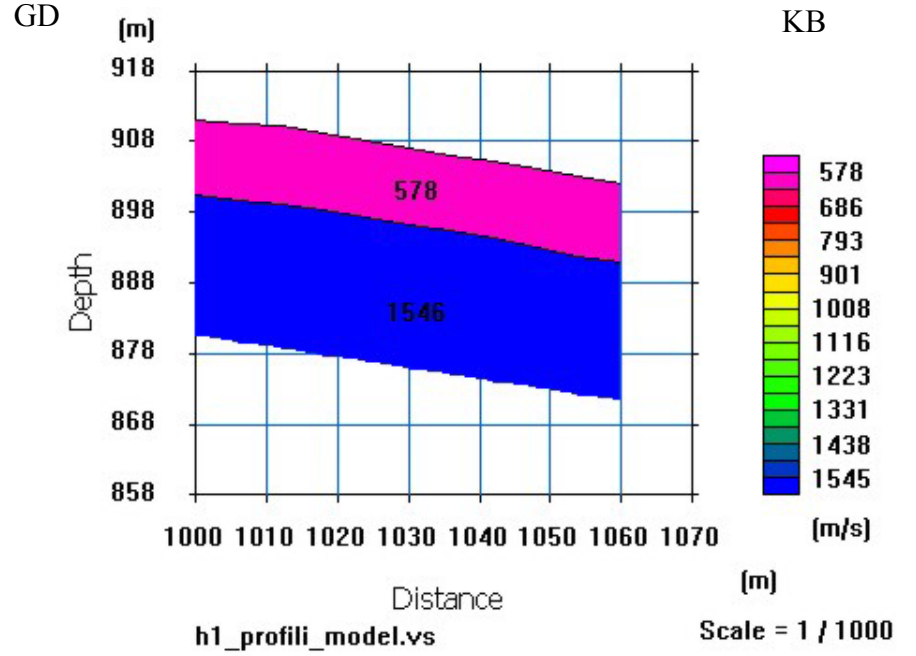
Şekil 6.21 G profili t-x grafiği



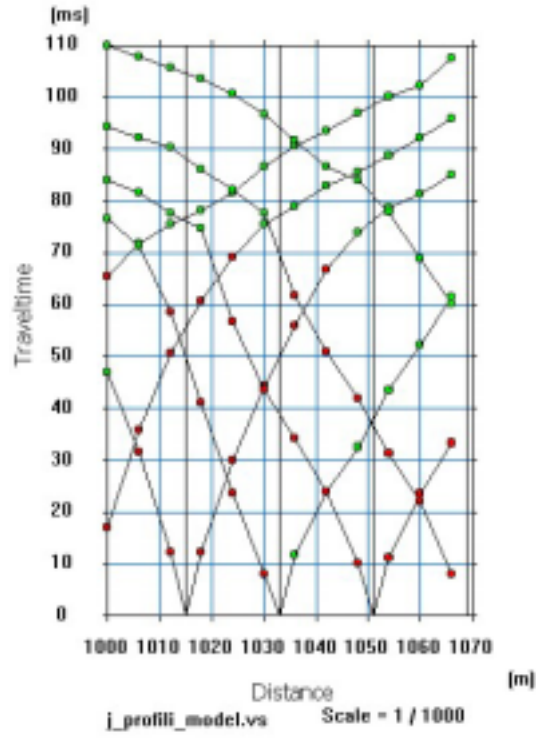
Şekil 6.22 G profili derinlik kesiti



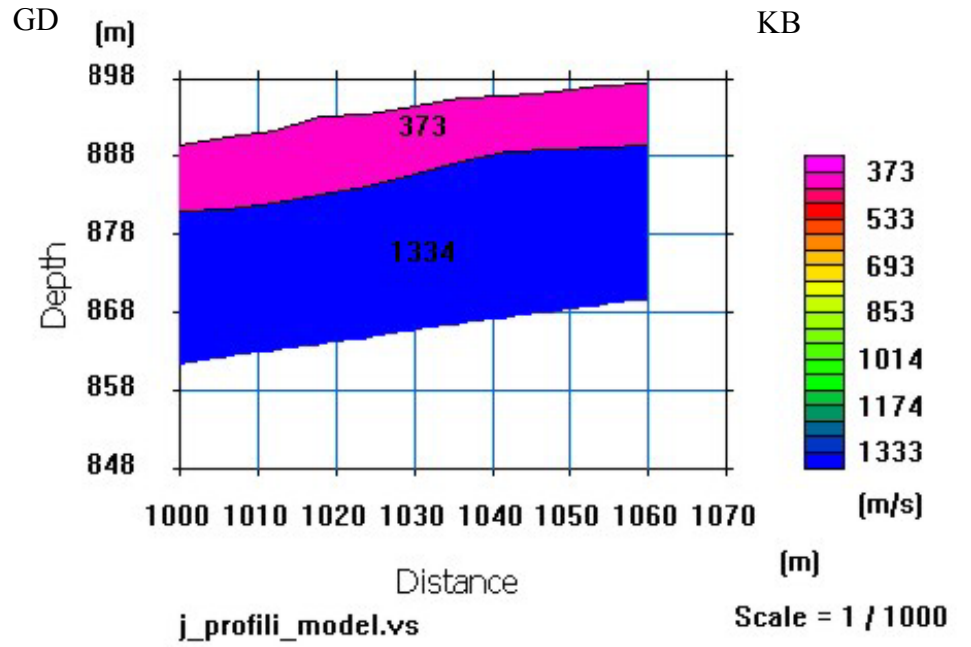
Şekil 6.23 H profili t-x grafiği



Şekil 6.24 H profili derinlik kesiti

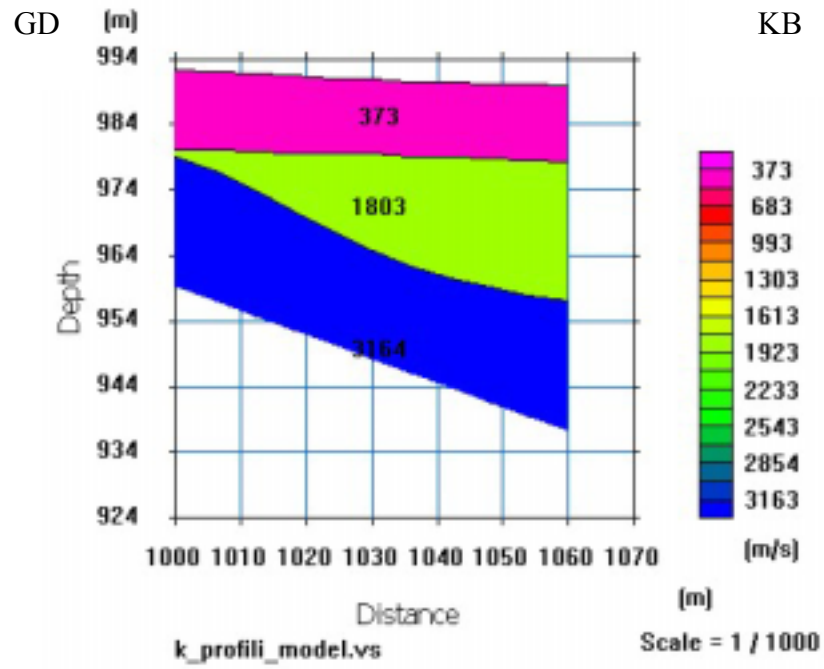


Şekil 6.25 J profili t-x grafiği

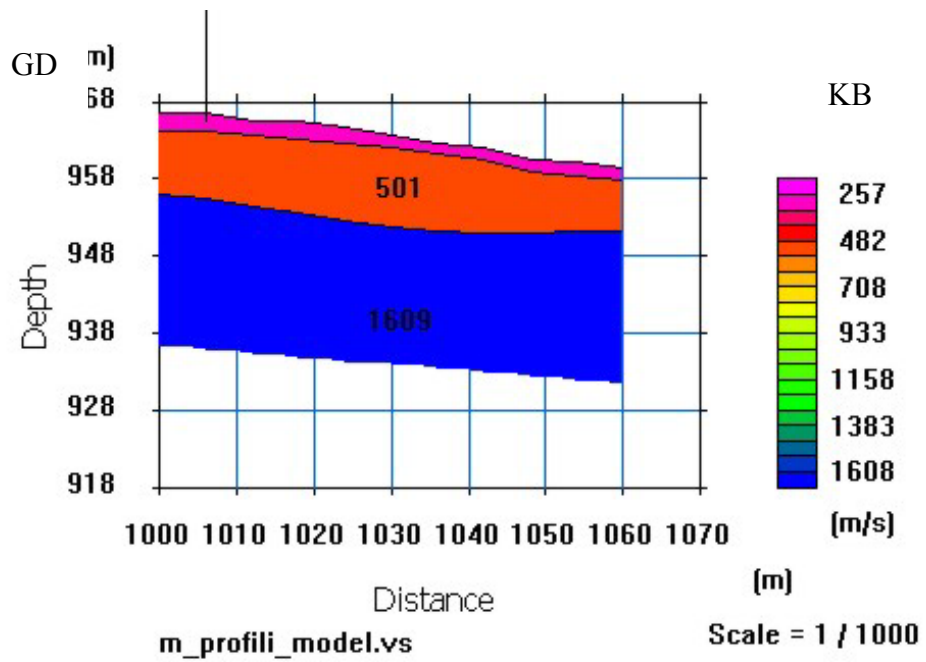


Şekil 6.26 J profili derinlik kesiti

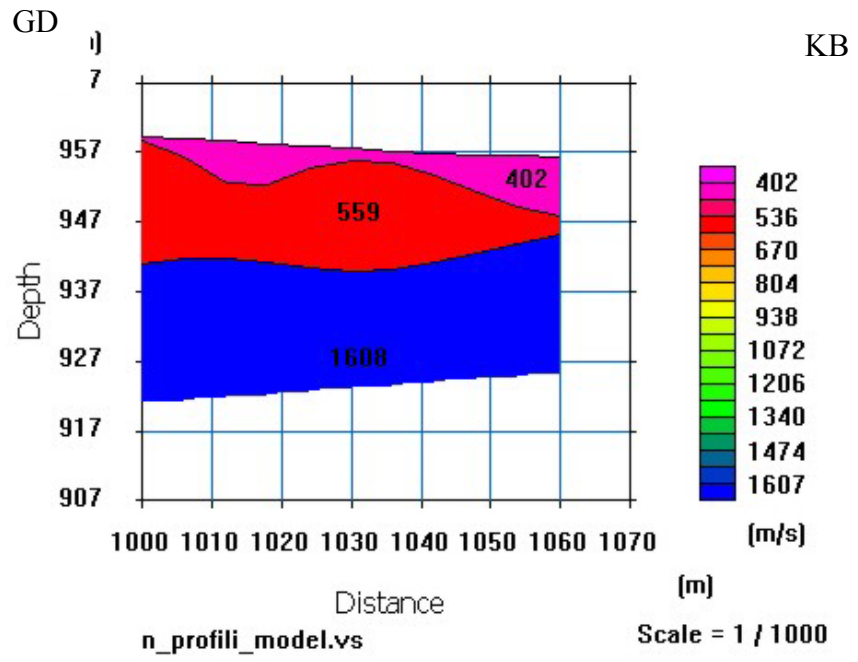
## II.KESİT



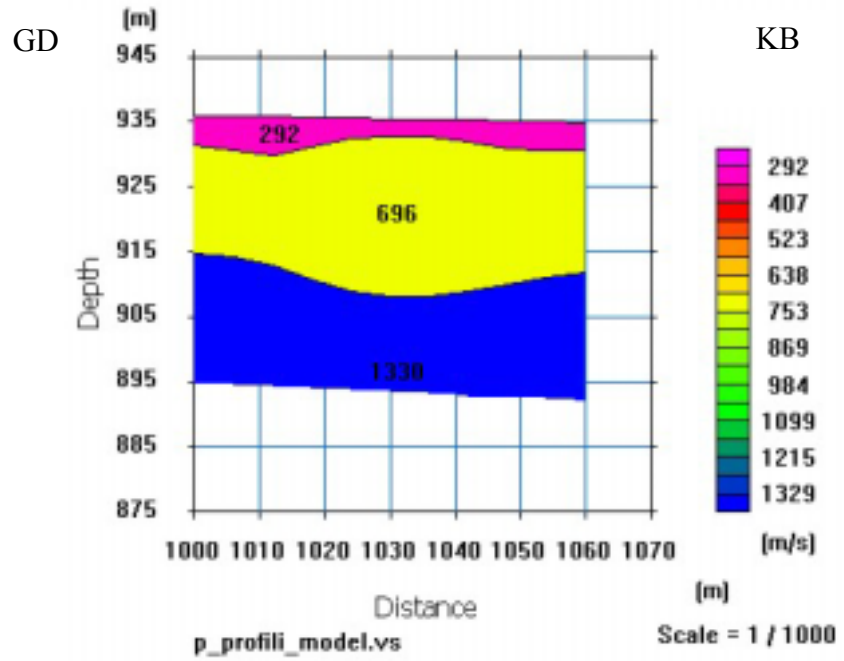
Şekil 6.27 K profili derinlik kesiti



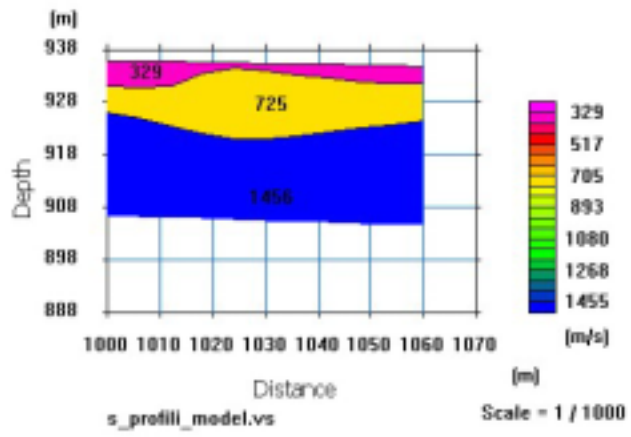
Şekil 6.28 M profili derinlik kesiti



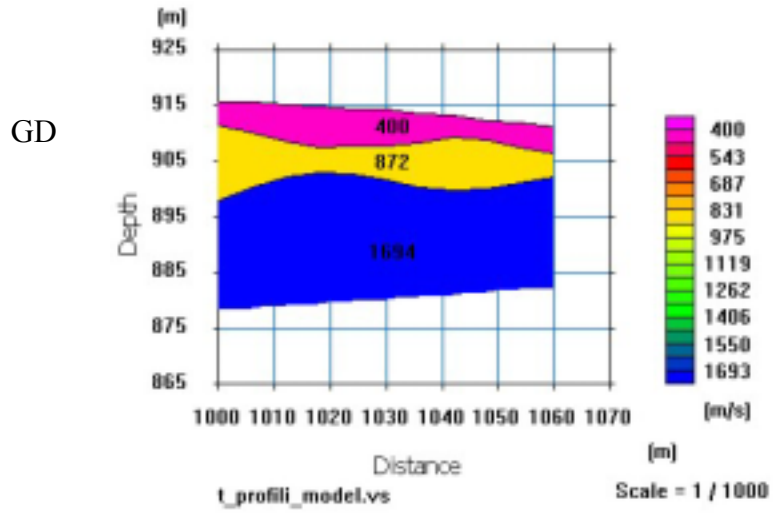
Şekil 6.29 N profili derinlik kesiti



Şekil 6.30 P profili derinlik kesiti



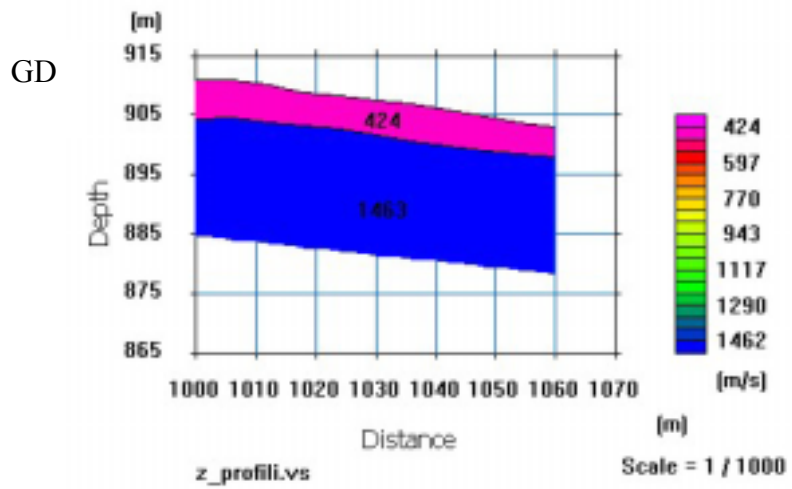
Şekil 6.31 S profili derinlik kesiti



GD

KB

Şekil 6.32 T profili derinlik kesiti



GD

KB

Şekil 6.33 T profili derinlik kesiti

## 7. SONUÇLAR

Bu çalışmada sismik kırılma yönteminden hareketle, çoklu atış sistemi uygulanmıştır. Sismik kırılma veri toplama sırasında Burdur İli kent merkezinin Isparta'dan Burdur İline giriş bölgesinden KuzeyBatı-GüneyDoğu doğrultusunda iki profilde sismik kırılma ölçüsü alınmıştır. Bu profillerden I. Kesit 1334 metre uzunluğunda, bir profil boyunca 9 serilimden oluşmuştur. II. Kesit ise 800 metre uzunluğunda bir profil boyunca 7 serilimden oluşmuştur. I. ve II. Kesite ait tabakaların sismik hız değerleri ile derinlikleri gösteren yapısal durum sondaj lokasyonları ile birlikte ekte verilmiştir. Söz konusu kesitler değerlendirildikten sonra 2 Boyutlu modelleme programı SeisImager2D kullanılmış olup sismik veriler ile, jeolojik veriler arasında iyi bir ilişki kurulmuştur.

Çoklu atış sistemi kullanılarak sismik kırılma yöntemi ile alınan ölçülerin değerlendirilmesi sonucunda,

Kesit I'de, üstte boyuna sismik dalga hızı ( $V_{p1}$ ) 205-578 m/s arasında değişen gevşek yapıda az siltli az kumlu kil yer almaktadır Bu seviyenin kalınlığı 2.0 m ile 10.0 m arasında değişmektedir.

Bu seviyenin altında az killi az siltli kum devam etmektedir. Bu seviyenin sismik boyuna dalga hızları ( $V_{p2}$ ) 688-836 m/s ile bu seviyenin kalınlığı 3.0 m ile 9.0 m arasında değişmektedir. Güney doğudan kuzeybatıya doğru ilerlerken ikinci tabakanın incelendiği, cep şeklinde kamalanma gösterdiği görülmüştür.

Bu seviyenin altında ise siltli kil bulunmaktadır. Burada sismik boyuna dalga hızları ( $V_{p3}$ ) 1425-1866 m/s ile bu seviyenin kalınlığı A serilimi boyunca 3.0 m ile 9.0 m arasında değişmektedir.

Bu üç seviye kayan malzemelerden oluşmuştur.

Yamaç molozundan oluşan bu üç seviyenin altında Burdur formasyonu yer almaktadır. Sadece I. Ve II. Kesitlerin ilk profil serilimlerinde Burdur formasyonuna rastlanmıştır.

Kesit II'de ilk tabakanın hızı ( $V_{p1}$ ) 257-424 m/s arasında değişen değerler almıştır. Bu seviyenin kalınlığı 2.0 m ile 13.0 m arasında değişmektedir

İkinci ortamın boyuna sismik hızları ( $V_{p2}$ ) 501-872 m/s arasında değişen değerler almaktadır. Bu seviyenin kalınlığı 5.0 m ile 15.0 m arasında değişmektedir

Üçüncü tabaka ( $V_{p3}$ ) 1330-1803 m/s arasında değişen değerler almıştır. K serilimi değerlendirilmesi sonucu görülen Burdur formasyonunun  $V_p$  hızı ise 3164 m/s olarak bulunmuştur.

Burdur ili kent merkezi zemini gibi karmaşık jeolojik yapıların çözümünde yeraltının ayrıntılı bir şekilde arazide kırılmalı sismikte aydınlatılması için çoklu atış sisteminin kullanılması yararlı sonuçlar ortaya konmuştur.

SeisImager2D modelleme programı ile değerlendirilen kesitlerden her serilim üzerindeki 7 atışa ait sismik kırılma verilerinin tek bir zaman-uzaklık (x-t) grafiğinde birlikte değerlendirilmesi sığ ve daha derin yapıların çözümünde avantaj sağlamıştır.

Söz konusu her bir serilimde 7 atış yapılarak alınan sismik kayıtlarda, uzak atışların derinlerdeki yapıları aydınlatmada yardımcı olurken, orta ve ara atışlar sığ yapıları en uygun düzeyde çözdüğü görülmüştür.

Yapılan çalışmalar sonucunda kırılmalı sismikte çoklu atış sisteminin, yapısal durumla ilgili ayrıntılı bilgi vermesinin yanı sıra alışılmış düz-ters atış yönteminden daha zahmetli bir yöntem olduğu sonucuna varılmıştır.



## KAYNAKLAR

Adachi R., 1954, "On a proof of fundamental formula concerning refraction method of geophysical prospecting and some remarks", Kumamoto Journal of Science, series A, vol.2, pp:18-23.

Akay, E., Uysal, Ş., Poisson, A., Cravette, J., Miller, C., 1985, Antalya Neojen havzasının stratigrafisi : TJK.Bült., 26, 2, 26-29

Altınlı, İ. E., 1944 Antalya bölgesinin stratigrafik etüdü : İ.Ü.F.F.mecmuası, seri :B-C , IX, 3, 227-238

Borejko P., Brückl E., Chwatal W., 1998, "Amplitude Versus offset for Refracted Waves", 60th EAEG meeting , pp:2-16.

Burger R., 1992, "Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface", pp:57-133

Canitez, N., 1997, Jeofizikte Modelleme, Literatür Yayıncılık, İSTANBUL.

Cerveny V., Psencik I., 1984, "Documentation of Earthquake Algorithms. SEIS83- Numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method. E.R. Engdahl edit., Report SE-35, Boulder", pp:36-40.

Cerveny V. and Psencik I., 1983, "Gaussian Beams In Two- Dimensional Elastic Inhomogeneous Media", Geophys J.R. astr. Soc., vol.72, pp:417-433.

Cerveny V., 1985, "Ray Seismograms for Complex Two-Dimensional and Three-Dimensional Structures", Journal of Geophysics, vol.58, pp:2-26.

Dobrin M.B., and Savit C.H., 1976, "Introduction to Geophysical Prospecting", New York, pp:867.

Dumont, J.F. ve Kerey, E.,1975, Eğirdir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü. TJK. Bült.,18/2 169-174

Ecevitoglu, B., 2002, “Değişken Aralıklı Sismik Kırılma Yöntemi”, İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İSTANBUL.

Ertunç A., Karagüzel R.,Yağmurlu, F., Türker, A.E., Keskin S. N., Bozcu, M., Kaya, M. A., Yılmaz, K., Kamacı, Z., Özçelik, M., Davran, A., Yalçın, A., Uyanık, O., Çimen, Ö., Balkaya, Ç., Uzundurukan S., Duman., Y.,Şener, E.,Karaca, Ö. 2001, Burdur Belediyesi Yerleşim Alanı Jeoloji, Jeofizik, Jeoteknik ve Hidrojeolojik Etüdü, SDÜ Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Isparta, Türkiye (yayınlanmamış).

Geometrics,SeisImager/2D, 2003, Refraction Modelling, Processing, and interpretation Software,USA.

Greenhalgh, S., Zhou B., 2002, Seismic refraction mapping of fracture swars in the Western Coalfield of New South Wales, International Journal of Rock Mechanics And Mining Sciences 39, 389-394

Gutnic, M.,1977, Geologie du Taurus Pisidien au Nord d’Isparta(Turquie). Tru. Lab., Geol.Hist.Univ.,Paris.XI,112 p.

Hayashi, K., Takahashi, T., 2001,High Resolution Seismic Refraction method using Surface and Borehole Data For Site Characterization of Rocks, International Journal of Rock Mechanics And Mining Sciences 38. 807-813

Heelan P.A., 1951, “On the Theory of Head Waves”,Geophysics”, vol.18, pp:871-893.

Kamacı, Z., 1991, Zemin özelliklerinin saptanmasında P-SV dönüşmüş sismik galgaların (converted waves) elde edilmesi için yeni bir yöntem, Akdeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi ISPARTA.

Karaman, M.E.,1986, Burdur İli çevresindeki yerleşim alanlarının depremselliği, Müh.Jeolojisi Türk Milli Komitesi Bült.,No.8.,23-30

Karaman, M.E.,1990, Isparta güneyinin temel jeolojik özellikleri. TJK.Bült.,33,57-67

Kurtuluş, C., 2002, Sismik Arama Teori ve Uygulama, Kocaeli Üniversitesi Yayınları, KOCAELİ.

Langston R.W., 1989, "The Seismic Refraction Method", Geophysics, v.54, pp:1535-1542.

Langston R.W., 1990, "High-resolution refraction seismic data acquisition and interpretation, Geotechnical and Environmental Geophysics, vol.1, pp:45-73.

Lanz E., Maurer, H.R. and Green, A.G., 1998. "Refraction tomography over a buried waste disposal site". Geophysics **63**, pp:1414–1433.

Murray C., Keiswetter, D. and Rostosky, E., 1999, "Seismic refraction case studies at environmental sites", In: Symp. Applic. Geophys. Environ. Engin. Prob. (SAGEEP), Proceedings, Environmental and Engineering Geophysical Society, Denver, CO, pp: 235–244.

Musgrave W., A., 1967, Seismic Refraction Prospecting, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, OKLAHOMA.

Nettleton L.L., 1940, "Geophysical Prospecting for Oil", New York, pp:442.

O'Brien P. N. S., 1967, "The use of Amplitudes in seismic refraction Survey in Seismic Refraction Prospecting", The Society of Exploration Geophysicists, Oklahoma.

Palmer D., 1986, Refraction Seismics, Geophysical Pres, LONDON-AMSTERDAM.

Palmer, D., 2001, "A new direction for shallow refraction seismology: integrating characterization for scour and excavation conditions", Geotechnical Special Publication No:58, pp:1163-1177.

Palmer, D., 2001," Imaging refractors with the convolution section", Geophysics 66, 1583-1589.

Palmer, D., 2001,"Resolving refractor ambiguities with amplitudes", Geophysics 66, 1590-1593 .

Peterson T.A., 2001, "Seismic Refraction Velocities in Minnesota" .

Poisson, A.,1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie):These ,Univ.Paris.Sud,Orsay,795p.

Pretlova V., 1976, "Bicubic spline smoothing of two-dimensional geophysical data.", vol.20, pp:168-177.

Richart F.E., Hall J.R. and Woods R.D., 1970, "Vibrations of soils and foundations ", Prentice-Hall,Englewood Cliffs, New Jersey.

Robinson E.S. and Çoruh C.,1988, "Basic exploration geophysics", New York, pp:562.

Rucker M.L., 1996, "Integrating the refraction seismic method into stream crossing amplitudes and traveltimes with the refraction convolution section", Geophysical Prospecting 49, 657-673.

Öztürk, E.M.,1989, Balçıkhisar-Karadilli(Afyon)-Dereköy(Isparta) dolayının jeolojisi.İ.Ü.Fen Bil.Enst.Doktora tezi,319 s.İSTANBUL

Şenel, M.,Selçuk, H.,Bilgin, Z.R.,Şen.M.A.,Karamn, T.,Dinçer, M.A.,Durukan, E.,

Arbaş, A.,Örçen, S., Bilgi,C.,1989, Çameli(Denizli)-Yeşilova(Burdur)-Elmalı(Antalya) ve dolayının jeolojisi : MTA.Rap.9429.Ankara

Sheriff R.E. and Geldart L.P., 1982, "Exploration Seismology", voll., History, theory, and data acquisition, Cambridge, Cambridge University,pp:253.

Yalçinkaya, S.,Ergin, A.,Afşar, Ö.P. ve Taner.,1986, Batı Torosların jeolojisi. MTA.Rap.No.7779 Ankara

Yalçinkaya, S., 1989., Isparta-Ağlasun(Burdur) dolaylarının jeolojisi İ.Ü.Fen Bil.Enst.Doktora tezi,176 s. İstanbul

Yağmurlu, F., Savaşın, Y., and Ergun, M.,1997, Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of Isparta Angle, SW-Turkey: The Journal of Geology, v.105, p.717-728.

Yoğurtcuoğlu, A., 1991, Yer İçinin modellenmesi Amacıyla Sismik Kırılma Verilerinin Ters Çözümü, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi İSTANBUL.

Zelt C.A. ve Smith R.B., 1992, "Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure", Geophysics.J. Int, vol.108,pp:16-34.

## ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Buket ARI

Doğum Yeri : Niğde

Doğum Yılı : 1979

Medeni Hali : Bekar

Eğitim ve Akademik Durumu:

Lise 1993 – 1996 Niğde Atatürk Lisesi

Lisans 1996 – 2000 Süleyman Demirel Üniversitesi

Yabancı Dil : İngilizce

İş Deneyimi:

SDU Fen Bilimleri Enstitüsü Araştırma Görevlisi, 2001

**EKLER**