

**SIFIR AÇILIMLI, TEK KANAL DENİZ SİSMİĞİ
VERİLERİNİN MODELLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Alireza BARGHI

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 25 Ocak 1993

Tezin Savunulduğu Tarih : 12 Şubat 1993

Tez Danışmanı :Yar. Doç. Dr. Berkan G. ECEVİTOĞLU

Diğer Jüri Üyeleri :Prof. Dr. Nezihi CANİTEZ

:Yar. Doç. Dr. Aysun BOZTEPE

ÖNSÖZ

Bu çalışmayı öneren ve çalışmanın her konusunda bana yardımcı olan değerli hocam Yar. Doç. Dr. Berkan G. Ecevitoglu' na teşekkür ederim.

Çalışma sırasında bana yardımcı olan tüm değerli arkadaşlarıma yardımlarından dolayı teşekkür ederim.

Bu çalışma sırasında büyük destek ve öz veride bulunan sevgili arkadaşım Zeynep Gündoğdu'ya teşekkürü bir borç bilirim.

ALIREZA BARGHI

OCAK, 1993

İSTANBUL

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET	viii
SUMMARY	ix
BÖLÜM 1.GİRİŞ	1
BÖLÜM 2.İŞİN TEORİSİ	5
2.1. Klasik Geometrik Işın Teorisi	6
2.2. Asimtotik Işın Teorisi	6
2.3. WKBJ Işın Teorisi	6
2.4. Kirchhoff Işın-Dalga Teorisi	7
2.5. Genelleştirilmiş Işın Teorisi	7
2.5. Özelleştirilmiş Geometrik Işın Teorisi	7
BÖLÜM 3. KLASİK GEOMETRİK İŞİN İZLEME	8
3.1. Yansımalar	9
3.2. Tekrarlı Yansımalar	16
BÖLÜM 4. DENİZ SİSMİĞİ	24
4.1 Deniz Sismiğinde Kaynak	25
4.2 Deniz Sismiğinde Alıcılar	28
4.3 Kaynak Dalgacığı	29
4.4 Hayalet Yansımalar	29

4.5 Göç Etkisi	39
4.6 Hız Çekme/İtme ve Gerçek/Görünür Tabaka Kalınlığı Etkisi ..	41
BÖLÜM 5. Uygulama	44
 BÖLÜM 5. Sonuç ve Öneriler	 77
KAYNAKLAR	78
ÖZGEÇMİŞ	80



ŞEKİL LİSTESİ

- Şekil 3.1 Çeşitli yansımalar ve tekrarlı yansımalar
- Şekil 3.2 Deniz tabanından yansıyan ışınlar
- Şekil 3.3 Deniz tabanının altından yansıyan ışınlar
- Şekil 3.4 Deniz tabanı ile su yüzeyi arasında oluşan tekrarlı yansımalar
- Şekil 3.5 Deniz tabanı altındaki ara yüzeylerde oluşan tekrarlı yansımalar
- Şekil 4.1 Çeşitli dalgacık türleri
- Şekil 4.2 Kaynak dalgacık
- Şekil 4.3 Hayalet yansımaların oluşumu
- Şekil 4.4 Yansıma katsayıları
- Şekil 4.5 Değişime uğramış kaynak dalgacığı
- Şekil 4.6 Çeşitli değişime uğramış kaynak dalgacıkları
- Şekil 4.7 Dalgacığın kaynak ve alıcının su yüzünde olduğı zamanki biçimi
- Şekil 4.8 Graben modeli
- Şekil 4.9 Graben modeline ait sismik kesit
- Şekil 4.10 Vadi altında yatay düz tabaka modeli
- Şekil 4.11 Vadi altındaki yatay tabakaya ait sismik kesit

Şekil 4.12 Tuz domu modeli

Şekil 4.13 Tuz domu modeline ait sismik kesit

Şekil 5.1 Kullanılan Dalgacık

Şekil 5.2 Yatay Deniz Tabanı Modeli

Şekil 5.3 Yatay Deniz Tabanına Ait Sismik Kesit

Şekil 5.4 Yatay Deniz Tabanına Ait Sismik Kesit

Şekil 5.5 Eğimli Deniz Tabanı Modeli

Şekil 5.6 Eğimli Deniz Tabanına Ait Sismik Kesit

Şekil 5.7 Eğimli Deniz Tabanına Ait Sismik Kesit

Şekil 5.8 Basen Modeli Deniz Tabanı

Şekil 5.9 Basen Modeline Ait Sismik Kesit

Şekil 5.10 Basen Modeline Ait Sismik Kesit

Şekil 5.11 Antiklinal Modeli Deniz Tabanı

Şekil 5.12 Antiklinal Modeline Ait Sismik Kesit

Şekil 5.13 Antiklinal Modeline Ait Sismik Kesit

Şekil 5.14 Düşey Fay Modeli Deniz Tabanı

Şekil 5.15 Düşey Fay Modeline Ait Sismik Kesit

Şekil 5.16 Düşey Fay Modeline Ait Sismik Kesit

Şekil 5.17 Fay Modeli Deniz Tabanı

Şekil 5.18 Fay Modeline Ait Sismik Kesit

Şekil 5.19 Fay Modeline Ait Sismik Kesit

Şekil 5.20 Tek Tabakalı Yatay Model

Şekil 5.21 Tek Tabakalı Modele Ait Sismik Kesit

Şekil 5.22 Tek Tabakalı Modele Ait Sismik Kesit

Şekil 5.23 Tek Tabakalı Basen Modeli

Şekil 5.24 Tek Tabakalı Modele Ait Sismik Kesit

Şekil 5.25 Tek Tabakalı Modele Ait Sismik kesit

Şekil 5.26 Tek Tabakalı İkinci Model

Şekil 5.27 Tek Tabakalı İkinci Modele Ait Sismik Kesit

Şekil 5.28 Tek Tabakalı İkinci Modele Ait Sismik Kesit

Şekil 5.29 Tek Tabakalı Üçüncü Model

Şekil 5.30 Tek Tabakalı Üçüncü Modele Ait Sismik Kesit

Şekil 5.31 Tek Tabakalı Üçüncü Modele Ait Sismik Kesit

ÖZET

Deniz sismiğinde elde edilen sismogramların yorumlarında çeşitli problemlerle karşılaşılır. Bunlar arasında tekrarlı yansımalar, hayalet yansımalar, saçılmalar ve benzeri problemler sayılabilir. Bu problemlere bir çözüm bulmak ve sismogramların yorumlamasında bazı hataları gidermek amacıyla bu çalışma gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışmada klasik ışın izleme yöntemi kullanılarak yapay sismik veri üretilmiştir. Bunun için Snell yasası ve trigonometrik bağıntılardan yararlanılarak gerekli denklemler çıkarılmış ve bilgisayar ortamında yapay sismik veriler üretilmiştir.

Yapılan çalışmada yapay sismik veri üreten bilgisayar programları yazılmış, daha sonra çeşitli modeller ele alarak kullanılan yöntemin ve çıkarılan bağıntıların çalışıp çalışmadığı denenmiştir.

INTERPRETATION OF ZERO-OFFSET, SINGLE-CHANNEL, HIGH-RESOLUTION, ANALOG MARINE SEISMIC DATA WITH INTERACTIVE SEISMIC MODELLING SOFTWARE

SUMMARY

The production of synthetic seismograms is one of the subjects studied by scientists and researchers, and recently, widely spoken about in geophysics. Applied geophysics and seismology studies the production of synthetic seismograms and their comparison with realistic seismograms, have put a light on several geophysical and seismological problems.

Standard inversion methods are available only for some relatively simple models of the Earth's interior. Generally, the properties of the Earth's interior may deviate more or less from the basic assumptions inherent to the different inversion methods. To evaluate the accuracy of the results it is therefore necessary to compute the travel times for the model obtained and to compare them with the observed travel times.

If appropriate methods are available for the computation of exact traveltimes for complex and realistic models, it is then possible to improve first order models iteratively by comparison of computed and observed traveltimes.

In a horizontally stratified medium, the ray tracing is performed by applying Snell's law. The physical basis of raytracing and traveltime calculations for arbitrary two-dimensional model is the same as in the case of a horizontally stratified medium. What is needed is the Snell's law.

If a mathematical model is defined which attributes a velocity value to any point of the subsoil, any ray path can be computed stepwise, starting at the source of the seismic wave with corresponding angle of incidence and successively applying Snell's law. The computation is repeated and the traveltimes increments are summed up, until the ray reaches the Earth's surface or any other boundary of the model.

The problem is straight forward when the starting point and the initial direction are given. It becomes complicated for cases in which the starting point and the ending point are given. There are basically two approaches to this problem.

The first one is shooting method, which uses trial values for the initial direction and adjust them to make the calculated raypaths go as near as to a given ending point.

The second one is bending method, which uses trial ray paths with the right starting and ending point and then adjust the paths to satisfy the differential equation for the ray trajectory.

The ray method is applicable only when the velocity distribution in the model and interfaces in the vicinity of the ray under consideration are sufficiently smooth.

The ray method has some other limitations. In smooth media, it has a limited accuracy, or even not valid in the singular regions of the ray field. Those are caustic regions, critical regions (in the neighborhood of a critical angle for reflections), transition region between the shadow and the illuminated region. In its standard form, it cannot be used to investigate various diffracted waves, inhomogeneous waves, etc.

Various methods in synthetic seismogram production are widely used by seismologists, geophysicists, and scientists. In the production of seismograms various ray tracing methods are used for various aims.

Various techniques in the production of synthetic seismogram that have been developed recently are the classical ray tracing method, WKBJ seismograms (Chapman and Drummond, 1982), Gaussian Beam method (Cerveny and others, 1982), Kirchoff integral method (Haddon and Buchon, 1981). Each one of the above mentioned methods have their advantageous and disadvantageous.

Using ray tracing methods, wave propagation duration calculations have been secured in non-homogenous regions. Gebrande (1977), Cerveny and others (1977), Julian and Gubbis (1977), Whittall and Clowes (1979) made important contributions to this subject. As a result of those studies, it was understood that the traveltimes of seismic waves is as important as their amplitudes.

A single effective ray-tracing method was developed by Whittall and Clowes (1979) for regions of horizon variations. In this paper, the velocity model was expressed as large blocks in random boundaries. The velocity gradient was constant in each block; however, it was taken in random directions. The sufficiency and applicability of this method was proved on several refraction problems by Clowes and others (1981), Delando and Moon (1982), Ellis and others (1983), Green and others (1983), and Horn and others (1983).

The terms in the series obtained from the asymptotic solution of elastodynamic wave equation provided the foundation of the ray tracing method. Whereas for the geometric raytracing method, the optimum solution obtained under monochromatic wave, the values of the first term in the ray series are considered (Cerveny and Ravindra, 1971; Aki and Richards, 1980).

The applicability of the geometric ray theories are in accordance with the variations in wave front correlations and velocity gradients (Cerveny and others 1977).

In this study, using the classical ray tracing techniques, synthetic seismograms are produced. There are two advantages of this method: the first advantage is the execution speed in computer environment, and the second

advantage is the independent handling of each seismic event once at a time. The necessary equations have been derived using Snell's law and trigonometric relations.

This thesis is to serve to seismic interpreters, especially for those who evaluate zero-offset, single-channel, high resolution analog seismic data. The following are some of the typical interpretation pitfalls the interpreter faces:

- Misinterpreted intrabed multiples, reverberations, and ghosts as possible layers,

- Mislocated sea bottom bathymetry and geological structures due to the migration of the tilted reflectors observed in the offset-time seismic sections,

- Wrongly delineated seismic horizons due velocity pull-ups or pull-downs, and erroneous layer thickness computations caused by the lack off correct velocity knowledge.

For this purpose, three separate computer programs were written. A brief description of these programs are:

- The Scaling Program: This mouse controlled interactive program helps the interpreter to supply a scale so that the created synthetic seismogram fits the field data when they are superposed,

- The Geological Model Producer: This mouse controlled interactive program creates or modifies geological models in a fast and easy manner.

- The Synthetic Seismic Data Generator: This interactive program generates the seismic section based on a geological model produced in the previous step.

The interpreters goal would be the optimal fit of the synthetic data with the real data. He/She will achieve this in trial basis; i.e., he/she will iteratively choose appropriate layer boundary and velocity values until an optimal match between real data and synthetical data in reached.

The contribution of the present Thesis would be the development of a Seismic Modelling Software to assist the interpreter. However, when the acquired data is analog, and the digitization of recorded seismograms is practically impossible. Therefore, the conventional Seismic Data Processing techniques cannot be used. Another alternative would be the Seismic Modelling in computer environment. Such a modelling package should be easy to use, fast, and can be run in personal computers. But, at least a 486DX based microprocessor and 4 Mb memory are required. To speed up the computations, 2-D ray tracing technique (exploding reflectors) is used.

The Seismic Modelling Software, besides generating the primary reflections, will also produce source/receiver-site ghosts, water-bottom multiples, intra-bed multiples, and diffractions from sharp corners (like faults). As a result, both sea bottom bathymetry and geological structure beneath the sea bottom may be mapped, and their velocities can be estimated. Misinterpretations of ghosts and multiples as seismic horizons can also be avoided.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Son yıllarda jeofizik alanında yaygın olarak sözü edilen ve çok araştırmacı ve yerbilimci tarafından ele alınan konulardan biri yapay sismogram üretimidir. Uygulamalı jeofizikte ve sismolojide yapay sismogram üretilmesi ve bunların gerçek sismogramlarla karşılaştırması, bir çok jeofizik ve sismoloji problemini aydınlığa kavuşturmuştur.

Yapay sismogram üretiminde çeşitli yöntemler yer bilimcileri tarafından ortaya koyulmuş ve halen geniş çapta jeofizikçiler ve sismologlar tarafından kullanılmaktadır. Sismogramların üretiminde çeşitli ışın izleme yöntemleri değişik amaçlar için kullanılır.

Yakın geçmişten beri geliştirilen çeşitli yapay sismogram üretme tekniklerinden örneğin klasik ışın izleme, WKBJ sismogramı (Chapman ve Drummond, 1982), Gaussian Beam yöntemi (Cerveny ve diğerleri, 1982), Kirchoff integral yöntemleri (Haddon ve Buchon, 1981) gibi yöntemler kullanılmaktadır. Ancak bu yöntemlerin her birisinin kendine ait olumlu yönleri ile birlikte olumsuz yönleri de vardır.

Işın izleme yöntemleri kullanarak yatay, homojen olmayan ortamlarda dalga

yayılım sürelerinin hesaplanması sağlanmıştır. Bu konuda Gebrande (1976), Cervený ve diğerkleri (1977), Julian ve Gubbis (1977), Whittall ve Clowes (1979) önemli katkılarda bulunmuşlar. Bu çalışmalar sonunda, sismik dalgaların seyahat süreleri kadar, genliklerinin de önemli olduğu anlaşılmıştır.

Yanal değışimlerin olduğu ortamlar için etkili ve basit bir ışın izleme yöntemi Whittall ve Clowes (1979) tarafından geliştirilmiştir. Sözü edilen çalışmada hız modeli keyfi sınırlı büyük bloklarla ifade edilmiştir. Her blok içinde hız gradyanı sabit, ancak rastgele yönde alınmıştır. Bu yöntemin yeterlilik ve uygulanabilirliğı Clowes ve diğerkleri (1981), Delandro ve Moon (1982), Ellis ve diğerkleri (1983) Green ve diğerkleri (1983) ve Horn ve diğerkleri (1983) tarafından bir çok kırılma problemine uygulanarak kanıtlanmıştır.

Elastodinamik dalga denklemi asimptotik çözümünden oluşan serileri ışın yönteminin temelini oluşturur. Geometrik ışın yöntemi ise, ışın serisinin sadece ilk terimi (tek frekans terimi içermektedir) ele alınarak monokromatik dalga varsayımı altında elde edilen yaklaşık çözümdür (Cervený ve Ravindra, 1971; Aki ve Richards, 1980).

Geometrik ışın teorisinin uygulanabilirliğı, hız gradyanına ve dalga cephesinin eğriselliğindeki değışimlere bağıdır (Cervený ve diğerkleri, 1977).

Bu çalışmada klasik geometrik ışın izleme teorisi kullanarak yapay

sismogramlar üretimine yer verilmiştir. Yukarıda belirtildiği gibi, her yöntemin kendine özgü bazı avantajları yanı sıra birtakım dezavantajları da bulunmaktadır. Gölge zonları, kritik açıya yakın yansımalar, kostikler, yakın alan kaynak (yayınım şekilleri), geometrik yayılma, frekans bağımlı soğrulma, yüzey dalgaları gibi dalga yayılımını etkileyen faktörler, geometrik ışın teorisinin duyarlılığını ve geçersiz olduğu ortamları belirler (Hron, 1971).

Bu yöntemin avantajlarından birisi bilgisayar kullanımında hızlı olması ve ayrıca kolay model üretimidir. Bu amaçla Snell yasası ve geometrik bağıntıları kullanarak gerekli bağıntılar çıkartılmıştır. Burada bazı ön varsayımlarla yola çıkılmıştır. Bunlardan biri ışınların kaynaktan çıkıp deniz tabanı ve tabanın altındaki ara yüzeylerden dik olarak yansıyıp tekrar kaynağın bulunduğu noktada algılanmasıdır. Tekrarlı yansımaların da aynı şekilde oluşması öngörülmüştür.

Bu çalışma deniz sismiğine yönelik yapılmış ve bu doğrultuda deniz sismiğinde elde edilen sismogramların yorumlamasında karşılaşılan bazı problemler ele alınmıştır. Deniz sismogramlarının yorumlamasında bazı izlerin gerçek bir katman olmamasına rağmen bir katman gibi yorumlanması, tekrarlı yansımaların getirdiği yanlış yorumlar ve ayrıca kaynak ve alıcının su yüzünden olan derinliğinden meydana gelen tekrarlı yansımalar (hayalet yansımalar) gibi problemler sayılabilir.

Bu doğrultuda gerçek verilerden yararlanarak bu problemlerin bazıları ele alınmış ve mümkün olduğu kadar bu problemlere çözüm bulmağa çalışılmıştır.

Bu amaçla bir bilgisayar programı yazılıp kullanılmıştır. Bu program yardımı ile ele alınan yöntemin ve çıkarılan bağıntıların çalışıp çalışmadığı denenmiştir. Yapılar segmentler halinde oluşturulmuş ve oluşturulan yapının segmentlerine ait koordinatlar kullanılarak sismik kesitler üretilmiştir.

Çalışmanın ikinci bölümünde kısaca ışın teorisi ve çeşitli ışın izleme yöntemlerine yer verilmiştir. 3. bölümde bu çalışmada kullanılan klasik geometrik ışın izleme yöntemi ele alınmıştır ve bu çalışmada üretilip kullanılan bağıntılar hakkında bilgi verilmiştir. 4. bölümde deniz sismiği konusunda ve kullanılan kaynak ve alıcı türleri ve ayrıca kaynak dalgacık çeşitleri ve deniz sismiğinde önemli yeri olan hayalet yansımalar ve bunların çeşitleri ele alınmıştır. 5. bölümde bu çalışmada kullanılan bilgisayar programı ile çeşitli modeller üretilmiş ve bu modellere ait sismik kesitler hesaplanmıştır. Son bölümde bu çalışmada elde edilen sonuçlar ve öneriler tartışılmış ve yapılması gereken çalışmalar ve önerilere yer verilmiştir.

BÖLÜM 2. IŞIN TEORİSİ

Yer yapısı ve sismik kaynaklar ile ilgili yer içine ait ilk ve klasik modeller ışın teorisi kullanarak yapılmıştır. Son yıllarda da, sismik ışın teorisi, katmanlı heterojen yer içi araştırmalarında yerbilimcilerinin elinde etkili bir araç olarak kullanılmaya devam etmektedir.

Genelde bir sismik kaynaktan oluşturulan elastik dalganın bir küresel dalga olmasına rağmen, bir ışık ışını gibi varsayarak yer içinde yörüngesinin belirlenmesi işlemine sismolojide "Işın İzleme" adı verilmektedir.

Sismik ışın izlemede çeşitli algoritmalar geliştirilmiştir. Bu algoritmalar altı başlık altında sınıflandırılır. Alt bölümde bunların fazla ayrıntılarına girmeden kısaca değinilecektir.

- a) Klasik geometrik ışın teorisi
- b) Asimptotik ışın teorisi
- c) WKBJ ışın teorisi
- d) Kirchoff ışın teorisi
- e) Genelleştirilmiş ışın teorisi
- a) Özelleştirilmiş geometrik ışın teorisi

2. 1. Klasik Geometrik Işın Teorisi

Bir dalga cephesinin normali yayılım yönünü gösterir ve ışın olarak tanımlanır. Bu tanımları kullanarak geometrik ışın teorisinde, kaynak ve alıcı arasındaki en kısa zamanda alınacak ışın yolu, Fermat prensibi ile hesaplanır. Bir ortam içinde yol alan ışının yolu ise, çıkış açısına bağlı olarak, Snell yasasının yinelenmeli olarak kullanılması ile elde edilir.

2. 2. Asimptotik Işın Teorisi

Işın serilerinin ilk iki teriminden (bunların biri uzaysal bağımlı genlik diğeri ise frekans teriminden oluşur) oluşturulan, ikinci mertebeden çözümü, asimptotik ışın teorisinin temelidir. (Cerveny ve Ravindra 1971)

2. 3. WKBJ Işın Teorisi

WKBJ algoritması genel olarak asimptotik ışın izleme teorisinin daha geliştirilmiş bir halidir. (Chapman, 1978; Dey Sarkar ve Chapman,1978; Frazer, 1983; Germany, 1988). WKBJ yöntemi, yüksek mertebeden türevleri küçük bir parametreyle çarpılmış lineer diferansiyel denklemin yaklaşık çözümünü veren bir yöntemidir. WKBJ, sismolojide dalga denkleminin yüksek frekanslar için çözümüdür.

2. 4. Kirchhoff Işın-Dalga Teorisi

Kirchoff ışın-dalga teorisi saçıcı ara yüzeylerden kaynaklanan yansımaları (kırınım) içeren sismogramları incelemek için kullanılabilir. Kirchhoff ışın-dalga teorisi, Huygens prensibinin matematiksel gösterimidir (Tango, 1988) ve saçıcının boyutları, saçıcıya gelen dalga boyuna oranla yeterli kadar büyükse geçerli sonuçlar üretir.

2. 5. Genelleştirilmiş Işın Teorisi

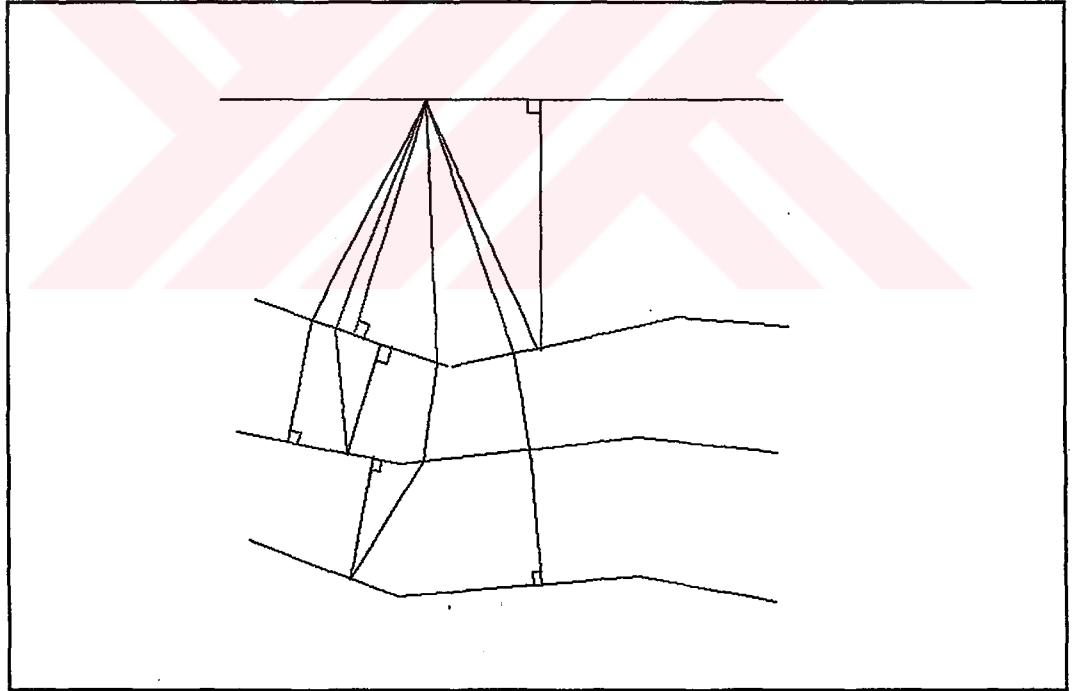
Genelleştirilmiş ışın teorisi asimptotik ışın teorisin'den daha yüksek mertebeden ışın teorisi, asimptotik Lamb çözümü, genelleştirilmiş yansıma katsayıları veya ikinci mertebeden genelleştirilmiş ışın teorisi, gibi farklı biçimlerde tanımlanır.

2. 6. Özelleştirilmiş Geometrik Işın Teorisi (Gauss Beam)

Karmaşık değerli faz fonksiyonu ile elastodinamik eşitliğin yüksek frekanslardaki özel çözümü Gaussian Beam yöntemi olarak adlandırılır.

BÖLÜM 3. KLASİK GEOMETRİK IŞIN İZLEME

Yapay sismogramların hesaplanması için kullanılan yöntemlerden biri olan klasik geometrik ışın izleme yönteminin temeli Fermat prensibi ve Snell yasasına bağlı olduğu daha önce de belirtilmiştir. Hızlı ve kullanması kolay olan bu yöntem yapay sismogramların hesaplanmasında yaygın olarak kullanılmaktadır.



Şekil 3.1 Çeşitli yansımalar ve tekrarlı yansımalar

Bu çalışmada klasik geometrik ışın izleme yöntemi ile yapay sismogram üretimine yer verilmiştir. Snell yasaları ve geometrik bağıntılarından yararlanarak çeşitli durumlar göz önüne alınarak bağıntılar üretilmiş ve yapay sismogramların hesaplanmasında kullanılmıştır. Şekil 3.1 görüldüğü gibi deniz tabanı ve deniz tabanı altındaki her seviye için yansımalar ve tekrarlı yansımalar göz önüne alınmıştır. Alt bölümde her durum ayrı ayrı ele alınarak bağıntıların üzerinde durulacaktır.

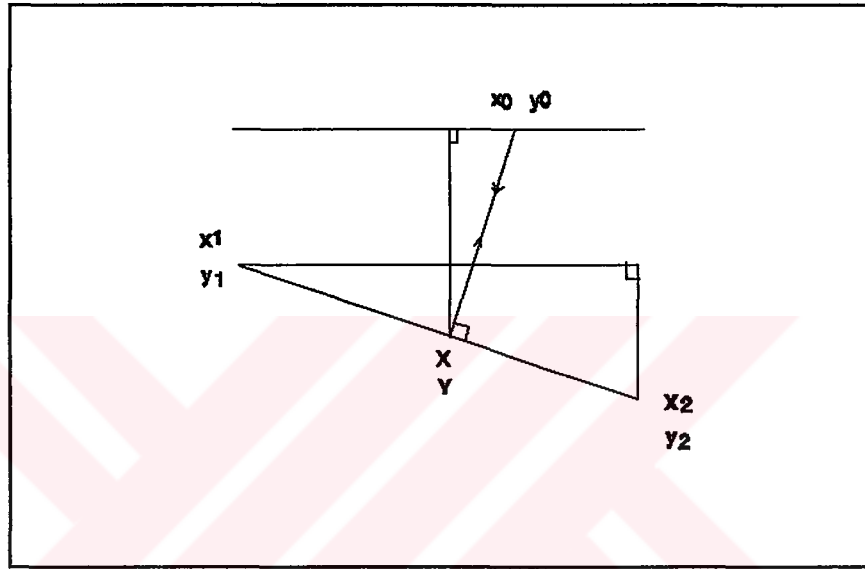
3. 1. Yansımalar

Kaynaktan çıkan ışın yansıtıcı ara yüzeylerden dik yansıyarak aynı yolu izleyip ve kaynağın bulunduğu noktadaki (sıfır açılım) hidrofonla kaydedilir. Bu yansımalar iki şekilde incelenebilir.

Şekil 3.2 de görüldüğü gibi, kaynaktan x_0, y_0 çıkan bir ışın deniz tabanındaki X, Y den tekrar yansıyarak x_0, y_0 noktasın geri döner. Bu durumda geometriden yararlanarak, yansıtıcı noktanın X, Y koordinatları aşağıdaki bağıntılarla hesaplanabilir.

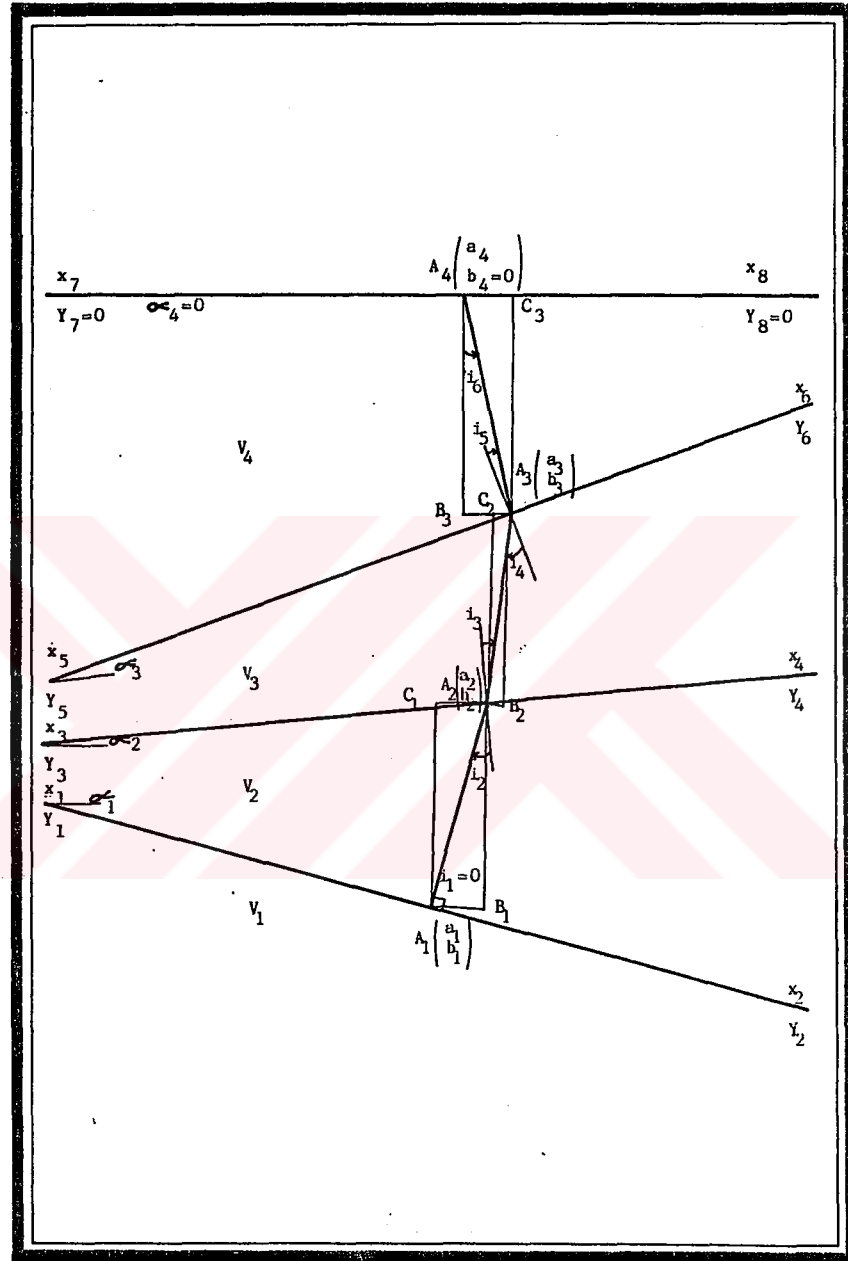
$$x = \frac{(x_2 - x_1)^2 x_0 + (y_2 - y_1)[(y_2 - y_1)x_1 - (x_2 - x_1)y_1]}{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2} \quad (3.1)$$

$$y = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}(x - x_1) + y_1 \quad (3.2)$$



Şekil 3.2 Deniz tabanından yansıyan ışınlar

(1) ve (2) bağıntısında da görüldüğü gibi, eğer yansıtıcı yüzeyi küçük segmentlere bölersek ve bu segmentlerin iki ucunun koordinatları belirli ise, ara yüzeyin üzerinde bulunan yansıma noktasının koordinatları hesaplanabilir.



Şekil 3.2 Deniz tabanının altından yansıyan ışınlar

Yukarıda da belirtildiği gibi bu durum yalnız deniz tabanından yansıyan ışınlar için geçerlidir. Deniz tabanının altındaki yansıtıcı ara yüzeyler için, Şekil 3.3 de görüldüğü gibi yansıtıcı ara yüzeyin yansıtıcı noktasından kalkarak bağıntılar üretilmiştir. Bu durumda kaynak sanki yansıma noktasına taşınmış olur.

$$\alpha_1 = \arctan \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad (3.3)$$

$$\alpha_2 = \arctan \frac{y_4 - y_3}{x_4 - x_3} \quad (3.4)$$

$$\alpha_3 = \arctan \frac{y_6 - y_5}{x_6 - x_5} \quad (3.5)$$

$$\alpha_4 = 0 \quad (3.6)$$

α_1 , α_2 , α_3 ve α_4 sırası ile segmentlerin eğimini verir. Burada α_4 sıfır olması bunun su yüzeyine denk geldiğini gösterir.

$$b_1 = a_1 \tan \alpha_1 + \frac{y_1 x_2 - x_1 y_2}{x_2 - x_3} \quad (3.7)$$

a_1 , b_1 birinci segmente ait yansıma noktasının koordinatlarıdır. Bu koordinatlar kullanılarak ikinci segment üzerinde ışının karşı geldiği noktanın koordinatları aşağıda verilen bağıntılarla hesaplanır.

$$A_1C_1 = b_1 - a_1 \tan \alpha_2 - \frac{y_3 x_4 - x_3 y_4}{x_4 - x_3} \quad (3.8)$$

Şekil 3.4 de dikkat edilirse $i_1 = 0$ dır, bu da ışının birinci ara yüzeyden dik çıktığını gösterir.

$$i_2 = i_1 + \alpha_1 - \alpha_2 \quad (3.9)$$

$$A_1A_2 = A_1C_1 \frac{\cos \alpha_2}{\cos i_2} \quad (3.10)$$

A_1A_2 birinci segmentle ikinci segment arasındaki seyahat mesafesidir. Bunu kullanarak seyahat süresi hesaplanabilir.

$$A_1B_1 = A_1A_2 \sin(i_1 + \alpha_1) \quad (3.11)$$

$$A_2B_1 = A_1A_2 \cos(i_1 + \alpha_1) \quad (3.12)$$

$$a_2 = a_1 - A_1B_1 \quad (3.13)$$

a_2, b_2 ışının ikinci segment üzerindeki noktasının koordinatlarıdır.

$$A_2C_2 = b_2 - a_2 \tan \alpha_3 - \frac{y_5x_6 - x_5y_6}{x_6 - x_5} \quad (3.15)$$

$$i_3 = \arcsin\left(\frac{v_3}{v_2} \sin i_2\right) \quad (3.16)$$

$$i_4 = i_3 + \alpha_2 - \alpha_3 \quad (3.17)$$

Görüldüğü gibi i_3 iki ortamın hızları kullanarak hesaplanır.

$$A_2A_3 = A_2C_2 \frac{\cos \alpha_3}{\cos i_4} \quad (3.18)$$

A_2A_3 ikinci segmentle üçüncü segment arasındaki seyahat mesafesidir.

$$A_2B_2=A_2A_3\sin(i_3+\alpha_2) \quad (3.19)$$

$$A_3B_2=A_2A_3\cos(i_3+\alpha_2) \quad (3.20)$$

$$a_3=a_2-A_2B_2 \quad (3.21)$$

$$b_3=b_2+A_3B_2 \quad (3.22)$$

a_3, b_3 ışının üçüncü segment üzerindeki noktanın koordinatlarıdır.

$$A_3C_3=|b_3-a_3\tan\alpha_4-\frac{y_7x_8-x_7y_8}{x_8-x_7}|=|b_3| \quad (3.23)$$

$$i_5=\arcsin(\frac{v_4}{v_3}\sin i_4) \quad (3.24)$$

$$i_6=i_5+\alpha_3-\alpha_4 \quad (3.25)$$

$$A_3A_4=A_3C_3\frac{\cos\alpha_4}{\cos i_6}=\frac{A_3C_3}{\cos i_6} \quad (3.26)$$

$$A_3B_3=A_3A_4\sin(i_5+\alpha_3) \quad (3.27)$$

A_3A_4 üçüncü segment ile (deniz tabanı) su yüzeyi arasında olan mesafedir.

$$A_4B_3=A_3A_4\cos(i_5+\alpha_3)=-b_3 \quad (3.28)$$

$$a_4=a_3-A_3B_3 \quad (3.29)$$

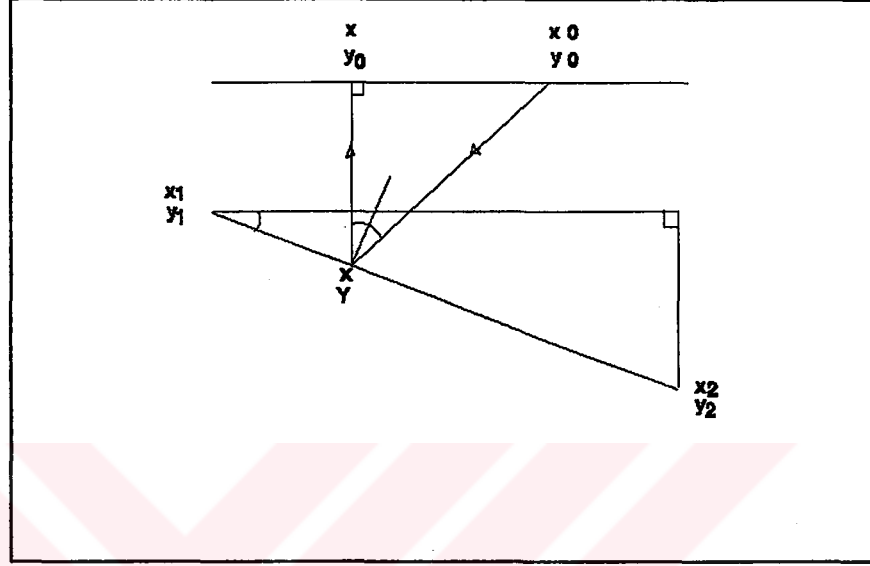
$$b_4=b_3+A_4B_3=b_3-b_3=0 \quad (3.30)$$

Son olarak a_4 , b_4 su yüzüne ulaşan ışının koordinatlarını verir. Burada b_4 ün sıfıra eşit olması bunun su yüzeyine denk gelmesinden kaynaklanır.

3. 2. Tekrarlı Yansımalar

Tekrarlı yansımalar deniz sismiğinde iki şekilde oluşmaktadır. Birinci tür tekrarlı yansımalar deniz tabanı ile su yüzeyi arasında oluşur, bunlar **reverberasyon** olarak adlandırılır. Şekil 3.4 de görüldüğü gibi kaynaktan x_0 , y_0 noktasından çıkan ışın deniz tabanından yansıyarak su yüzüne dik olarak

gelir ve tekrar aynı yolu izliyerek x_0, y_0 noktasına geri döner.



Şekil 3.4 Deniz tabanı ile su yüzeyi arasında oluşan tekrarlı yansımalar

Deniz tabanında yansıtıcı noktanın koordinatları X, Y aşağıdaki bağıntılarla hesaplanabilir.

$$x = \frac{[(x_2 - x_1)^2 - (y_2 - y_1)^2]x_0 + 2(y_2 - y_1)[(y_2 - y_1)x_1 - (x_2 - x_1)y_1]}{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2} \quad (3.31)$$

$$y = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}(x - x_1) + y_1 \quad (3.32)$$

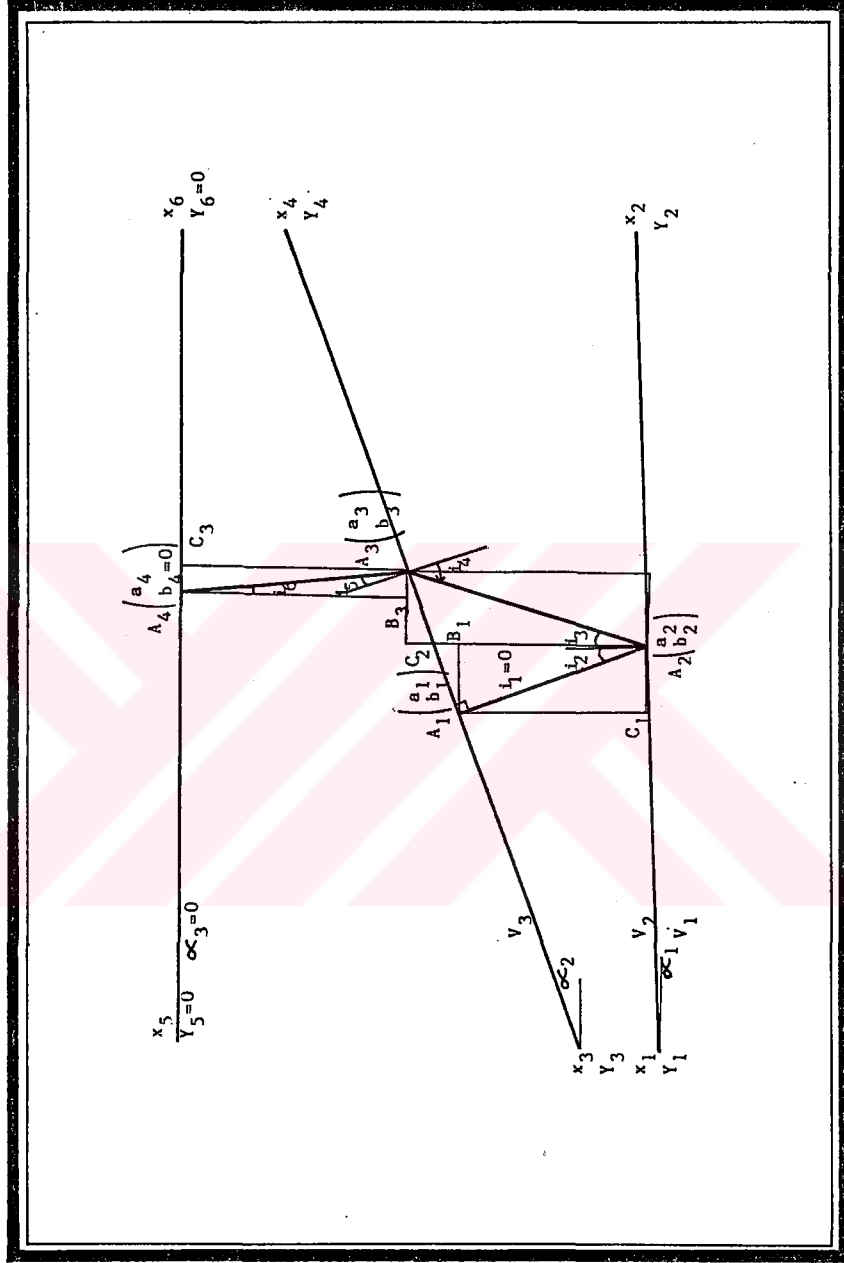
İkinci tür tekrarlı yansımalar, deniz tabanının altındaki jeolojik yapıyı oluşturan tabaka arayüzleri arasında oluşan yansımalar. Bunlar **tabaka arası tekrarlı yansımalar** olarak tanımlanır Şekil 3.5. Normal yansımalar olduğu gibi eğer yansıtıcı nokta bir kaynak gibi düşünülürse bu durum için bağıntılar aşağıdaki şekilde verilebilir.

$$\alpha_1 = \arctan \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad (3.33)$$

$$\alpha_2 = \arctan \frac{y_4 - y_3}{x_4 - x_3} \quad (3.34)$$

Yukarıdaki bağıntılarda her segmente ait eğimler segmentlerin iki ucunun koordinatları kullanarak hesaplanabilir.

$$b_1 = a_1 \tan \alpha_2 + \frac{y_3 x_4 - x_3 y_4}{x_4 - x_3} \quad (3.35)$$



Şekil 3.5 Deniz tabanının altındaki ara yüzelerde
oluşan tekrarlı yansımalar

a_1 , b_1 birinci segmente ait yansıma noktalarının koordinatlarını göstermektedir.

$$A_1C_1 = \left| b_1 - a_2 \tan \alpha_1 - \frac{y_1 x_2 - x_1 y_2}{x_2 - x_1} \right| \quad (3.36)$$

Bağıntılarda i ile gösterilen açılar geliş ve yansıma açılarını simgelemektedirler.

$$i_2 = i_1 - (\alpha_1 - \alpha_2) \quad (3.37)$$

$$A_1A_2 = A_1C_1 \frac{\cos \alpha_1}{\cos i_2} \quad (3.38)$$

A_1A_2 , A_2A_3 , A_3A_4 seyahat mesafelerini göstermekte ve daha sonra seyahat zamanlarının hesaplanmasında kullanılacaktır.

$$A_1B_1 = A_1A_2 \sin(i_2 + \alpha_1) \quad (3.39)$$

$$A_2B_1 = A_1A_2 \cos(i_2 + \alpha_1) \quad (3.40)$$

$$a_2 = a_1 + A_1B_1 \quad (3.41)$$

$$b_2 = b_1 - A_2 B_1 \quad (3.42)$$

a_2 , b_2 ikinci segment üzerindeki ışının geçtiği noktanın koordinatını göstermektedir.

$$A_2 C_2 = \left| b_2 - a_2 \tan \alpha_2 - \frac{y_3 x_4 - x_3 y_4}{x_4 - x_3} \right| \quad (3.43)$$

$$i_3 = -i_2 \quad (3.44)$$

$$i_4 = i_3 + \alpha_1 - \alpha_2 \quad (3.45)$$

$$A_2 A_3 = A_2 C_2 \frac{\cos \alpha_2}{\cos i_4} \quad (3.46)$$

$$A_2 B_2 = A_2 A_3 \sin(i_4 + \alpha_2) \quad (3.47)$$

$$A_3 B_2 = A_2 A_3 \cos(i_4 + \alpha_2) \quad (3.48)$$

$$a_3 = a_2 - A_2 B_2 \quad (3.49)$$

$$b_3 = b_2 + A_3 B_2 \quad (3.50)$$

a_3 , b_3 üçüncü segment üzerindeki ışının denk geldiği noktanın koordinatlarını göstermektedir.

$$A_3 C_3 = \left| b_3 - a_3 \tan \alpha_3 - \frac{y_5 x_6 - x_5 y_6}{x_6 - x_5} \right| = |b_3| \quad (3.51)$$

$$i_5 = \arcsin\left(\frac{v_3}{v_2} \sin i_4\right) \quad (3.52)$$

$$i_6 = i_5 + \alpha_2 - \alpha_3 \quad (3.53)$$

$$A_3 A_4 = A_3 C_3 \frac{\cos \alpha_3}{\cos i_6} = \frac{A_3 C_3}{\cos i_6} \quad (3.54)$$

$$A_3 B_3 = A_3 A_4 \sin(i_6 + \alpha_3) \quad (3.55)$$

$$A_4B_3=A_3A_4\cos(i_6+\alpha_3) \quad (3.56)$$

$$a_4=a_3-A_3B_3 \quad (3.57)$$

$$b_4=b_3+A_4B_3=0 \quad (3.58)$$

Son olarak a_4 , b_4 deniz yüzeyinde ışının geldiği noktanın koordinatlarını verir. b_4 'ün sıfıra eşit olmasının nedeni bu noktanın su yüzüne denk gelmesidir.

Daha önce belirtildiği gibi yukarıda verilen bağıntılardan yararlanarak yansımaların ve tekrarlı yansımaların seyahat zamanları hesaplanabilir. İlerdeki bölümlerde bu seyahat zamanlarını kullanarak yapay sismogramların oluşturulmasına yer verilmiştir.

BÖLÜM 4. DENİZ SİSMİĞİ

Son yıllarda yaygın olarak deniz sismiği çeşitli amaçlar için kullanılmaktadır. Denizlerde yapılan teknikler kullanım amacına göre değişir. Gelişen bilgisayar sistemleri ve diğer cihazlar deniz tabanı ve deniz tabanının altındaki katmanların çözümlerini de beraberinde getirmiştir.

Sismik Metod'da iki önemli parametre nüfuz (derinden sismik yansıma algılama yeteneği) ve seçilebilirliktir. Bu iki parametre ortamın doğasına bağlıdır. Bunlar su, çökel, kayaç ve deniz tabanının altında olan katmanlardır. Nüfuz yeteneği sismik sinyalin frekansına ve genliğine bağlı olarak kontrol edilebilir. Düşük frekanslı sinyal, yüksek frekanslı sinyalin kolay soğrulması nedeni ile daha yüksek nüfuz yeteneğine sahiptir. Bunun aksine seçilebilirlik, zaman süresi ve buna bağlı olarak sismik dalgacığın frekans bandı genişliğiyle çözülür. Genelde yüksek frekanslı sistemler iyi seçilebilirlik üretirler. Buna bağlı olarak sismik kaynak seçildiğinde bu iki faktor arasında (nüfuz derinliği ve seçilebilirlik) seçim yapmak gerekir.

Yüksek frekanslı sismik sistemler (Boomer ve Pinger) bir kaç metre kalınlıkta çökel katmanlarını çözmesine karşın düşük nüfuz sınırına

sahiptirler. Düşük frekanslı sistemler (büyük hazneli hava tabancaları) sınırlı seçilebilirlik gösterirler, ancak kilometrelerce çökel ve katı kayaçların içine nüfuz edebilirler.

Yıllardan beri sismik sistemler derin araştırmalar ve sığ araştırmalar olmak üzere iki katagori altına alınmışlardır. Bunlardan birincisi petrol alanlarının araştırmasında, ikincisi ise sığ deniz tabanı ve tabanın altındaki çökel tabakaları, deniz tabanında yükselim veren batık arkeolojik kalıntılar, kayaç mostraları, fay hatları, çakıl ve mineral depozitleri incelenmesinde kullanılır.

Derin sismik veriler genelde nicel kayıtlar şeklinde elde edilirler. Buna karşın, sığ sismik araştırmalarda nitel türde veri toplanır. Petrol araştırmalarında çoklu kanal sistemleri kullanılır ve alıcılar çok sayıda hidrofön gruplarından oluşurlar. Veriler manyetik teyplerde sayısal olarak kaydediler ve değişik bilgisayar işlemlerine tabi tutularak değerlendirilirler. Sığ sismik araştırmalar genelde tek kanal alıcı sistemi ile doğrudan analog olarak kağıt üzerine kayıt edilirler.

4. 1. Deniz Sismiğinde Kaynak

Deniz sismiğinde ideal bir biçimde iğnecik tipi sismik dalgacık elde etmek olanaksızdır. Bunun başlıca nedeni kabarcık etkisi (Bubble effect) denilen olaydır. Basit bir patlayıcı kaynak istenmeyen ikincil dalgacıklar zinciri üretir

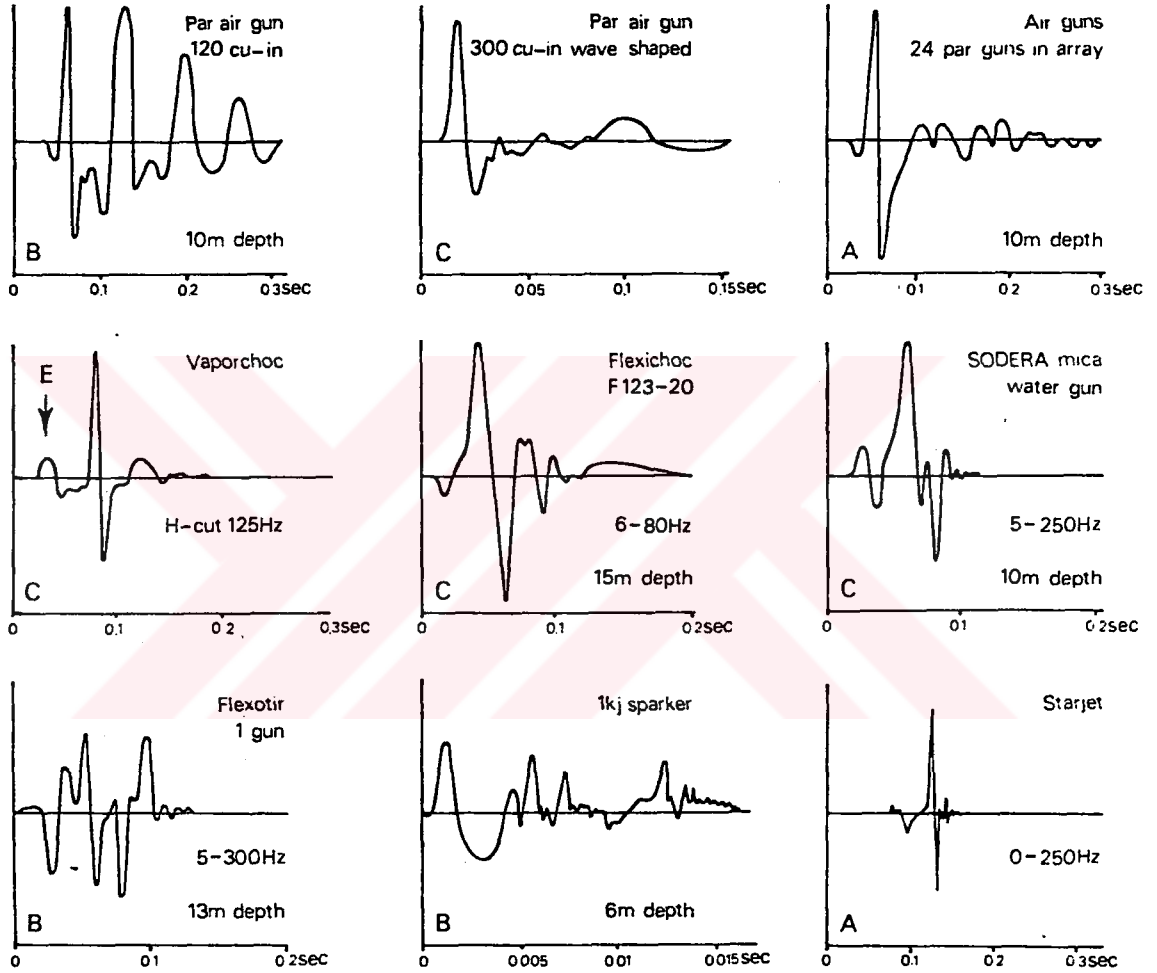
ve bunlar hemen orjinal dalgacığın ardından birbirlerini izlerler. Bunların biçimi kabarcığın büyüklüğüne, enerjisine, su derinliğine ve basınca bağlı olarak değişir. Kabarcık etkisini önlemek amacıyla çeşitli çözümler geliştirilmiş, ancak pek başarı sağlanamamıştır. Zira kabarcık etkisi giderildiği zaman enerjinin büyük bir kısmı da boşa harcanır ve bu da başka sorunlara neden olur.

Deniz sismiğinde çeşitli kaynaklar kullanılır. Bunlar **Hava Tabancası**, **Su Tabancası**, **Buhar Şoku** ve **Sparker**'lar gibi aletlerdir. Alt paragrafta kısaca bu kaynak türlerine değinilecektir.

Yaygın olarak kullanılan aletlerden biri Hava Tabancasıdır. Hava Tabancasının mekanizması çok basittir. Bir hava kompresörü ile özel bir hava haznesine basınçlı hava sıkıştırılır, daha sonra sıkışmış hava aniden deniz suyuna bırakılır. Bu ani hava boşalması bir akustik enerjinin oluşmasına neden olur.

Su Tabancasının çalışma mekanizması ise Hava Tabancasının bir benzeridir. Ancak burada sıkışmış hava yerine deniz suyuna basınçlı su bırakarak akustik enerji elde edilir.

Buhar Şokunda ise su ve hava yerine biriktirilmiş buhar deniz suyuna bırakılır ve bu şekilde buhar kabarcıkları oluşur. Böylece akustik enerji üretilmiş olur.



Şekil 4.1 Çeşitli dalgacık türleri

Sparker'ları yukarıdaki aletlerden farklı yapan, elektrik enerji kullanımıdır. Deniz suyuna elektrik akımı boşaltılarak akustik enerji üretilir. Genelde yüksek voltajlı (3 - 10 kilovolt) Sparker tipleri denizlerde, düşük enerji tipli Sparker'lar (100 jul - 5 kilojul) tek kanallı sismik hatlarda ve sık jeolojik yapıların incelenmesinde kullanılır. Kullanım alanına bağlı olarak değişik kaynak üretim aletleri bulunur. Örnek olarak **Sleeve Exploder**, **MaxiPulse**, **StraJet** ve **Flexotir** gibi aletler verilebilir. Şekil 4.1'de bu aletlere ait dalgacık türleri verilmiştir.

4. 2. Deniz Sismiğinde Alıcılar

Sismik çalışmalarda karada jeofonlar, denizde hidrofonlar olmak üzere iki tür akustik algılayıcı kullanılır. Karada kullanılan jeofonlar harekete karşı duyarlıdır, buna karşın hidrofonlar basınca duyarlı alettir. Hidrofonlar su içinde su basıncı titreşimlerini kaydederler. Bir kaynaktan çıkan sismik dalga basınç titreşimi oluşturur, bu basınç titreşimi çevredeki sulardan geçerek basınç titreşimlerine neden olur ve hidrofonlar içinde bulunan piezoelektrik kristaller bu basınç titreşimleri ile orantılı bir voltaj farkı oluşturur. Gemide bulunan özel kayıtçılar bu voltaj değişimini kaydederler. Çeşitli amaçlar için kullanılan bu hidrofonlar özel plastik kabloların içine yerleştirilmiştir. Ayrıca plastik kablonun içinde başka elektronik aletler de bulunmaktadır. Bu kabloya **Streamer** denir ve kullanım amacına göre hidrofon sayısı değişir.

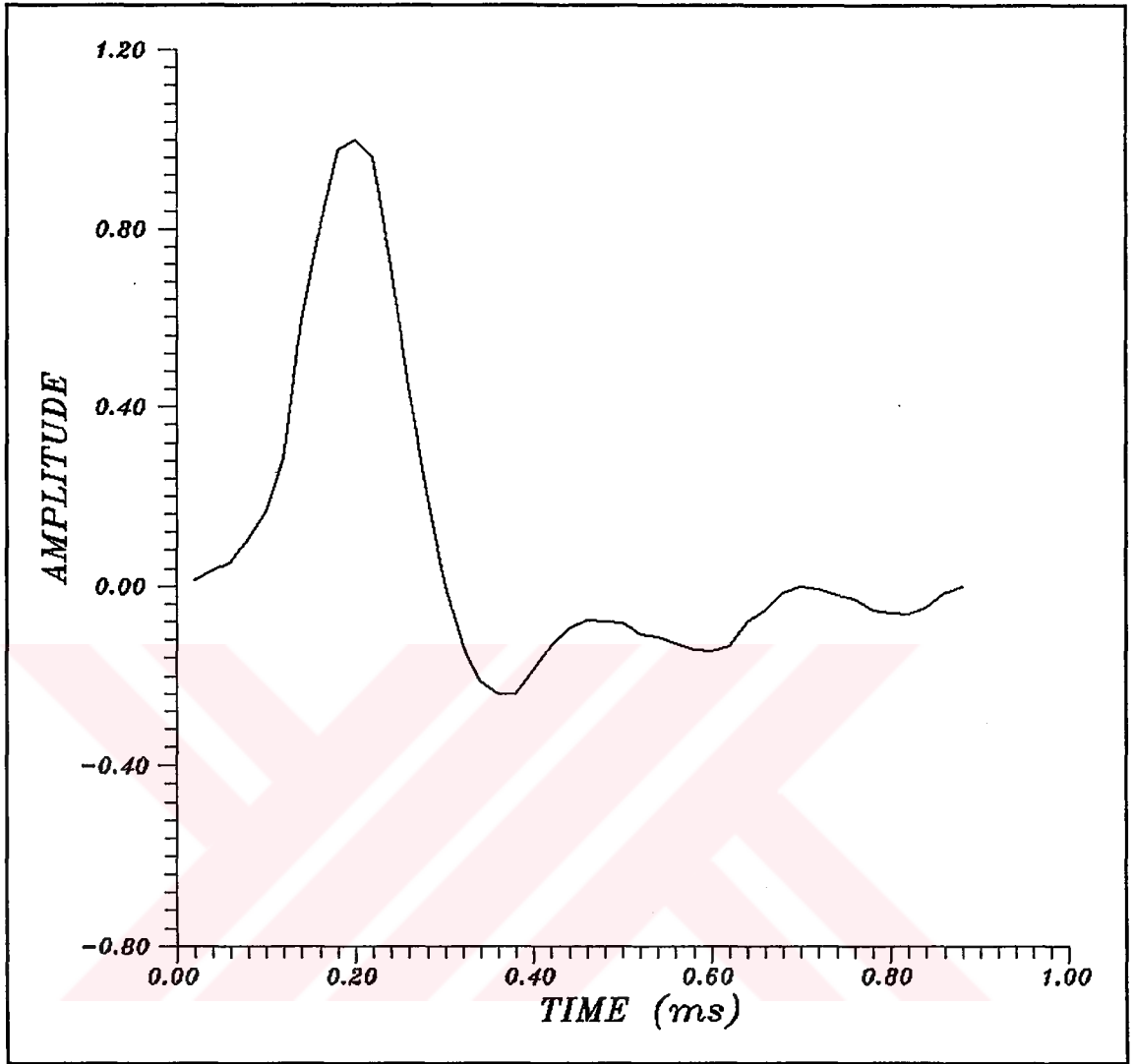
4. 3. Kaynak Dalgacı

Kullanılan kaynağa göre dalgacığın biçimi değişir. Bu daha önce belirtildiği gibi, enerjinin türüne, miktarına ve alete bağlıdır. Şekil 4.1 de bazı dalgacık türleri verilmiştir. Görüldüğü gibi çeşitli aletler ve değişik enerjiler kullanılmıştır.

Bu çalışmadaki sismogramların oluşturulmasında Şekil 4.2 de görülen dalgacık türü kullanılmıştır. Bu dalgacığın yaşam süreci yaklaşık 1 milisaniye olup 0.02 milisaniyelik bir örnekleme aralığı ile örneklenmiştir. Şekilde görüldüğü gibi etken periyodu ise yaklaşık 0.2 milisaniyedir.

4. 4. Hayalet Yansımalar

Hayalet yansımalar deniz sismiğinde elde edilen sismogramlarda görülen önemli olaylardan biri sayılırlar. Bunlar iyi tanınmadığı zaman sismik verilerin yorumlanmasında büyük yanlışlıklara sebep olabilirler. Hayalet yansımalar, kaynak ve/veya alıcının, su yüzeyinin altında kalmasından kaynaklanır. Bu hayalet yansımalar için 3 olası durum Şekil 4.3 de verilmiştir. Görüldüğü gibi birinci örnekte kaynaktan çıkan dalgacık yansıtıcı ara yüzeyden yansiyarak doğrudan alıcıya gelir. İkinci örnekte ise kaynaktan çıkan dalgacık su yüzünden yansiyarak ara yüzeye ulaşır ve kısa bir gecikme ile ara yüzeyden yansiyıp ve alıcıya gelir. Üçüncü durumda ise bir kısa süreli tekrarlı



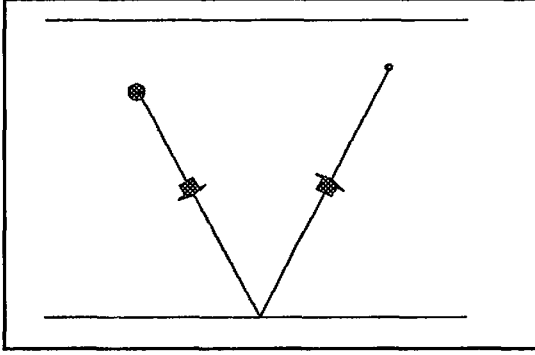
Şekil 4.2 Kaynak dalgacı

yansıma, alıcının su yüzeyinden olan derinliğinden dolayı meydana gelir. Son olarak kısa süreli tekrarlı yansımalar hem kaynak hem de alıcı tarafında oluşmaktadır.

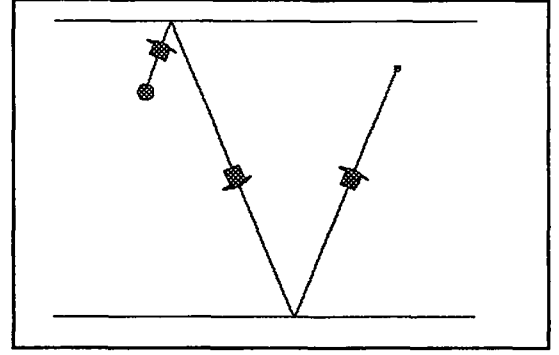
Hayalet yansımalar yüksek genlikli ve negatif polariteli dalgacık katarıdırlar. Bunlar ilk dalgacıkların hemen ardından görülmeye başlarlar ve karmaşık bir dalgacığın oluşmasına neden olurlar (Hatton ve diğ., 1986).

Hayalet yansımanın kaynakta oluşması durumunda gecikme zamanı aşağıdaki bağıntı ile hesaplanır.

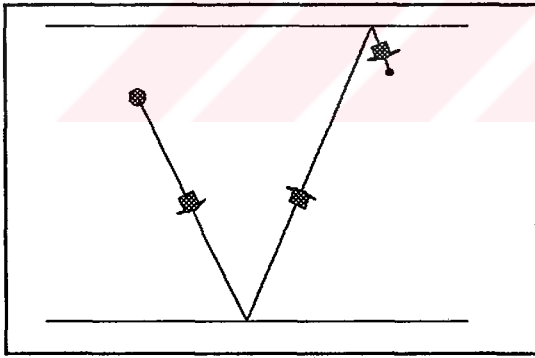
Kaynağın su yüzeyinden olan derinliğini (h_s), alıcının su yüzeyinden olan derinliği (h_R) varsayılırsa, yukarıda görülen durumlar için aşağıdaki bağıntılar, hayalet yansımaların gecikme zamanlarını her durum için ayrı ayrı vermektedirler.



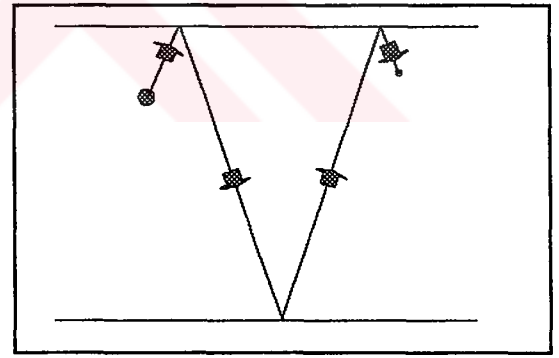
(a)



(b)



(c)



(d)

Şekil 4.3 Hayalet yansımaların oluşumu

Hayalet yansımanın kaynakta oluşması durumunda gecikme zamanı aşağıdaki bağıntı ile hesaplanır:

$$t_s = \frac{2h_s}{v_w} \quad (4.1)$$

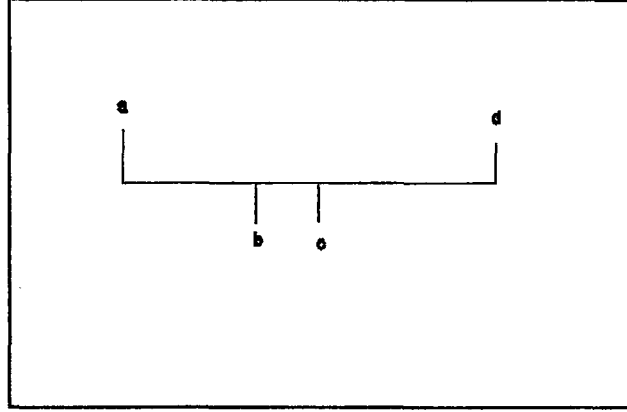
Burada v_w sudaki akustik dalga hızını gösterir. İkinci durum için, yani hayalet yansımanın alıcıda oluşması durumunda gecikme zamanı aşağıda verilen bağıntı ile hesaplanabilir:

$$t_R = \frac{2h_R}{v_w} \quad (4.2)$$

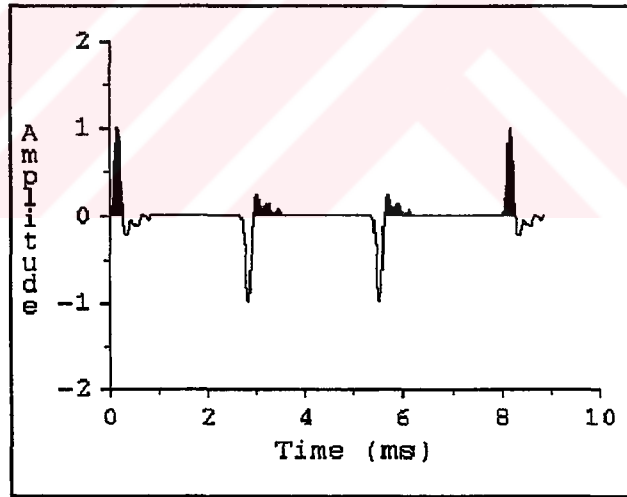
Son olarak hayalet yansımaların hem kaynak hem de alıcıda olduğu durumda gecikme zamanı aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$t_{SR} = \frac{2(h_s + h_R)}{v_w} \quad (4.3)$$

Bu üç hayalet yansıma bir arada göz önüne alınırsa Şekil 4.4 'de görülen bir yansıma katsayısı serisi oluşur. Kaynak dalgacığının bu yansıma katsayıları dizisi ile evrişimi sonucu değişikliğe uğramış dalgacık elde edilir. Şekil 4.4 de evrişimin sonucu, yani değişikliğe uğramış dalgacığın biçimi görülmektedir.



Şekil 4.4 Yansıma katsayıları



Şekil 4.5 Değişime uğramış kaynak dalgacı

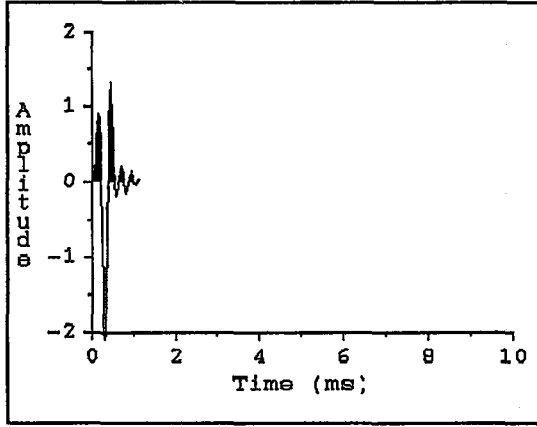
Kaynak ve alıcının su yüzünden derinliği değıştikçe elde edilen karmaşık dalgacık değışik biçimler alır. Şekil 4.6 de çeşitli durumlar için bazı örnekler verilmiştir. Birinci örnekte, kaynak ve alıcı su yüzünden yaklaşık olarak 10 cm derinde bulunmaktadır. Bu durumda, hayalet yansımaların oluştuğı gecikmeler ile asıl dalgacığın etken periyodu arasında çok az farklar bulunmaktadır. Dolayısıyla pozitif polarizeli asıl yansıma ile negatif polarizeli hayalet yansımalar birbirlerini yok edecek şekilde üstüste binerler. İkinci örnekte ise kaynak ve alıcı su yüzeyinden 2 ve 4 metre derinliktedirler. Bu durumda asıl dalgacık ile hayalet yansımalar birbirlerinden ayırdedilebilirler. Üçüncü örnekte, daha değışik bir karmaşık dalgacık görölmektedir. Son olarak dördüncü örnekte, kaynak ve alıcı su yüzeyinden 3'er metre derinlikte bulundukları zaman oluşan kaynak ve alıcı yanlı hayalet yansımaların birbirlerini güçlendirici yönde nasıl üstüste geldikleri gözlenmektedir.

Kaynak ve alıcının tam su yüzünde olduğu zaman bir başka durum karşımıza çıkar. Şekil 4.7 deki örnekte görüldüğü gibi kaynak su yüzünden 5 cm derinlikte ve alıcı 1 cm derinlikte olduğu zaman asıl dalgacık ile zıt yönde polarize olmuş hayalet yansımalar birbirini yok ederler. Bu durumda hiç bir enerji suyun içersine verilmemiş olması gerekir. Ne var ki bu durum matematiksel olarak doğru olabilir, ancak pratikte geçersizdir. Kullanılan enerji miktarına göre, birkaç on santimetreden bir metreye kadar yakın alan etkisi var olup, hidrofonları taşıyan **Streamer** ise, serbest durumda bile, su yüzeyinin birkaç santimetre altında yüzmektedir.

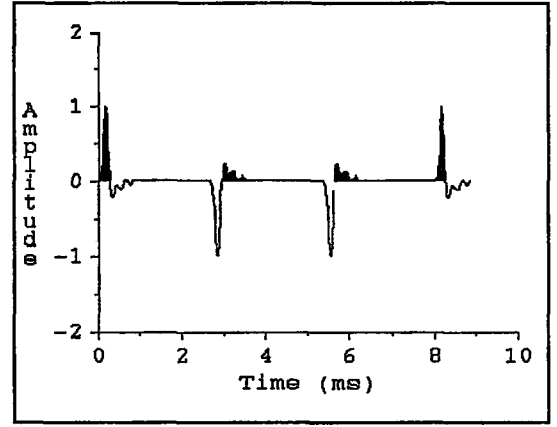
Örneklerde görüldüğü gibi, kaynak ve alıcının su yüzünden olan

derinlikleri, elde edilen dalgacığın biçimini büyük şekilde etkilemektedir. Bu durum gözönüne alınarak sismik verilerin değerlendirilmesinde ve yorumlanmasında kaynak ve alıcının su yüzünden olan derinlikleri gözardı edilmemelidir.

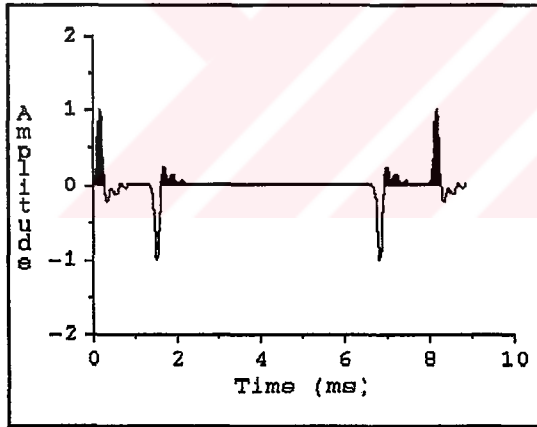




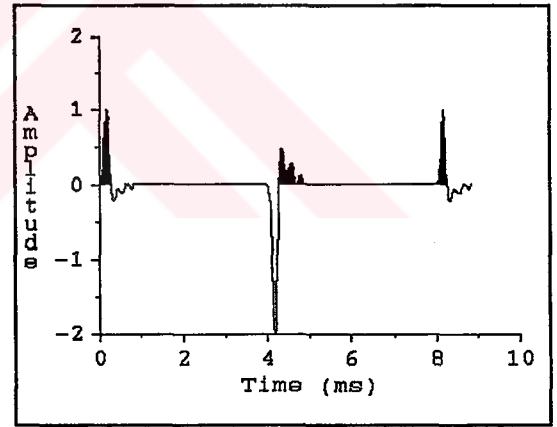
(a)



(b)

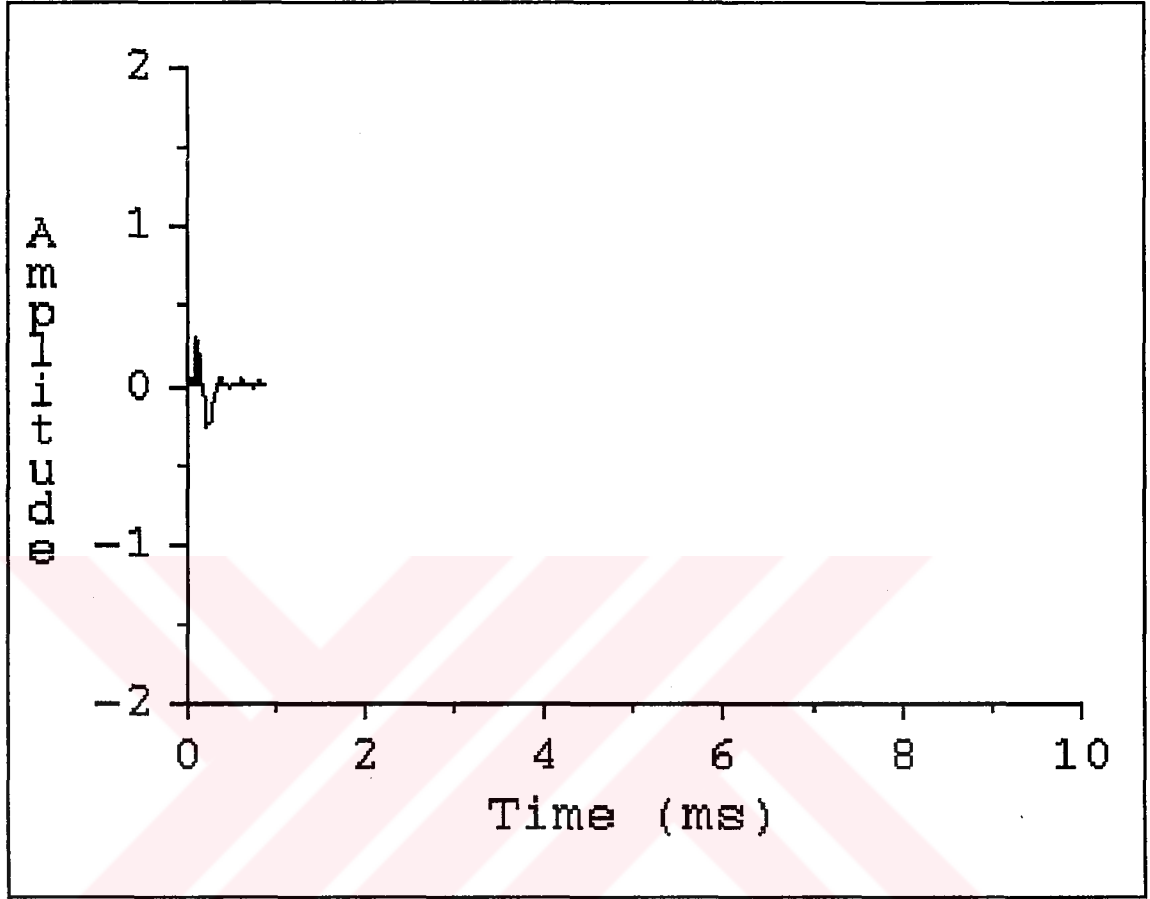


(c)



(d)

Şekil 4.6 Hayalet yansımaların etkilediği karmaşık kaynak dalgacıklar.

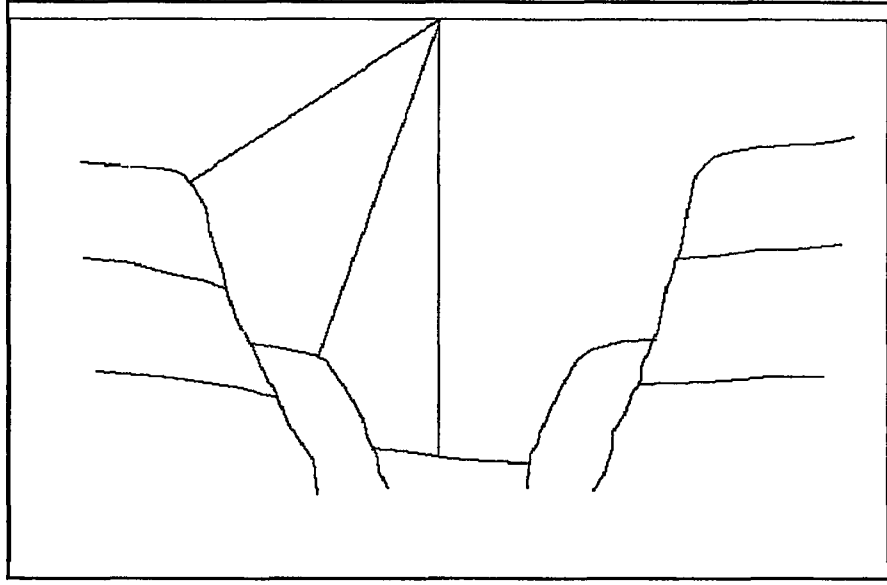


Şekil 4.7 Kaynak ve acının tam su yüzünde olduğu zaman oluşan dalgacığın biçimi

4.5. G   Etkisi

Özellikle eğimli yapılar a, yansıtıcıların zaman ortamında bulundukları asıl yerlerinden kaymış, dolayısıyla eğimleri daha da azalmış görülmeleridir. Bilhassa düşey profil düzlemi dışından gelen ve profil düzlemi üzerinde görüntülenen yansımalar sismik kesitleri karmaşık şekle getirirler. Üstelik profil düzlemi dışından gelen bu yansımalar, profil düzlemi içerisindeki beklenen yansılardan seyahat süresi olarak önce gelirlerse hatalı derinlik yorumlamalarına neden olurlar.

şekil 4.8 de bir graben yapısı g r lmektedir. Grabenin değişik blokları üzerine yatay çizgi ile gösterilen deniz yüzeyi üzerindeki bir istasyondan üç adet sismik ışın çizilmiştir. Su yüzeyine dik olarak grabenin en alt bloğuna inen ışın şekildeki diğer ışınlara göre daha geç gelecektir. Dolayısıyla grabenin yan bloklarından (profil düzlemi dışından) gelen yansımalar daha erken alıcıya ulaşacaklar ve yorumcunun yandan gelen bu ışınları düşey yönden gelen ışın olarak tanımlaması halinde grabenin derinliği hakkında hatalı değerlendirme yapılacaktır. şekil 4.8 deki graben modeline ait sismik kesit şekil 4.9 de g r lmektedir.



Şekil 4.8 Graben modeli



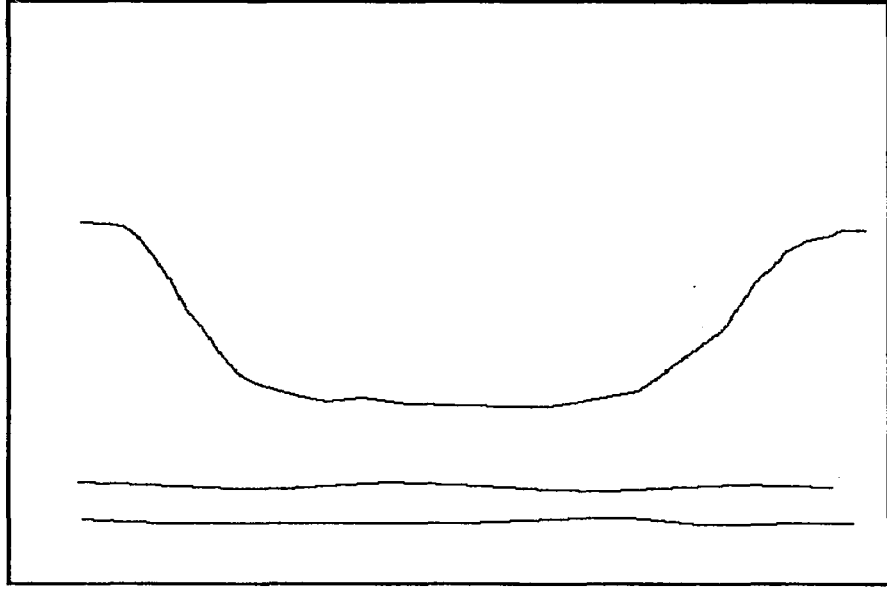
Şekil 4.9 Graben modeline ait sismik kesit.

4.6 Hız Çekme/İtme ve Gerçek/Görünür Tabaka kalınlığı Etkileri

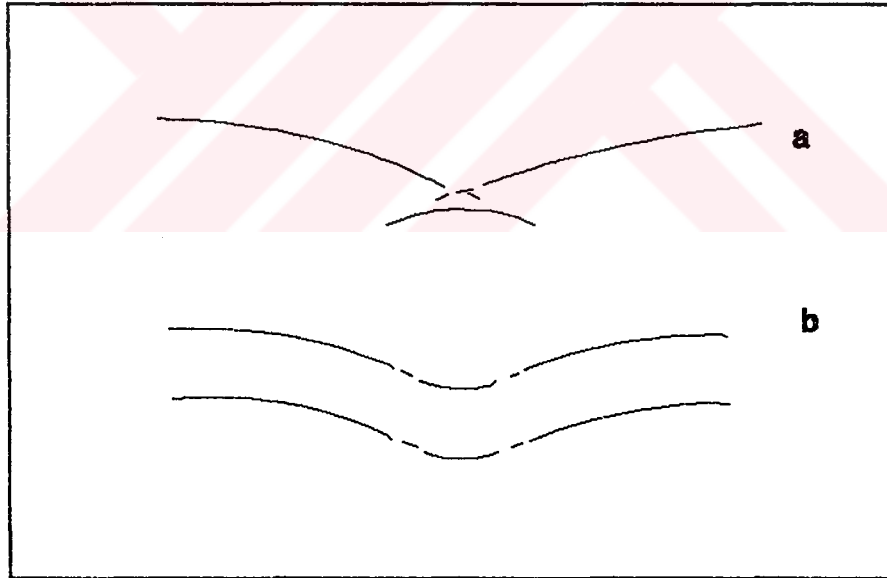
Derinliğin zamandaki görüntüsü ile mesafedeki durumu birbirlerini andırsalar bile yorumda farklılık gösterebilirler. Bu nedenle hızı yüksek kalın bir tabaka zamanda ince bir tabaka şeklinde görüleceği gibi, hızı düşük ince bir tabaka da zamanda olduğundan çok daha kalın bir tabaka şeklinde görülebilir. Benzer şekilde, düşük hızlı çökellerle dolmuş vadinin daha altındaki yatay ve düz bir tabaka ise zaman kesitlerinde, üzerindeki graben gibi zamanın arttığı yönde sarkmış bir biçimde görülecektir. Düşük hızın yarattığı bu aldatıcı görünüme **hız itmesi** denir.

Bu olayın tersi ise **hız çekmesi** olarak adlandırılır. Örneğin, yüksek hıza sahip bir tuz domunun altındaki düz yatay bir tabaka, tuz domunun kalınlaştığı yerlerde zamanın azaldığı yönde bir yükselme gösterecektir.

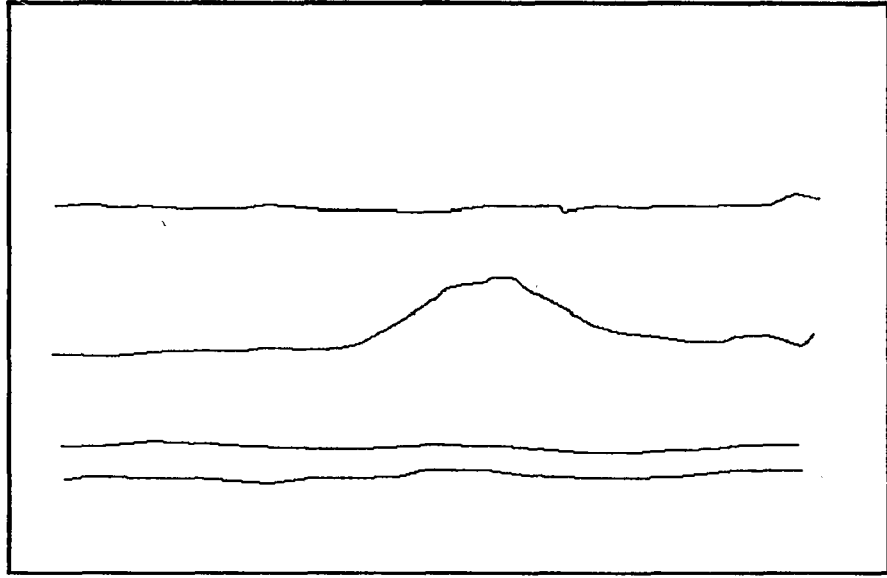
Aşağıda hız itmesine şekil 4.10 ve 4.11'de ve hız çekmesine şekil 4.12 ve 4.13'de birer örnek verilmiştir.



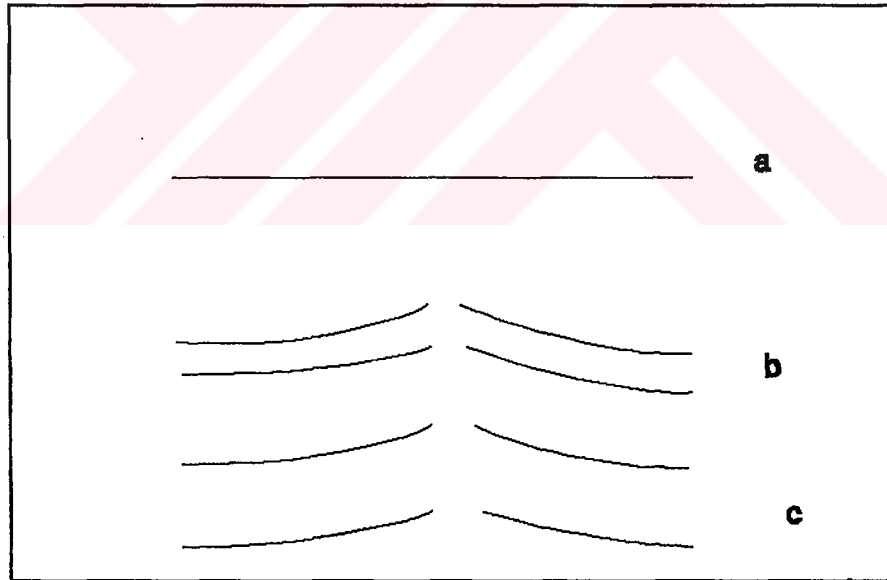
Şekil 4.10 Vadi altında yatay düz tabaka modeli



Şekil 4.11 Vadi altındaki yatay tabakaya ait sismik kesit



Şekil 4.12 Tuz domu modeli



Şekil 4.13 Tuz domu modeline ait sismik kesit

BÖLÜM 5. UYGULAMA

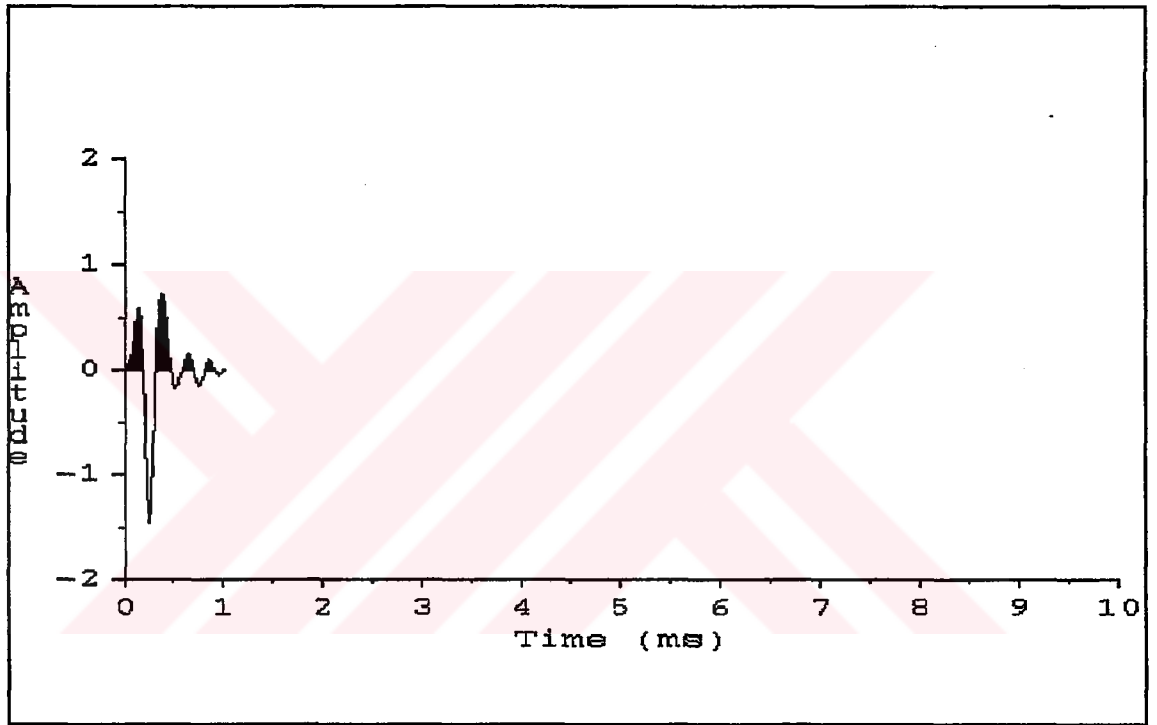
Çalışmanın bu bölümünde seçilen yöntemin ve çıkarılan bağıntıların çalışmasını denemek için bir bilgisayar programı hazırlanıp ve basit modeller üzerine uygulanmıştır.

Birinci aşamada yatay bir deniz tabanı modeli (Şekil 5.2) ele alarak bu modelin sismik kesiti elde edilmiştir (şekil 5.3). Burada görüldüğü gibi kaynak dalgacık olarak bir pik kullanılmıştır. Şekil 5.4'de kaynak dalgacık olarak şekil 5.1 görülen değişime uğramış kaynak dalgacık kullanılmıştır. Ancak şekil'de görüldüğü gibi değişime uğramış kaynak dalgacığı boyu 1 milisaniye dir. Buna karşın sismik kesit üzerinde bu kaynak dalgacık abartılmış olarak görülmektedir. Sismik kesit'de görüldüğü gibi önce yansımalar ve sonra bunların hemen arkasından deniz tabanı ile su yüzeyi arasında oluşan tekrarlı yansımalar görülmektedir.

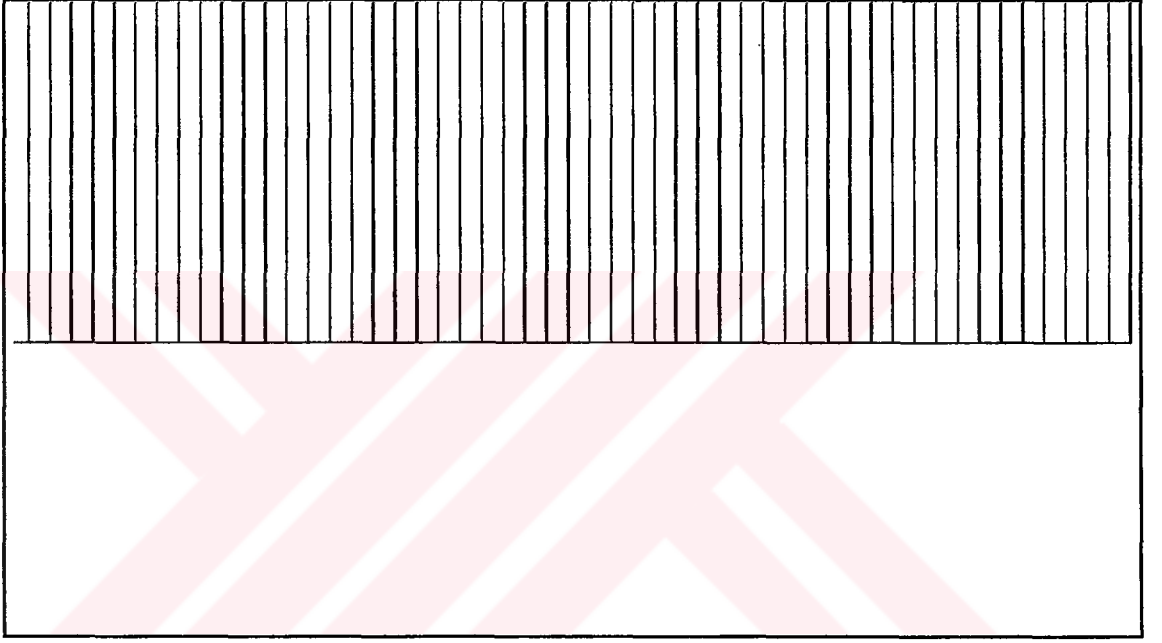
Değişik modeller ele alarak her modele ait sismik kesitler elde edilmiştir. Bunlar sırası ile eğimli bir deniz tabanı modeli, üç segmentden oluşan bir basen modeli, dokuz segmentden oluşan bir antiklinal modeli, düşey fay modeli ve normal bir fay modli gibi modeller olmaktadır.

Uygulamanın ikinci bölümünde deniz tabanının hemen altında ikinci bir ara yüzey göz önüne alarak sismik kesitler elde edilmiştir. Şekil 5.20’de yatay bir deniz tabanı ve onun hemen altında yatay bir ara yüzey modeli verilmiştir. Şekil 5.21 ve 5.22’de bu modele ait sismik kesitler görülmektedir. Şekilde sırası ile birinci olarak deniz tabanı yansımaları, onun ardından polarize olmuş deniz tabanı ile su yüzeyi arasında oluşan tekrarlı yansımaları, üçüncü olarak deniz tabanının hemen altındaki ara yüzey yansımaları ve son olarak deniz tabanının altında oluşan tekrarlı yansımalar görülmektedir.

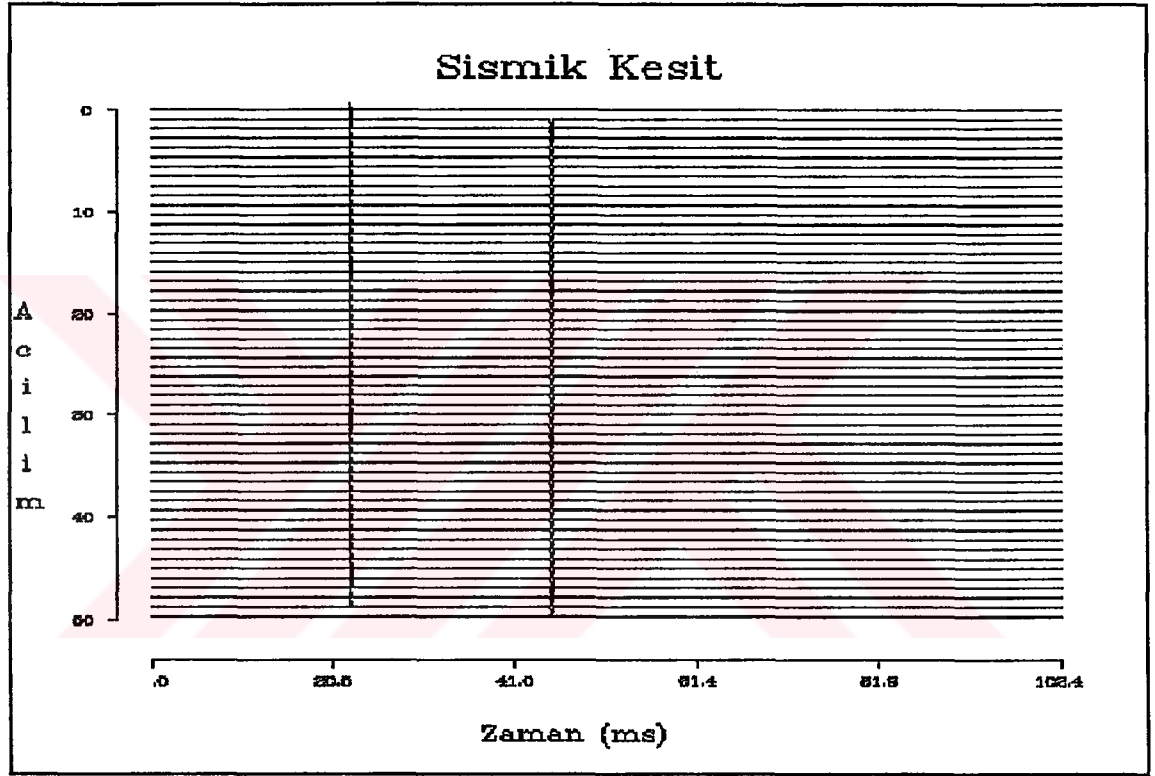
Şekil 5.23’de üçer segmentden oluşan bir yapı ve şekil 5.24, 5.25’de bu yapıya ait sismik kesitler verilmiştir. Şekil 5.26 görülen yapının sismik kesitinde deniz tabanına ait tekrarlı yansımalarla ikinci ara yüzeyin yansımaları üst üste geldiği için ve ayrıca polarizasyon olayı nedeni ile kaynak dalgacıkları bir birini yok etmesi görülmektedir. Ancak şekil 5.29 ikinci ara yüzeye eğim verildiği zaman her iki olayın ayrı ayrı sismik kesitlerde şekil 5.30 ve 5.31’de görülmektedir.



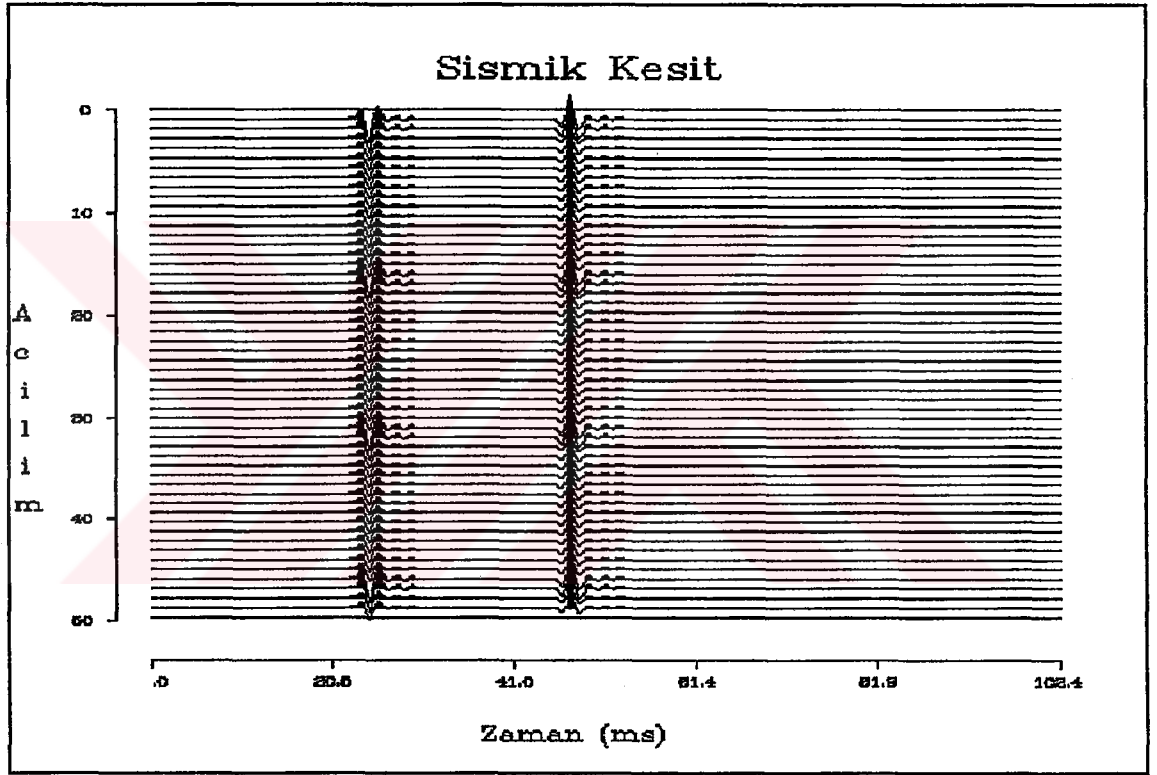
Şekil 5.1 Sismik Kesitlerde Kullanılan dalgak



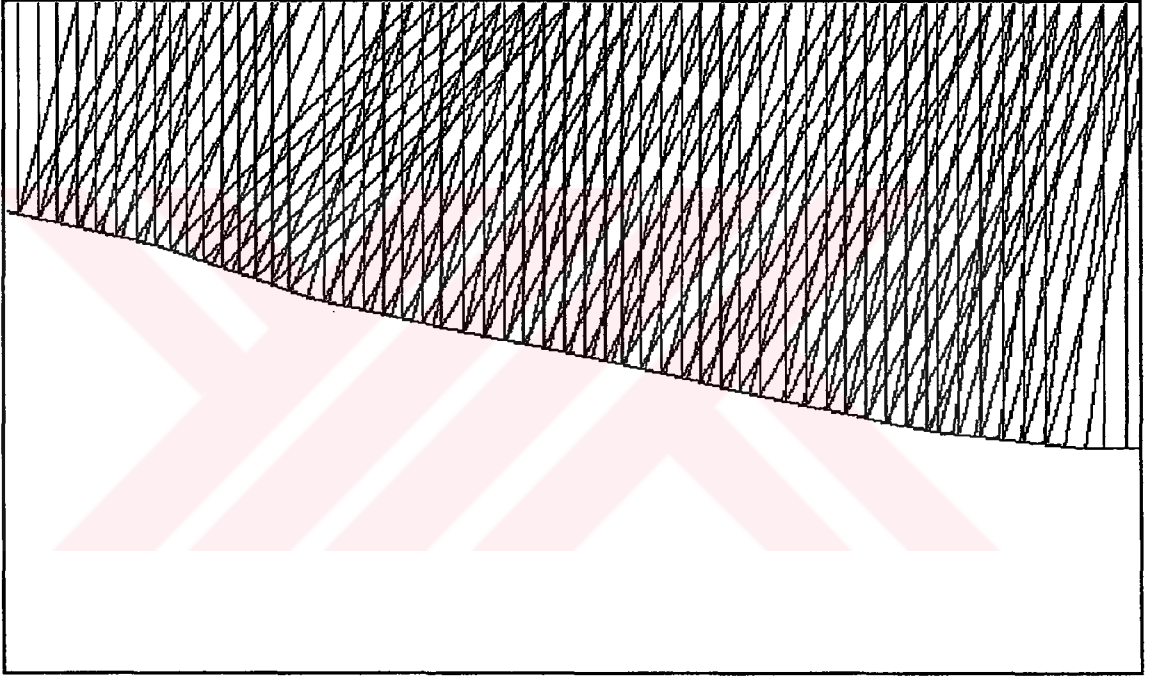
Şekil 5.2 Yatay Deniz Tabanı Modeli



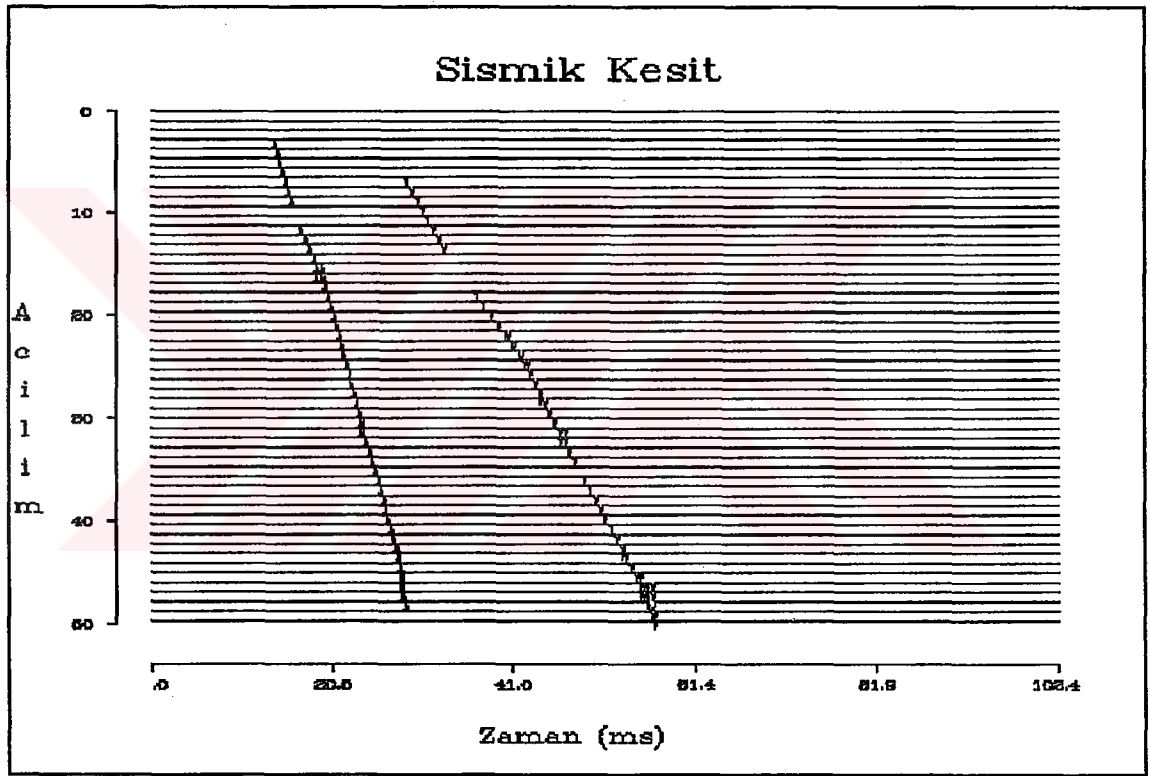
Şekil 5.3 Yatay Deniz Tabanına Ait Sismik Kesit



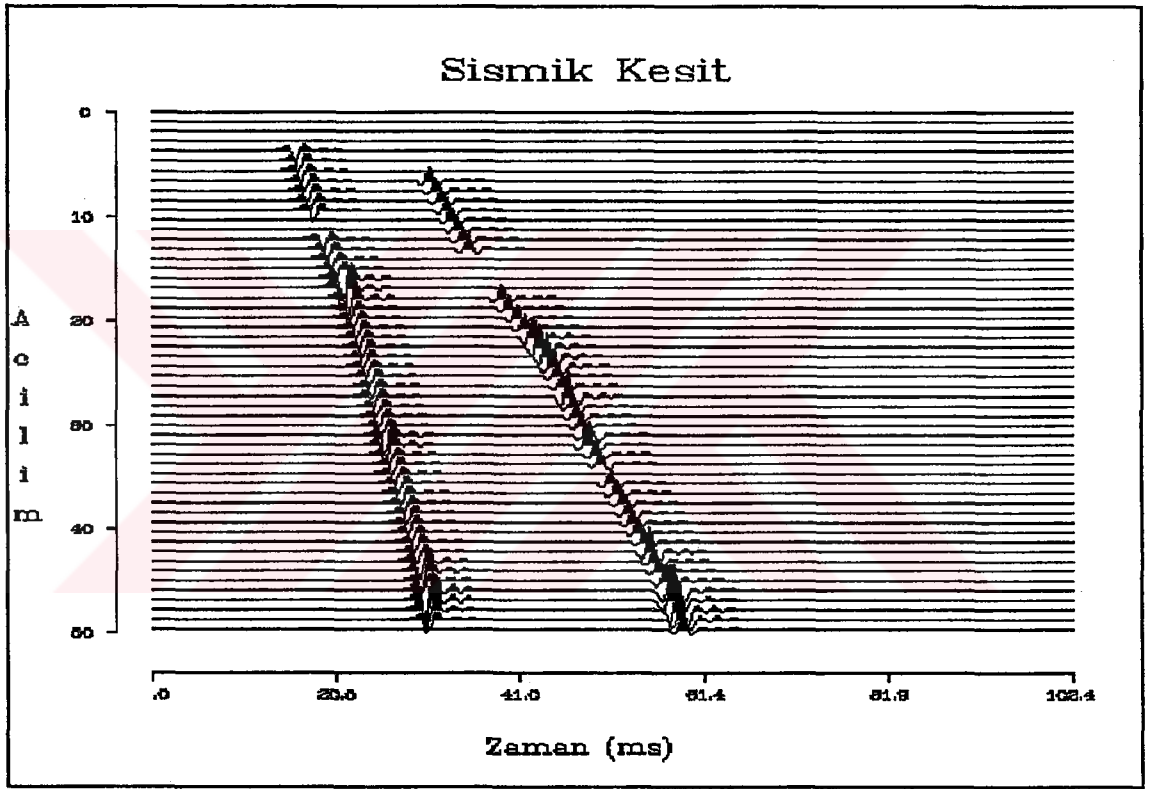
Şekil 5.4 Yatay Deniz Tabanına Ait Sismik Kesit



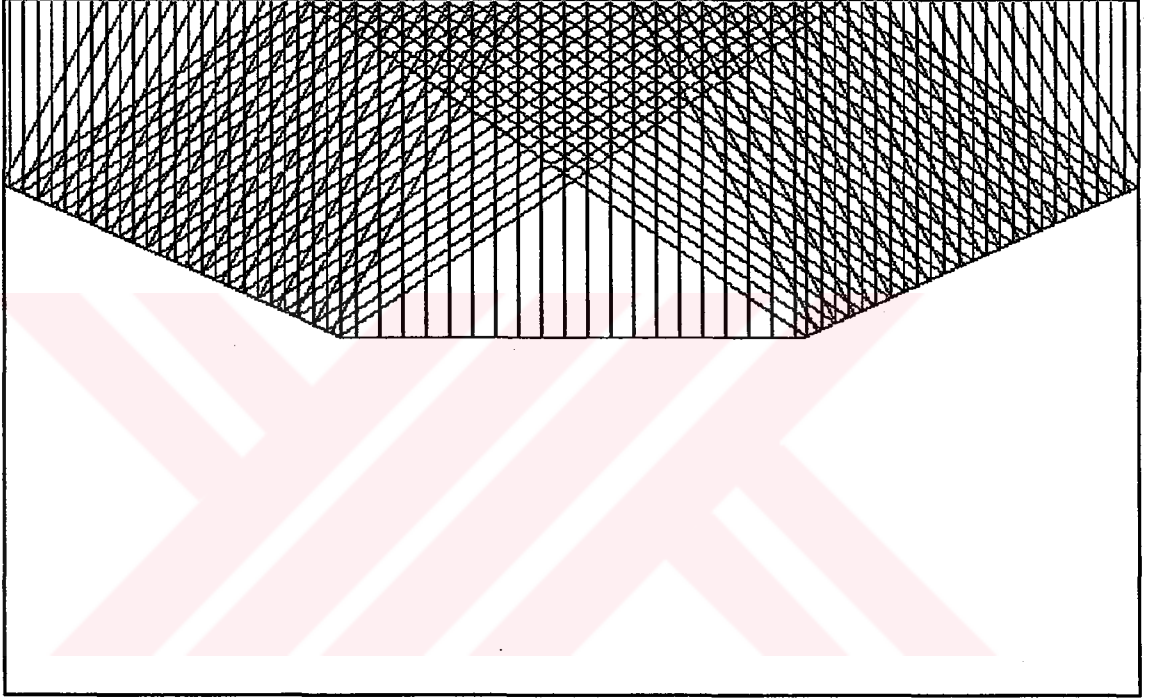
Şekil 5.5 Eğimli Deniz Tabanı Modeli



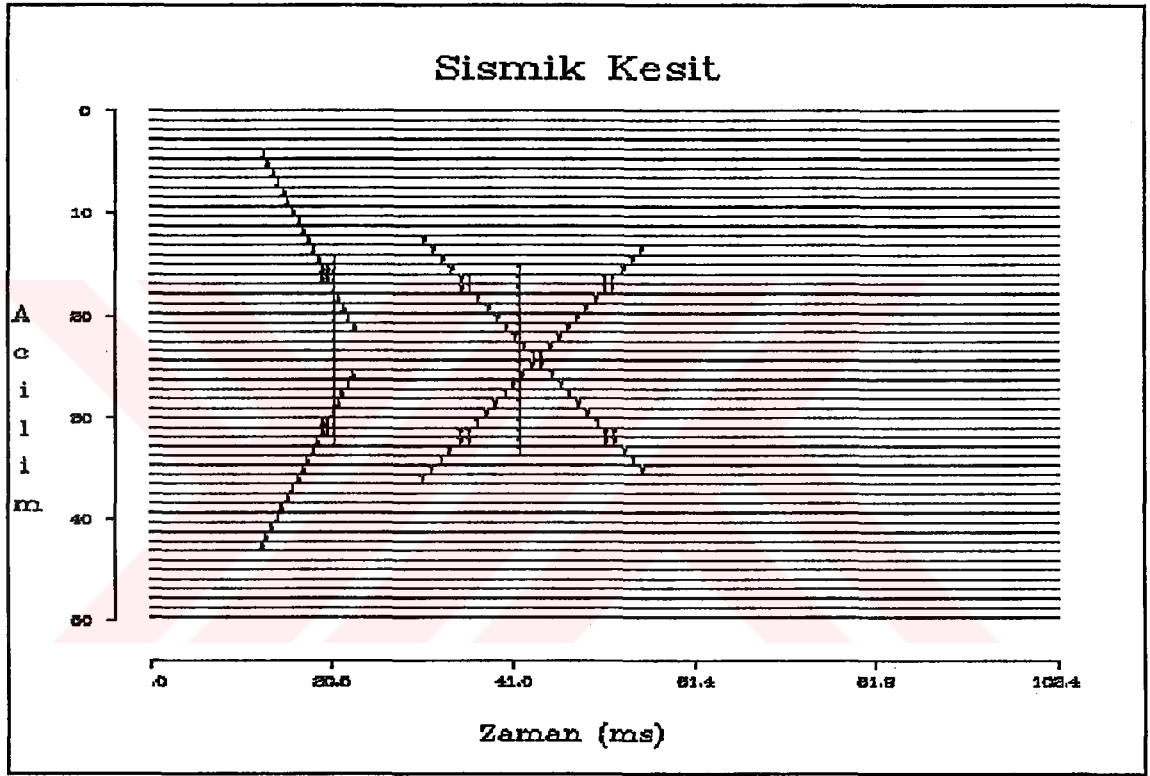
Şekil 5.6 Eğimli Deniz Tabanına Ait Sismik Kesit



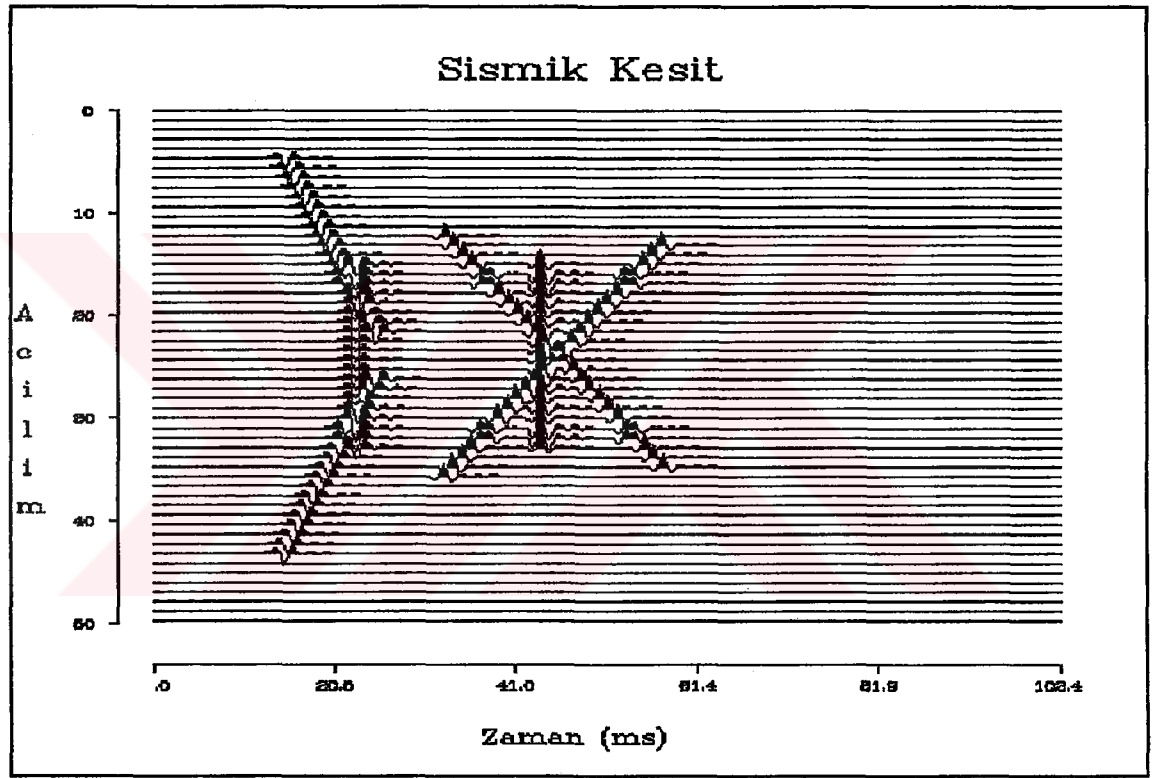
Şekil 5.7 Eğimli Deniz Tabanına Ait Sismik Kesit



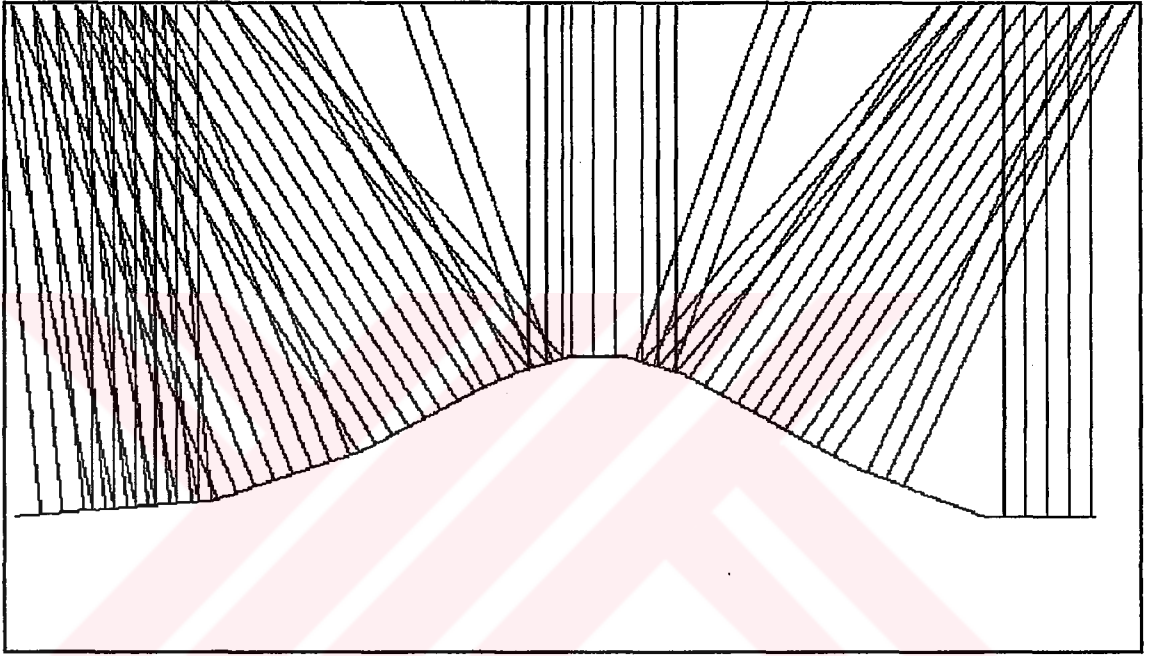
Şekil 5.8 Basen Modeli Deniz Tabanı



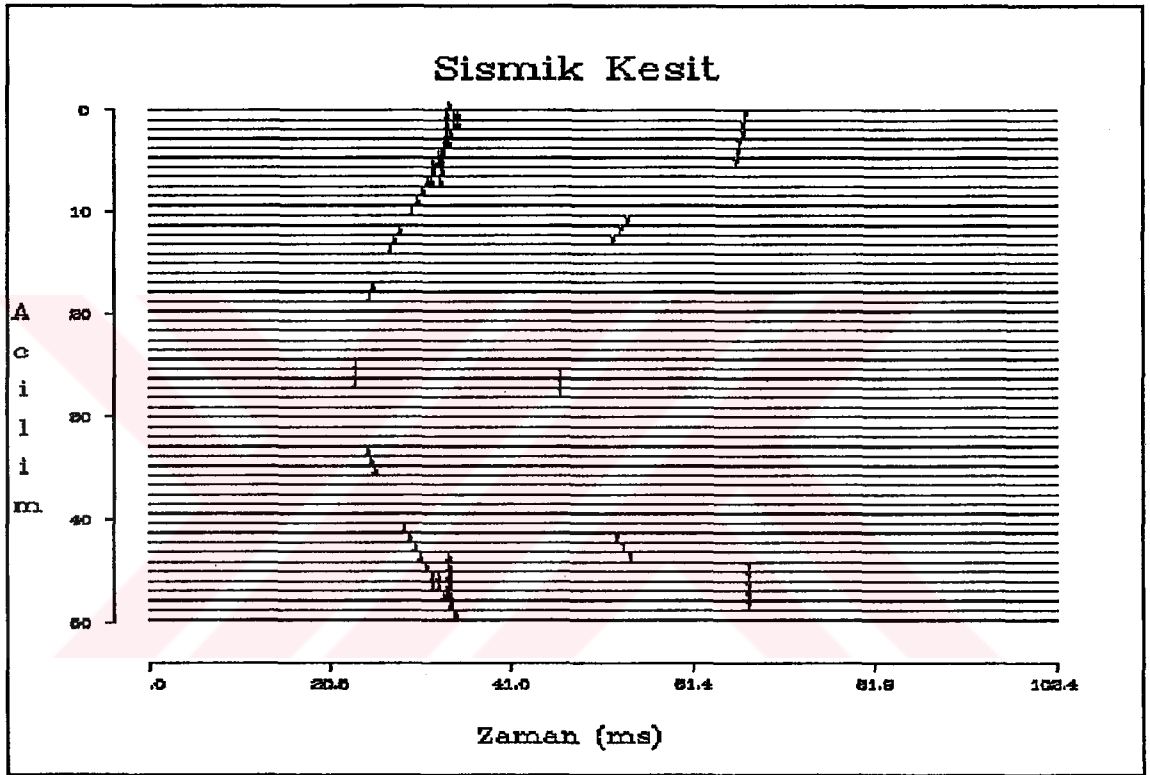
Şekil 5.9 Basen Modeline Ait Sismik Kesit



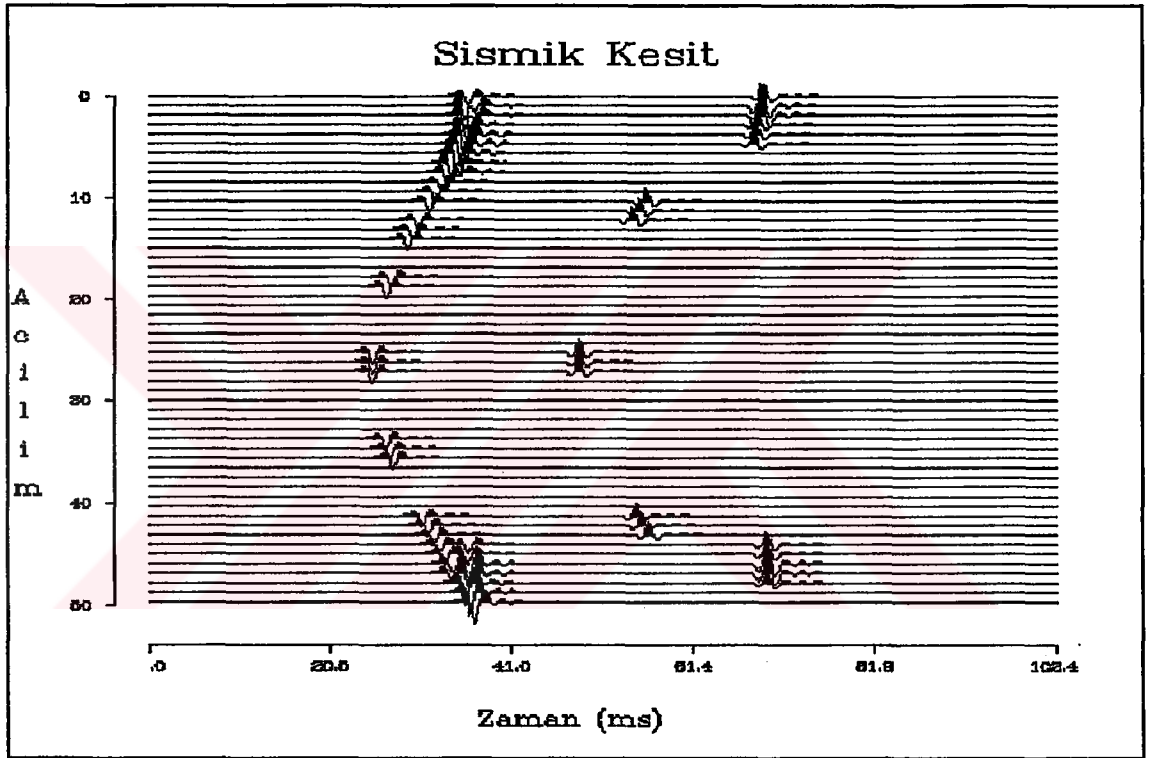
Şekil 5.10 Basen Modeline Ait Sismik Kesit



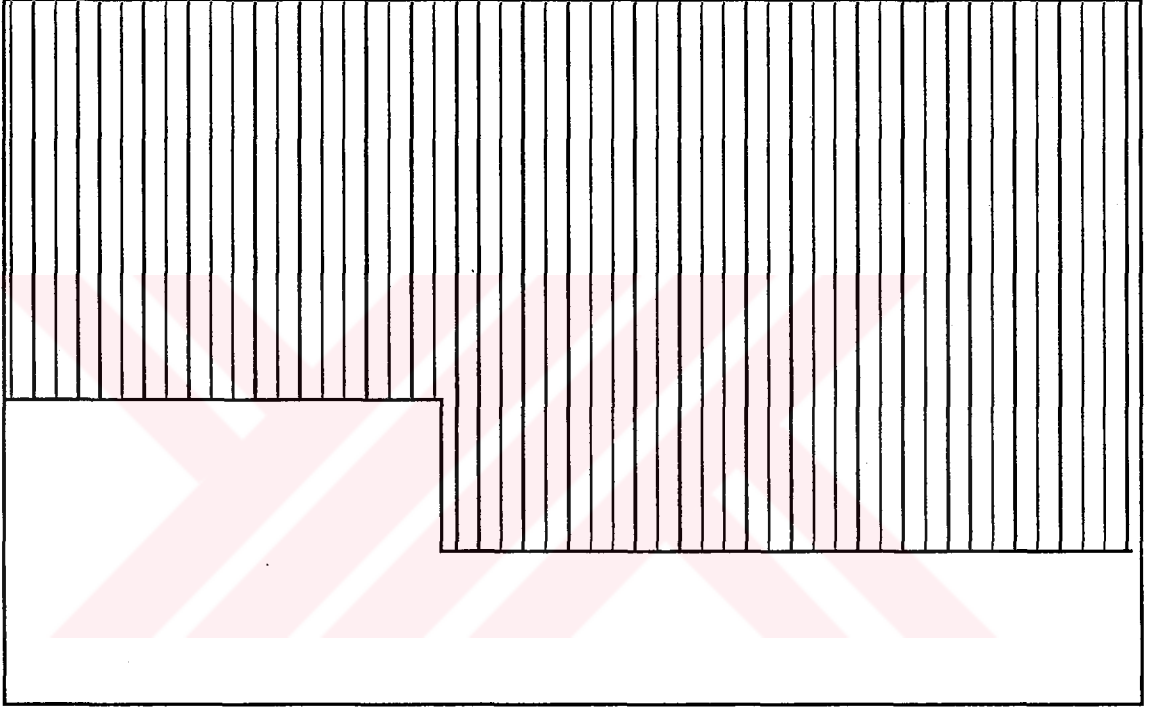
Şekil 5.11 Antiklinal Modeli Deniz Tabanı



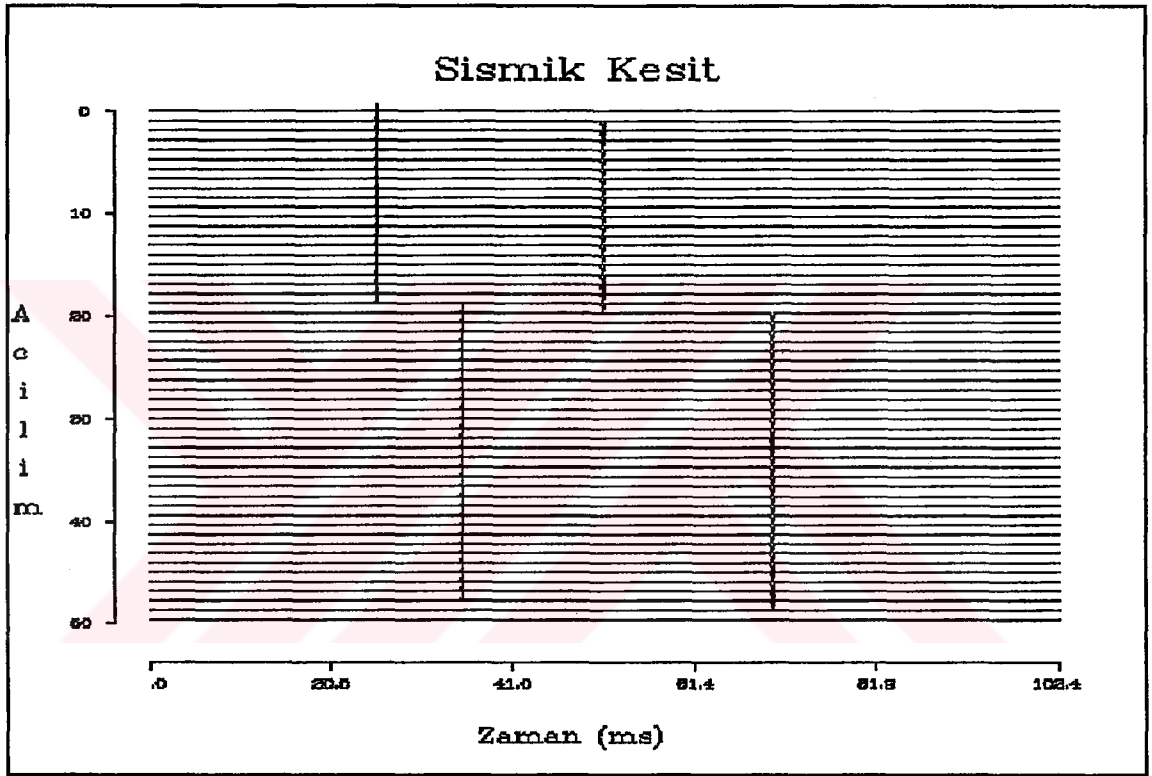
Şekil 5.12 Antiklinal Modeline Ait Sismik Kesit



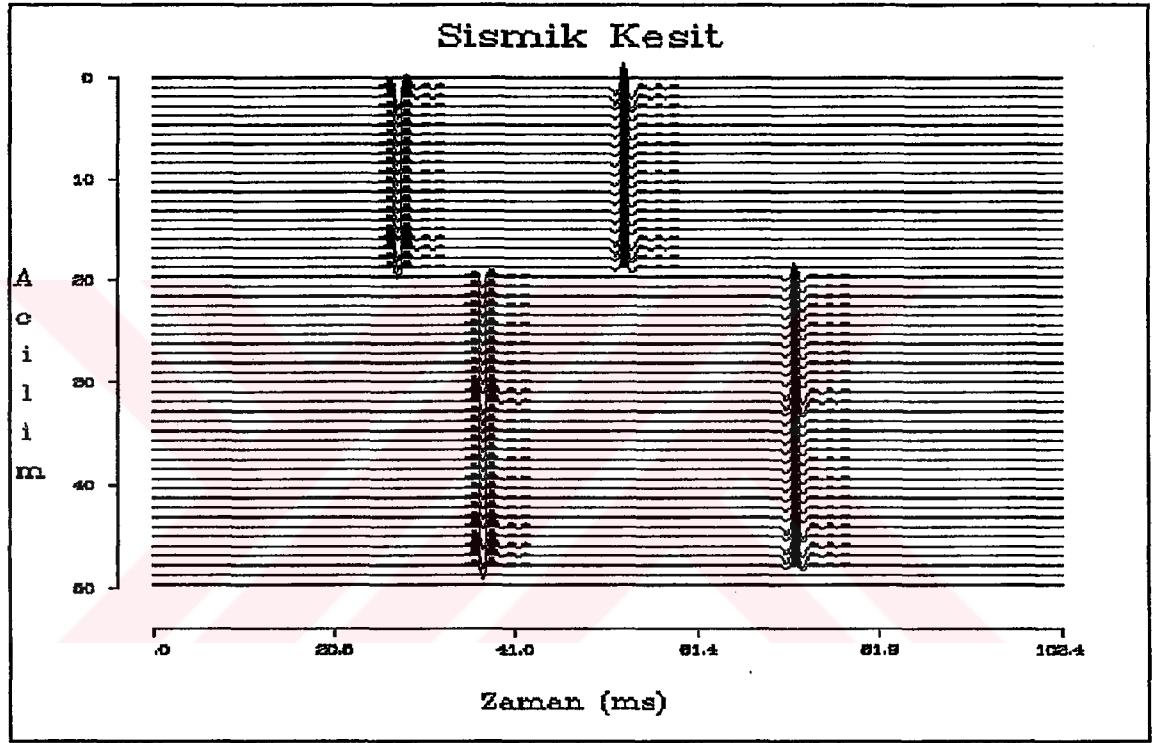
Şekil 5.13 Antiklinal Modeline Ait Sismik Kesit



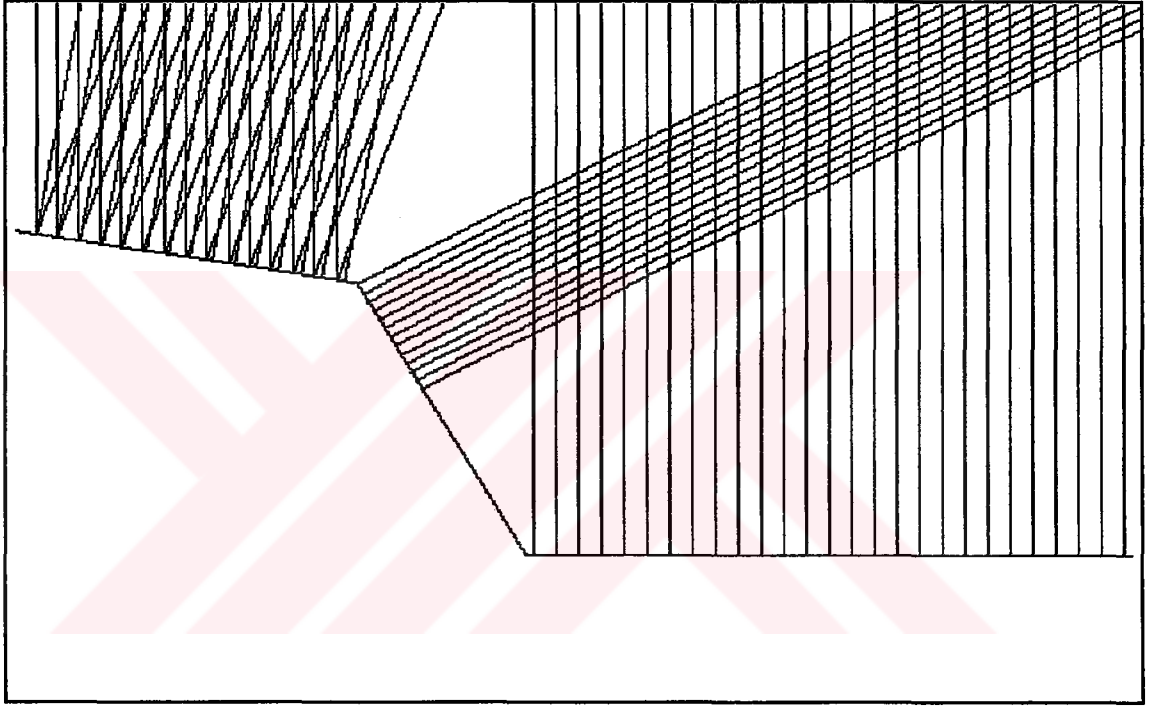
Şekil 5.14 Düşey Fay Modeli Deniz Tabanı



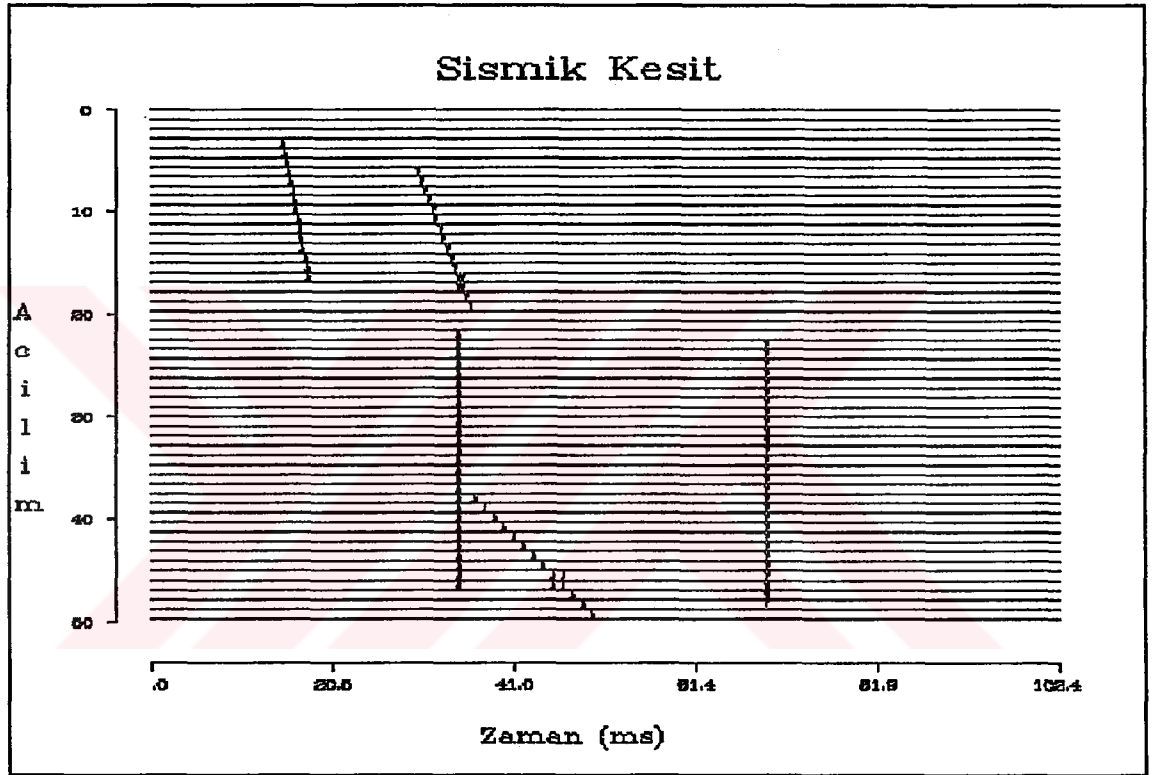
Şekil 5.15 Düşey Fay Modeline Ait Sismik Kesit



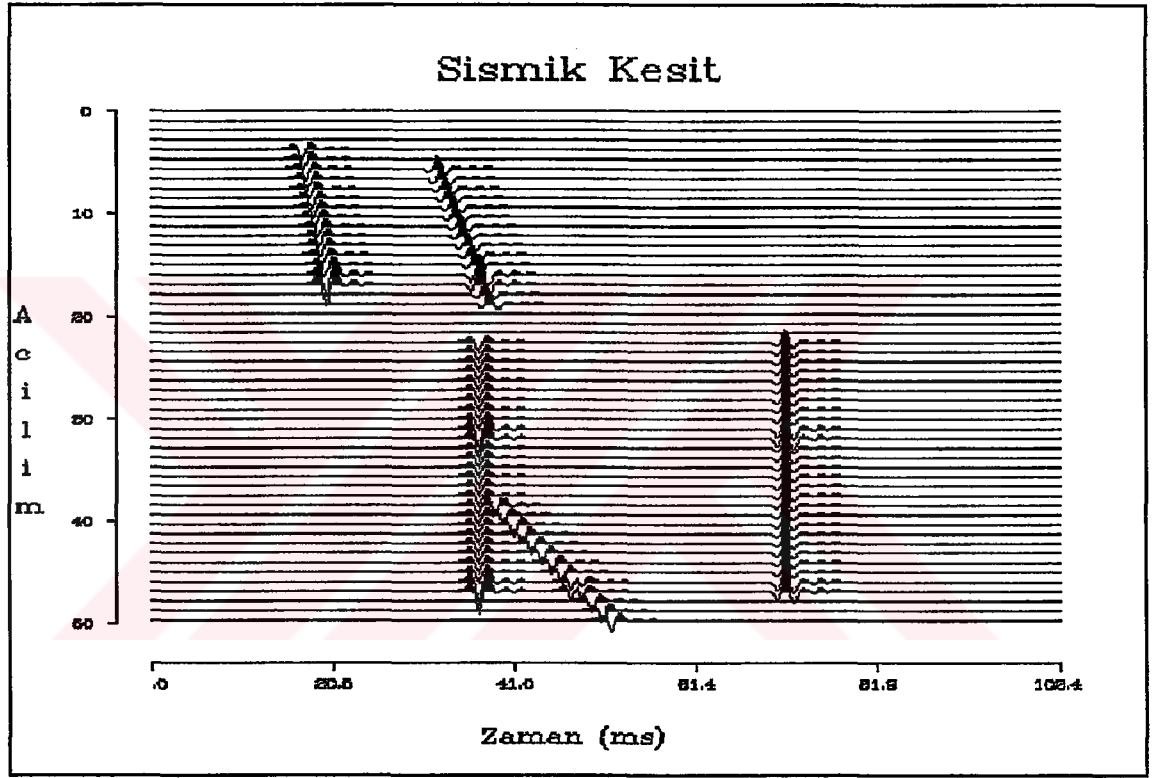
Şekil 5.16 Düşey Fay Modeline Ait Sismik Kesit



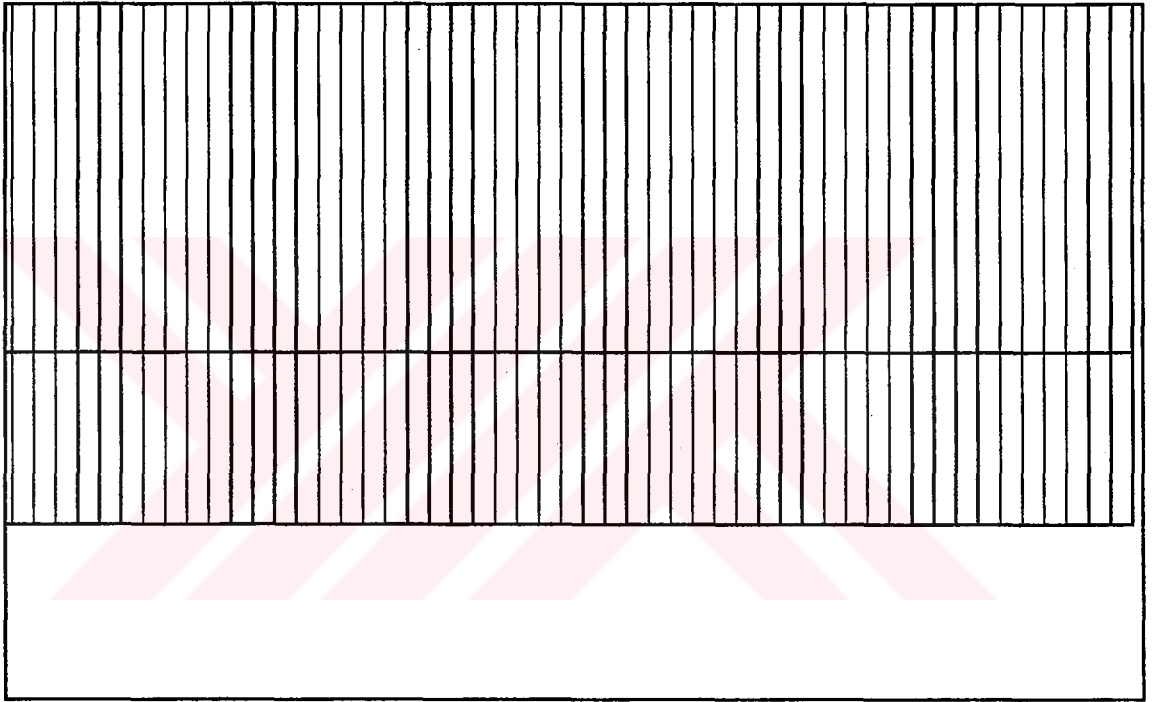
Şekil 5.17 Fay Modeli Deniz Tabanı



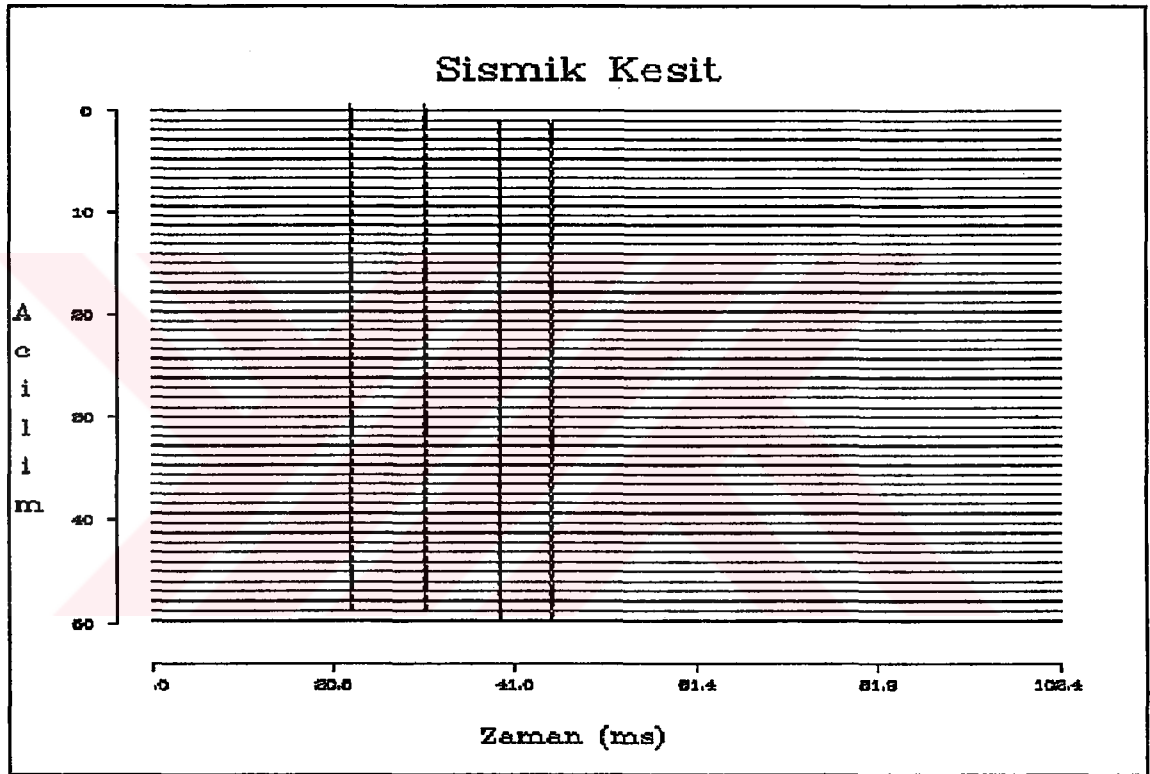
Şekil 5.18 Fay Modeline Ait Sismik Kesit



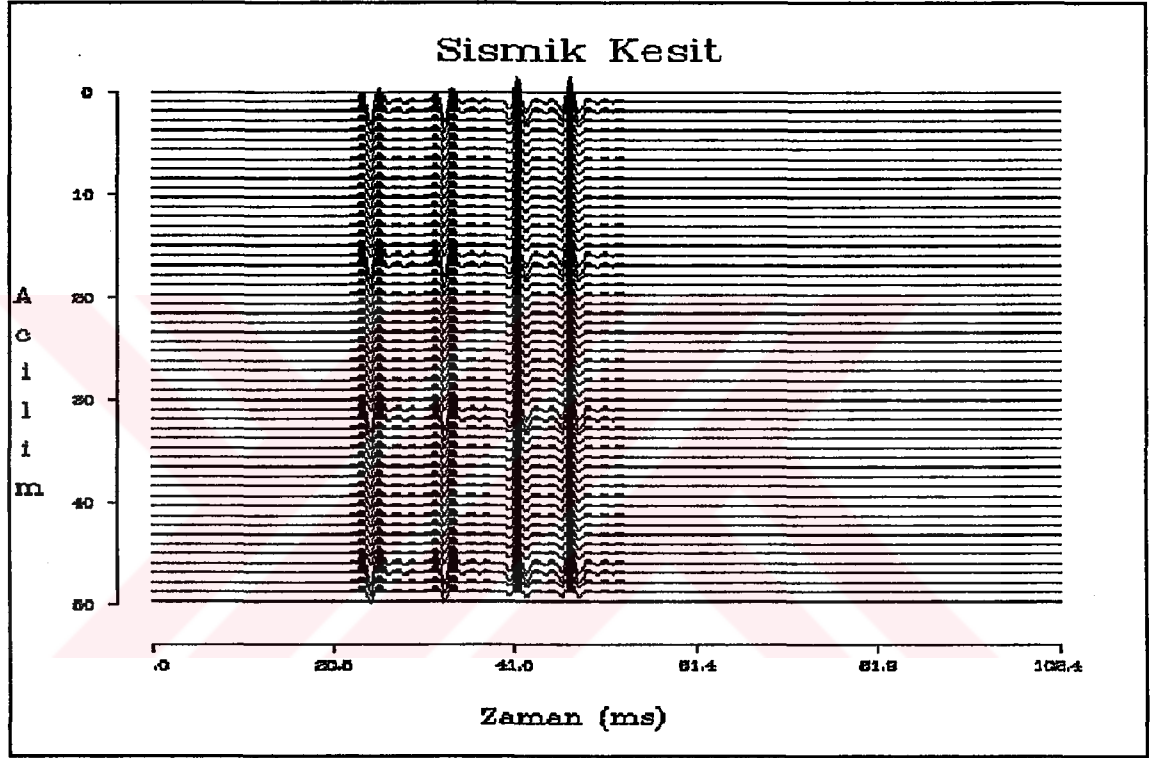
Şekil 5.19 Fay Modeline Ait Sismik Kesit



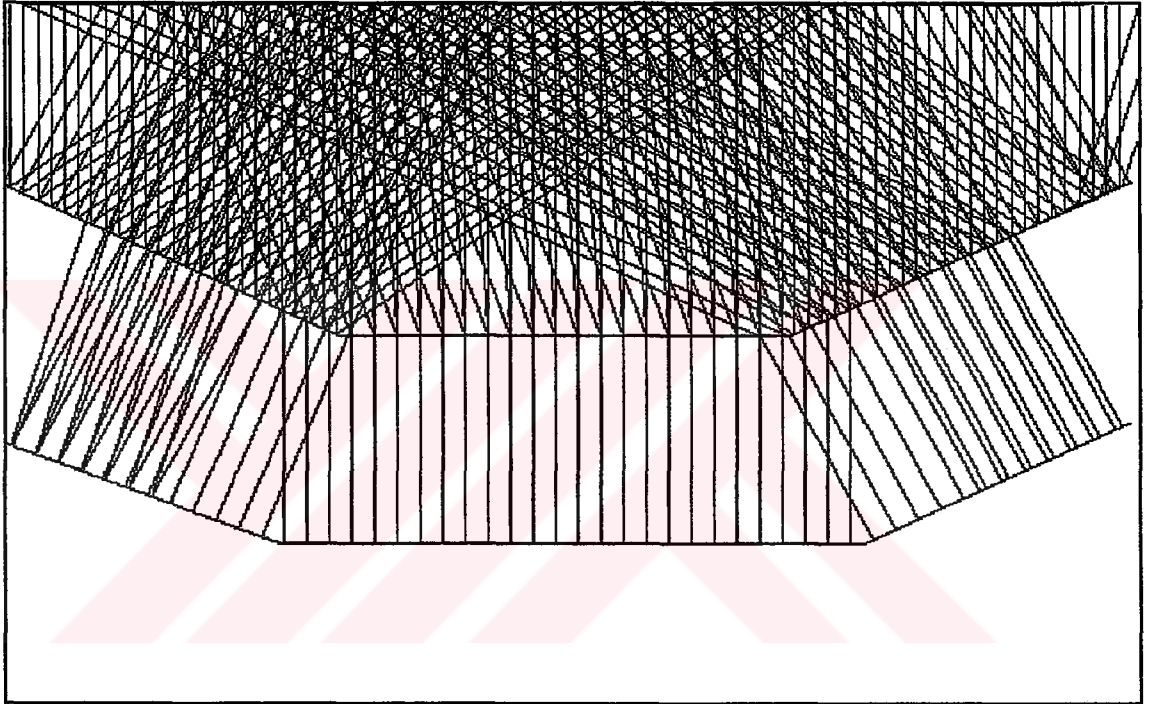
Şekil 5.20 Tek Tabakalı Yatay Model



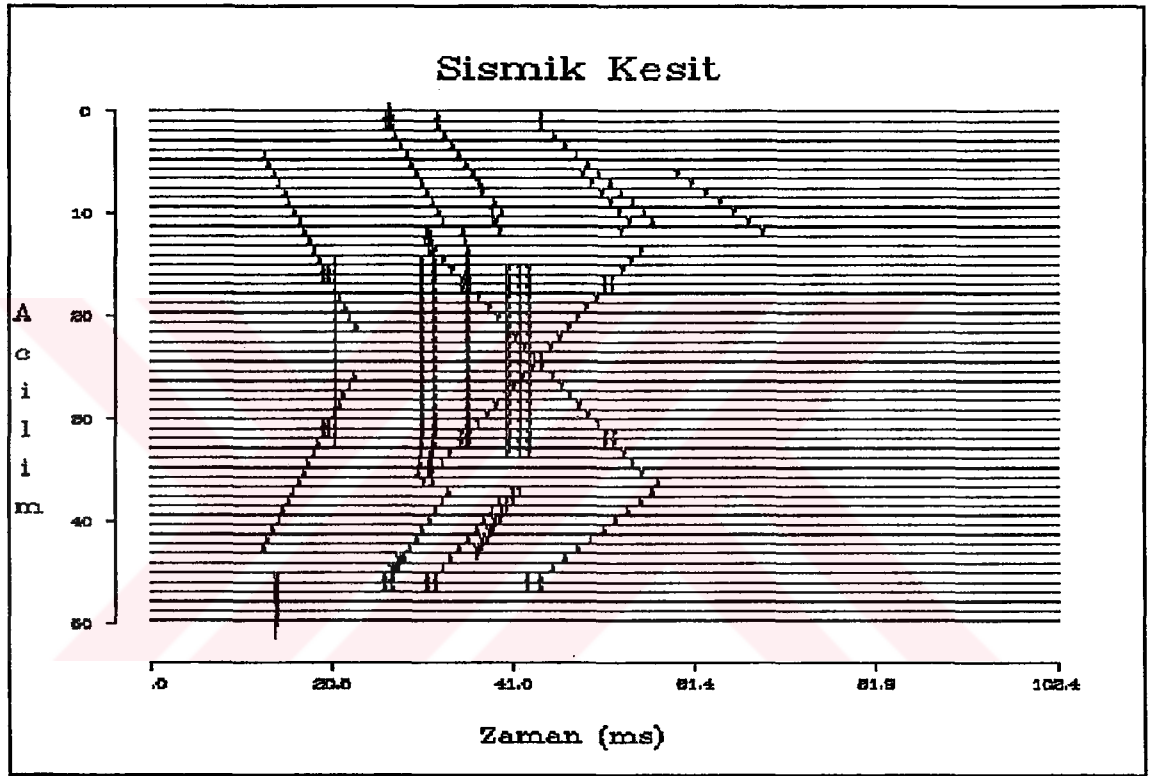
Şekil 5.21 Tek Tabakalı Modele Ait Sismik Kesit



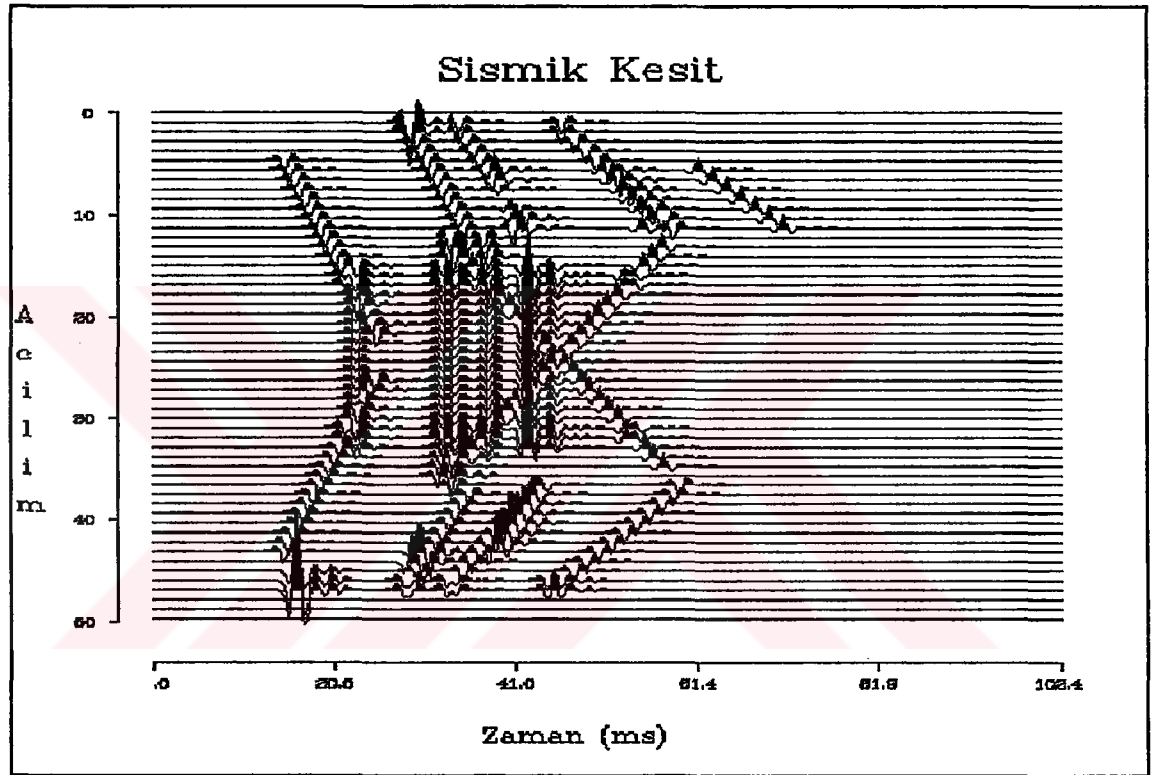
Şekil 5.22 Tek Tabakalı Modele Ait Sismik Kesit



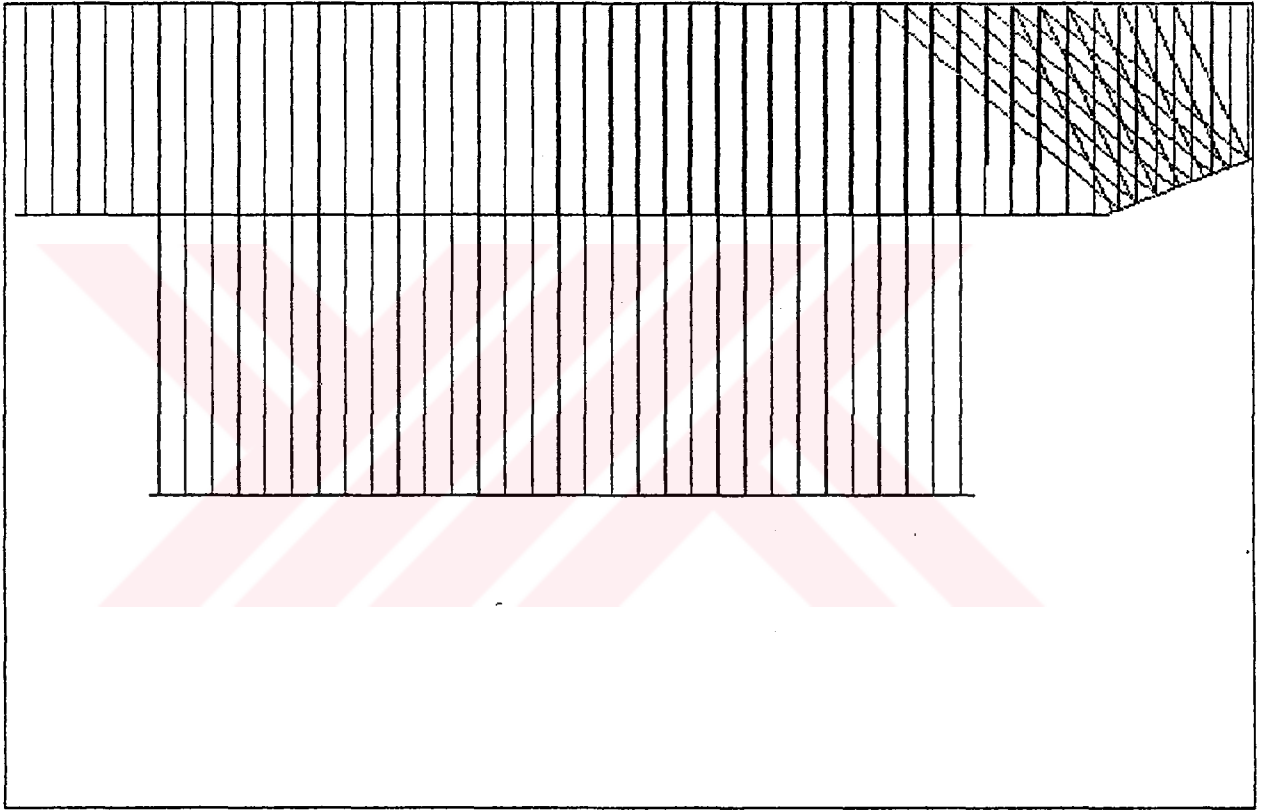
Şekil 5.23 Tek Tabakalı Basen Modeli



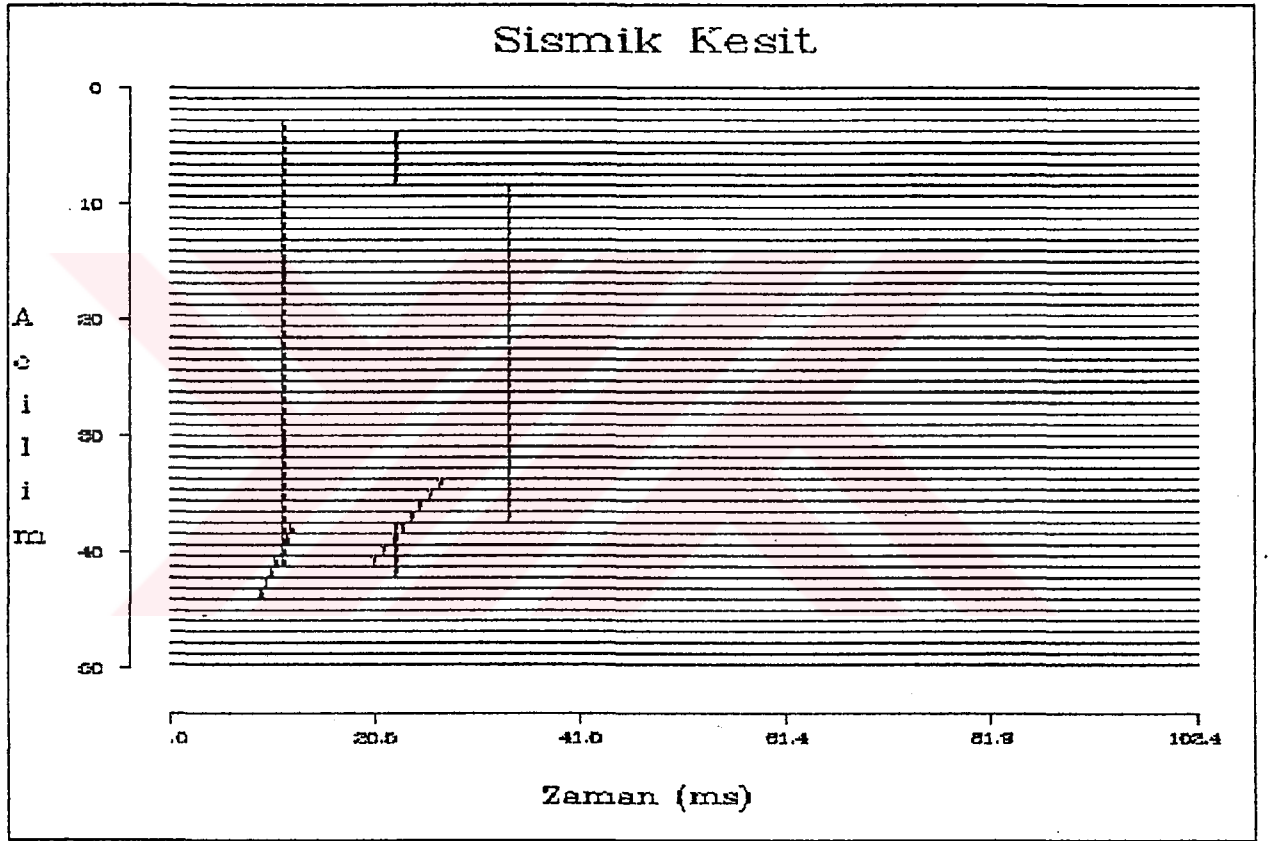
Şekil 5.24 Tek Tabalı Modele Ait Sismik Kesit



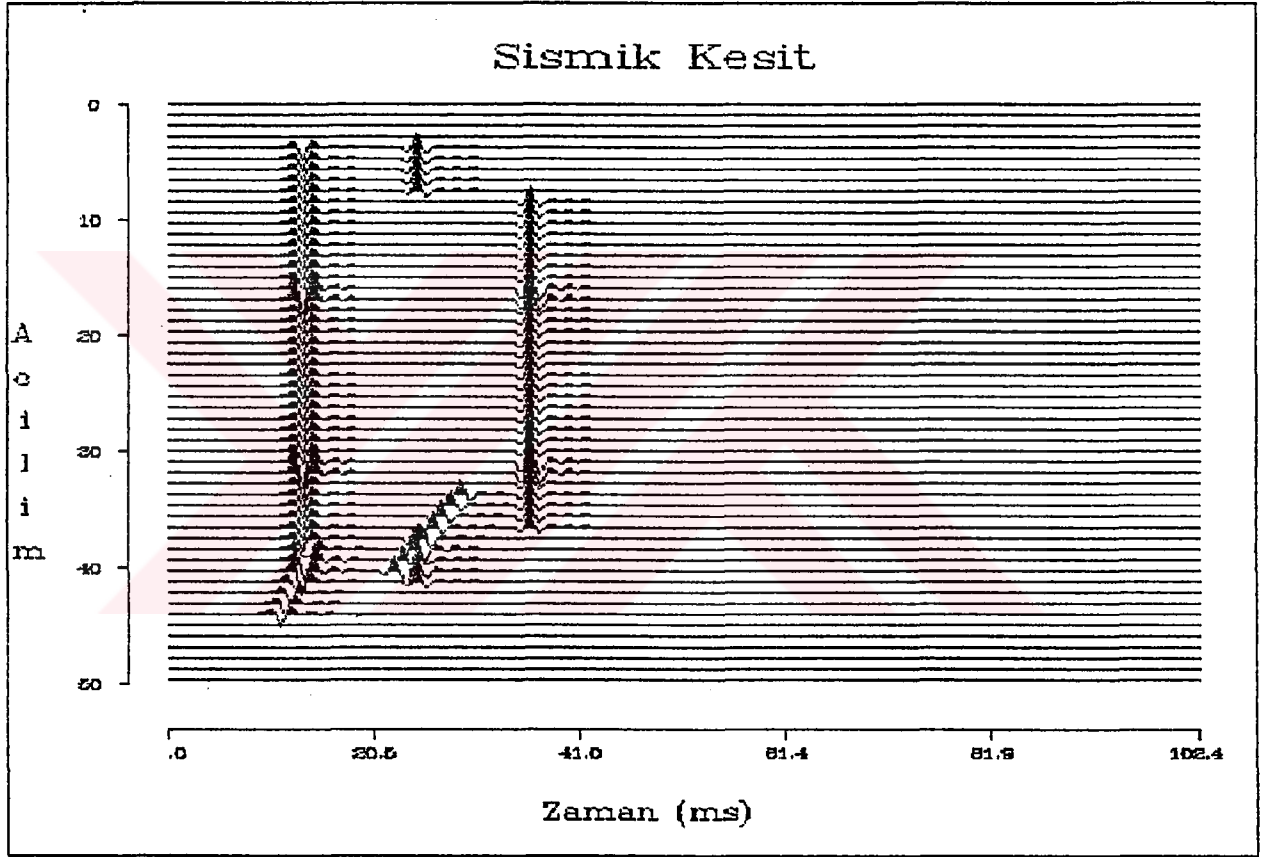
Şekil 5.25 Tek Tabakalı Modele Ait Sismik Kesit



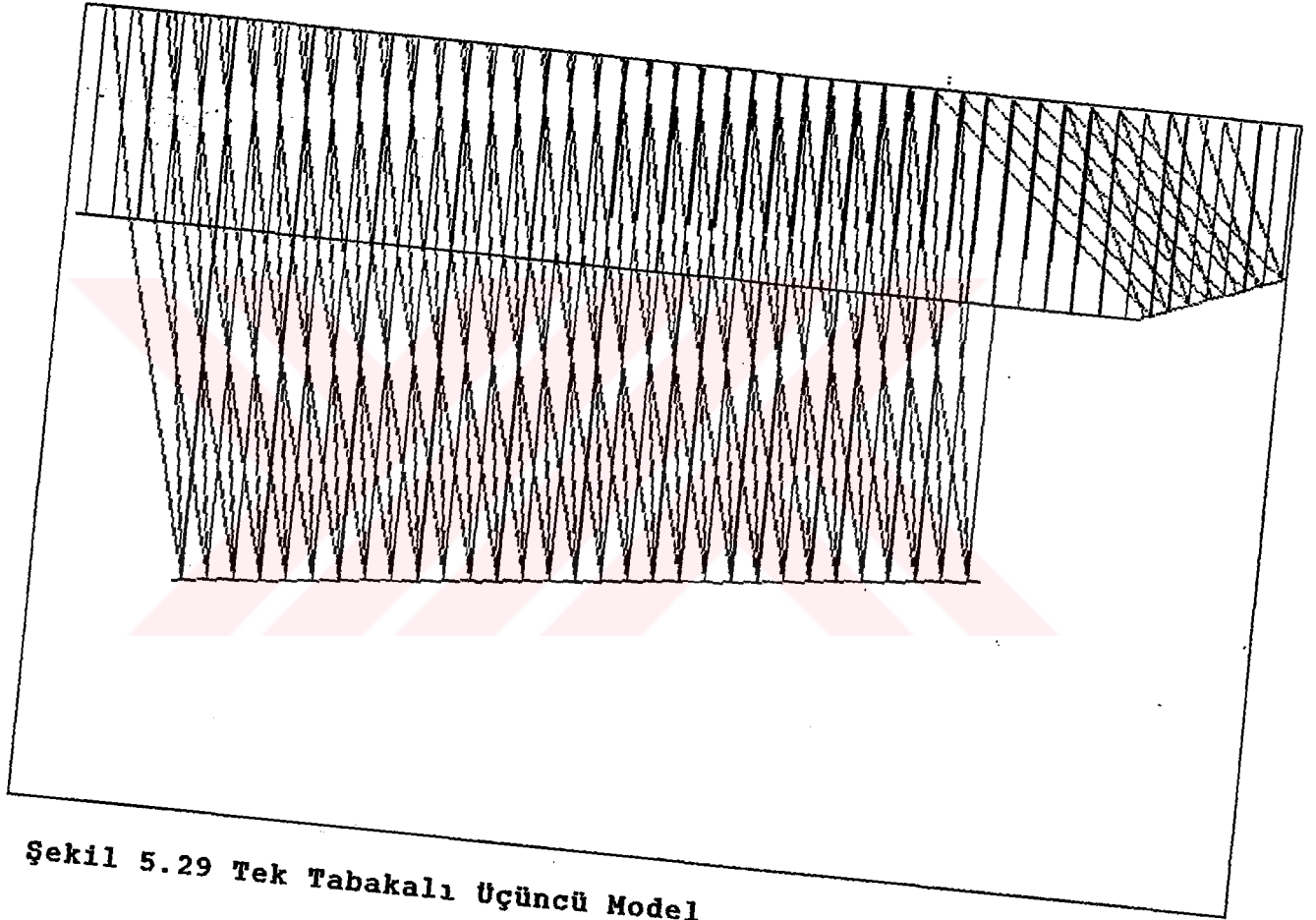
Şekil 5.26 Tek Tabakalı İkinci Model



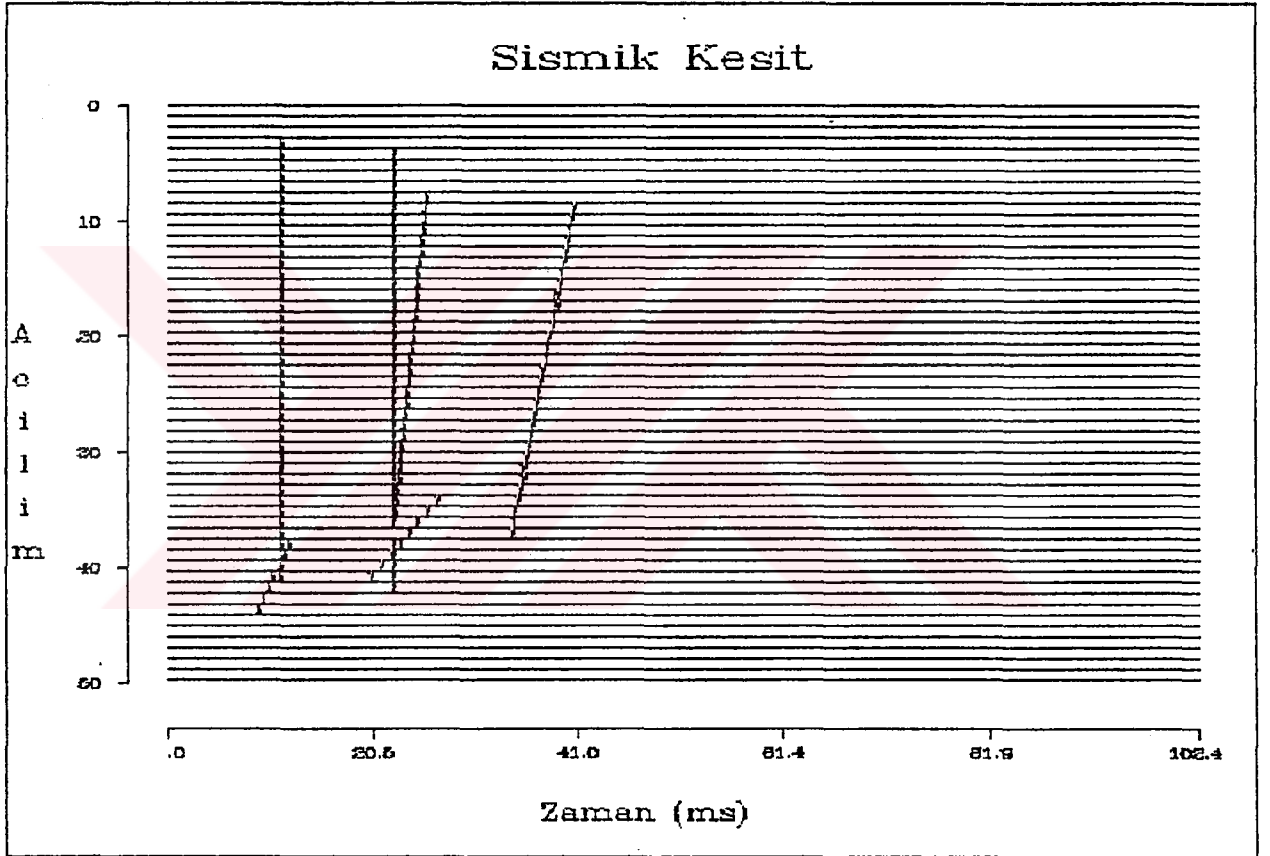
Şekil 5.27 Tek Tabakalı İkinci Modele Ait Sismik kesit



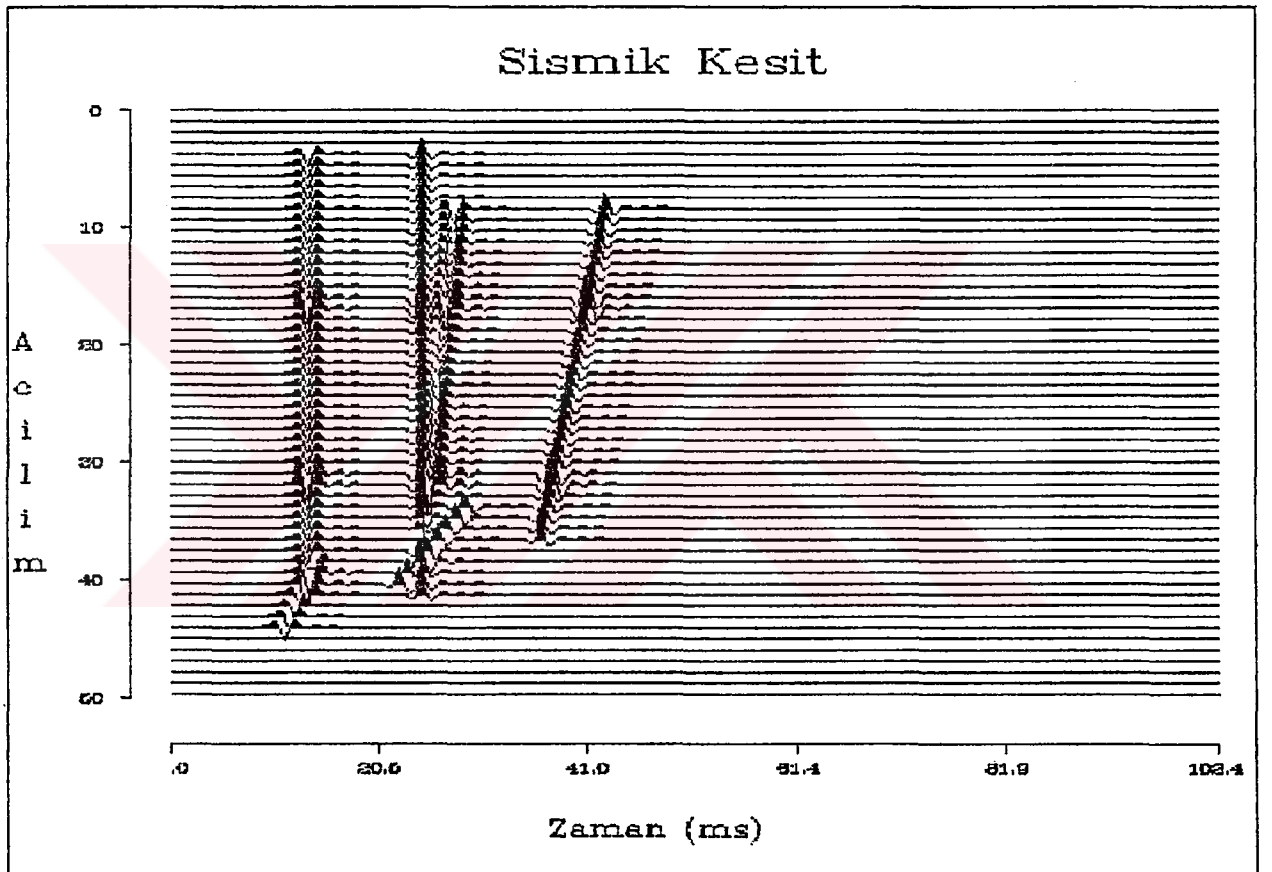
Şekil 5.28 Tek Tabakalı İkinci Modele Ait Sismik Kesit



Şekil 5.29 Tek Tabakalı Üçüncü Model



Şekil 5.30 Tek Tabakalı Üçüncü Modele Ait Sismik Kesit



Şekil 5.31 Tek Tabakalı Üçüncü Modele Ait Sismik Kesit

BÖLÜM 6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada klasik geometrik ışın izleme yöntemiyle, deniz sismiğinde yapay sismogramlar üretimine çalışılmıştır. Gerekli bağıntılar üretildikten sonra bilgisayar programı yardımı ile çeşitli yapılara ait sismogramlar üretilmiştir.

Elde edilen sismogramlarla, bu sismogramlara ait yapılara bakıldığı zaman yöntemin ve ayrıca üretilen bağıntıların iyi çalıştığı görülmüştür.

Çalışma sırasında karşılaşılan en önemli sorulardan ikisi, PC tipi bilgisayarlara özgü kısıtlı bellek kapasitesi ile düşük ayrımlı ekranlarla yetinilmek zorunda kalınmasıdır.

Bu çalışmada sadece yansımalar ve tekrarlı yansımalar üzerinde dırülmüştür, daha iyi ve gerçeğe yakın sismogramlar elde etmek için ortamda saçılma ve soğrulma ve diğer faktörlerin etkisi de göz önünde bulundurulması gerekiyor.

KAYNAKLAR

- AKI, K., and RICHARDS, P., 1980, Quantitative Seismology, San Francisco; Freeman.
- ANGWLA, M. DAVIS, MENAI BRIDGE, 1992, Methane In Marine Sediment Continental Shelf Research Volume 12, no. 10.
- CERVENY, V. and RAVINDRA R., 1971, Theory of Seismic Head Wave, Toronto: University of Toronto Press.
- CERVENY, V., MOLOTKOV, IÇ., PSENCIK, I., 1977, Ray Method in Seismology, Chales University Press, Praguc, Czechoslovakia, 214.
- CERVENY, V., POPOV, M. M., PSENCIK, J., 1982, Computation of Seismic Wave Fields in Inhomogeneous Media Gaussion Beam Approach, Journal of Geophysics, v. 70, 109-128.
- CHAPMAN, C. H., DRUMMOND, R., 1982, Body Wave Seismograms in Inhomogeneous, Media Using Maslow Asymptotic Theory, BSSA, 72, 5277-5317.
- DAY-SAAKAR, S., K. and CHAPMAN, C. H., 1978, A simple Method for the Computation of Body Wave Seismograms, Bull. Seismol. Soc. Am., 65, 1577-1593.
- ERGIN, K., 1980, Advanced Seismology Lecture Notes, İTÜ.
- FRAZER, L., 1983, Two Problems in WKBJ Theory, Geophysics Journal Ray. Astron. Soc., 78, pp. 193-211.
- GEBRANDE, H., 1976, A Seismic Ray Tracing Method for Two Dimensional Inhomogeneous Media, in Explosion Seismology in Central Europe: Data and Resualts, P. Giese, L. Prodehl and A. Stein, Springer-Verlag, Berlin, 162-167.

- GERMANY, J., 1988, Seismograms in Stratified Media; WKBJ Theory, J., Geophysics, Res., 92, 365-390.
- HADDON, R. A. W., BUCHEN, P. W., 1981, Use of Kirchoff's Formula for Body Wave Calculation in the Earth, Geophysics, Journal, V. 67, 587-598.
- HATTON, L., WORTHINGTON M. H., MAKIN, J., 1986, Seismic Data Processing: Theory and Practice.
- HORN, F., 1971, Criteria for Selection Modeling, Geophysics, 35, pp. 1020-1037.
- JULIAN, B. R., GUBBINS, D., 1977, Three Dimensional Seismic Ray Tracing, J. Geophysics, V. 43, 95-113.
- TANJO, G., 1988, Numerical Methods for Seismic Acoustic Propagation Prediction: A Review IEEE.
- WHITTALL, K. P., and R. M. CLOVES C., 1979, A Simple Efficient Method for the Calculation of Traveltime and Raypaths in Laterally Inhomogeneous Media, J. Can. Soc. Expl. Geophy., V. 15, 21-29.

ÖZGEÇMİŞ

Alireza Barghi 1959 yılında Tebriz'de doğmuştur. İlk ve orta öğrenimini Tebriz'de yapmıştır. Orta öğrenimini Ferdosi Lisesinde tamamladıktan sonra 1985 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümünde Lisans öğrenimine başlamıştır. 1989 yılında bu bölümü bitirmiştir. 1990 yılında aynı bölümde Yüksek Lisans öğrenimine başlamıştır.