

JEOFİZİK

CİLT 3, SAYI 1 / MART 1989

VOL. 3, NO. 1 / MARCH 1989

**Spektral Transfer Fonksiyonlarından
Yararlanılarak Sismik P Dalgaları İle Üretilen
Yapay Yansıma Sismogramları**
A. Güngör TAKTAK ve Aybige AYDOĞAN

**Sonsuz Birim Tepkili Sayısal Eliptik
Süzgeçler**
A. Güngör TAKTAK

**Jeofizik Modellemede SVD
Analizi**
O. Metin İLKIŞIK

**Doğrultusu Boyunca Sonsuza Uzanan Eğimli
Bir Levha (Damar) Tipi Yatağın Doğal Gerilim
Belirtisinin Eğriler Takımı (Nomogram) ve
Grafiksel bir Yöntemle Değerlendirilmesi**
İbrahim ONUR

**Batı Anadolu Depremselliğinin Markov
Yöntemi ile Araştırılması**
R. PINAR, Z. AKÇİĞ ve F. DEMİREL

**Synthetic Reflection Seismograms
Produced with Seismic waves Using
the Spectral Transfer Functions**
A. Güngör TAKTAK and Aybige AYDOĞAN

**Infinite Impulse Response Digital
Elliptic Filters**
A. Güngör TAKTAK

**SVD Analysis in Geophysical
Modelling**
O. Metin İLKIŞIK

**Interpretation of the Self-Potential Anomaly
Over an Inclined Sheet-Like
Body of Infinite Extension by
Using the Nomogram and a Graphical Method**
İbrahim ONUR

**The Investigation of Western Anatolia
Seismicity by the Markov Method**
R. PINAR, Z. AKÇİĞ and F. DEMİREL



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TURKEY

G. KULAK

"I didn't know Western did all this!"

Our first-time clients are surprised to discover the full range of geophysical services available from Western Geophysical. Everything from basin evaluation to reservoir geophysics. From presurvey planning through data acquisition, data processing and software licensing, and interpretation and integration. Worldwide from Beeville to Brunei.

Whether you need quick, high-quality results on a standard survey or custom analysis for a complex prospect, get to know Western and our professional staff. You'll discover advanced, yet proven technology and experienced field crews and data processors who know what it takes to make your Exploration & Development program a success.

Here is a general list of products and services from Western Geophysical. Please indicate items of interest and send to the Marketing Services department, or call your local Western Geophysical office.

Data Acquisition

- Presurvey Planning
- Energy Sources
 - Source array design
 - High-pressure and low-pressure airguns
 - Waterguns
 - Sleeve guns
 - Auger airguns
 - BBV 60-60 vibrators
 - ARIS™ 3-component impact sources
- Seismic Vessels
 - U.S. East Coast
 - U.S. West Coast
 - U.S. Gulf Coast
 - Beaufort Sea, Alaska
 - Canada
 - Europe, Africa, and Middle East
 - South America, Central America, Caribbean
 - South Asia, China, Australasia
- Land Crews
 - Continental U.S.
 - Alaska
 - Canada
 - Europe, Africa, and Middle East
 - South America, Central America, Caribbean
 - South Asia, China, Australasia

- Data Recording
 - Marine, land, and transition-zone telemetry
 - Multistreamer
 - Multisource
 - Multi-boat
 - 2-D
 - 3-D
 - Refraction
 - 3-component

Data Processing and Software Licensing

- Field Testing
 - Instrument tests
 - Noise analyses
 - Array response
- Seismic Processing
 - Demultiplex, copy, dump
 - Vibroseis correlation
 - 2-D and 3-D geometry definition
 - 3-D location processing
 - 3-D parameter interpolation
 - Single-channel and multichannel noise detection
 - Beam steering
 - Dual-vertical cable processing
 - Statics
 - Dip filtering
 - Q compensation filter
 - Deconvolution
 - Slant stack
 - Parabolic radon transform (velocity stack)
 - Multiple attenuation: residual moveout discrimination, predictive methods, wave-equation based methods
 - Amplitude-vs-Offset (AVO) analysis
 - Layer replacement
 - Velocity analysis and display
 - 2-D and 3-D DMO
 - NMO and stack
 - Coherency stack
 - Gain, mutes, displays
 - Time-variant and bandpass filters
 - Radial predictive filter
 - Random noise attenuation
 - Spatial trace interpolation
 - Migration: f_k (Stolt), phase shift, finite difference, Kirchhoff, w-x, prestack, and poststack
 - 3-D time slice
 - Spectral analysis
 - Model-based wavelet processing
 - Pseudo-Interval Velocity Transformation (PIVT)
 - Shade and contour displays
 - Computer-Aided Plotting System (CAPS)
 - SLIM® Seismic Lithologic Modeling
 - Sparse-spike deconvolution/inversion
 - Multicomponent processing

- Seismic Modeling
 - Normal and non-normal incidence modeling
 - Interactive zero-offset modeling
 - Tresey-Hilterman wave-theoretical synthetic section generation
- Interactive Capabilities
 - CRYSTAL II™ workstation: 2-D, 3-D interpretation, VSP processing, parameter determination
 - IQUEUE™ Interactive Queue processing
 - XED™ interactive parameter definition facility
 - EXPEDITOR™ workstation: velocity and event picking, 3-D parameter review, digitizing, geologic modeling
- Seismic Software Licensing Options
 - Leasing
 - Purchasing
 - Computer center setup and management

Field Quality Control

- Land
 - FACE™ system
- Marine
 - WISDOM® 3D-QC system
 - FLEX-QC™ system
 - SEIS-QC™ system

Interpretation

- Basin Studies
- Integrated Interpretation
- 2-D and 3-D Interpretation
 - Structural
 - Stratigraphic
 - Interactive

Reservoir Geophysics

- Reservoir Characterization
- Reservoir Monitoring

Worldwide Spec Data



WESTERN GEOPHYSICAL

Wesgeco House
P.O. Box 18
455 London Road
Isleworth, Middlesex
England TW7 5AB
(01) 560-3160
Telex: 24970 Wesgeco G
Fax: (01) 441-847 3131

Houston (713) 789-9600
Denver (303) 770-8660
Calgary (403) 291-8100
Singapore 65-258-3211
Caracas 58-2-261-8224
Bogota 57-1-298-0615
Rio de Janeiro 55-21-541-1595





Allgemeines Bohrunternehmen Wathlingen GmbH

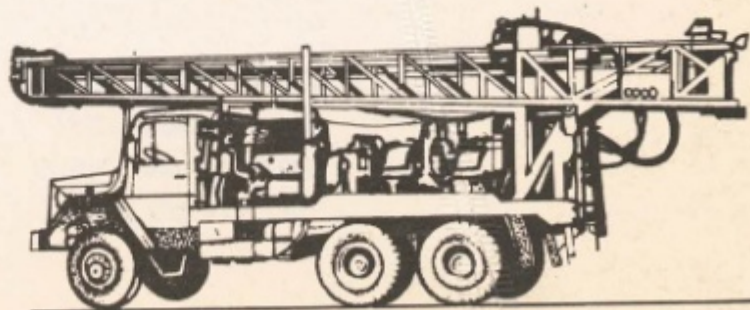
3101 WATHLINGEN POSTFACH 31, TELEFON: 051 44 - 3343

TELEX: 9 25 009 CEBRB - D. W. GERMANY

DRILLINGS FOR PROSPECTING - WATER - DEPTH GAUGE - CORE BORING -

BUILDING GROUND WATER DESCENDING - GEOPHYSICS AND SEISMIC

ÇANKAYA CAD. 23/2 ANKARA TEL: 125 91 98 - 136 34 63



ajans iletim 300503



ARCO TURKEY INC.

CONGRATULATIONS TO
THE CHAMBER OF
GEOPHYSICAL ENGINEERS
ON THE PUBLICATION OF YOUR BULLETIN

ARCO Turkey , Inc.
Kader Sokak 43/1
G.O.P., Ankara , Turkey
Tel: 136 60 30

**MicroMAX lets you rapidly
complete instrument tests,
optimize acquisition parameters,
and perform seismic data processing
*all in the field—all on a micro.***

- Breakthrough technology for major time and cost savings ■**
- Onsite QC lets you solve problems fast ■**
- Portable, light weight, rugged ■**
- Simple to operate, inexpensive to maintain ■**
- Comprehensive seismic data processing and QC software ■**
- Makes your crews more productive and profitable ■**

Effective, Proven Technology. MicroMAX has gained industry-wide acceptance by major oil companies and geophysical contractors as the *most comprehensive microcomputer-based seismic data field processing system available.*

MicroMAX systems are refining acquisition parameters and maximizing data quality for land and marine seismic crews throughout the world. MicroMAX has rapidly become the leading and most advanced solution for field data processing and quality control.

Fast, Cost Saving Performance. Designed to provide you with practical tools, MicroMAX can make a significant difference in the quality of your seismic data—and save you a lot of processing time and money.

Advanced Software Features. Features include: filter tests, F-K, F-T, and spectral analysis, velocity analysis, elevation and residual statics computation, decon, spectral whitening, array analysis, nonlinear vibroseis sweep design, and marine acquisition QC.

Reliability and Innovation. Our interactive approach to instrument testing, data analysis and processing on a microcomputer *redefines the concept of field quality control.* Please call or write:

Advance Geophysical Corporation
7409 South Alton Court, Suite 100
Englewood, Colorado 80112, USA
(303) 779-8080 FAX: (303) 796-0807
TELEX: 984254 (AGC UD)

TURKEY
Ilke Foreign Trade Co. (4) 2310729

Setting the pace for tomorrow's technology

ADVANCE 

GEOPHYSICAL CORPORATION



MADEN TETKİK VE ARAMA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

*Yurdumuzun yeraltı zenginliklerinin değeren-
dirilmesinde ve madencilik sektöründe 54 yıldır
başarıyla hizmet vermektedir.*

Schlumberger

WELL SEISMIC



- CHECK SHOT
- LOG CALIBRATION
- GEOGRAM
- VERTICAL SEISMIC
PROFILING

EXPLORATION

IN SEARCH OF TOMORROW'S ENERGY



PRAKLA-SEISMOS AG

PHONE: 511/6420
TELEX: 922419 + 922847 + 923250
TELEFAX: 647 6860



BUCHHOLZER STR. 100
P.O. BOX 510530
D-3000 HANNOVER 51

FEDERAL REPUBLIC OF GERMANY

Türkiye’de “gazete okurları” var.

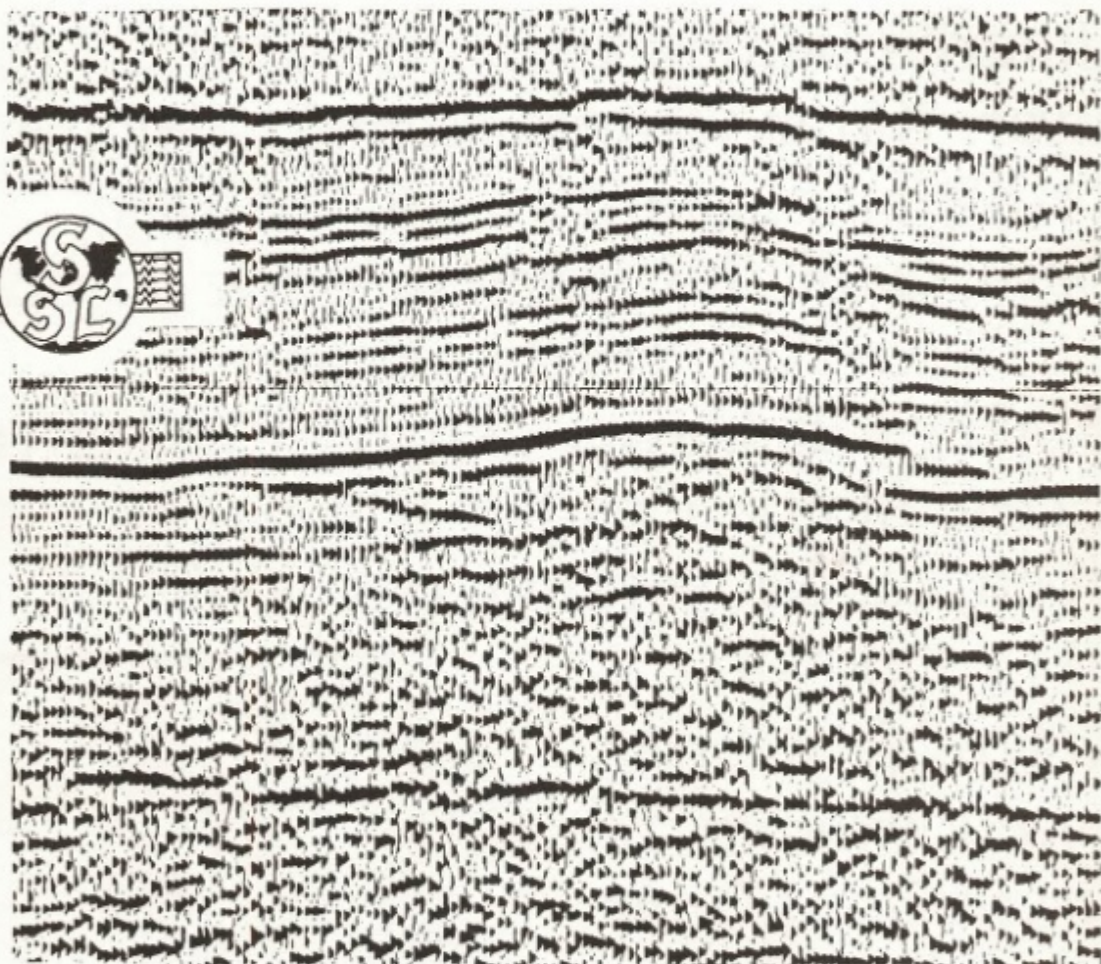
“Gazete okuru” yaşadığı ülkeyle, dünyayla yakından ilgilidir. Olayları en ayrıntılı biçimiyle izlemek, değerlendirmek, yorumlamak ister. Kültürün bütün alanlarına merak duyar. Karar vermek, seçmek, kendi görüşlerini oluşturmak için “çağdaş, doğru, ciddi” bir gazeteye gerek duyar.

Türkiye’de “gazete okurları” 65 yıldır Cumhuriyet okuyor. Cumhuriyet, “gazete okurları”na her gün doğru haberi, çağdaş yorumu, çok yönlü bir bakışı sunuyor.

*Türkiye’de yıllardır
“gazete okurları” var.
Türkiye’de yıllardır
“gazete” okunuyor.*



SEISMIC ACQUISITION AND DATA PROCESSING SERVICES



SEISMOGRAPH SERVICE LTD

NENEHATUN CADDESİ No. 66
GAZİOSMANPAŞA
ANKARA, TURKEY
TELEPHONE 136 58 14



JEOFİZİK

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI SÜRELİ YAYINI

JOURNAL OF THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TURKEY

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
M. Ali AK

**YÖNETİM KURULU
Executive Committee**

M. Ali AK
Cemal KAYA
Mehmet ALTINTAŞ
Asım ÖZMEN
Yavuz DİLBAZ
Erden ERCAN
Atilla SEFÜNÇ

**YAYIN KURULU
Publication Committee**
Muharrem TÜRKARSLAN
İbrahim AYDIN
Sami ZÜNBU
Doç. Dr. Edip BAYSAL
Doç. Dr. A. Tuğrul BAŞOKUR
Kenan EREZ

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI**
Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K. 255
Kızılay-Ankara-TURKEY
Tel: (4) 135 13 79

BASILDIĞI YER
MAYA Matbaacılık Yayıncılık Ltd. Şti.
Tel: 118 01 53 - 125 25 95 - Ankara

DİZGİ
ARTI Ltd. Şti.
Tel: 118 63 80 - Ankara

**YILDA İKİ KEZ MART VE EYLÜL
AYLARINDA YAYINLANIR**
Published Twice a Year
in March and September

CİLT 3, SAYI 1 / MART 1989

VOL. 3, NO. 1 / MARCH 1989

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

OKURLARIMIZA.....	2
SEKTRAL TRANSFER FONKSİYONLARINDAN YARARLANILARAK SİSMİK P DALGALARI İLE ÜRETİLEN YAPAY YANSIMA SİSMOGRAMLARI.....	3
Synthetic Reflection Seismograms Produced with Seismic P waves Using the Spectral Transfer Function	
SONSUZ BİRİM TEPKİLİ SAYISAL ELİPTİK SÜZGEÇLER.....	16
Infinite Impuls Response Digital Elliptic Filters	
JEOFİZİK MODELLEMEDE SVD ANALİZİ.....	43
SVD Analysis in Geophysical Modelling	
DOĞRULTUSU BOYUNCA SONSUZA UZANAN EĞİMLİ BİR LEVHA (DAMAR) TİPİ YATAĞIN DOĞAL GERİLİM BELİRTİSİNİN EĞRİLER TAKIMI (NOMOGRAM) VE GRAFİKSEL BİR YÖNTEMLE DEĞERLENDİRİLMESİ.....	50
Interpretation of the Self-Potential Anomaly Over an Inclined Sheet-Like Body of Infinite Extension by Using the Nomogram and a Graphical Method	
BATI ANADOLU DEPREMSELLİĞİNİN MARKOV YÖNTEMİ İLE ARAŞTIRILMASI.....	56
The Investigation of Western Anatolia Seismicity by the Markov Method	
YAZI VERENLER.....	67
ODA ÜYELERİ.....	68
REKLAM VEREN FİRMALAR.....	68

OKURLARIMIZA

Bir önceki sayımızda size seslenirken Yazar-İnceleyici-Yayın Kurulu üçgeninin sağlıklı bir biçimde işleyebilmesi için öngördüğümüz yolları belirtmiştik.

Bunun sonucu olarak gelen yazıların hızlı bir şekilde yayına hazırlanabilmesinde bizlere büyük kolaylıklar sağlarken sizlere en hızlı bir şekilde ulaşabilmede büyük adım atmış olduk. Şöyle ki; gelen yazılar konusunda uzman en az üç inceleleyiciye gönderilmektedir. İnceleyicilerden gelen öneri ve eleştiriler doğrudan yazara gönderilmekte ve inceleycinin görüşleride dikkate alınarak yazıların düzeltilmesi istenmektedir. Düzeltilmiş olarak gelen yazılar kurulumuzca dergimizin yayım kurallarına uygunluğunun sağlanması için gerekli düzeltmeler yapılarak baskı için hazır hale getirilmektedir.

Okuyucuların, yazılar hakkındaki görüş ve önerilerini kurulumuz aracılığı ile bir önceki yazımızda belirttiğimiz gibi bilimsel nitelik taşıması koşuluyla dergimizde yayınlanması ile veya kendileri yazar ile doğrudan iletişim kurarak iletebilirler.

Kurulumuz siz değerli meslektaşlarımızın özellikle uygulamaya yönelik özgün çalışmalarını Jeofizik Dünyasının hizmetine sunmalarını beklemektedir.

Saygılarımızla,

Yayın Kurulu

SPEKTRAL TRANSFER FONKSİYONLARINDAN YARARLANILARAK SİSMİK P DALGALARI İLE ÜRETİLEN YAPAY YANSIMA SİSMOGRAMLARI

Synthetic Reflection Seismograms Produced With Seismic P Waves Using the Spectral Transfer Functions

A. Güngör TAKTAK* ve Aybige AYDOĞAN*

ÖZET

Gözlemsel verilerin değerlendirilmesinde kolaylık sağlamak amacı ile yapay yansıma sismogramları üretilmektedir. Ayrıca yansıma sismogramlarındaki sinyalin şekil ve genlik değişimlerinin daha iyi yorumlanabilmesi model çalışmalarla daha da kolay olmaktadır.

Bu çalışmada, önce P dalgalarının frekans ortamında analizi yapılarak, verilen matris yöntemi ile çeşitli kuramsal tabaka modellerinin transfer fonksiyonları hesaplanmıştır. Üretilen sismogramlarda özellikle dalga boyu-tabaka kalınlığı ilişkisi göz önüne alınmıştır. Yöntemin esası yarı-sonsuz bir ortamın üzerinde uzanan yatay tabakalardan oluşan bir ortamda elastik dalga denkleminin sınır koşulları altında çözümüne dayanmaktadır. Çözüm (2×2) 'lik tabaka matrisi olarak verilmektedir. Bu matrisin elemanları tabaka kalınlığı, P dalga hızları, yoğunluk ve frekansın fonksiyonudur. Tabakalı bir ortamda ilerleyen elastik dalgalar için denklemin matris yöntemi ile çözümü, tabakalı ortamın transfer fonksiyonunun çabuk ve duyarlı olarak hesaplanmasını sağlamaktadır.

ABSTRACT

Synthetic seismograms are computed for a precise interpretation of observed data. Also, it is easier to interpret the variations of shapes and amplitudes of signal on the reflection seismograms with the model studies.

Here, the transfer functions of various theoretical models were initially calculated with a given matrix method after the analysis of P waves in the frequency domain. Relationship between wavelength and layer thickness was especially considered on the synthetic seismograms. The basis of the method is to find solutions to the elastic waves under boundary conditions for the medium consisting of horizontal layers over a semi-infinite space. Solution was given as a (2×2) layer matrix. The elements of this matrix are functions of layer thickness, P wave velocity, density and frequency.

GİRİŞ

Sismik verilerin değerlendirilmesi amacı ile yapılan çalışmalarda karşılaşılan sorunlardan birisi de dalga boyunun tabaka kalınlığından büyük olduğu durumlarda oluşan girişim olayı nedeniyle tabaka ayırtımlılığının gözlenememesidir. Bilindiği gibi sismik ayırtımlılık birbirine yakın zamanda gelen yansıma sinyallerinin ayırt edilebilirliği. İki sismik yansımanın katmanların arayüzeylerinden geldiğini gösterebilecek en küçük gidiş-geliş zamanının da farklı olduğu bilinmektedir. Öte yandan sismik ayırtım-

lık, tabaka kalınlıkları, hızları ve kaynak dalgacığının dalga boyuna bağlıdır. Yalın olarak yapay yansıma sismogramı, kaynak dalgacığı ile yansıma katsayılarının evrimi sonucunda elde edilir.

Bu çalışmada tek boyutlu dalga denkleminin bazı sınır koşulları altında (tabaka sınırlarında gerilme ve yerdeğiştirmeler sürekli, serbest yüzeyde gerilmeler sıfırdır) çözümü yapılmıştır. Düzlem dalganın düşey yöndeki gidişi için önce Fourier dönüşümü kullanılarak transfer fonksiyonu elde edilmiştir. Çalışmada kullanılan modeller özellikle tabaka kalınlığı dalga boyu ilişkisini

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova-İZMİR

içermekte ve bu ilişkinin transfer fonksiyonu üzerindeki etkisi incelenmektedir.

Bundan önce yapılan çalışmalarda, Robinson and Treitel (1977) Yatay n tabakalı bir ortamda z-dönüşümü kullanarak ortamın spektral fonksiyonunun nasıl hesaplanacağını göstermiştir.

Fuchs (1966), yarı sonsuz bir ortamın üzerinde uzanan tabakalı bir yerkabuğu içindeki bir nokta kaynaktan yayılan P dalgaları için transfer fonksiyonunu hesaplamıştır.

Gerçekte bu çalışmada kullanılan yöntem Thomson-Haskel matris yöntemi olarak adlandırılmakta ise de, çözüm Thomson-Haskel matrisinde olduğu gibi (4x4) iki matris olarak verilmemekte, S dalga hızları ve ışının geliş açısı matris elemanları olarak hesaplanmamaktadır. Bu çalışmada çözüm (2x2)'lik tabaka matrisi olarak verilmektedir. Matrisin elemanları tabaka kalınlığı (d_i), P dalga hızları (α_i), yoğunluk (ρ_i) ve frekansın fonksiyonudur. Işının geliş açısı da 90° olacak şekilde incelenmiştir.

TABAKALI BİR ORTAMDA ELASTİK DALGA DENKLEMİ

Daha önce de değinildiği gibi, modelin aşağıda verilen sınır koşulları ile birlikte yatay n tabakalı ideal, elastik ve homojen yarı sonsuz bir ortamdan oluştuğu varsayılmaktadır. Problemin çözümü hesaplarda kolaylık olması bakımından iki boyutlu olarak (x, z) düşey düzlem içinde yapılacaktır. x eksen tabaka sınırlarına paralel, z eksen aşağıya doğru pozitif olarak seçilmektedir. Elastik dalga denkleminin dilatasyon (P) dalgaları için genel ifadesi:

$$\nabla^2 U = \frac{1}{\alpha^2} \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} \quad (1)$$

olarak verilir. Burada U, P dalga hızları için yerdeğiştirme potansiyeli; t, zaman; α dalga hızı; ∇^2 , Laplasiyen operatörüdür:

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (2)$$

(1) Denkleminin genel çözümü;

$$U(z, t) = F\left(t - \frac{z}{\alpha}\right) + G\left(t + \frac{z}{\alpha}\right) \quad (3)$$

F ve G fonksiyonları başlangıç ve sınır koşulları ile belirlenir. $F\left(t - \frac{z}{\alpha}\right)$ pozitif yönde ilerleyen düzlem dalgaları göstermektedir. $G\left(t + \frac{z}{\alpha}\right)$ ise negatif yönde ilerleyen düzlem dalgalarıdır. İşlemlerde yalnızca pozitif yönde ilerleyen dalgalar dikkate alınacaktır. Buna göre birinci tabaka içerisinde aşağı doğru ilerleyen bir P dalgasının z yönündeki yerdeğiştirme bileşeni için,

$$U_1(z, t) = F\left(t - \frac{z}{\alpha_1}\right) \quad (4)$$

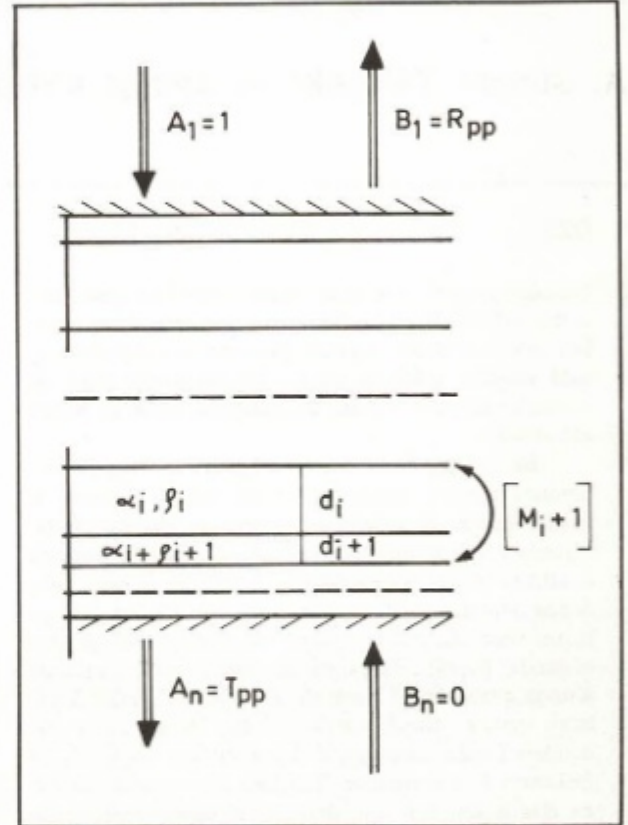
ve (3) nolu denklemdeki F(t) fonksiyonu için,

$$U_1(z, t) = C e^{j\omega\left(t - \frac{z}{\alpha_1}\right)} \quad (5)$$

şeklinde w açısal frekanslı harmonik bir fonksiyon kullanılır. Böylece i inci tabaka içindeki yerdeğiştirme miktarı özel bir çözüm ile,

$$U_i(z, t) = A_i \exp\left(j\omega\left(t - \frac{z - z_{i-1}}{\alpha_i}\right) + B_i \exp\left(j\omega\left(t + \frac{z - z_{i-1}}{\alpha_i}\right)\right) \quad (6)$$

şeklinde verilir (Şekil 1).



Şekil 1. Birbirine paralel tabakalı bir ortamın arayüzeylerinden yansıyan ve yayılan dalgalar.

Fig. 1. System of layered media showing ray path normal to the parallel interfaces between layers.

$i = 1$ için (6) denklemindeki birinci terim aşağıya doğru ilerleyen dalgayı, ($A_1 = 1$ burada genlik birim olarak alınmıştır), ikinci terim ise aranan yansımış dalgayı ($B_1 = R$) tanımlamaktadır.

$i = n$ için (6) denklemindeki birinci terim yayılan dalgadır ($A_n = T$), ikinci terim ise sıfır olmaktadır ($B_n = 0$). Görüldüğü gibi A_i ve B_i katsayıları zamana bağlı değildir. (6) denklemini aşağıdaki sınır şartları ile düzenleyecek olursak;

1. Ortamda geçerlilik; $U(z, t) = 1.F(t - z/\alpha_1) + R.F(t + z/\alpha_2)$
 2. Ortamda geçerlilik; $U(z, t) = T.F(t - z/\alpha_1)$ (7)

R = yansıma katsayısı T = yayılım katsayısı

Sınır şartları,

Fiziksel Olarak Matematiksel Olarak

1. Tabaka sınırlarında gerilme ve yerdeğiştirme süreklidir. $U_i(z, t) = U_{i+1}(z, t)$ (8)

2. Serbest yüzeydeki gerilmeleri sıfırdır, yani sınır herhangi bir sismik enerji taşıyor.
 $\delta_{zi} = \delta_{zi+1}$
 $\rho_i \alpha_i^2 \frac{\partial U_i}{\partial z}(z, t) = \rho_{i+1} \alpha_{i+1}^2 \frac{\partial U_{i+1}}{\partial z}(z, t)$
 $\rho_i \alpha_i^2 = \text{elastik katsayı}$

$1+R = T$ $\alpha = P$ dalga hızı (9)

$-1+R = -\frac{\rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1}$ $\rho = \text{Ortamın yoğunluğu}$

olduğundan,

$$T = \frac{2 \rho_1 \alpha_1}{\rho_1 \alpha_1 + \rho_2 \alpha_2} \quad R = \frac{\rho_1 \alpha_1 - \rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1 + \rho_2 \alpha_2} \quad (10)$$

$I_i = \rho_i \alpha_i$ akustik empedans.

$$T = \frac{2 I_1}{I_1 + I_2} \quad R = \frac{I_1 - I_2}{I_1 + I_2} \quad (11)$$

$z = 0$ 'da bir sınır yüzeyi yoktur, yani bu yüzeyde yansıyıp geri dönen dalga, reverberasyon olayı gözlenmemektedir. (6) numaralı denklemi düzenlemeden önce aşağıdaki olayların bilinmesinde yarar vardır.

a) Kaynak ile alıcı aynı yüzeydedir (kaynak tabaka içinde değildir), b) S dalgaları incelenmemektedir ($\mu = 0$), c) P dalgaları yalnızca düşey (z) yönünde ilerliyor, yani tek boyutlu dalga denklemi kullanılıyor.

Böylece yukarıdaki varsayımlar ve sınır koşulları kullanılarak (6) denklemi düzenlenirse,

$$A_i e^{-j\omega(t - \frac{z - z_{i-1}}{\alpha_i})} + B_i e^{j\omega(t + \frac{z - z_{i-1}}{\alpha_i})} = A_{i+1} + B_{i+1} \quad (12)$$

$$\rho_i \alpha_i \left[-A_i e^{-j\omega(t - \frac{z - z_{i-1}}{\alpha_i})} + B_i e^{j\omega(t + \frac{z - z_{i-1}}{\alpha_i})} \right] = \rho_{i+1} \alpha_{i+1} [-A_{i+1} + B_{i+1}] \quad (13)$$

eşitlikleri elde edilir.

$\frac{\partial U_i}{\partial z}(z, t)$ ve aynı işlem $\frac{\partial U_{i+1}}{\partial z}(z, t)$ için de yapılarak birinci sınır koşul denklemi,

$$A_{i+1} = A_i e^{-j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} + B_i e^{j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} - B_{i+1} \quad (14)$$

İkinci sınır koşulu denkleminde yerine koyulup çözülürse;

$$-I_i A_i e^{-j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} + I_i B_i e^{j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} = -I_{i+1} \left[A_i e^{-j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} + B_i e^{j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} \right] + I_{i+1} B_{i+1} \quad (15)$$

$$A_i e^{j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} [-I_i + I_{i+1}] + B_i e^{j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} [I_i + I_{i+1}] = 2 B_{i+1} I_{i+1} \quad (16)$$

ve böylece A_{i+1} ve B_{i+1} eşitlikleri;

$$1/2 \left[A_i e^{-j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} + \left(1 - \frac{I_i}{I_{i+1}}\right) + B_i e^{j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} \left(1 + \frac{I_i}{I_{i+1}}\right) \right] = B_{i+1} \quad (17)$$

$$1/2 \left[A_i e^{-j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} + \left(1 + \frac{I_i}{I_{i+1}}\right) + B_i e^{j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} \left(1 - \frac{I_i}{I_{i+1}}\right) \right] = A_{i+1} \quad (18)$$

elde edilir.

Bu denklem sistemi matris şeklinde aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\begin{bmatrix} A_{i+1} \\ B_{i+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2} \left(1 + \frac{I_i}{I_{i+1}}\right) e^{-j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} & \frac{1}{2} \left(1 - \frac{I_i}{I_{i+1}}\right) e^{-j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} \\ \frac{1}{2} \left(1 - \frac{I_i}{I_{i+1}}\right) e^{-j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} & \frac{1}{2} \left(1 + \frac{I_i}{I_{i+1}}\right) e^{-j\omega \frac{d_i}{\alpha_i}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_i \\ B_i \end{bmatrix} \quad (19)$$

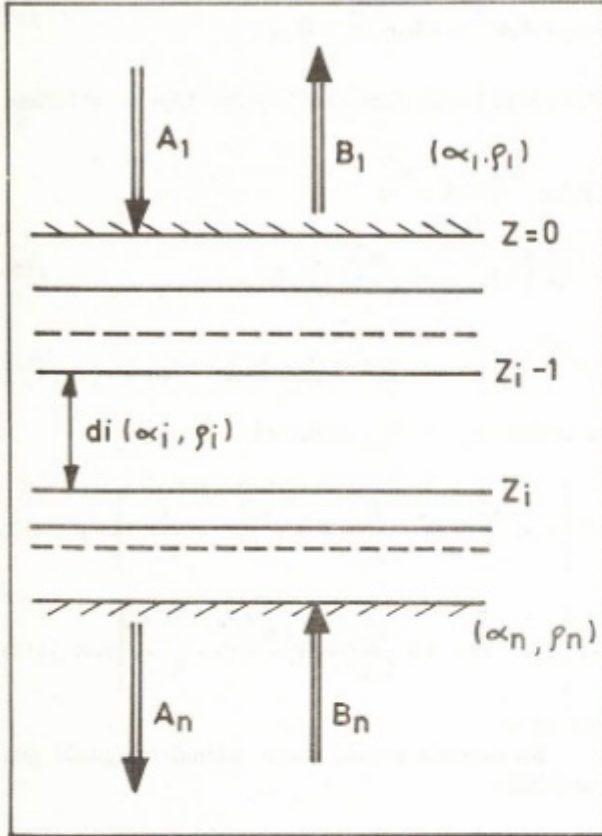
Denklemin tekrarlanmış şekli ile tabaka matrisinin çarpımı M olarak gösterilir.

$$\begin{bmatrix} A_n \\ B_n \end{bmatrix} = m_n \cdot m_{n-1} \dots m_{n-2} \begin{bmatrix} A_i \\ B_i \end{bmatrix} = M \begin{bmatrix} A_i \\ B_i \end{bmatrix} \quad (20)$$

$$\begin{bmatrix} A_n \\ B_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} \\ M_{21} & M_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_n \\ B_n \end{bmatrix} \quad (21)$$

Tabakalı bir ortam üzerine genliği $A_i = 1$ olan bir düzlem dalga gönderelim. Yansıyan dalga genliği ise $B_i =$

R olsun. Bu durumda ortam tam olarak, yani n inci tabaka bir yarı ortam şeklinde tanımlanmış ise dalga yayılım kurallarına göre $B_n = 0$ dır, sınır yüzeyinden yansıyarak geçen dalga genliği ise $B_n = T$ olur (Şekil 2).



Şekil 2. n tabakalı yerkabuğu modelinde yansıyan ve yayılan dalga genlikleri.

Fig. 2. Amplitude of reflected and refracted waves in n-layered media.

Buna göre oluşturulacak matris;

$$\begin{bmatrix} T_{pp} \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} \\ M_{21} & M_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ R_{pp} \end{bmatrix} \quad (22)$$

şekline dönüştür veya açılmış şekli ile,

$$\begin{bmatrix} T_{pp} \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{11} - M_{12} R_{pp} \\ M_{21} - M_{22} R_{pp} \end{bmatrix} \quad (23)$$

Bu matrisin çözümü ile R_{pp} ve T_{pp} katsayıları

$$R_{pp} = -\frac{M_{21}}{M_{22}} \quad (24)$$

$$T_{pp} = M_{11} - M_{21} \cdot \frac{M_{21}}{M_{22}} = \det [M] \frac{1}{M_{22}}$$

$$\det (M) = \frac{1}{\alpha_n} \cdot \frac{I_{n-2}}{I_{n-1}} \dots \frac{I_2}{I_3} - \frac{I_1}{I_n} = \frac{I_1}{I_n} \quad (25)$$

sonucu olarak,

$$R_{pp} = -\frac{M_{21}}{M_{22}} \quad (26)$$

$$T_{pp} = \frac{I_1}{I_n} \cdot \frac{1}{M_{22}} = \frac{\rho_1 \alpha_1}{\rho_n \alpha_n} \cdot \frac{1}{M_{22}}$$

elde edilir. (24) denkleminde görüldüğü gibi yansıma ve yayılım katsayıları tabaka parametrelerinin dışında ayrıca açısal frekans w 'ya da bağlıdır. Buna göre denklem (26) ile yansıyan dalga,

$$U_y(z, t) = R_{pp}(w) e^{jw(t - \frac{z}{\alpha_1})} \quad (27)$$

ve yayılan dalga,

$$U_k(z, t) = T_{pp}(w) e^{jw(t - \frac{z - z_{n-1}}{\alpha_n})} \quad (28)$$

olarak verilir. Yukarıdaki R_{pp} ve T_{pp} katsayıları tüm tabakalar için istenilen frekanslarda hesaplanabilir. Böylece istenen tüm tabaka modelleri için yapay yansıma sistemleri üretilir.

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} F(t) \cdot e^{jw t} dw$$

Bir kaynak dalgacığı yardımı ile yapay sismogram üretiminde düzlem dalga $F(t)$, $F(w)$ şeklinde bir spektruma sahiptir. Yansıyan dalgalar için $G(t + z/\alpha)$ eşitliği aşağıdaki şekilde verilir:

$$G(t + z/\alpha) = \int_{-\infty}^{\infty} R_{pp}(w) \cdot F(w) \cdot e^{jw(t + z/\alpha)} dw$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} G(w) \cdot e^{jw(t + z/\alpha)} dw \quad (29)$$

Yansıyan dalganın Fourier dönüşümü,

$$G(w) = R_{pp} \cdot F(w) \cdot e^{jw z/\alpha} \quad (30)$$

$z = 0$ için yapay sismogram ise;

$$G(0, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w) \cdot R_{pp}(w) \cdot e^{jw t} dw \quad (31)$$

şeklinde üretilir.

YANSIMA, YAYINIM İLİŞKİLERİ VE GİRİŞİM OLAYI

Bilindiği gibi empedans faktörü,

$$K_i = \frac{\rho_{i+1} \alpha_{i+1}}{\rho_i \alpha_i} \quad (32)$$

ve yansıma katsayısı,

$$r_i = \frac{1 - k_i}{1 + k_i} \frac{\rho_i \alpha_i - \rho_{i+1} \alpha_{i+1}}{\rho_i \alpha_i + \rho_{i+1} \alpha_{i+1}} \quad (33)$$

şeklinde verilir. Daha sonra yineleme bağıntısından R (w) girişim olaylarını inceleyebilmek için aşağıdaki işlemler yapılır;

$q_i = \exp(-j\omega d_i / \alpha_i)$ harmonik fonksiyonu, $\omega = 2\pi f$ açısal frekans ve $\lambda = \alpha \cdot T$ dalga boyu bağıntıları yardımı ile,

$$q_i = \exp(-j2\pi d_i / \lambda_i) \quad (34)$$

şeklinde ifade edilebilir.

$$\mathcal{F}[\exp(-j\omega d_i / \alpha_i)] \Rightarrow \delta(t - d_i / \alpha_i) \quad (35)$$

12 ve 13 bağıntılarına benzer biçimde ve sınır koşulları uygulanarak aşağıdaki eşitlikler yazılır:

$$A_i q_i + B_i q_i^{-1} = A_{i+1} + B_{i+1} \quad (36)$$

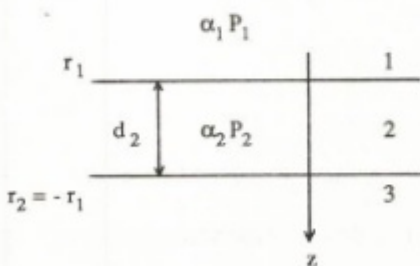
$$-A_i q_i + B_i q_i^{-1} = K_i (A_{i+1} + B_{i+1})$$

$$\frac{A_i}{B_i} = R_i = q_i^2 \frac{\frac{A_{i+1}}{B_{i+1}} + \frac{1 - k_i}{1 + k_i}}{1 + \frac{A_{i+1}}{B_{i+1}} - \frac{1 - k_i}{1 + k_i}} \quad (37)$$

İşlemi ile yansıma katsayılarının yineleme bağıntısı elde edilir:

$$R_i = \frac{R_{i+1} + r_i}{1 + R_{i+1} r_i} \cdot q_i^2 \quad (38)$$

Aşağıdaki model iki yarı sonsuz ortam arasında bulunan ince bir tabakadan oluşmaktadır, tabaka parametreleri ise,



şeklindeki gibidir.

Bu model üzerinde yineleme bağıntısını kullanacak olursak şunlar geçerlilik kazanır;

$$R_3 = \frac{B_3}{A_3} = 0$$

$$R_2 = r_2 q_2^2$$

$$R_1 = \frac{R_2 + r_1}{1 + R_2 r_1} = \frac{r_2 q_2^2 + r_1}{1 + r_2 q_2^2 r_1} \quad (39)$$

$r_2 = -r_1$ eşitliğinden,

$$R_1 = \frac{r_1 - r_1 e^{-j\omega 2d_2 / \alpha_2}}{1 - r_1^2 e^{-j\omega d_2 / \alpha_2}} = r_1 \frac{1 - e^{-j\omega 2d_2 / \alpha_2}}{1 - r_1^2 e^{-j\omega d_2 / \alpha_2}} \quad (40)$$

Burada R_1 , açısal frekansın (ω) bir fonksiyonudur. $R_1(\omega)$ 'nin davranışı bizi girişim olayına götürür. Bu girişim olayını yapıcı ve yok edici girişim olayları olarak iki şekilde görebiliriz.

Yok edici girişim olayında,

$$\exp(j\omega d_2 / \alpha_2) = 0$$

veya açık olarak,

$$1 - \exp(j\omega d_2 / \alpha_2) = 1 - \cos(2\omega d_2 / \alpha_2) - j \sin(2\omega d_2 / \alpha_2) = 0 \quad (41)$$

$\cos(2\omega d_2 / \alpha_2) = 1$ olduğundan,

$$2\omega d_2 / \alpha_2 = 2n\pi \quad n = 0, 1, 2, 3, \dots \quad (42)$$

$$f_n = \frac{\omega_n}{2\pi} = \frac{n\alpha_2}{2d_2} \quad n = 0, 1, 2, 3, \dots$$

noktalarında $R_1(\omega)$ sıfır değerini alır.

Boyutsuz büyüklük d/λ ya göre yok edici girişim oranları

$$\left(\frac{d}{\lambda}\right) = 0, \frac{1}{2}, 1, \frac{3}{2}, 2, \frac{5}{2} \text{ dir.} \quad (43)$$

Yapıcı girişim olayında ise,

$$\omega_n d_2 / \alpha_2 = (2n + 1)\pi \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (44)$$

$$f_n = \frac{(2n + 1) \alpha_2}{4d_2} \quad n = 0, 1, 2, \dots$$

noktalarında $R_1(\omega)$ sıfır değerini alacaktır.

Yapıcı girişim olayında ise boyutsuz büyüklük (d/λ) oranları

$$\left(\frac{d}{\lambda}\right) = \frac{1}{4}, \frac{3}{4}, \frac{5}{4}$$

şeklinde olmaktadır.

UYGULAMALAR VE SONUÇLAR

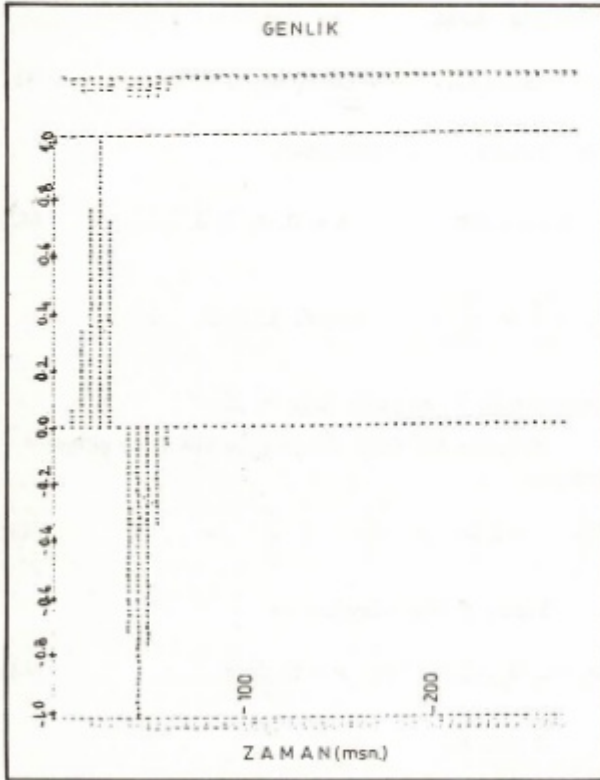
Bu bölümde kuramsal tabaka modellerinden değişik hız ve yoğunluğa bağlı olarak P dalgaları ile üretilen yansımaları içeren yapay yansıma sismogramları incelenmiştir. Tabakalı bir ortamda ilerleyen elastik dalgalar için dalga denklemi verilen matris yöntemi ile çözülmüştür. Bu matris yardımıyla elde edilen sonuçlar diğer yöntemler ile kontrollü yapılabildiğinde duyarlılığı artmaktadır. Ancak tabaka parametrelerinin sismogram ve transfer fonksiyonunu ne şekilde etkilediğini önceden bilmek gerekir. Bu nedenle önceden hazırlanan modellerle parametre değişimlerinin etkisini araştırıp problemi daha basitleştirmek için parametre değerlerinde bazı sınırlamalar yapılmaktadır.

Yerkabuğunda yoğunluk, sismik dalga hızları ile birlikte genel olarak doğrusal arttığından, yoğunluk-hız ilişkisi için;

$$\rho = 1.7 - 0.2 \alpha \quad (46)$$

Nafe and Drake (1963) bağıntısı kullanılır.

Şekil 3'de, kaynak dalgacığı analitik olarak aşağıdaki şekilde verilmiştir (Fertig ve Muller 1978).



Şekil 3. Kaynak dalgacığı.
Fig. 3. Input wavelet.

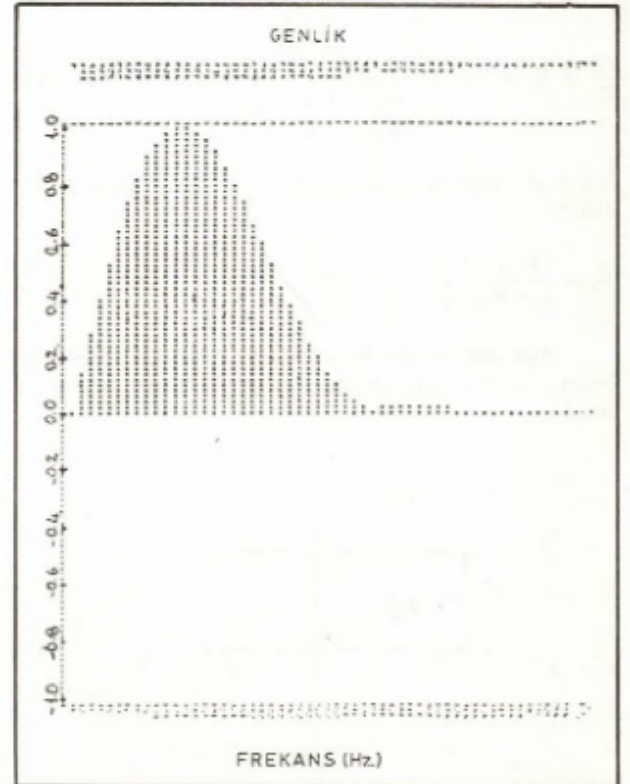
$$f_n(t) = \begin{cases} \sin \delta t - \frac{1}{m} \sin m \delta t & 0 \leq t \leq T \\ 0 & 0 < t \text{ ve } t > T \end{cases}$$

$$\delta = \frac{N_n}{T} \quad m = \frac{n+2}{N} \quad N = 1, 2, 3, \dots$$

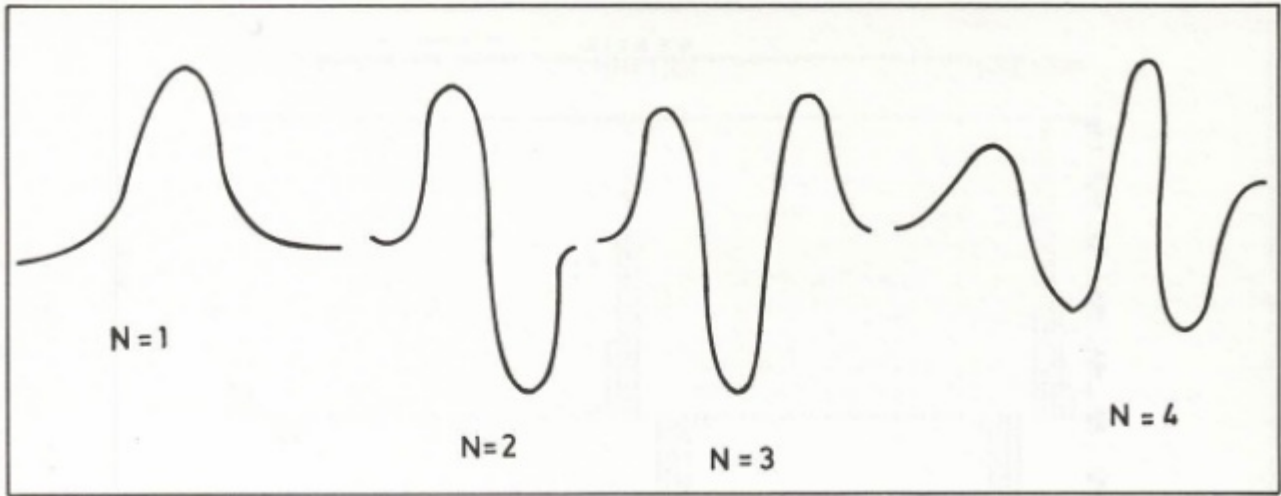
Burada, N extremum noktası, T sinyalin periyodu ve t zaman aralığıdır.

Kaynak dalgacığının spektrumu ise Şekil 4'de görülmektedir. Buradaki kaynak dalgacığı $f_n(t) = d/dt f_{n-1}(t)$ şeklindedir ve uygulamalarda $N = 2$ olarak seçilmiştir (Şekil 5).

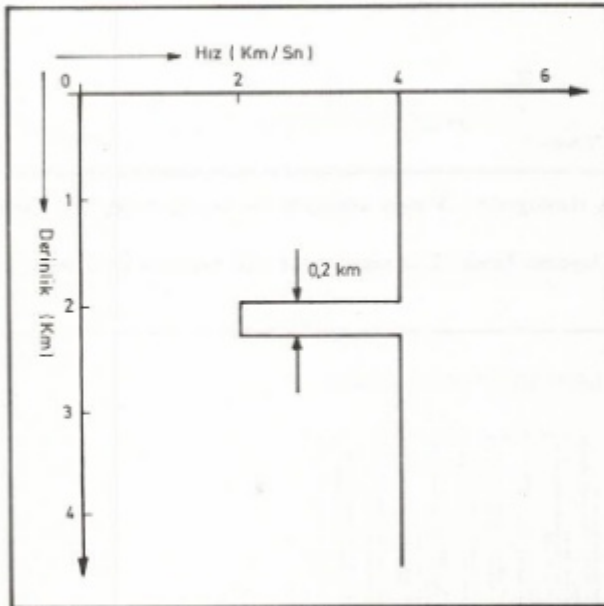
Önce de değinildiği gibi, bu çalışmada amaç tabaka kalınlıklarındaki değişimlerin sismogram ve yerkabuğu transfer fonksiyonu üzerindeki etkisini incelemek ve araştırmaktır. Uygulamalarda örnekleme aralığı $\Delta t = 5$ msn, kaynak dalgacığı periyodu 12 örneklemeden $T = 12 \times 0.005 = 60$ msn olarak alınmıştır. Tabaka kalınlıklarının yerkabuğu transfer fonksiyonuna etkisini incelemek için seçilen ilk kuramsal model üç tabakalıdır. Bu ve bundan sonraki sismogramlarda da incelenen olay tabaka kalınlığı-dalga boyu ilişkisine dayanmaktadır. Başka bir deyişle, dalga boyunun tabaka kalınlığından büyük olduğu durumlarda gözlenecek olaylar ve yorumda getirdiği güçlüklerdir. Şekil 6'daki modelde iki yarı sonsuz ortam arasındaki tabaka kalınlığı 200 m ve dalga boyu $\lambda_2 = \alpha_2 \cdot T = 2000 \text{ m/sn} \cdot 0.06 \text{ sn} = 120 \text{ m}$ olarak alınmıştır. Yani $\lambda_1 < \lambda_2$ olayı söz konusudur. Böylece kuramsal yer modeline göre oluşturulan sismogramdaki (Şekil 7) kaynak dalgacığı esas şeklini korumuştur. Çalışmada yansıma olayı sadece düşey gidiş-geliş olarak incelendiği için ikinci tabakadan yansıyıp yüzeydeki alıcıya gelen sinyal, sismogramda $T = 2h_2/v_2 = 200 \text{ msn}$ de görülmektedir. Böylece



Şekil 4. Kaynak dalgacığının genlik spektrumu.
Fig. 4. Amplitude spectrum of input wavelet.



Şekil 5. $N = 1, 2, 3$ ve 4 için kullanılan kaynak dalgacığının şekli.
Fig. 5. Shape of input wavelet for $N = 1, 1, 3$ and 4 .



Şekil 6. Üç katmanlı bir yapıdan oluşan kuramsal Model-I.

$$\begin{aligned} V_1 &= 4000 \text{ m/sn}, & V_2 &= 2000 \text{ m/sn}, \\ d_1 &= 2000 \text{ m}, & d_2 &= 200 \text{ m}, \\ \rho_1 &= 2.5 \text{ gr/cm}^3, & \rho_2 &= 2.1 \text{ gr/cm}^3, \\ V_3 &= 4000 \text{ m/sn}, \\ d_3 &= 2000 \text{ m}, \\ \rho_3 &= 2.5 \text{ gr/cm}^3. \end{aligned}$$

Fig. 6. Three layered synthetic Model-I.

ikinci tabakadan yansıyıp alıcıya gelen sinyal diğer tabakalardan yansıyan sinyaller ile girişime uğramayacak, tabaka ayırmalılığı da sismogramda görüldüğü gibi net bir şekilde gözlenmiş olacaktır. Çalışmada oluşturulan yapay sismogramlar zaman olarak kaydırıldığından ilk yansıma $t = 0$ 'da bulunmaktadır. Aynı model için elde edilen transfer fonksiyonuna bakıldığında örnekleme frekansı $f_o = 1/\Delta t = 2\pi/w_o = 200 \text{ Hz}$ olduğu görülür.

Örnekleme kuramına göre, $f_o < 2f_M$ olduğu sürece görüntü spektrumlar, esas spektrumdan ve birbirlerinden ayrılmış olacaktır. Bu da örnekleme aralığının $1/2 f_M$ 'den daha küçük ($\Delta t < 1/2f_M$) seçilmesi ile olanaklıdır. Örnekleme aralığının $\Delta t = 1/2f_M$ seçilmesi ise limit durumu oluşturmaktadır.

Bu durum ayrık spektrumda görülmektedir (Şekil 8). Şekilden de görüldüğü gibi görüntü spektrumlar birbirini ve esas spektrumu etkilememekle birlikte spektrum f_N (Nyquist frekansı) etrafında katlanmaktadır.

II. Modelde (Şekil 9) iki yarı sonsuz ortam arasındaki tabaka kalınlığı 200 m'den 2 m'ye azaltıldığında $d_2/\lambda_2 \ll 1$ olayı söz konusu olacaktır. Dolayısı ile oluşan sismogramda tabakalardan yansıyan sinyallerin girişimi sonucu tabaka ayırmalılığı gözlenemeyecektir (Şekil 10). Doğal olarak görüntü spektrumlarının esas spektrumdan ve birbirlerinden yeterince ayrılması durumu olmayacak ve girişim olayı nedeni ile farklı bir spektrum elde edilecektir. Tabaka kalınlığı incelidikçe transfer fonksiyonunun genliği yüksek frekanslara doğru kayacak ve böylece girişim olayının varlığı transfer fonksiyonundan gözlenebilecektir (Şekil 11).

Böyle bir ortam için aşağıdaki bağıntı verilmektedir;

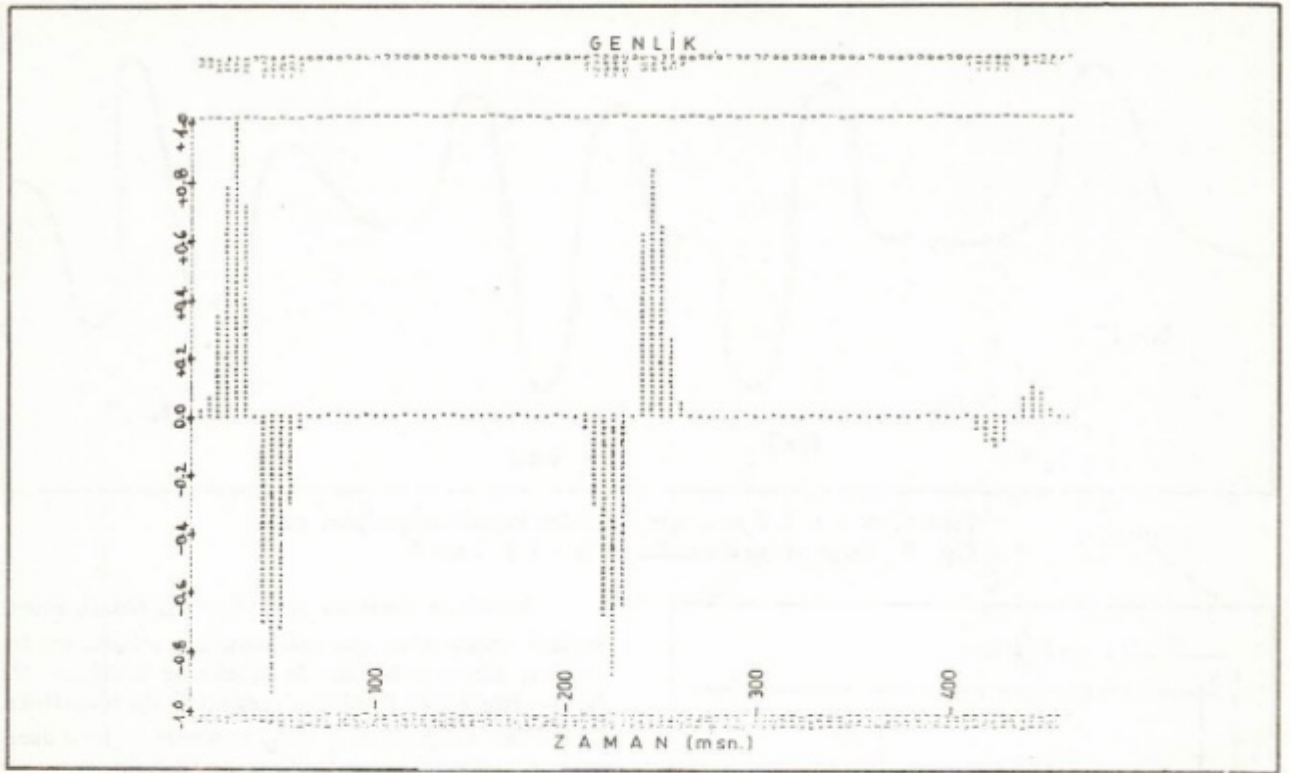
$$\begin{aligned} r_1(1 - e^{-jw 2d_2/\alpha_2}) &\equiv r_1(1 - 1 + jw 2d_2/\alpha_2) \\ &\equiv jwr_1 2d_2/\alpha_2 \end{aligned}$$

r_1 = katmanın üst yüzeyinden yansıyan dalganın genliğidir. Burada transfer fonksiyonu w ile doğrusal olarak artar, zaman ortamına geri dönüşte ise kaynak dalgacığı,

$$G(t + z/\alpha_1) \equiv r_1 2d_2/\alpha_2 \cdot F(t + z/\alpha_1)$$

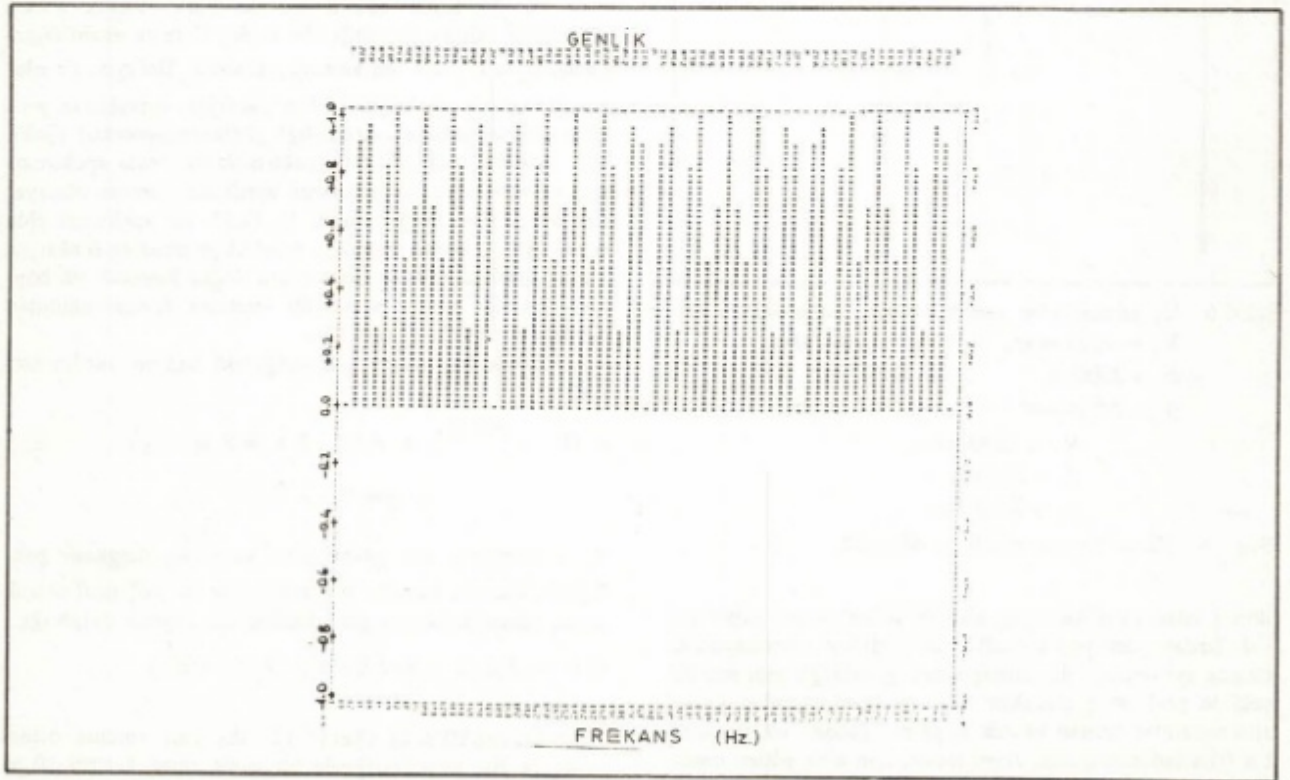
şeklini alır.

Model-III'deki (Şekil 12) iki yarı sonsuz ortam arasında 200 m kalınlığında bir geçiş zonu, herbiri 10 m kalınlıkta olan 20 katmandan oluşmaktadır. Geçiş zonunda hız sürekli olarak arttığından ($\lambda_G = T \cdot \alpha_G$) dalga boyu



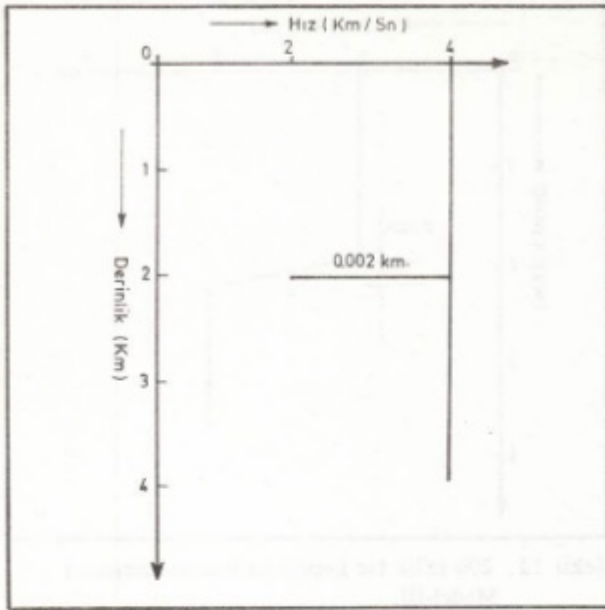
Şekil 7. Model-I'in kullanılması ile oluşturulan yapay yansıma sismogramı. 5 msn aralıklar ile örneklenmiş 128 örnek sayısından oluşmaktadır.

Fig. 7. Synthetic reflection seismogram produced of using the layered Model-I. It consists of 128 samples of 5 msec interval.



Şekil 8. Model-I'in transfer fonksiyonu.

Fig. 8. Transfer function of Model-I.



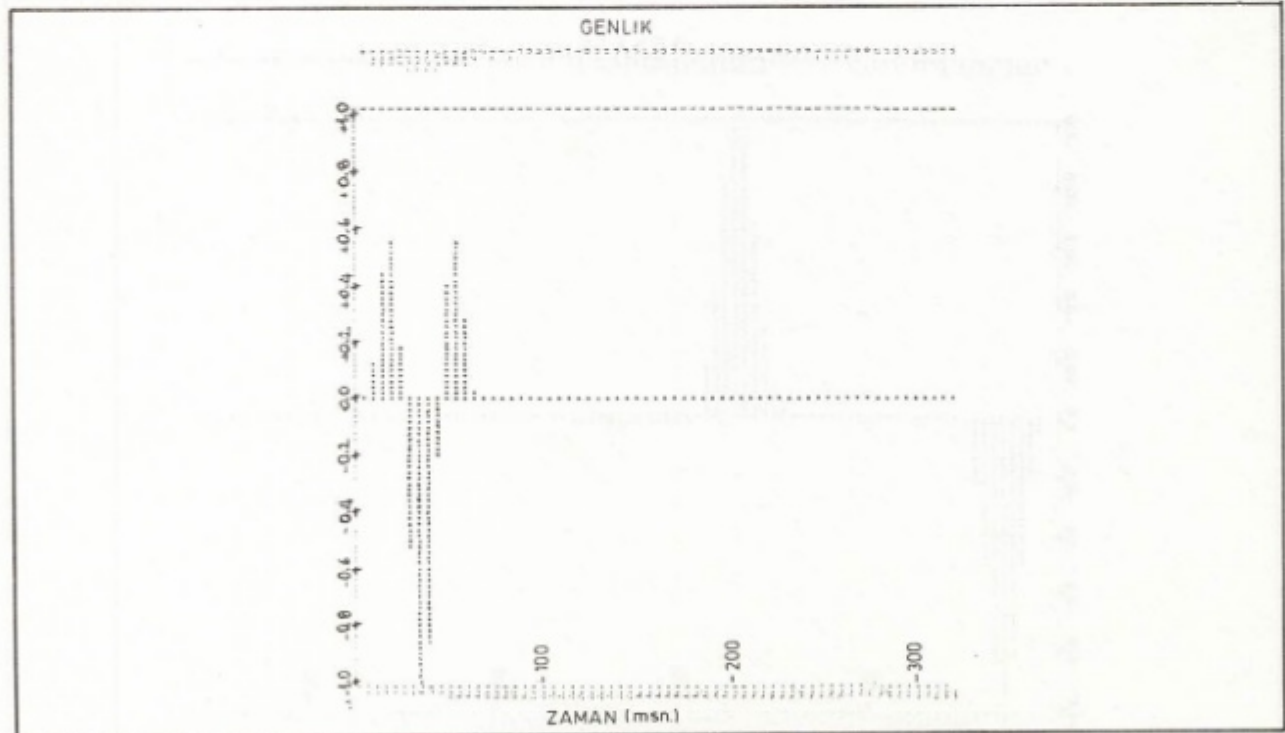
Şekil 9. Üç tabakadan oluşan kuramsal Model-II.

$$\begin{aligned}
 v_1 &= 4000 \text{ m/sn}, & v_2 &= 2000 \text{ m/sn}, \\
 d_1 &= 2000 \text{ m}, & d_2 &= 2 \text{ m}, \\
 \rho_1 &= 2.1 \text{ gr/cm}^3, & \rho_2 &= 2.5 \text{ gr/cm}^3, \\
 v_3 &= 4000 \text{ m/sn}, \\
 d_3 &= 2000 \text{ m}, \\
 \rho_3 &= 2.1 \text{ gr/cm}^3.
 \end{aligned}$$

Fig. 6. Three layered synthetic Model-II.

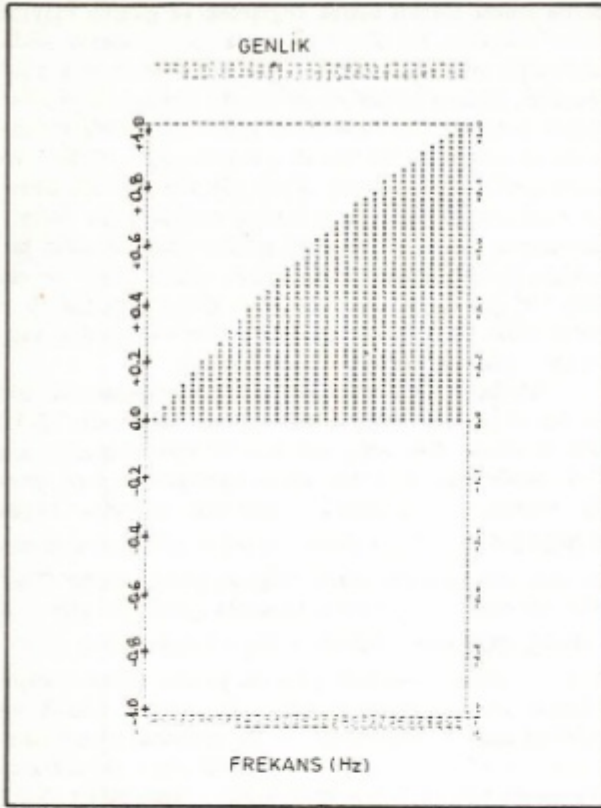
da bu zonda sürekli olarak değişecek ve girişim olayına neden olacaktır. Bu olay sonucunda oluşan sismogramda görüldüğü gibi kaynak dalgacığı şeklini tamamen kaybedecektir. Burada kömür damarlarında karşılaşılan olaylar (güçlü kontrast, ince tabaka) söz konusudur. Böyle ortamlarda sinyaller kısa bir zaman aralığında aşırı yüklenir ve güçlü genlikler oluştururlar (Şekil 13). Model-III'ün transfer fonksiyonu yukarıda belirtilen özelliklerden dolayı, ekstremum noktaları duyarlılık göstermeden düzensiz bir şekilde girişim olayına bağlı olarak oluşan Şekil 14'deki gibi bir spektruma sahip olacaktır. Geçiş zonunda 10 m kalınlıktaki 20 katman arasında hızlar birbirlerine yaklaştıkça piklerin genlikleri azalmaktadır.

Model-IV'de 2 m kalınlığındaki ince tabaka ile 200 m kalınlığındaki geçiş zonu birlikte verilmiştir (Şekil 15). Model-IV deki geçiş zonunda tabakalar arasındaki hız farkı Model-III'e göre ters olarak alındığından yani, alttaki katmanın hızı üstteki katmanın hızından küçük olduğundan ($\alpha_i < \alpha_{i+1}$) geçiş zonundan gelen yansımanın ilk piki sismogramda pozitif bölgede görülmektedir (Şekil 16). Modelin transfer fonksiyonunda görüldüğü gibi 2 m kalınlığındaki ince tabakada $d_2/\lambda_2 \ll 1$ olayı nedeni ile frekans katlanması meydana gelecek yüksek frekanslardaki bilgiler temel frekans aralığı içine sızmış olacak ve böylece transfer fonksiyonu w ile doğrusal olarak artacaktır. Şekil 17'de geçiş zonundaki ince tabakalarda oluşan girişimden dolayı spektrumda oluşan pikler (Şekil 14) 2 m kalınlığındaki yerkabuğu modelinin transfer fonksiyonu üzerinde yer almakta ve böylece her iki olayda transfer fonksiyonunda gözlenmektedir.

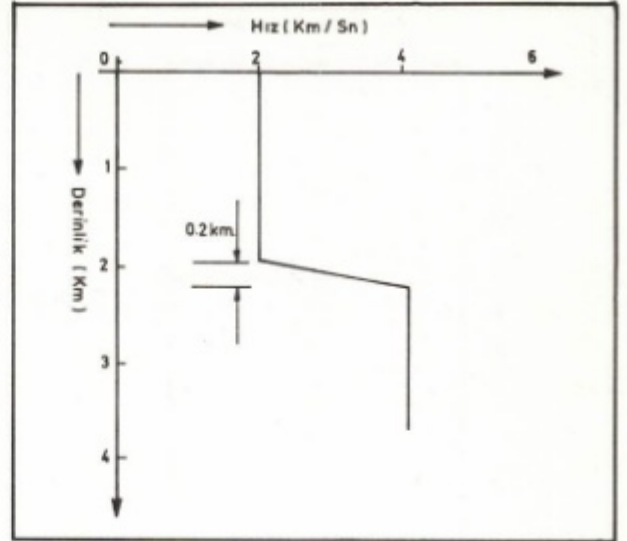


Şekil 10. Model-II'nin kullanılması ile oluşturulan yapay yansıma sismogramı. 5 msn aralıklar ile örneklenmiş 64 örnekten oluşmaktadır.

Fig. 10. Synthetic reflection seismogram produced of using the layered Model-II. It consists of 64 samples of 5 msec intervals.



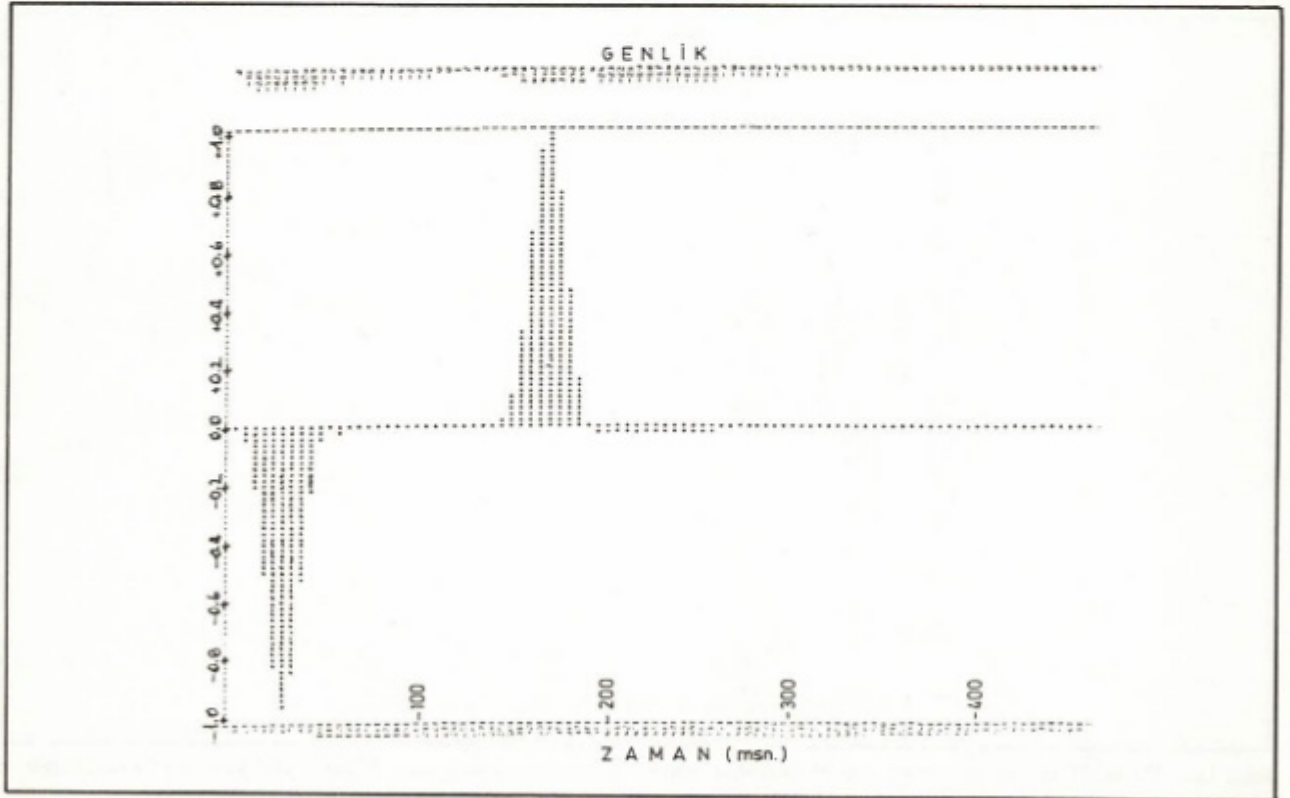
Şekil 11. Model-II'nin transfer fonksiyonu.
Fig. 11. Transfer function of Model-II.



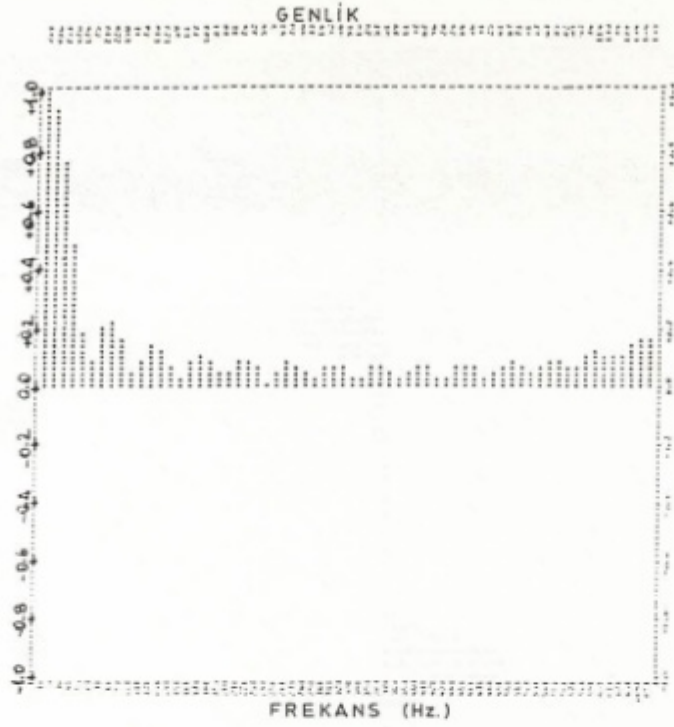
Şekil 12. 200 m'lik bir geçişzону içeren kuramsal Model-III.

$v_1 = 2000$ m/sn, Geçiş zonu,
 $d_1 = 2000$ m, $d_2 = 200$ m,
 $\rho_1 = 2.1$ gr/cm³, Geçiş zonu,
 $v_3 = 4000$ m/sn,
 $d_3 = 2000$ m,
 $\rho_3 = 2.5$ gr/cm³.

Fig. 12. Synthetic Model-III having 200 m of transition zone.

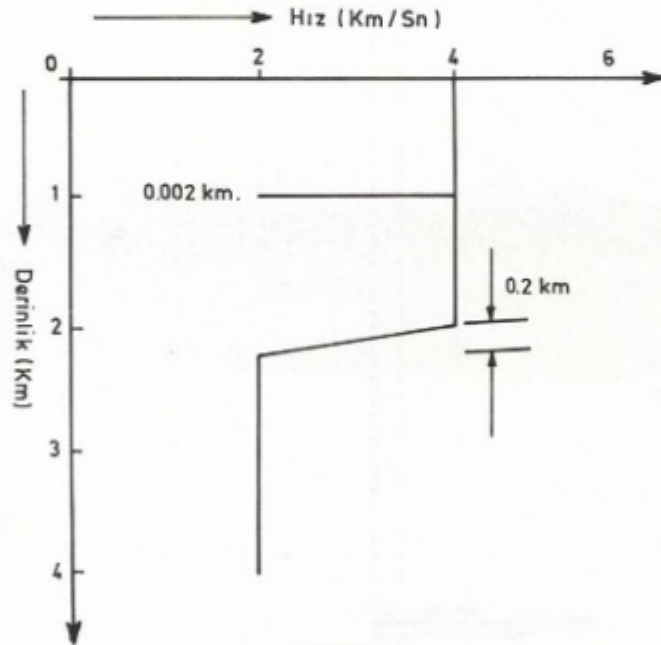


Şekil 13. Model-III'ün kullanılması ile oluşturulan yapay yansıma sismogramı.
Fig. 13. Synthetic reflection seismogram produced by using the layered Model-III.



Şekil 14. Model-III'ün transfer fonksiyonu.

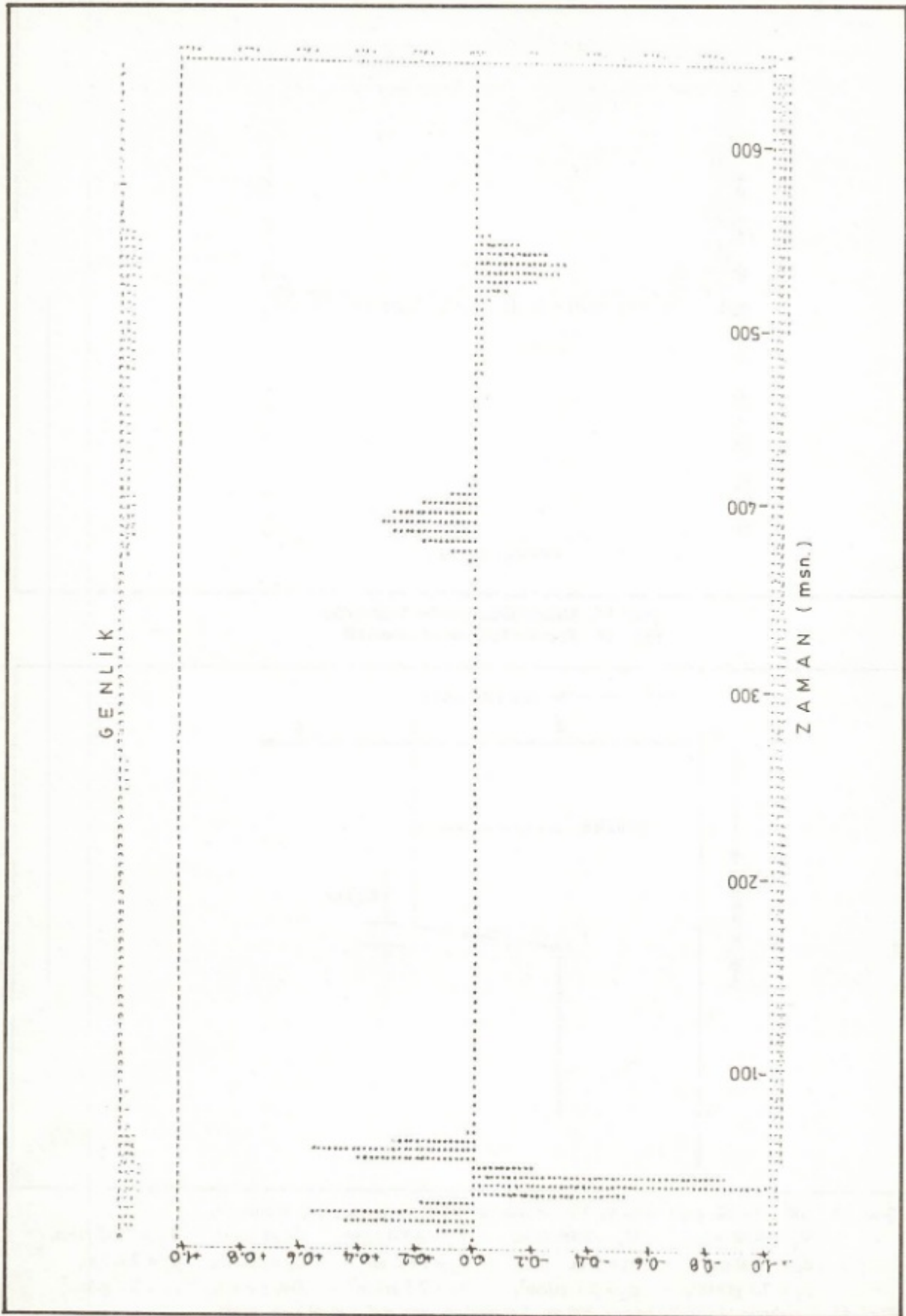
Fig. 14. Transfer function of Model-III.



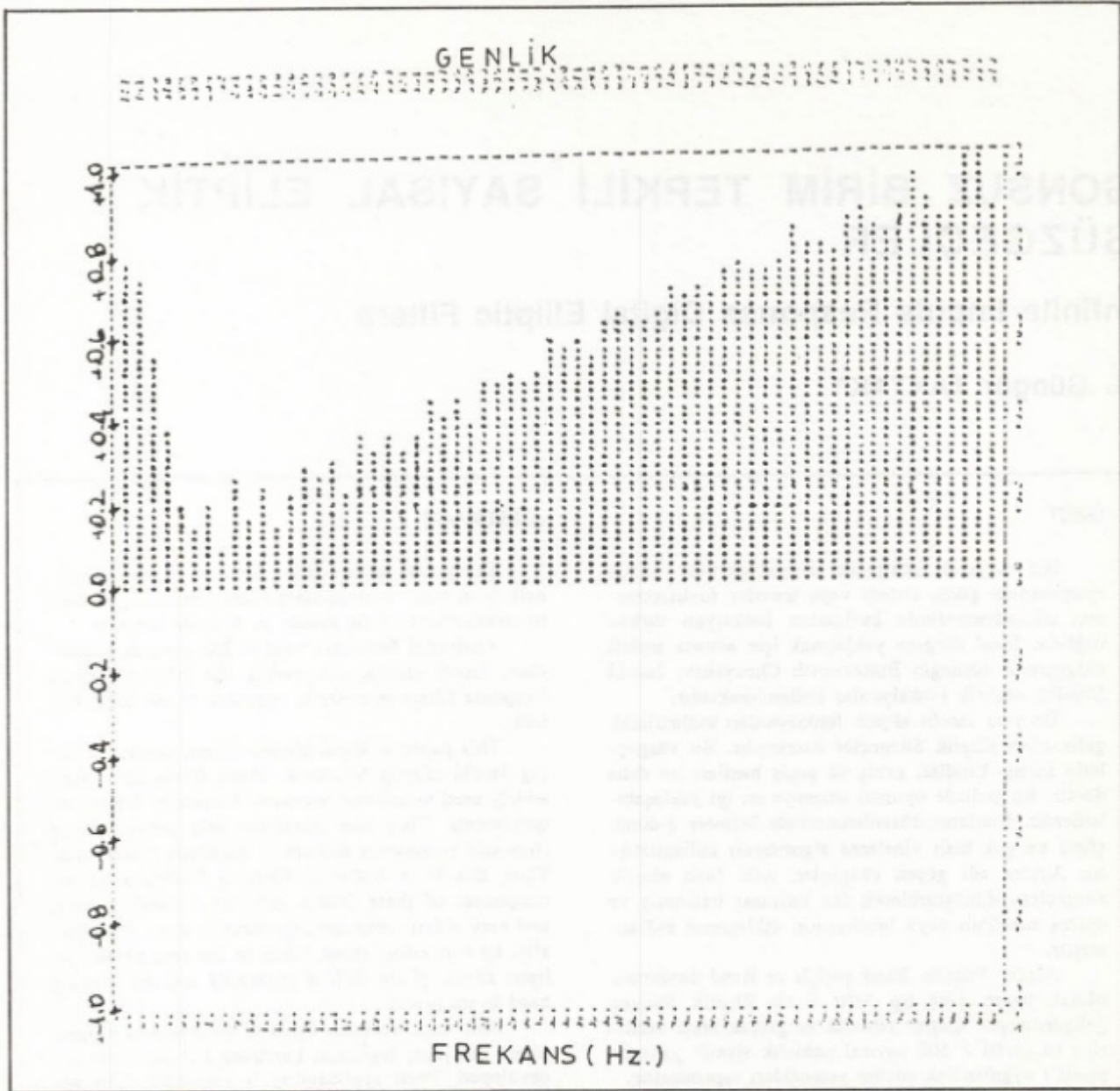
Şekil 15. 200 m'lik bir geçiş zonu ve 2 m'lik ince bir tabakayı içeren yapay Model-IV.

$V_1 = 4000 \text{ m/sn}$, $V_2 = 2000 \text{ m/sn}$, $V_3 = 4000 \text{ m/sn}$, Geçiş zonu, $V_5 = 2000 \text{ m/sn}$,
 $d_1 = 1000 \text{ m}$, $d_2 = 2 \text{ m}$, $d_3 = 1000 \text{ m}$, $d_4 = 200 \text{ m}$, $d_5 = 2000 \text{ m}$,
 $\rho_1 = 2.5 \text{ gr/cm}^3$, $\rho_2 = 2.1 \text{ gr/cm}^3$, $\rho_3 = 2.5 \text{ gr/cm}^3$, Geçiş zonu, $\rho_5 = 2.1 \text{ gr/cm}^3$.

Fig. 15. Synthetic Model-IV having 200 m of transition zone and 2 m of thin layers.



Şekil 16. Model-IV'ün kullanılması ile oluşan yapay yansıma sismogramı. 5 msn aralıklar ile örneklenmiş 128 örnekten oluşmaktadır.
Fig. 16. Synthetic reflection seismogram produced by using the layered Model-IV. It consists of 128 samples of 5 msec intervals.



Şekil 17. Model IV'ün transfer fonksiyonu.

Fig. 17. Transfer function of Model-IV.

KAYNAKLAR

- Fertig, J. and Müller, G. 1978, Computations of Synthetic Seismograms for coal seams with the reflectivity method, *Geophysical Prospecting* 26, 868-883.
- Fuchs, K. 1966, The transfer function for P waves for a system consisting of a point source in a layered medium, *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 75-108.
- Nafe J.E., and Drake C.L. 1963, *The Sea*, Pergamon Press, Newyork.
- Robinson E.A. and Treitel S. 1977, The spectral function of a layered system and the determination of the waveforms at depth, *Geophysical Prospecting* 25, 434-459.

SONSUZ BİRİM TEPKİLİ SAYISAL ELİPTİK SÜZGEÇLER

Infinite Impuls Response Digital Elliptic Filters

A. Güngör TAKTAK*

ÖZET

Bir sayısal süzgecin sinyal-gürültü (S/G) ayırımındaki gücü, sistem veya transfer fonksiyonunun düzenlenmesinde kullanılan fonksiyon türüne bağlıdır. İdeal süzgece yaklaşmak için sonsuz tepkili süzgeçlerde (örneğin Butterworth Chebyshev, Jacobi Eliptik) analitik fonksiyonlar kullanılmaktadır.

Bu yazı Jacobi eliptik fonksiyonları kullanılarak geliştirilen Eliptik Süzgeçler üzerinedir. Bu süzgeçlerin süzme bantları geniş ve geçiş bantları ise daha dardır. Bu nedenle optimal süzmeye en iyi yaklaşablenlerdir. Bunların düzenlenmesinde bilinear z-dönüşümü ve çok hızlı yinleme algoritması kullanılmıştır. Ayrıca adı geçen süzgeçler, sıfır fazlı eliptik süzgeçlere dönüştürülerek faz kayması önlenmiş ve süzme bantının veya bantlarının dikleşmesi sağlanmıştır.

Alçak, Yüksek, Band geçişli ve Band durdurucu olmak üzere dört tip Sıfır Fazlı Eliptik Süzgeç geliştirilmiştir. Çeşitli sentetik ve gerçek arazi verilerine (6 profil x 500 sayısal noktalık sismik yansıma profili) uygulanarak çözüm yetenekleri saptanmıştır.

Yapılan çeşitli denemeler sonunda adı geçen süzgeçlerin çok alçak frekanslarda çalışma olanağı sağladığı ve duyarlılığı iyice arttırdığı ortaya konmuştur.

ABSTRACT

The power of a digital filter in separating signals from noise is dependent upon function type used in arrangement of the system or transfer function.

Analytical functions such as Butterworth, Chebyshev, Jacobi elliptic are used in the Infinite Impulse Response filters in order to approach to the Ideal Filters.

This paper is about elliptic filters developed using Jacobi elliptic functions. These filters have been widely used to achieve restrictive frequency domain requirements. They can simultaneously provide large stopband attenuation and small transition bandwidths. Thus, this is an optimum filtering functions. In arrangement of these filters, bilinear z-transformation and very a fast recursion algorithm is used. Additionally, by converting these filters to the zero phased elliptic filters, phase shift is prevented and the filtering band is steepened.

Four most common types of zero phased elliptic filters: lowpass, highpass, bandpass and bandstop are developed. Their applicability is investigated by applying these filters to the various synthetic and field data (6 profile x 500 point, seismic reflection data).

Trials have shown that the filters which mentioned above have saved time, enabled working conditions at low frequencies and increased the sensitivity.

GİRİŞ

Çeşitli jeofiziksel verilere göre, yerkabuğu, yerküresi toplam kütesinin yüzde 1 hacminin ise yaklaşık 1.5'ni teşkil eder. Fakat bu çok ince kısım, yerküresinin dinamiği ve jeolojik gelişimini tanımamız yönünden çok büyük önem taşır. Yeryüzünden itibaren Mohorovicic süreksizliğine (yerkabuğu ile üst manto arası) kadar olan kısım "yerkabuğu" olarak tanımlanır.

Ekonomik yönden büyük önem taşıyan ve çeşitli büyük olayların sürekli olduğu (örneğin depremler), yerküresinin bu bölümünü incelemek için çok değişik yön-

temler geliştirilmiştir. Dünyanın birçok ülkesinde devam eden çalışmalar; depremler ve yapay patlamalarla elde edilen kırılan ve yansıyan hacim dalgaları, gravimetrik ve manyetik analizler, doğal ve yapay elektrik alanlarının incelenmesi gibi konuları içerirler. Özellikle son zamanlarda teknolojik gelişmeye paralel olarak geliştirilen sismik yansıma tekniği de çok önem kazanmıştır.

Son yirmi yıldan beri elektronik ve bilgisayar teknolojisi başdöndürücü bir hızla gelişmektedir. Jeofizikte alınan ölçülerin çok ve çeşitli olması ayrıca kullanılan karmaşık hesapların çok zaman alması araştırmacıları bu

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeol. Müh. Böl., Bornova/İZMİR

teknolojiden yararlanmaya zorlamıştır. Böylece geliştirilen, arazide doğrudan doğruya sayısal veya analog olarak alınan kayıtların istenilen duyarlılıkta sayısal hale dönüştürülebilmesi jeofizik mühendisine yeni ufuklar açmıştır. Alınan ölçülerdeki istenmeyen olayların temizlenerek gerçek olayın ortaya çıkarılması bu teknik sayesinde gerçekleşmiştir. Günümüzde manyetik bantlarda kolayca saklanabilen sayısal verilere en karmaşık ve çeşitli hesaplar, büyük bellekli bilgisayarlar yardımıyla kolayca uygulanabilmektedir.

Sorunları gerçeğe en yakın bir şekilde çözümlemek için kullanılan modelleme yöntemleri böylece büyük bir hız ve etkinlik kazanmıştır. Bu sayede, çok karmaşık jeolojik sorunlara daha duyarlı ve emin bir şekilde yaklaşmak olanağı doğmuştur.

Çalışmalarımızın birinci kısmında ideal bir süzgece en iyi bir şekilde yaklaşan optimal sıfır fazlı sayısal eliptik süzgeçler anlatılmıştır. Yineleme (recursion) bağıntısı kullanarak geliştirilen bu süzgeçler oldukça hızlıdır. Sıfır fazlı olduğundan çıkış verilerinde bozulma söz konusu değildir. Bu süzgeçler kullanıldığında çizim olanakları varsa süzgecin tüm özelliklerini çok kısa zamanda kontrol etmek olanaklıdır. Böylece kullanıma, isteğine en uygun süzgeç modelini seçme olanağı verilmiş olur.

İkinci kısım sıfır fazlı sayısal eliptik süzgeçlerin yapay verilere ve gerçek arazi verilerine uygulamasını kapsar. Süzgece giren ve çıkan sismogramların Fourier dönüşümleri yapıldıktan sonra, genlik spektrumları hesaplanır. Bu da kullanılan süzgecin etkinliğinin kontrolü bakımından önemlidir.

Yukarıda anlatılan yararlarından dolayı, dünyanın çeşitli ülkelerinde yer kabuğu inceleme çalışmaları yapılmaktadır. Gerçek arazi verileri, Fransa'da 1970-1974 yılları arasında, Rhône vadisinde (Güney Fransa) yapılan bu tür bir çalışmadan alınmıştır. Analog olarak hazırlanmış bu sinyaller BENDIX-Datagrid Digitizer iye 0.01 saniye (10 ms) aralıklı (40 mm = 1 sn) sayısal hale dönüştürülmüştür.

Amacımız basit fakat çok etkin yineleme bağıntısı kullanarak geliştirilen optimal sıfır Fazlı Sayısal Eliptik Süzgeçlerin (Alçak Geçişli, Yüksek Geçişli, Band Geçişli ve Band Durdurucu) yetenek ve kullanım sınırlarını göstermektedir.

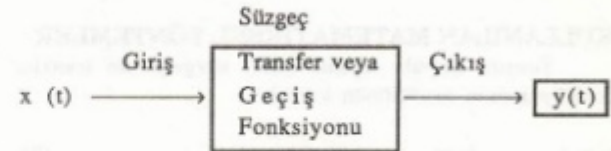
SAYISAL SÜZGEÇLERE GİRİŞ

Basit ve karmaşık bir düzenek ile alınan kayıtlar, istenen olaylar yanında istenmeyen olayları da içerirler. Esas sinyali az ya da çok bozan bu olaylar (gürültü) birlikte kaydedilirler. Düzeneğe eklenen özel elektrik süzgeçlerle, bu gelişigüzel bazen de düzenli olan gürültüler kayıt esnasında giderilmeye çalışılır. Birlikte kaydedilen gürültü ile esas sinyal aynı frekansta değilse, bunları doğrusal frekans seçici süzgeçlerle birbirinden ayırmak kolaydır. Tersine ise oldukça güç, bazen de olanaksızdır. Bu nedenle, gerçek sinyali olanaklar elverdiğince bozmadan gürültüden arındırmak için çeşitli matematiksel yöntemler geliştirilmiştir.

Bir seri ardışık sayıdan ibaret olan sayısal süzgeçler, ayrıık şekildeki sinyali bir sistem fonksiyonu, transfer fonksiyonu, yardımıyla istenilen özelliklere sahip çıkış

sinyaline dönüştüren sistemlerdir. Sayısal bir süzgeç çıkışı ayrıık veya sayısal verilerle ağırlıklı süzgeç kat-sayılarının evrişiminden ibarettir. Çeşitli yan verilerden yararlanılarak, amaca uygun çözüme en iyi şekilde yaklaşan tek bir sistem fonksiyonu bulunabilir. Sayısal olarak bilgisayar belleğinde saklanabilen bu fonksiyon ve veriler istenildiği anda çeşitli amaçlar için birçok kez kullanılabilir. Sayısal süzgeçlerin bu özellikleri analog süzgeçlere olan en büyük üstünlüklerinden birisidir. Ayrıca, çok alçak frekans (0.01 - 1 Hz) bandlarında çok ekonomik ve hızlıdır (Gold ve Rader 1969). Gerçeğe en uygun veriyi elde etmek için süzülen veriler aynı anda tekrar süzgeçten geçirilebilir. Örneğin band geçişli bir süzgeç çıkışı, band durdurucu süzgeçle yeniden süzülebilir.

Basit bir süzgeç sembolik olarak bir giriş $x(t)$ ve bir de çıkış sinyali $y(t)$ olarak,



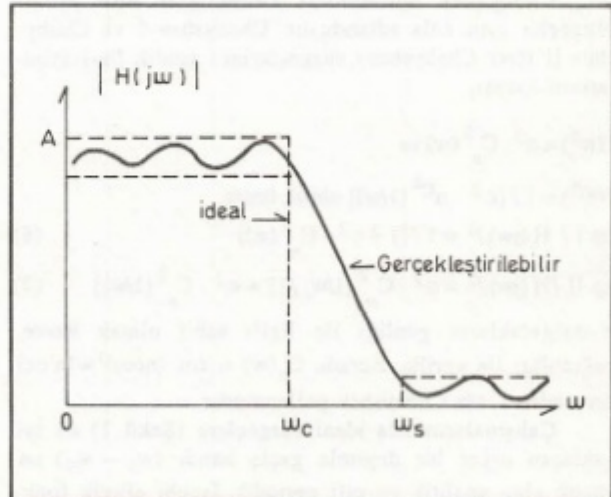
şeklinde gösterilebilir. Sırasıyla $x(t)$ ve $y(t)$ 'nin Laplace dönüşümleri $X(s)$ ve $Y(s)$ olsun. Sistem fonksiyonu, çıkışın, giriş oranına $H(s) = Y(s)/X(s)$ eşittir. Sistem fonksiyonu, kutupsal koordinatlarda, $s = j\omega$ olmak üzere

$$H(j\omega) = |H(j\omega)| e^{j\phi(\omega)} \quad (1)$$

ile verilir. Burada faz $\phi(\omega)$ ve genlik $|H(j\omega)|$, süzgeci temsil eden iki önemli büyüklüktür. Sistemin gecikmesi ise aşağıdaki şekilde verilir:

$$\tau_g = -d\phi(\omega) / d\omega \quad (2)$$

Pratikte kullanılan pekçok sistem fonksiyonu $H(s)$ rasyonel (kesirli) fonksiyonlardır. Şekil 1'de görülen ideal süzgeç fonksiyonunu elde etmek olanaksızdır.



Şekil 1. İdeal ve gerçekleştirilebilir bir süzgeç genlik tepkisi.
Fig. 1. A filter amplitude response of an ideal and rational function approximation.

Fakat amaca uygun olarak seçilen bir sistem fonksiyonu ile ideal süzgece yaklaşılabilmektedir.

Frekans seçici sayısal süzgeçler, istenilen bandlardaki frekansları geçiren ve diğer frekansları durduran süzgeçlerdir. Frekansın geçtiği bölgeye süzme bandı w_c , frekansın durdurulduğu bölgeye durdurma bandı w_s ve bu ikisi arasındaki, seçilen sistem fonksiyonuna göre değişebilen dar bölgeye de geçiş bandı $(w_s - w_c)$ adı verilir.

Genlik fonksiyonunun $|H(jw)|$ özelliğine, başka bir deyimle süzme ve durdurma bandlarının konumlarına göre süzgeçler sınıflandırılır. İdeal bir süzgeçte, süzme bandındaki tüm değerler 1 ile $|H(jw)| = 1$ ve durdurma bandında ise sıfır ile $|H(jw)| = 0$ çarpılır. Genlik tepkilerine göre frekans seçici süzgeçler dört bölüme ayrılır: Alçak Geçişli, Yüksek Geçişli, Band Geçişli ve Band Durdurucu süzgeçler.

KULLANILAN MATEMATİKSEL YÖNTEMLER

Sonsuz impuls tepkili (IIR) süzgeçlerde transfer fonksiyonunun modülünün karesi,

$$\begin{aligned} w > 1 & \text{ için } f(w^2) \gg 1 \\ 0 \leq w < 1 & \text{ için } 0 \leq f(w^2) < 1 \end{aligned} \quad (3)$$

olmak üzere;

$$|H(jw)|^2 = 1 / [1 + f(w^2)] \quad (4)$$

bağıntısı ile verilir. Sistem fonksiyonu, süzme bandı, $0 \leq w < 1$, içinde $|H(jw)|^2 = 1$ ve durdurma bandı, $w > 1$, içinde ise $|H(jw)|^2 = 0$ 'dır.

Yukarıdaki koşulları sağlayan ideal bir süzgece yaklaşmak için çeşitli analitik fonksiyonlar kullanılır. Örneğin n'nci dereceden Butterworth polinomu kullanarak elde edilen süzgeçlere Butterworth süzgeçleri (Gold ve Rader 1969) adı verilir:

$$|H(jw)|^2 B = 1 / [1 - (w/w_c)^2]^{2n} \quad (5)$$

Chebyshev polinomları kullanılarak elde edilen süzgeçler aynı adla adlandırılır. Chebyshev-I ve Chebyshev-II (ters Chebyshev) süzgeçlerinin genlik fonksiyonlarının karesi,

$$f(w^2) = \epsilon^2 \cdot C_n^2(w) \text{ ve}$$

$$\begin{aligned} f(w^2) &= 1 / [\epsilon^2 \cdot n C_n^2(1/w)] \text{ olmak üzere,} \\ \text{tip I / } |H(jw)|^2 &= 1 / [1 + \epsilon^2 \cdot C_n^2(w)] \end{aligned} \quad (6)$$

$$\text{tip II / } |H(jw)|^2 = \epsilon^2 \cdot C_n^2(1/w) / [1 + \epsilon^2 \cdot C_n^2(1/w)] \quad (7)$$

ϵ -dalgacıkların genliği ile ilgili sabit olmak üzere, bağıntıları ile verilir. Burada $C_n(w) = \cos(ncos^{-1}w)$ n'nci dereceden I. tür Chebyshev polinomudur.

Çalışmalarımızda ideal süzgeçlere (Şekil 1) en iyi yaklaşan diğer bir deyimle geçiş bandı $(w_s - w_c)$ en küçük olan analitik ve çift periodik Jacobi eliptik fonksiyonları kullanılmıştır. Eliptik fonksiyonlar kullanarak elde edilen süzgeçlere Eliptik Süzgeç adı verilir ve karakteristik fonksiyonlarının karesi $f(w^2) = \epsilon^2 \cdot R_n^2(w, L)$

(Rabiner ve Gold, 1975) ve $f(w^2) = \epsilon^2 \cdot U_n^2(w)$ (Schafer ve Oppenheim, 1975 ve Gold ve Rader, 1969) ile tarif edilir. Burada $R_n(w, L)$ 'ye Chebyshev rasyonel fraksiyonu (çözümü eliptik sine fonksiyonu ile yapılır) ve $U_n(w)$ 'ya ise Jacobi eliptik sine fonksiyonu adı verilir.

Teta Fonksiyonları

Jacobi eliptik fonksiyonları ve eliptik integrallerin sayısal değerlerini hesaplamak için kullanılan özel fonksiyonlara Teta Fonksiyonları adı verilir. Bunlar sifıra çok hızlı yaklaşan özel fonksiyonlardır. Basit periodik $\theta(z + \pi, q) = \theta(z, q)$ ve analitik olan bu fonksiyonlar çok hızlı serilerle tanımlanırlar. Bu özellikleri büyük bilgisayar zamanı kazandırır.

Tüm sonlu $z \neq 0$ ve $|q| < 1$ için yakınsama vardır. $q = \exp(-\pi K/K')$ yakınsama faktörüdür. Yakınsamaları trigonometri fonksiyonlara bağlı değildir, sonsuz serilerle aşağıdaki şekilde gösterilirler:

$$\theta_1(z) = 2q^{1/4} (\sin z - q^2 \sin 3z + q^6 \sin 5z - \dots) \quad (8)$$

$$\theta_2(z) = 2q^{1/4} (\cos z + q^2 \cos 3z + q^6 \cos 5z + \dots) \quad (9)$$

$$\theta_3(z) = 1 + 2q \cos 2z + 2q^4 \cos 4z + 2q^9 \cos 6z + \dots \quad (10)$$

$$\theta_4(z) = 1 - 2q \cos 2z + 2q^4 \cos 4z - 2q^9 \cos 6z + \dots \quad (11)$$

Teta fonksiyonları yardımıyla Jacobi Eliptik fonksiyonlarının modülleri (k, k'), çeyrek gerçel periodları (K, K') ve sn, cn, dn , eliptik fonksiyonları sayısal olarak hesaplanır:

$$(k)^{1/2} = \theta_2(0) / \theta_3(0) \quad (12)$$

$$(k')^{1/2} = \theta_4(0) / \theta_3(0) \quad (13)$$

$$(2K/\pi)^{1/2} = \theta_3(0) = 1 + 2q^4 + 2q^9 + \dots \quad (14)$$

$$(2K'/\pi)^{1/2} = \theta_4(0) = 1 - 2q + 2q^4 - 2q^9 + \dots \quad (15)$$

$$(2kK/\pi)^{1/2} = \theta_2(0) = 2q^{1/4} (1 + q^2 + q^6 + q^{12} + \dots) \quad (16)$$

$$K' = \frac{1}{\pi} \cdot K \cdot \log(1/q) \quad (17)$$

Teta fonksiyonları Aritmetik-Geometrik Ortalama (A.G.O.) yöntemiyle kolayca hesaplanır:

$$a_0 = 1, \quad b_0 = k', \quad c_0 = k \quad (18)$$

olmak üzere

$$\theta_n = 2^n \cdot u \cdot 180^\circ \cdot a_n / \pi \quad (19)$$

dir.

Jacobi Eliptik Fonksiyonları

Karmaşık değişkenli çift periodik eliptik fonksiyonlar mekanik ve elektronğin çeşitli dallarında sorunların doğrudan çözümlerinde kullanılır. Eliptik Süzgeç transfer fonksiyonunun elde edilmesinde bu tür fonksiyonlardan yararlanılmıştır. Bu nedenle, tüm matematiksel ayrıntılara girmeden eliptik fonksiyonların uygulamaları hakkında genel bilgi verilecektir. Daha ayrıntılı bilgiler Modern Analiz kitaplarında bulunabilir: Neville

(1951), Milne-Thompson (1956), Jahnke ve Emde (1960), -Whittaker ve Watson (1962), Erdelyi ve diğ. (1963), Abramowitz ve Stegun (1972).

Ters fonksiyon özelliği taşıyan eliptik fonksiyonları, Jacobi eliptik integrali ters çevirerek elde etti.

Eğer $|k| < 1$ ayrıca $|w| < 1$ gerçel ise, I. tür eliptik integral aşağıdaki şekildedir:

$$u = \int_0^w \left[(1-t^2)(1-k^2t^2) \right]^{-1/2} dt \quad (20)$$

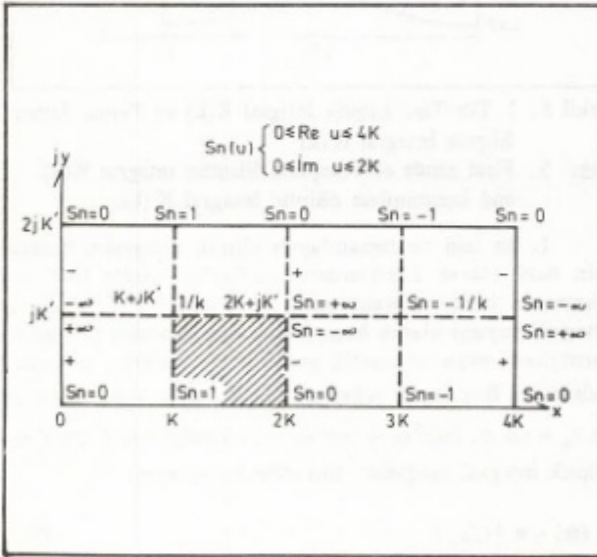
Analitik uzanımın w 'nın tüm değerleri hesaplanabilir. Bu integral, $t = \sin \vartheta$ ve $w = \sin \vartheta$ (ϑ , modül açısı) olduğunda;

$$u(\vartheta, k) = \int_0^{\vartheta} (1 - k^2 \sin^2 \vartheta)^{-1/2} d\vartheta \quad (21)$$

eşittir. Burada ϑ = amp (u)'ya amplitüd ve k 'ya modül adı verilir ve $0 < k < 1$ arasında değişir. Eğer $k = 0$ ise bu integral (21) $u = \sin^{-1}(w)$ veya $w = \sin(u)$ 'ya, $k \neq 0$ ise $w = \text{sn}(u)$ veya $\text{sn}(u) = \sin \vartheta = \text{sn}(u, k)$ 'ya eşittir. $\text{sn}(u)$ fonksiyonuna Jacobi eliptik sine fonksiyonu adı verilir. Gerçek perodu $4K$ ve sanal perodu $2jK'$ olan bu çift periyodik

$$\text{sn}(u + 4K) = \text{sn}(u) \text{ ve } \text{sn}(u + 2jK') = \text{sn}(u) \quad (22)$$

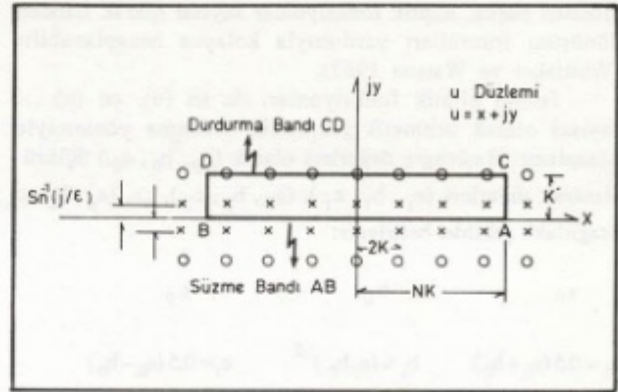
fonksiyonlar, Şekil 2'de görüldüğü gibi kutuplar (jK' , $2K + jK'$) hariç düzlemin her noktasında analitikler.



Şekil 2. Jacobi Eliptik sn fonksiyonunun karmaşık ve u -düzleminin kafes noktalarındaki değeri.

Fig. 2. Periodic rectangle for the Jacobian elliptic sn function.

Ayrıca çift periyodik özelliklerinden dolayı, her kafesteki iki sıfır (0) ve iki kutup (X) gerçel ve sanal eksenler boyunca sonsuz defa tekrar ederler (Şekil 3).



Şekil 3. Eliptik süzgecin sıfır (0) ve kutuplarının (x) u -düzlemindeki konumları.

Fig. 3. Zeros (0) and poles (x) of the elliptic filter in u -plane.

Oniki çeşit Jacobi eliptik fonksiyonundan konumuzla ilgili olanlar şunlardır:

$$\text{Eliptik Sine} \quad \text{sn}(u, k) = \text{sn}(u) = \sin \vartheta \quad (23)$$

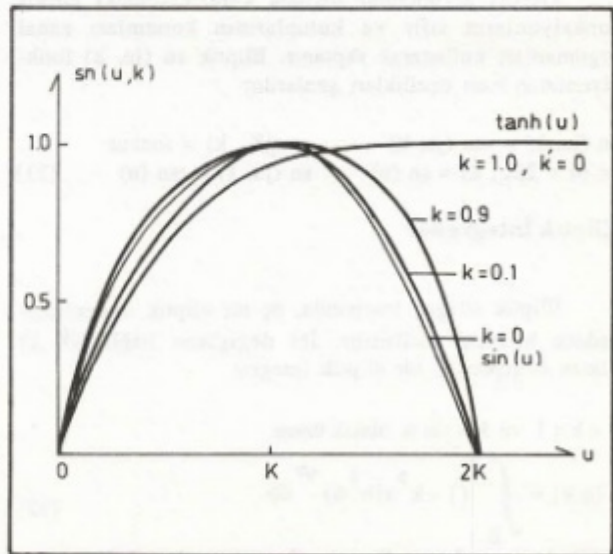
$$\text{Eliptik Cosine} \quad \text{cn}(u, k) = \text{cn}(u) = \cos \vartheta \quad (24)$$

$$\text{Fark Fonksiyonu} \quad \text{dn}(u, k) = [1 - k^2 \text{sn}^2(u)]^{1/2} \quad (25)$$

Bu fonksiyonlar, çeşitli özellikleri bakımından normal trigonometrik fonksiyonlara benzerler:

$$\begin{aligned} \text{sn}^2(u) + \text{cn}^2(u) &= 1 \\ \text{sn}(u) &= -\text{sn}(-u) \text{ tek fonksiyon} \\ \text{cn}(u) &= \text{cn}(-u) \text{ çift fonksiyon} \\ \text{sn}(0, k) &= 0 \text{ ve } \text{cn}(0, k) = 1 \end{aligned} \quad (26)$$

$k = 0$ için $u(\vartheta, 0) = \vartheta$, $\text{sn}(u, 0) = \sin(u)$ özelliği ve k' parametresinin çeşitli değerleri için eliptik $\text{sn}(u)$ fonksiyonunun değişimi Şekil 4'te gösterilmiştir.



Şekil 4. Farklı k parametreleri için $\text{sn}(u)$ fonksiyonunun değişimi.

Fig. 4. Variations of the $\text{sn}(u)$ function against k .

Bundan başka, eliptik fonksiyonlar sayısal olarak Landen dönüşüm formülleri yardımıyla kolayca hesaplanabilir (Whittaker ve Watson 1962).

Jacobi eliptik fonksiyonları da $sn(u)$, $cn(u)$... sayısal olarak aritmetik-geometrik ortalama yöntemiyle hesaplanır. Başlangıç değerleri olarak (a_0, b_0, c_0) üçlüsü alınarak diğerleri (a_1, b_1, c_1) , (a_2, b_2, c_2) , ..., (a_n, b_n, c_n) aşağıdaki şekilde belirlenir:

$$\begin{array}{ccc} a_0 & b_0 & c_0 \\ a_1 = 0.5(a_0 + b_0) & b_1 = (a_0 b_0)^{1/2} & c_1 = 0.5(a_0 - b_0) \\ a_2 = 0.5(a_1 + b_1) & b_2 = (a_1 b_1)^{1/2} & c_2 = 0.5(a_1 - b_1) \\ \dots\dots\dots & \dots\dots\dots & \dots\dots\dots \\ a_n = 0.5(a_{n-1} + b_{n-1}) & b_n = 0.5(a_{n-1} b_{n-1})^{1/2} & c_n = 0.5(a_{n-1} - b_{n-1}) \end{array} \quad (27)$$

Hesaplar $a_n = b_n$ olduğunda, yani $c_n = 0$ 'da durdurulur.

Eliptik fonksiyonlar için başlangıç değerleri olarak; $a_0 = 1$, $b_0 = k'$ ve $c_0 = k$ alınır ve (27)'deki c_n istenilen duyarlılığa ulaşıldığında hesaplamalar durdurulur. Daha sonra,

$$\varnothing_n = 2^n \cdot a_n \cdot u \cdot 180^\circ / \pi \text{ (derece olarak)} \quad (28)$$

$$\sin(2\varnothing_{n-1} + \varnothing_n) = c_n \sin \varnothing_n / a_n \quad (29)$$

yineleme bağıntısı yardımıyla $\varnothing_{n-1}, \varnothing_{n-2}, \dots, \varnothing_1, \varnothing_0$ hesaplanır. Sonuç olarak aşağıdaki bağıntılar bulunur:

$$\begin{array}{l} s_n(u, k) = \sin \varnothing_0 = sn(u) \\ c_n(u, k) = \cos \varnothing_0 = cn(u) \\ d_n(u, k) = \cos \varnothing_0 / \cos(\varnothing_1 - \varnothing_0) \end{array} \quad (30)$$

Gerçek argümanlar dışında s-düzlemindeki eliptik fonksiyonların sıfır ve kutuplarının konumları sanal argümanları kullanarak saptanır. Eliptik $sn(ju, k)$ fonksiyonunun bazı özellikleri şunlardır:

$$\begin{array}{ll} sn(ju, k) = -sn(ju, k) & sn(jK', k) = \text{sonsuz} \\ sn(u + 2jK', k) = sn(u) & sn(ju, 1) = \tan(u) \end{array} \quad (31)$$

Eliptik İntegraller

Eliptik süzgeç teorisinde, üç tür eliptik integralden sadece birincisi kullanılır. İki değişkene bağlı $(\varnothing, k)$ olarak değişken I. tür eliptik integral

$0 < k < 1$ ve $k = \sin \alpha$ olmak üzere

$$u(\varnothing, k) = \int_0^{\varnothing} (1 - k^2 \sin^2 \phi)^{-1/2} d\phi \quad (32)$$

şeklinde tanımlanır. Burada $\varnothing = \text{amp}(u)$ değişkenine integralin amplitüdü denir ve gerçek değerleri için $u(\varnothing - k)$ 'da geçerlidir. Integralin modülü $k = (1 - k')^{1/2}$ olup, buradaki k' 'ye tamamlayıcı modül adı verilir.

Birinci Tür Tam Eliptik İntegral

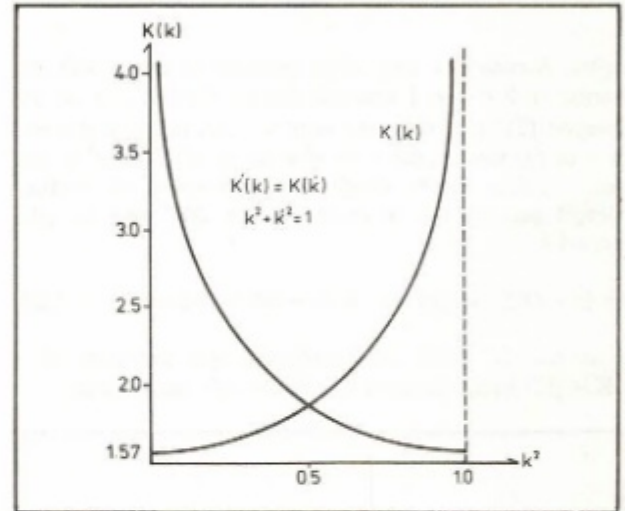
Yukarıda tanımlanan (32) integralin amplitüdü $\varnothing = \pi/2$ olduğunda, buna I. tür tam eliptik integral adı verilir. Genel olarak,

$$K = u(\pi/2, k) = K(k) = \int_0^{\pi/2} (1 - k^2 \sin^2 \theta)^{-1/2} d\theta \quad (33)$$

şeklinde gösterilir. Aynı şekilde I. tür tamlayıcı tam eliptik integral ise aşağıdaki şekildedir.

$$K' = K(k) = \int_0^{\pi/2} (1 - k'^2 \sin^2 \theta)^{-1/2} d\theta \quad (34)$$

K ve jK' , Jacobi eliptik fonksiyonlarının gerçel ve sanal çeyrek periodlarıdır (Şekil 5).



Şekil 5. I. Tür Tam Eliptik integral $K(k)$ ve Tamamlayıcı Eliptik Integral $K'(k)$

Fig. 5. First kinds of complete Elliptic integral $K(k)$ and Imaginary incomplete elliptic integral $K'(k)$.

1. tür tam ve tamamlayıcı eliptik integralin hesabı için özel olarak hazırlanmış çizelgeler vardır (Milne-Thomson 1956, Abramowitz ve Stegun 1972). Aynı integrali sayısal olarak hesaplamak için, Landen dönüşüm formülleri veya aritmetik-geometrik ortalama yöntemi kullanılır. Başlangıç değerleri olarak, $a_0 = 1$, $b_0 = \cos \alpha$ ve $c_0 = \sin \alpha$, ($\sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha = 1$) alındığında I. tür tam eliptik integral aşağıdaki formülle hesaplanır:

$$K(\alpha) = \pi / (2a_n) \quad (35)$$

Tamamlayıcı tam eliptik integral ise farklı başlangıç değerleri, $a'_0 = 1$, $b'_0 = \sin \alpha$ ve $c'_0 = \cos \alpha$ olmak üzere,

$$K'(\alpha) = \pi / (2a'_n) \quad (36)$$

yardımla hesaplanır.

Sıfır Fazlı Yinelemeli Sayısal Eliptik Süzgeçler

Sayısal geçişli süzgeçler jeofiziğin çok çeşitli dallarında kullanılır. Özellikle son on, onbeş yılda başta sismoloji olmak üzere uygulama alanları gitgide artmaktadır. Maden jeofiziği, gravite ve manyetik araştırmalar, deprem sismolojisi, uygulamalı prospeksiyon sismolojisi, kuyu logları örnek verilebilir. Jeofiziksel sinyallerin genellikle geniş bir frekans spektrumları vardır ve gürültü ekseriya sinyali bozar. Eğer, sinyal ile gürültü spektrumu üst üste gelmemişlerse (veya çok az karışım varsa), sadece sinyali geçirmek (süzme) için düzenlenmiş "seçici süzgeçlerle" veri kuvvetlendirilir.

Sinyal-gürültü ayırımında kullanılan en etkili süzgeçler "sıfır fazlı" süzgeçlerdir. Sinyal-gürültü spektrumu iyi ayrılan verilerde, geçiş süzgeçleri (alçak, yüksek, band geçişli) en iyi sonucu verir.

Alınan kayıtların geçmiş ve gelecek şekilleri bilgisayara yerleştirilir, böylece amaca uygun olarak düzenlenen transfer fonksiyonu(ları) yardımıyla faz tesiri olmadan sonuca kolayca ulaşılır. Bu olanak ancak sayısal süzgeçlerle sağlanır. Bu da sayısal süzgeçlerin analog süzgeçlere en büyük üstünlüklerinden biridir.

Sayısal ortamda birim implus fonksiyonu;

$$\delta(t) = \begin{cases} 1 & t = 0 \\ 0 & t \neq 0 \end{cases} \quad (37)$$

şeklinde DIRAC delta fonksiyonu ile verilir.

Sayısal süzgeçleme işlemi, ayrık zaman serisiyle, ağırlıklı sürgeç veya impuls tepki fonksiyonunun

$$y_t = \sum_{i=0}^n h_i x_{t-i} \quad t = 0, 1, 2, 3 \dots \quad (38)$$

evrişiminden ibarettir. Burada

$$x_0, x_1, x_2, x_3, \dots, x_m$$

giriş serisinin m+1 değeri,

$$h_0, h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$$

ağırlıklı süzgeç fonksiyonunun n+1 değeri,

$$y_0, y_1, y_2, y_3, \dots, y_{n+m}$$

çıkış serisinin n+m+1 değeridir.

Bu tür süzgecin gerçekleştirilebilir ve duraylı olması için impuls tepki fonksiyonunun, gerekli ve yeterli koşullarını gerçekleştirilmesi gerekir:

$$t < 0 \text{ için} \quad h_t = 0$$

$$\sum_{t=0}^{\infty} |h_t| < \infty \text{ veya } \sum_{t=0}^{\infty} |h_t|^2 < \infty \quad (39)$$

Sayısal bir süzgecin analiz ve hesabı için, z-dönüşümü kullanılır. Evrişim işlemi, z-ortamında çarpım işlemine dönüşür:

$$Y(z) = H(z) \cdot X(z) \quad (40)$$

Fiziksel bir değişim gösteren x(t) sürekli fonksiyonunu bilgisayarda kullanabilmek için sayısal duruma dönüştürülür. Sürekli bir x(t) fonksiyonunun z-dönüşümü, Δt -örnekleme aralığı,

$$X(z) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n \Delta t) z^n \quad n = 0, 1, 2, 3 \dots \text{ dir.} \quad (41)$$

İmpuls tepki fonksiyonu h(t) olan bir süzgecin z-dönüşümü ise aşağıdaki şekilde verilir:

$$H(z) = \sum_{t=0}^{\infty} h(t) \cdot z^t \quad (42)$$

z-dönüşümü, Laplace ve Fourier dönüşümlerinde, sırasıyla

$$z = \exp(-s \cdot \Delta t) \text{ ve } z = \exp(-j2 \cdot \Delta t) \quad (43)$$

konularak elde edilir. Karmaşık z-düzlemindeki birim daire üzerinde $\Delta t=1$ alındığında $z = \exp(-jw)$ değeri (42)'de yerine konularak

$$H(w) = \sum_{t=0}^{\infty} h(t) \cdot e^{-jw t} \quad -\pi \leq w \leq \pi \quad (44)$$

sonucuna varılır. Bu fonksiyona transfer fonksiyonu adı verilir.

Bilineer z-Dönüşümü

Standard z-dönüşümü esnasında genellikle s-düzlemindeki $j\Omega$ eksenini, z-düzleminde birim daire üzerine düşmez ve sabit analog bir süzgeç her zaman sabit sayısal süzgece dönüştürülemez (Rabiner ve Gold 1975). Bu istenmeyen olaya engel olmak ve transfer fonksiyonunun cebirsel şeklini korumak için Kaiser (1972) cebirsel bir dönüşüm kullanmıştır. Bilineer z-dönüşümü,

$$s = \frac{2}{\Delta t} \cdot \tanh(s \cdot \Delta t/2) \quad (45)$$

şeklinde tanımlanır. $z^{-1} = \exp(-s \Delta t)$ kullanarak,

$$s = \frac{2}{\Delta t} \frac{(z-1)/(z+1)}{(1-z^{-1})/(1+z^{-1})} \quad (46)$$

$$\tanh x = (e^x - e^{-x}) / (e^x + e^{-x})$$

olduğundan veya

$$z = [(2/\Delta t) + s] / [(2/\Delta t) + s]$$

sonucuna varılır.

Bilineer z-dönüşümü aşağıdaki şekilde cebirsel olarak transfer fonksiyonuna, $H(s)$, uygulanır:

$$H(z) = H(s) \quad s = (2/\Delta t) \left\{ (1 - z^{-1}) / (1 + z^{-1}) \right\} \quad (47)$$

Analog frekans Ω ile sayısal frekans ω arasındaki bağıntı, formül (46)'da $s = j\Omega$ ve $z = \exp(-j\omega \cdot \Delta t)$ konularak:

$$\Omega = \frac{2}{\Delta t} \tan(\omega \Delta t / 2) \quad (48)$$

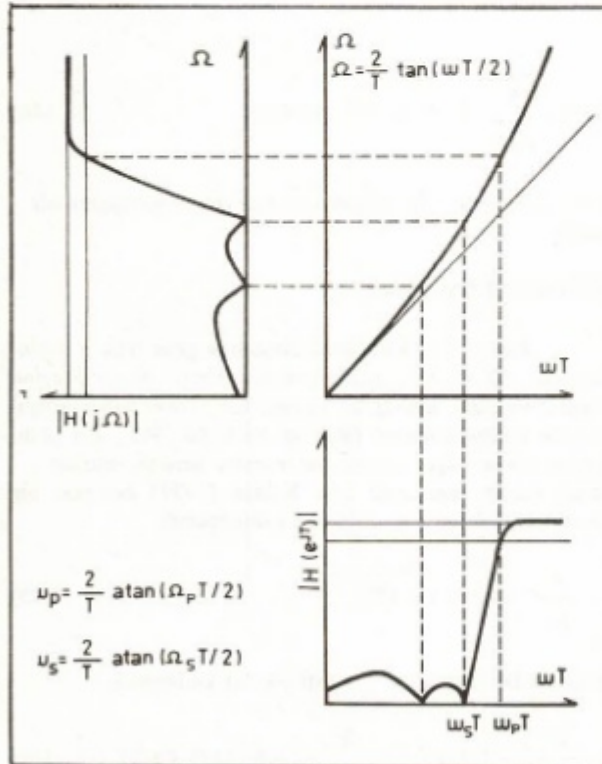
sonucuna varılır. Buradan, s-düzleminde z-düzlemine geçiş kolayca görülebilir. Yukarıdaki (46) bağıntısındaki z değeri s'e bağlı olarak çözüldüğünde:

$$z = [(2/\Delta t) + j\Omega] / [(2/\Delta t) - j\Omega]$$

bulunur.

Burada $\Omega = 0$ için $z = 1$ yani $1.0 + j0.0$ sıfır frekansı $\Omega = \infty$ için $z = -1$ yani $-1.0 + j0.0$ Nyquist frekansıdır.

Sayısal ve analog süzgeçler arasındaki düzgün olmayan bu bağıntı Şekil 6'da görüldüğü gibi giderilebilir.



Şekil 6. Bilineer z-dönüşümünün yüksek geçişli bir süzgeçe uygulanması.

Fig. 6. Application of the bilinear z-transformation to a highpass filter.

İstenilen kesme frekansına sahip sayısal süzgeç, analog süzgece doğrudan bilinear dönüşüm uygulanarak bulunur. Geçiş bandlı dik keskin kesme frekanslı sürekli süzgeçler aynı şekilde sayısal süzgeçlere dönüştürüldüğünde aliasing olayı meydana gelmez (Rabiner ve Gold 1975).

SAYISAL YİNELEME SÜZGEÇLERİ

Sayısal süzgeçler veya frekans seçici ayırık sistemlerin sentezi için çok çeşitli algoritmalar geliştirilmiştir. Bunlar üç ana grupta toplanabilir: Evrişim, Lineer Yineleme ve "F.F.T" Hızlı Fourier dönüşümü (Gold ve Rader, 1969). Sayısal süzgeçlerin düzenlenmesi için kullanılan matematiksel yöntemler, amaca göre hazırlanan süzgeç impuls tepki fonksiyonuna bağlıdır. Bu yöntemler sonlu impuls tepkili (FIR) ve sonsuz impuls tepkili (IIR) olmak üzere ikiye ayrılır. Eğer süzgeç impuls tepki fonksiyonu polinom şeklinde ise (sadece sıfırlar mevcut olup, kutuplar yoktur) bunlara Sonlu İmpuls tepkili ve Yinelemeli olmayan süzgeçler denir. Şayet süzgeç tepki fonksiyonunun hem sıfırları hem de kutupları varsa (kesirli bir fonksiyon şeklinde) bu tip süzgeçlere sonsuz impuls tepkili veya yinelemeli süzgeçler adı verilir.

Süzgeç işlemi, z-ortamında, evrişim denkleminin (38) her iki tarafının z-dönüşümü ve impuls tepki fonksiyonu ile ayırık verinin çarpımına eşittir:

$$Y(z) = H(z) \cdot X(z) \quad (49)$$

$$X(z) = x_0 + x_1 z + x_2 z^2 + \dots + x_n z^n \text{ giriş}$$

$$H(z) = h_0 + h_1 z + h_2 z^2 + \dots + h_m z^m \text{ sistem fonksiyonu}$$

$$Y(z) = y_0 + y_1 z + y_2 z^2 + \dots + y_{m+n} z^{m+n} \text{ çıkış.}$$

İki polinomun bölümü şeklinde olan impuls tepki fonksiyonunun z-dönüşümü genel olarak,

$$H(z) = \frac{a_0 + a_1 z^{-1} + a_2 z^{-2}}{1 + b_1 z^{-1} + b_2 z^{-2}} = \frac{A(z)}{B(z)} \quad (50)$$

şeklinde gösterilir. Yineleme işleminin uygulanması için $b_0 = 1$ olması gerekir. Sayısal çıkış verilerinin z-dönüşümü ise aşağıdaki şekildedir:

$$Y(z) = \frac{a_0 + a_1 z^{-1} + a_2 z^{-2}}{1 + b_1 z^{-1} + b_2 z^{-2}} \cdot X(z) \quad (51)$$

Bu denklemde, eşitliğin her iki tarafı da sistem fonksiyonunun paydası ile çarpılarak,

$$Y(z) \cdot (1 + b_1 z^{-1} + b_2 z^{-2}) = (a_0 + a_1 z^{-1} + a_2 z^{-2}) \cdot X(z) \quad (52)$$

bulunur; katsayılar gerekli şekilde düzenlenerek,

$$Y(z) = (a_0 + a_1 z^{-1} + a_2 z^{-2}) \cdot X(z) - Y(z) \cdot z^{-1} (b_1 - b_2 z^{-1}) \quad (53)$$

sonucuna varılır. Yineleme denklemleri (53) aşağıdaki şekilde yazılarak kolayca bilgisayarda hesaplanır:

$$Y(I) = X(I) + a_1 X(I-1) + a_2 X(I-2) - b_1 Y(I-1) - b_2 Y(I-2) \quad (54)$$

Y_0, Y_1, Y_2, Y_3 olarak hesaplanan çıkış serisinde tüm $I < 0$ için $Y(I) = 0$ 'dır. Fiziksel olarak da düzenlenebilen yinleme süzgeçleri sinyal oluşmadan yanıt vermez, başka bir deyimle tepkileri sıfırdır.

Yinlemeli süzgeçler için genel yinleme denklemi, daima $b_0 = 1$ olmak üzere,

$$y_n = \sum_{i=0}^N a_i x_{n-i} - \sum_{j=1}^N b_j y_{n-j} \quad (55)$$

olarak bulunur.

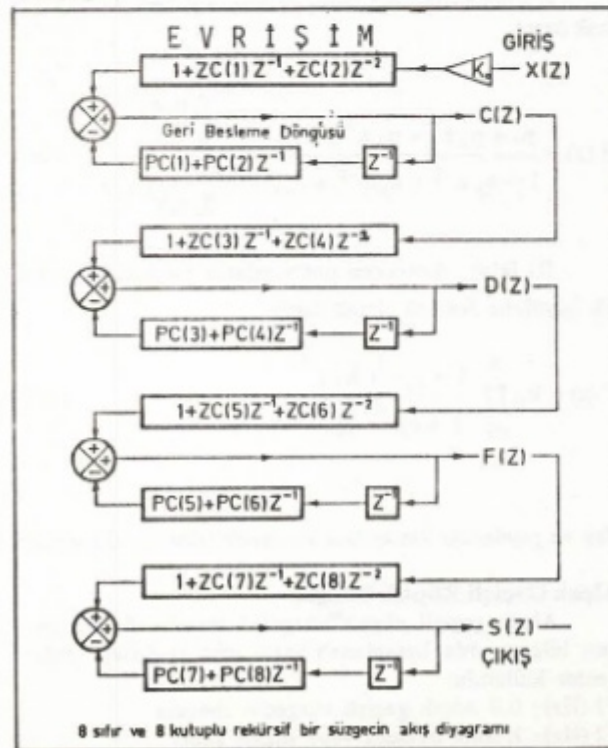
Çalışmanın temelini oluşturan sayısal yinleme süzgeç sistem fonksiyonunun pay ve paydasında 8'inci dereceden polinomlar kullanılmıştır.

Kullanılan süzgeç transfer fonksiyonunun 8 adet sıfır ve 8 adet kutbu vardır. Sistem fonksiyonu, k_0 = statik gain faktörü,

$$H(z) = k_0 \frac{1 + a_1 z^{-1} + a_2 z^{-2}}{1 + b_1 z^{-1} + b_2 z^{-2}} \dots \frac{1 + a_7 z^{-1} + a_8 z^{-2}}{1 + b_7 z^{-1} + b_8 z^{-2}} \quad (56)$$

şeklinde verilmiştir.

Pay ve paydası 8'inci dereceden polinomlardan ibaret olan yinlemeli eliptik süzgecin akış şeması aşağıda verilmiştir:

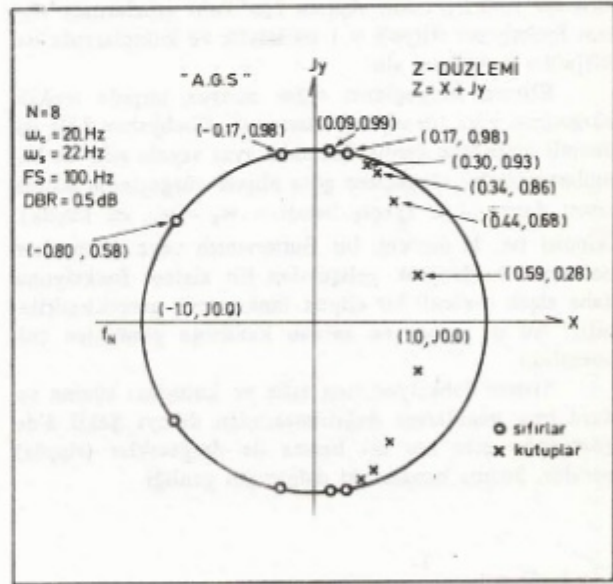


ELİPTİK SÜZGEÇİN AKIŞ ŞEMASI

Bu şekilde yüksek dereceli yinlemeli süzgeçler uygulandığında yuvarlatılan katsayılar duraysızlığa neden olabilir (Kaiser 1972). Alçak dereceli süzgeçlerde bu tür bir olay söz konusu değildir. Bu nedenle, formül (56) da görüldüğü gibi sistem fonksiyonunun pay ve paydaları kuadratik şekilde programlanır. Ayrıca pay (sıfırlar) ve paydadaki (kutuplar) katsayılar 10^{-16} mertebesinde hesaplanmıştır. Bu iki önemli konu, tüm süzgeç sistem fonksiyonlarının hesaplanmasında göz önünde tutulmuştur.

Pay ve paydasının z-dönüşümü yapılan z-dönüşümü yapılan kesirli sayısal süzgeçler kullanılmadan önce, analiz edilerek duraylı olup olmadıkları saptanır. Bu işlem, pay ve paydayı oluşturan polinomların köklerinin z-düzleminde $z = -1$ birim dairei üzerindeki konumları incelenerek yapılır. Söz konusu kökler, süzgeç türünü tanımlamada kullanılır.

Şekil 7'de kesme frekansı $w_c = 20$ Hz olan alçak geçişli eliptik süzgecin (8.nci derece) sıfır ve kutuplarının $z = \pm 1$ birim dairei üzerindeki konumları görülmektedir. Süzgeç operatörü kolayca kontrol edilebilir. Şekildeki süzgeç duraylıdır, çünkü sistemin kutupları birim dairenin üst yarısının içindedir. Sıfır ve kutupların simetriklikleri ise dairenin alt yarısında dırlar.



Şekil 7. z-birim dairei üzerinde Alçak Geçişli Eliptik bir süzgecin sıfır (0) ve kutuplarının (x) konumu.

Fig. 7. Zeros (0) and poles (x) of a digital lowpass elliptic filter in the z-plane.

Aynı şekildeki x eksenini, z-düzleminin gerçel ve jy eksenini ise, z'nin sanal eksenidir. Sayısal süzgecin genlik ve faz tepkileri, sistem fonksiyonu $H(z)$ 'nin birim daire $|z| = 1.0$ üzerinde incelenmesiyle bulunur. $z = e^{-j\omega\Delta t}$ denkleminde w 'nın gerçel değerleri $z = 1.0$ 'nın değerlerine, şekilde görülen $z = 1.0 + j0.0$ noktası sıfır frekansına ve $z = -1.0 + j0.0$ noktası ise $f_N = w_N / 2\pi = 1/2 \cdot \Delta t$ katlama veya Nyquist frekansına karşılık gelir. Diğer frekanslar

lineer olarak 0 ile Nyquist frekansı arasında ($0 \leq \omega \leq \pi$) dağılırlar. Sıfır ve kutupları bilinen bir süzgecin genlik ve faz tepkileri z-düzlemi kullanarak grafiksel analizle kolayca saptanabilir.

Sonsuz impuls tepkili süzgeçlerin genel olarak z-dönüşümü

$$H(z) = \sum_{t=0}^{\infty} h(t) z^{-t} = \sum_{t=0}^M a_t z^{-t} / (1 + \sum_{j=1}^N b_j z^{-j}) \quad (57)$$

şeklinde verilir. Bu süzgecin sonlu sayıda (M, N) sıfır ve kutbu vardır. Süzgecin duraylı olması için $H(z)$ 'nin sıfırları z-düzleminin herhangi bir yerinde olabilir, fakat kutuplarının mutlaka birim daire içinde olması gereklidir (Rabiner ve Gold 1975).

ELİPTİK SÜZGEÇLER

Görüldüğü gibi dikdörtgen şeklinde süzme bandına sahip ideal (Şekil 1) süzgeçleri elde etmek olası değildir. Bunlara çeşitli amaçlar için geliştirilmiş matematiksel yöntemlerle yaklaşılabılır. Bu da ancak sistem ve transfer fonksiyonunun $|H(j\omega)|^2 = 1 / [1 + f(\omega^2)]$ paydasında bulunan $f(\omega^2)$ karakteristik fonksiyonun yerinde seçimine bağlıdır. Genel olarak $f(\omega^2)$, sıfır ve kutupları sonlu kesirli bir fonksiyondur. Ayrıca $f(\omega^2)$ 'nin sıfırlarında sistem fonksiyonu $|H(j\omega)| = 1$ en büyük ve kutuplarında ise $|H(j\omega)| = 0$ değerini alır.

Eliptik süzgeçlerin diğer sonsuz impuls tepkili süzgeçlere göre (örneğin Butterworth, Chebyshev I-II) iki önemli üstünlüğü vardır. Birincisi aynı sayıda sıfır ve kutupları olan bu süzgeçlere göre eliptik süzgeçlerde süzme sınırı daha diktir (geçiş bandı = $\omega_s - \omega_c$ en küçük). İkincisi ise, N dereceli bir Butterworth veya Chebyshev polinomu kullanarak geliştirilen bir sistem fonksiyonu daha alçak dereceli bir eliptik fonksiyonla gerçekleştirilebilir. Bu da işlem ve zaman kazanma yönünden çok önemlidir.

Sistem fonksiyonunun sıfır ve kutupları süzme ve durdurma bandlarına dağıtılmasından dolayı Şekil 8'de görüldüğü gibi her iki bantta da dalgacıklar (ripple) görülür. Süzme bandındaki dalgacığın genliği

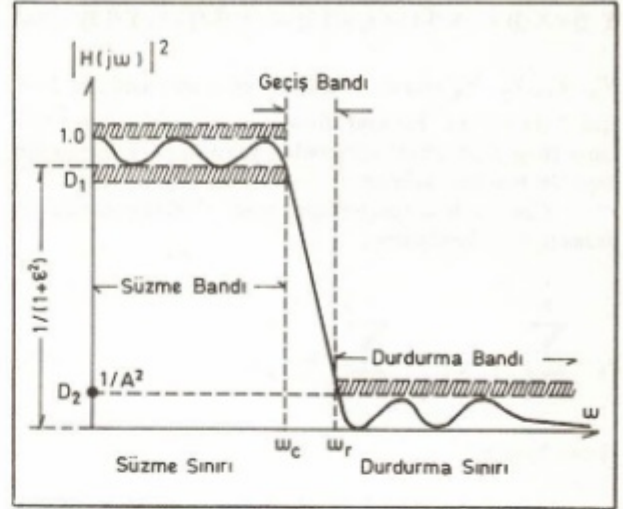
$$\rho^2 = 1 - D_1 = 1 - \frac{1}{1 - \epsilon^2}$$

ve durdurma bandında ise D_2 dir. Her iki banttaki dalgacıkların genlikleri aynı olduğundan bunlara eşdalgacıklı (equiripple) süzgeçler de denir. Dalgacığın genliği, dB olarak,

$$DBR = 20 \log_{10} (1 / \sqrt{1 - \epsilon^2}) = 10 \log_{10} (1 + \epsilon^2) \quad (58)$$

formülü ile verilir. Örneğin, genliği 0.5 dB olan dalgacık denklemindeki $\epsilon = 0.3493114$ 'tür.

Çift periyodik eliptik $sn(u)$ kullanarak geliştirilen sistem fonksiyonu,



Şekil 8. Eliptik bir süzgecin frekans tepkisi.

Fig. 8. Frequency response of an elliptic filter.

$$k_1 = \epsilon / \sqrt{A_2 - 1}$$

olmak üzere;

$$T^2(u) = \frac{1}{1 + \epsilon^2 \operatorname{sn}^2(u, k_1)} \quad (59)$$

şeklinde yazılabilir. Konumları kesin olarak s-düzleminde belirlenen sıfır ve kutuplar, daha sonra süzgeç türüne uygun bir bilineer dönüşümle geçilir.

Transfer fonksiyonu $H(z)$ genel olarak iki şekilde gösterilir:

I) n'inci dereceden polinomların toplamı, $a_1 = 1$ olmak üzere,

$$H(z) = \frac{p_1 + p_2 z^{-1} + p_3 z^{-2} + \dots}{1 + a_2 z^{-1} + a_3 z^{-2} + \dots} = \frac{\sum_{j=1}^{N+1} p_j z^{1-j}}{\sum_{j=1}^{N+1} a_j z^{1-j}} \quad (60)$$

II) İkinci dereceden polinomların çarpımı, k_0 = statik büyültme faktörü olmak üzere,

$$T(z) = k_0 \prod_{j=1}^N \frac{1 + a_j z^{-1} + b_j z^{-2}}{1 + c_j z^{-1} + d_j z^{-2}} \quad (61)$$

Pay ve paydadaki katsayıları kuadratik faktörler adı verilir.

Alçak Geçişli Eliptik Süzgeç

Alçak geçişli eliptik süzgecin transfer fonksiyonunun bilgisayarda hesaplanabilmesi için aşağıdaki değişkenler kullanılır:

F1 (Hz): 0.0 Alçak geçişli süzgecin simgesi

F2 (Hz): Kesme frekansı veya süzme sınırı

F3 (Hz): Durdurma frekansı. Eğer negatif olarak verilirse sönüm dB olarak alınır.
 FS (Hz): Örnekleme frekansı $F_N = FS/2$
 N : s-düzlemindeki süzgecin derecesi. Alçak ve yüksek geçişli süzgeçler için N, z-düzleminde aynı, fakat band geçişli ve band durdurucu süzgeçlerde ise süzgecin derecesi 2N'ye eşittir. Eğer $k \approx 1$ ve $k' = 0$ ise,

$$w_r = \tan(\pi F3/FS) / \tan(\pi F2/FS), \quad (62)$$

$$N = \frac{2}{\pi} \ln(4A/\epsilon) \ln\{8/(w_r - 1)\}$$

formülü ile verilir (Gold ve Rader 1969).

DBR : Süzme bandındaki dalgacıklar dB cinsindendir.

Alçak geçişli sayısal eliptik bir süzgeç için kullanılan lineer z-dönüşümü, $C = \tan(F2/FS)$ olmak üzere,

$$s = \frac{1}{C} \cdot \frac{1-z^{-1}}{1+z^{-1}} \quad \text{ile verilir.} \quad (63)$$

Giriş parametreleri $N = 8$, $DBR = 0.5$ dB, $F1 = 0.0$ Hz, $F2 = 20$ Hz, $F3 = 22$ Hz, $(-62$ dB) ve $FS = 100$ Hz olan alçak geçişli eliptik süzgecin gerçel ve sanal bileşenleri Şekil 9'da, genlik tepkisi (TRANSF) Şekil 10, Logaritmik gen-

liği $T(z)$ dB $= 20 \log/T(z)$ Şekil 11 ve faz tepkisi ise Şekil 12'de verilmiştir.

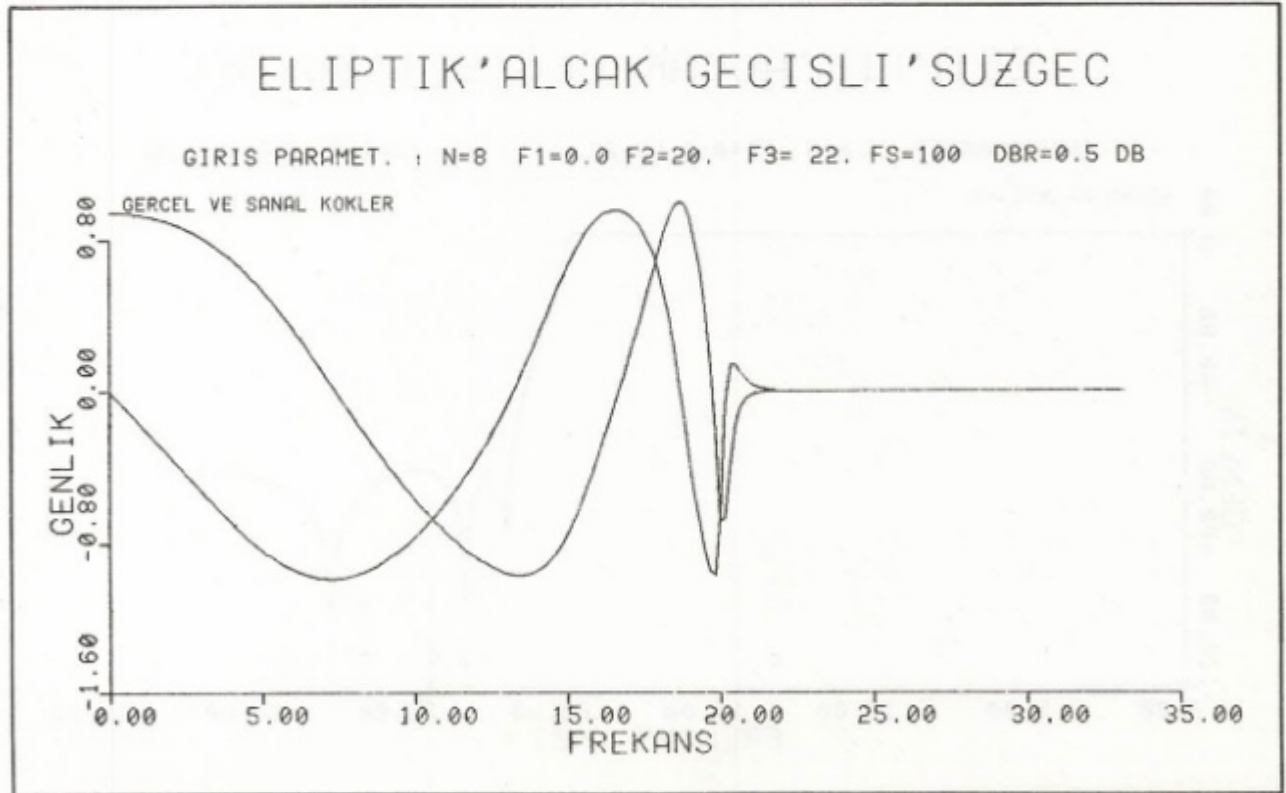
Yukarıdaki giriş verileri kullanılarak elde edilen sıfır fazlı sayısal alçak geçişli eliptik süzgecin impuls tepkisi Şekil 13'de görülmektedir. Süzgeç transfer fonksiyonu duraylı olduğundan, impuls tepkisi simetriktr. NOKSAY = 512 sayısal nokta kullanarak, yani 5.12 saniye uzunluğunda, hesaplanan impuls tepki fonksiyonu, 2.56 saniye (256.ncı nokta) merkez noktasına göre simetriktr. Bu noktadan itibaren 60 ncı sayısal noktadan sonra tüm değerler sıfıra ulaşır (Şekil 13).

Yüksek Geçişli Eliptik Süzgeç

Yüksek geçişli eliptik süzgeçlerde $F1$: kesme frekansı ve $F2 > FS/2$ veya $F2 \geq FN$ olarak tanımlanır. Diğer parametreler alçak geçişli süzgeçlerde olduğu gibidir. Bili-neer dönüşüm ise, alçak geçişli süzgeçlerdeki s yerine $1/s$ konularak saptanır, başka bir deyimle $s = C(z+1)/(z-1)$ denklemi kullanılır.

Band Geçişli Eliptik Süzgeç

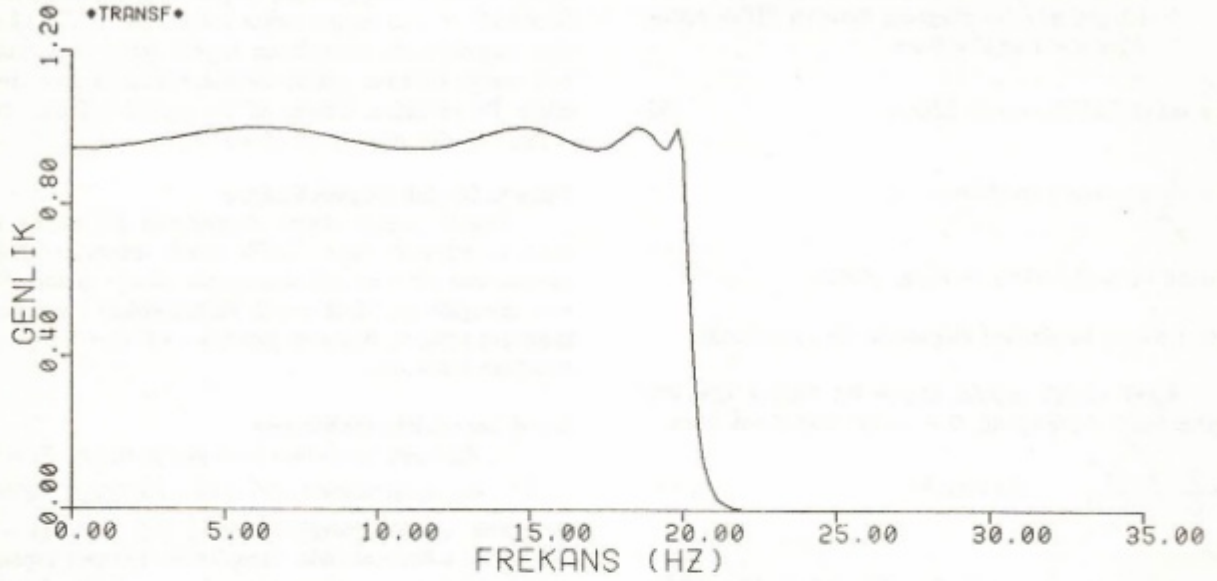
İki durdurma bandı olan band geçişli süzgeç, $F1 = w_A$ ve $F2 = w_Y$ olmak üzere $0 < F1 < F2 < FS/2$ (F_N) şeklinde tanımlanır. z-düzlemindeki kutuplar $z = (1+s)/(1-s)$ kullanarak s-düzlemindeki kutuplardan itibaren saptanır. s-düzlemindeki sanal eksen birim daire üzerine döndürmek için $s = (z-1)/(z+1)$ 'den başka yöntemler de vardır. Örneğin, band geçişli sayısal eliptik bir süzgeç bikuadratik dönüşüm (Gold ve Rader 1969) kullanarak şu



Şekil 9. Eliptik Alçak geçişli süzgeç (gerçek ve sanal kökler).
 Şekil 9. Elliptic Lowpass filter (real and imaginary roots).

ELIP. ALCAK GECISLI SUZ. GEN. TEP.

GIRIS PARAMET. : N=8 F1=0.0 F2=20. F3= 22. FS=100 DBR=0.5 DB

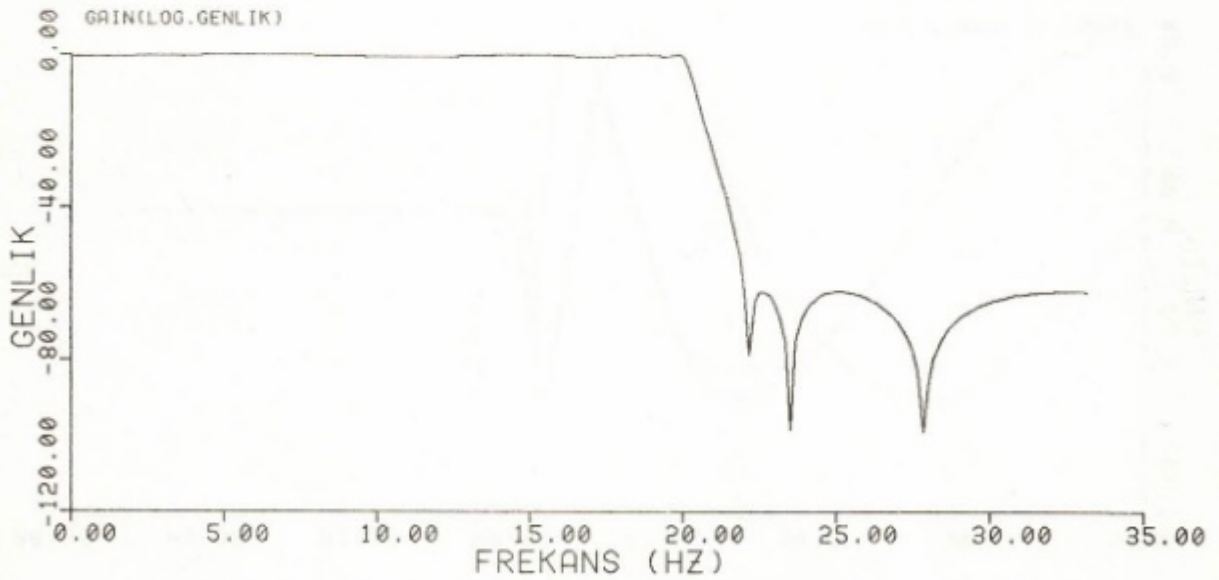


Şekil 10. 8'nci mertebeden bir eliptik alçak geçişli süzgeç genlik tepkisi.

Fig. 10. Amplitude response of elliptic lowpass filter for the 8th order.

ELIPTİK 'ALCAK GECISLI 'SUZGEC

GIRIS PARAMET. : N=8 F1=0.0 F2=20. F3= 22. FS=100 DBR=0.5 DB

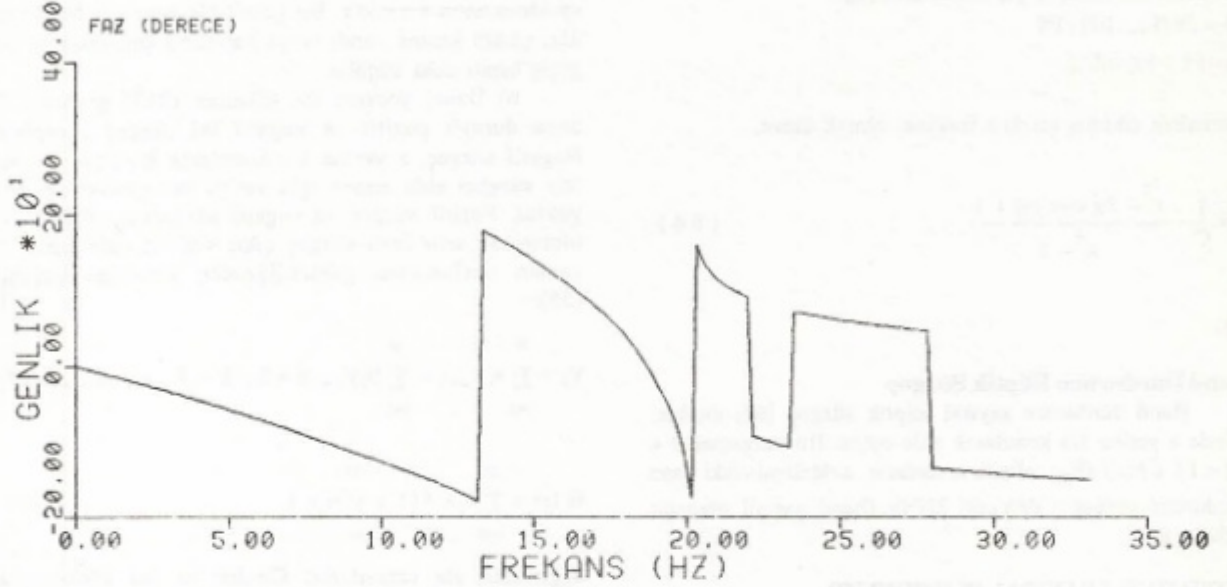


Şekil 11. Eliptik Alçak Geçişli Süzgeç (Logaritmik genlik).

Fig. 11. Logarithmic magnitude response of an elliptic lowpass filter.

ELIPTİK 'ALCAK GECİSLİ 'SUZGEC

GİRİS PARAMET. : N=8 F1=0.0 F2=20. F3= 22. FS=100 DBR=0.5 DB

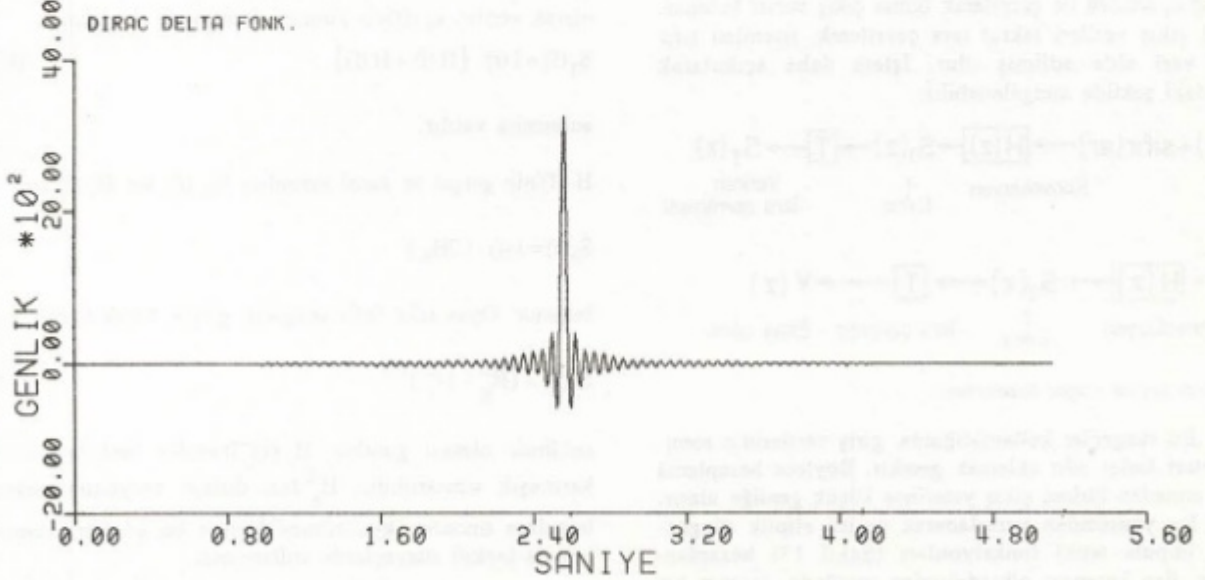


Şekil 12. Eliptik Alçak Geçişli Süzgeç Faz tepkisi.

Fig. 12. Phase response of an elliptical lowpass filter.

ELIPTİK 'ALCAK GECİSLİ SUZ. 'IMPULS TEP.

GİRİS PARAMETRELERİ : N=8 F1= 0. F2=20. F3=22.0 FS=100. NOKSAY=512



Şekil 13. Eliptik Alçak Geçişli Süzgeç Birim tepkisi.

Fig. 13. Impuls response of an elliptic lowpass filter.

şekilde elde edilir.

$$C = \tan(\Delta\theta/2)$$

$$\cos(\gamma) = \cos(\theta) / \cos(\Delta\theta/2)$$

Normalize edilmiş geçiş bandı genişliği

$$\Delta\theta = 2\pi(F1 - F2) / FS$$

$$\theta = (F1 + F2) \pi / FS$$

normalize edilmiş merkez frekansı olmak üzere,

$$s = \frac{1}{C} \cdot \frac{z^2 - 2z \cos(\gamma) + 1}{z^2 - 1} \quad (64)$$

dir.

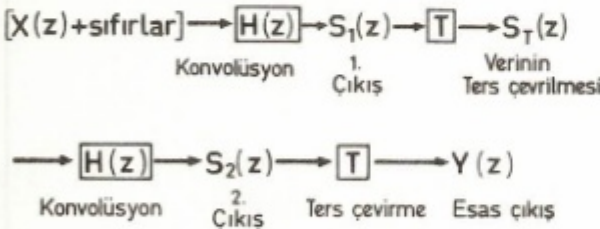
Band Durdurucu Eliptik Süzgeç

Band durdurucu sayısal eliptik süzgeç (64) denklemi s yerine 1/s konularak elde edilir. Bu süzgeçler $0 < F2 < F1 < FS/2$ (F_N) olarak tanımlanır. z-düzlemindeki band durdurucu süzgecin derecesi $2N$ 'dir (band geçişli süzgeçte olduğu gibi).

SIFIR FAZLI SAYISAL SÜZGEÇLER

Buraya kadar hesaplanan eliptik süzgeçlerin faz spektrumları lineer değildir. Veriler sayısal olduğundan, bu hatayı gidermek için sıfır fazlı süzgeçler geliştirilmiştir. Bu yöntem, çeşitli frekansların farklı gecikmelere uğramasını önler. Verilen zaman serileri sonlu olduğundan sıfır faz tepkili kesirli süzgeçler iki ayrı yöntemle elde edilir:

a) İlk önce giriş verileri normal olarak yinelemeli süzgeçten geçirilerek ilk çıkış verileri elde edilir. Bu çıkış verileri zaman ortamında ters çevrilerek tekrar aynı süzgeç operatörü ile çarpılarak ikinci çıkış verisi bulunur. İkinci çıkış verileri tekrar ters çevrilerek, istenilen sıfır fazlı veri elde edilmiş olur. İşlem daha açık olarak aşağıdaki şekilde simgelenir:



Sıfır fazlı sayısal süzgeç düzenlemesi

Bu süzgeçler kullanıldığında, giriş verilerinin sonuna yeteri kadar sıfır eklemek gerekir. Böylece hesaplama sona ermeden birinci çıkış yeterince küçük genliğe ulaşır.

Bu yöntemden yararlanarak çeşitli eliptik süzgeçlerin impuls tepki fonksiyonları (Şekil 13) hesaplanmıştır. Faz kayması olmadığından tümünde de tam bir simetri görülmektedir. İstenilen koşulların yerine gelip gelmediğini saptamak için süzgecin impuls tepkisi sürekli kontrol edilmelidir. Bu süzgeç işleminin faz tepki-

si sıfır, buna karşın genlik spektrumu sistem fonksiyonunun $H(z)$ spektrumunun karesine eşittir. Bu nedenle genlik spektrumu kare kökü alınarak hesaplanır.

Giriş verileri iki defa süzgeçten geçtiği için sıfır fazlı süzgecin genlik spektrumu daha da diktir. Başka bir deyimle, genlik karakteristiği tek bir eleptik süzgeç spektrumunun karesidir. Bu genellikle istenilen bir durumdur, çünkü kesme bandı (veya bandları) çok dikleşir, yani geçiş bandı daha küçülür.

b) İkinci yöntem ise (Shanks 1967) şöyledir: İlk önce duraylı pozitif ve negatif iki süzgeç hesaplanır. Negatif süzgeç, z yerine 1/z konularak bulunur. Böylece ters süzgeci elde etmek için veriyi ters çevirmeye gerek yoktur. Pozitif süzgeç ve negatif süzgeçten çıkan veriler toplanarak sıfır fazlı süzgeç çıkış verileri elde edilir. 1/z zaman ilerlemesini gösterdiğinden yineleme bağıntısı (55):

$$y_n = \sum_{i=1}^N a_i x_{n+i} - \sum_{j=1}^M b_j y_{n+j} \quad n = k, k-1, k-2, \dots \quad (65)$$

$$H(z) = \sum_{i=0}^M a_i z^i / (1 + \sum_{j=1}^M b_j z^j) \quad (66)$$

bağıntıları ile tanımlanır. Genlik ve faz spektrumları hızlı Fourier dönüşümü (FFT) ile saptanır. Bu yöntemde faz sıfır olmakla birlikte, genlik spektrumu arzu edilmeyen bir şekilde bozulur.

Sıfır fazlı süzgeç aşağıdaki şekilde hesaplanır:

$g(t)$ giriş verisi, $s(t)$ çıkış verisi, $h(t)$ impuls karakteristiği olmak üzere

$$s_1(t) = g(t) \times h(t) \text{ pozitif süzgeç} \quad (67)$$

$$s_2(t) = g(t) \times h(-t) \text{ negatif süzgeç} \quad (68)$$

$$s_3(t) = g(t) \times \{h(t) + h(-t)\} \text{ sonuç}$$

olarak verilir. $s_3(t)$ 'nin Fourier dönüşümü alındığında

$$S_3(f) = I(f) \cdot \{H(f) + H(f)\} \quad (69)$$

sonucuna varılır.

$H(f)$ 'nin gerçel ve sanal kısımları $H_R(f)$ ve $H_I(f)$ ise,

$$S_3(f) = I(f) \cdot (2H_R)$$

bulunur. Oysa sıfır fazlı süzgecin genlik karakteristiği,

$$H(f) = (H_R^2 - H_I^2)^{1/2} \quad (70)$$

şeklinde olması gerekir. $H(f)$ transfer fonksiyonunun karmaşık simetridir. H_I^2 den dolayı meydana gelen bozulma önceden kestirilmediğinden bu yöntem sonsuz impuls tepkili süzgeçlerde kullanılmaz.

SENTETİK VERİLER ÜZERİNE UYGULAMA

Geliştirdiğimiz sıfır fazlı yinelemeli sayısal eliptik süzgeçler (alçak, yüksek, band geçişli ve band durdurucu)

sentetik ve arazi olmak üzere iki tip veri üzerine uygulanmıştır. İlk önce farklı frekanslarda sinüs eğrileri bilgisayarda hesaplanarak sentetik giriş verileri elde edilir. Daha sonra, amaca uygun olarak hazırlanan çeşitli eliptik süzgeçler, bu veriler üzerine uygulanarak çıkan sonuçlar çizilir. Bu şekilde kullanılan süzgecin amaca uygun olup olmadığı kontrol edilir. Bu tür süzgeçlerin etkinliğini göstermek için sadece bir örnek verilmiştir.

Kesme frekansı ($F2 = 20$ Hz) veya süzme sınırının içinde ($FRK = 1.7$ Hz) ve dışında ($FRK = 23$ Hz) olmak üzere iki ayrı frekanslı sinüs eğrisi (Şekil 14 ve 15) toplanarak Şekil 16'da görülen sentetik giriş verisi elde edilir. Daha sonra bu veriler örnekleme aralığı $\Delta t = 0.01$ saniye olarak sayısal hale dönüştürülür. Giriş parametreleri:

$N = 8$	$F1 = 0.0$ Hz (AGS)
$DBR = 0.5$ dB	$F2 = 20$ Hz
$FS = 100$ Hz	$F3 = 22$ Hz

olan sıfır fazlı sayısal alçak geçişli eliptik süzgeç ile süzülen veriler Şekil 17'de verilmiştir. Alçak geçişli süzgeç kullanıldığından kesme frekansından (20 Hz) küçük frekansları (1.7 Hz) aynen geçmiş ve büyük frekanslar ise (23 Hz) tümüyle süzülmüştür. Sayısal verinin sonuna yaklaşık 10-20 kadar sıfır ilave edildiğinde Şekil 17'nin başında ve sonundaki ufak bozukluklar giderilebilir. Bu tür bozuklukları önlemek için arazi verilerinin sonuna yeterli sayıda sıfır eklemek gerekir.

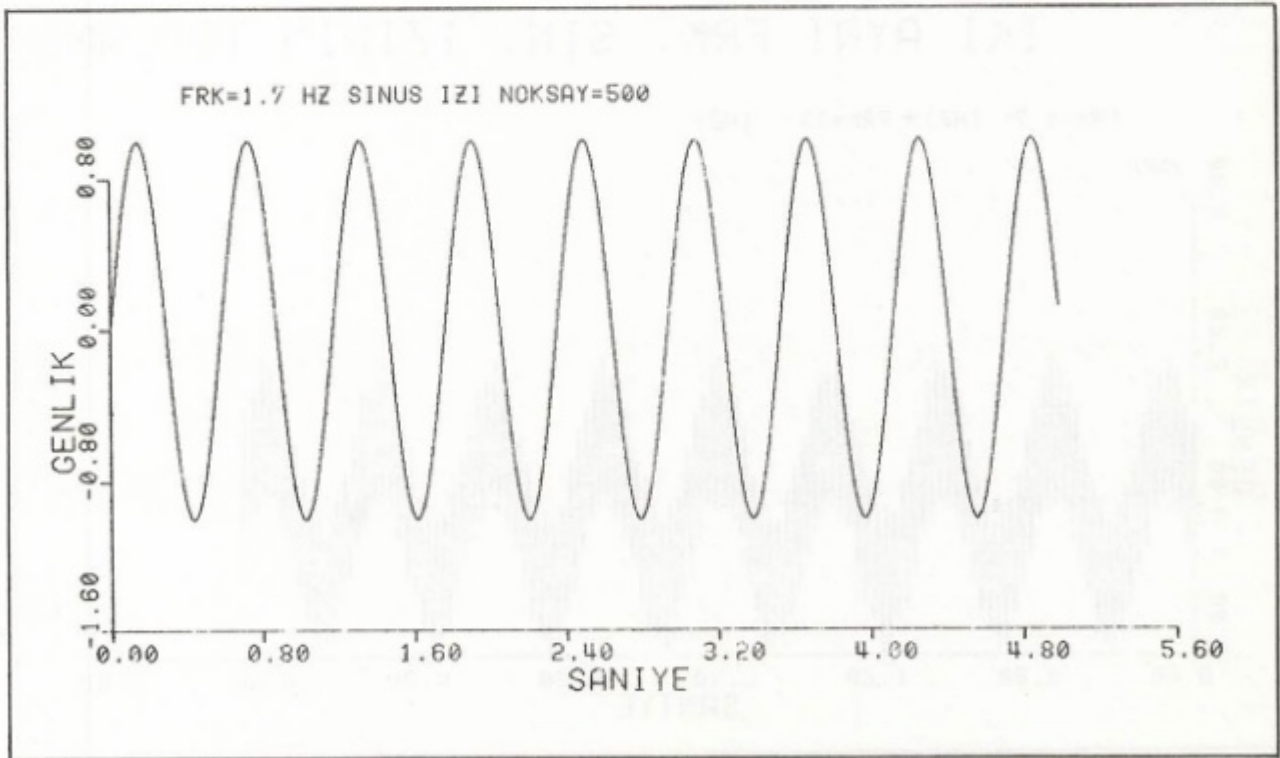
Bu süzgeçler çok daha küçük frekanslar için de aynı derecede etkindir. Hesaplanan kuadratik faktörleri kullanırken çok dikkatli olmak gerekir. Eğer yüksek dereceli,

$N > 5$, süzgeç kullanmak isteniyorsa, katsayıları yedinci basamaktan sonrakileri yuvarlatmak gerekir. Çünkü katsayılar, bazı durumlarda, yedinci basamaktan itibaren önem kazanırlar. Yuvarlatılan bu sayılar önemli olup, süzgeci duraysız kılabilirler. Bu nedenle, çalışmalarımızda kullanılan tüm transfer fonksiyonları için gerekli katsayılar "double precision" olarak hesaplanmıştır.

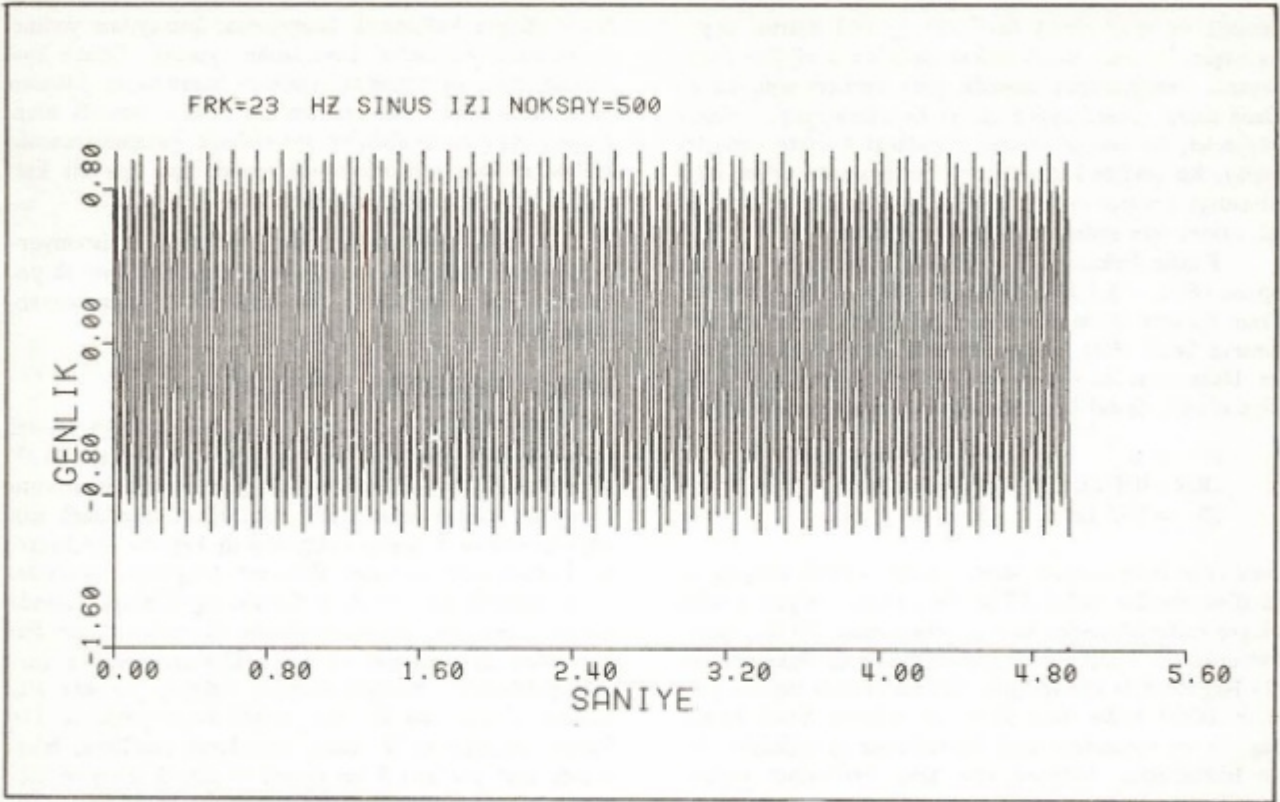
Alçak dereceli süzgeç, $N < 5$, kullanılmak isteniyorsa, kuadratik faktörleri beşinci basamağa kadar almak yeterlidir. Rakamlar altıncı basamaktan itibaren yuvarlatılabilir.

ARAZİ VERİLERİNE UYGULAMALAR

Sıfır fazlı ayırık süzgeçleri uygulamak için sayısal sismogramlar gereklidir. Uygulamalar için Grignan-06 W sismik profili kullanılmıştır. Adı geçen profil, Fransa'nın güneyinde Rhône vadisindeki yer kabuğunu incelemek için yapılan sismik yansıma çalışmalarını kapsar. Araştırmalar Fransız-Alman-İsviçre Bilimsel Araştırma merkezlerince desteklenmiş ve Paris-Strasbourg (Groupe Grands Profils Sismiques), Berlin-Karlsruhe (Research Group For Explosion Seismology) ve Zürih Üniversitelerince gerçekleştirilmiştir. Patlama noktası Grignan ve ters atış noktası Florac -06 E olup, profil boyu yaklaşık 170 km'dir. Grignan-06 W olarak tanımlanan profildeki istasyonlar arası yaklaşık 5 km (Şekil 18 alttaki izler) ve kullanılan patlayıcı madde 800 kg TNT'dir. Kayıtlarda indirgeme zamanı için $T_R = T - \Delta/6$ ($V_R = 6.0$ km/s) formülü ve kesme frekansı 20 Hz olan alçak geçişli süzgeç kullanılmıştır.

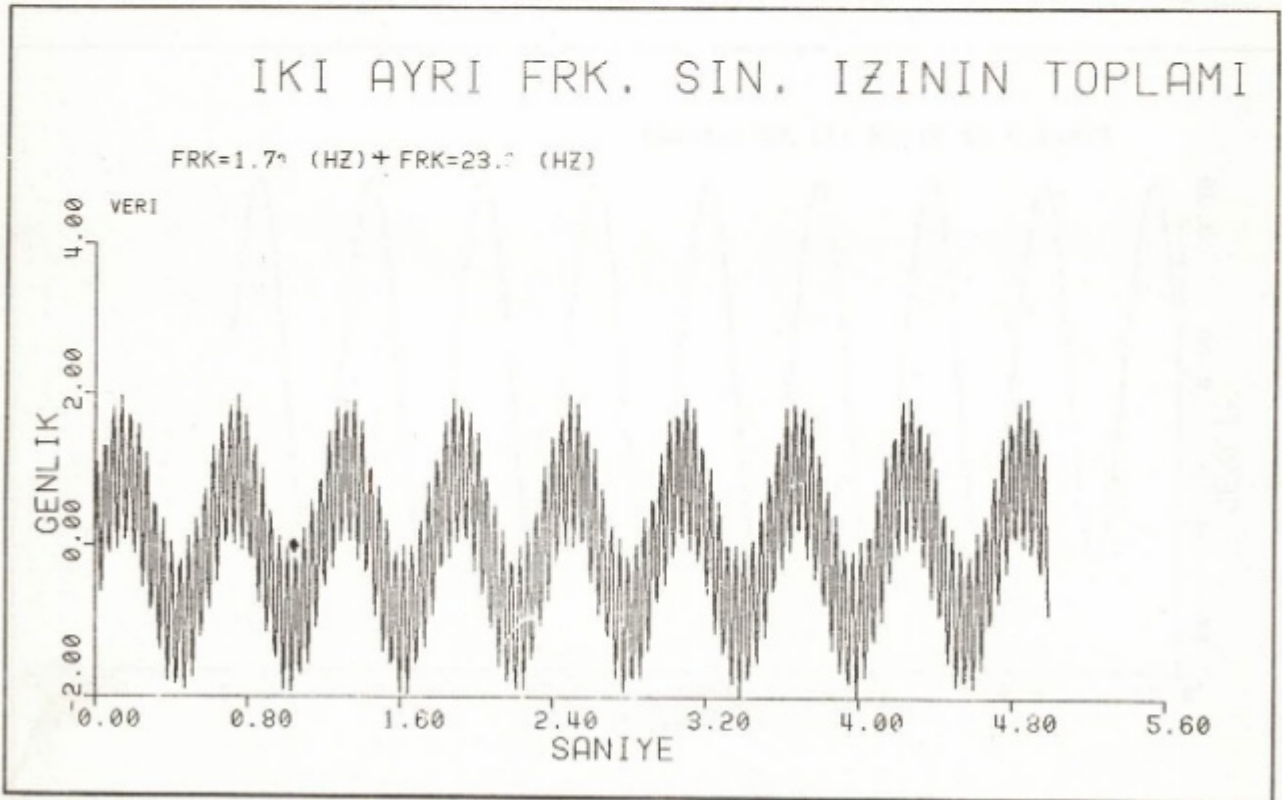


Şekil 14. Frekansı 1.7 Hz olan sin fonksiyonu.
Fig. 14. Sin function for the frequency of 1.7 Hz.



Şekil 15. Frekansı 23 Hz olan sin fonksiyonu.

Fig. 15. Sin function for the frequency of 23 Hz.

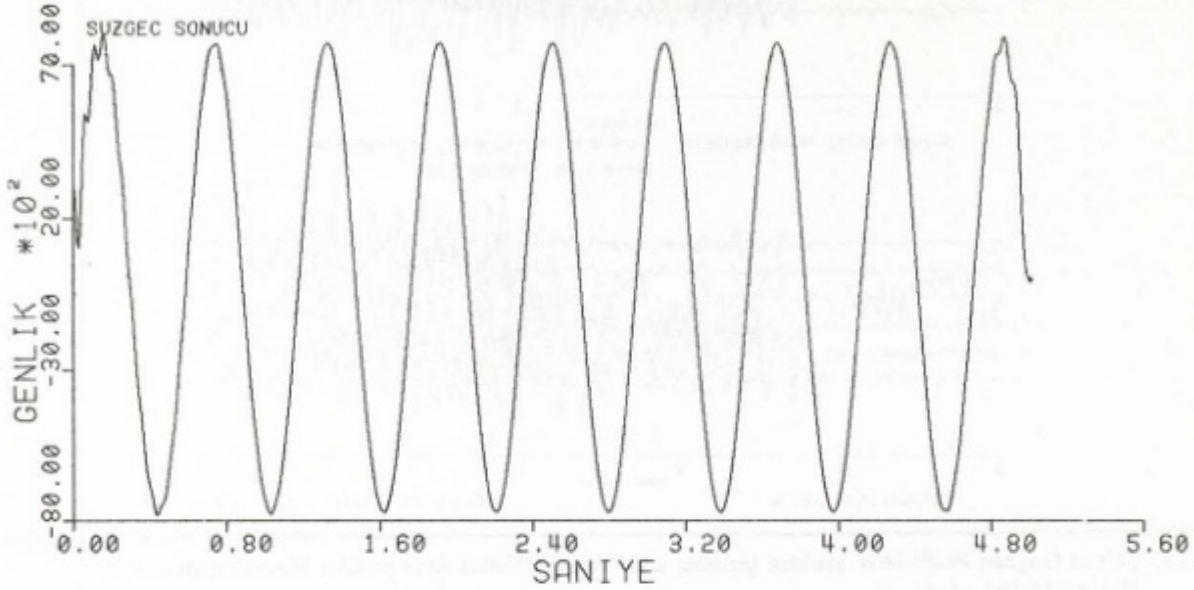


Şekil 16. İki ayrı frekanslı sin fonksiyonunun toplamı (1.7 Hz - 23 Hz).

Fig. 16. Summation of two different frequency sin functions (1.7 Hz - 23 Hz).

ELIPTİK 'ALCAK GECİSLİ 'SUZGEC SON.

GIRIS PARAMET. : N=8 F1=0.0 F2=20. F3= 22. FS=100 DBR=0.5 DB



Şekil 17. Şekil 16'daki ize uygulanan Elipitik Alçak Geçişli Süzgeç Sonucu.

Fig. 17. Result of application of Elliptic Lowpass Filter to the signal given in Figure 16.

Toplam olarak 22 kayıt istasyonu bulunan profilde, yüksek enerjili sismik yansıma kayıtlarının en iyi görüldüğü 75.8 ile 98.2 km'ler arası 6 istasyondaki sismik izler seçilmiştir. Bu 6 sismik iz (iz no: 623-628) Datagrid Digitizer-Bendix yardımıyla 10 ms aralıkla sayısal hale dönüştürülmüştür. Böylece elde edilen 6x500 noktalık veriler çizilmiştir (Şekil 19, alttaki izler). Yeniden çizilen bu izler özgün izlerle karşılaştırıldığında kayıp hemen hemen yok gibidir. Bu, örnekleme aralığının (40 mm = 1 saniye) uygun seçildiğini gösterir. Daha sık aralıklı sayısal veriler elde edilebilir, fakat bu zaman kaybına neden olur.

Profilin 84.2 kilometresindeki 625 nolu bozuk iz, üç bileşenli (2 yatay ve 1 dikey) sismometrenin yanlış yönlendirilmesinden ileri gelmektedir. Bu profilin tersi Florac 06 E'de aynı bozuk iz aynı noktada görülmektedir (Sapin ve Hirn 1974; Şekil 20, Sayfa 193).

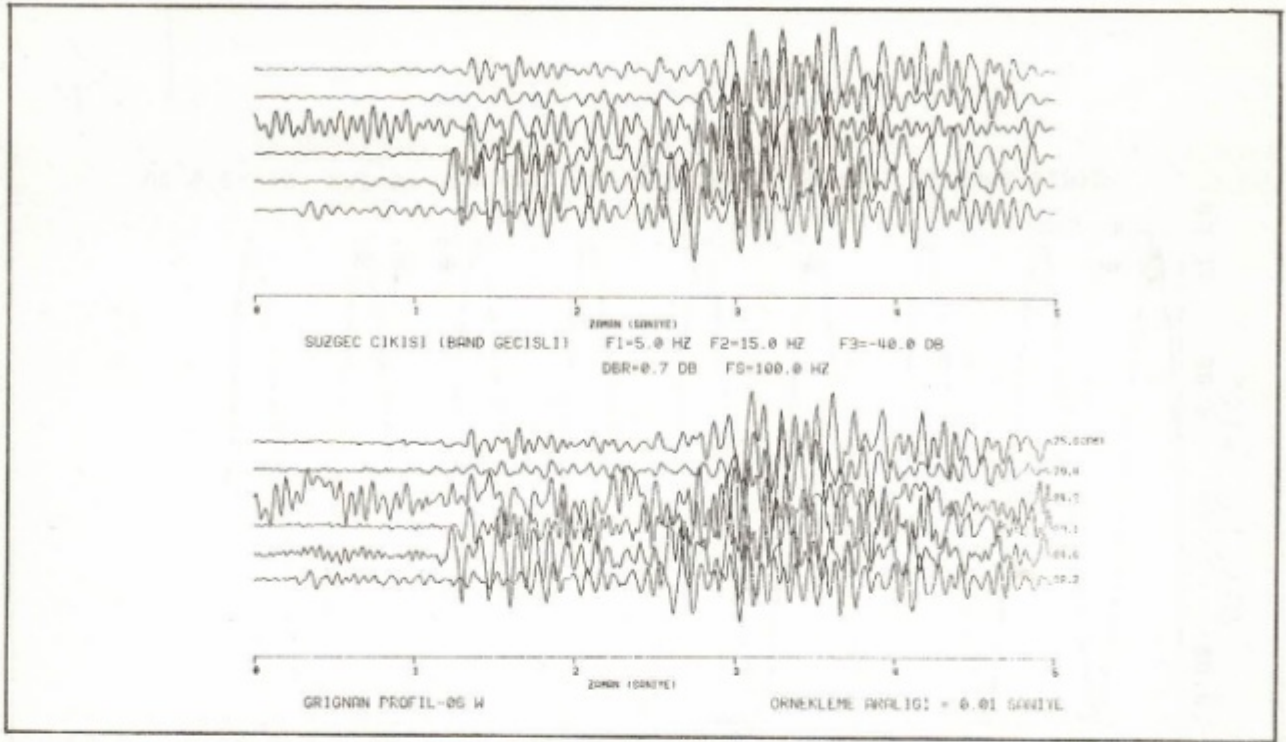
Yukarıdaki sismik kayıtlardaki sinyal ve gürültü frekans değişimleri her izin ayrı ayrı Fourier dönüşümleri alınarak saptanır. Hesaplanan gerekli spektrumları Şekil 21'den 26'ya verilmiştir. Gürültüye oranla çok yüksek enerjili yansıma dalgaları yaklaşık olarak 5 ile 15 Hz arasında bulunurlar. Sadece 625 nolu profil üzerindeki frekans dağılımı, yukarıda değinilen nedenle diğerlerinden oldukça farklıdır.

Genlik spektrumlarında görüldüğü gibi, genellikle yansıma enerjisi dar ve dik bir frekans bandı ile sınırlanır. Bu nedenle sismik sinyali en iyi şekilde ortaya çıkarabilmek için, Sayısal Band Geçişli süzgeç tipi kul-

lanılmıştır (Şekil 18 ve 19).

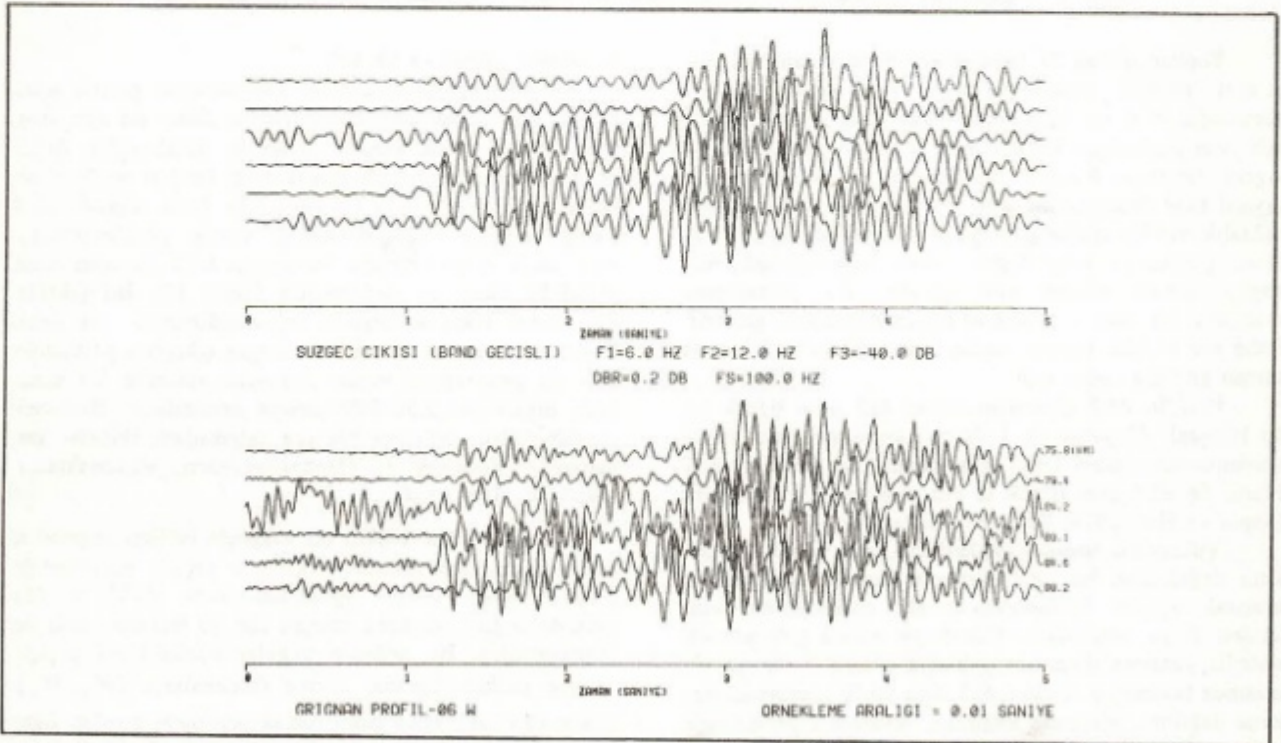
Genlik spektrumlarından yararlanarak, gerçek arazi verileri kesme frekansları birbirinden farklı iki ayrı sıfır fazlı Sayısal Band Geçişli süzgeçle süzölmüştür. Şekil 18'de altta 6x500 noktalı gerçek arazi verileri ve üstte ise kesme frekansları 5-15 Hz olan sıfır fazla sayısal Band Geçişli eliptik süzgeçle süzölen veriler görülmektedir. Aynı arazi verileri kesme frekansları 6-12 Hz olan band geçişli bir süzgeçle süzölmüştür (Şekil 19). Bu şekilde düzenlenen çıkış verilerinin değerlendirilmesi çok daha duyarlı ve kolaydır. Her iki tür süzgeç çıkışında görüldüğü gibi iki grup enerji vardır: birincisi yaklaşık 1.3 saniyede diğeri ise 2.50-3.05 saniye arasındadır. Birincisi yerkabuğunda bulunan bir ara tabakadan, ikincisi ise yansıtıcı Mohorovicic süreksizliğinden yansımaktadır (Sapin ve Hirn 1974).

Sonsuz birim tepkili bir süzgeçle verileri süzmeden önce, kesme frekanslarının yerinde seçilip seçilmediği kontrol edilir. Genlik spektrumlarında (Şekil 21-26) görüldüğü gibi, yansıma enerjisi dar bir frekans bandı ile sınırlanmıştır. Bu nedenle uygulamalarda band geçişli süzgeç kullanıldığında, süzme frekansların (W_A , W_Y) yukarıdaki özelliklere bağlı olarak seçilmesi gerekir. Eğer Şekil 20'de görüldüğü gibi, frekans bandı (8 -12 Hz) dar seçilirse çıkış sismogramlarında yapay bir dalgalanma meydana gelir. Bu dalgalanmalar esas sinyalleri bozabilir. Kesme frekansları 8 -12 Hz olan band geçişli süzgeç çıkışı diğeri (5 -15 Hz ve 6 -12 Hz) ile karşılaştırıldı-



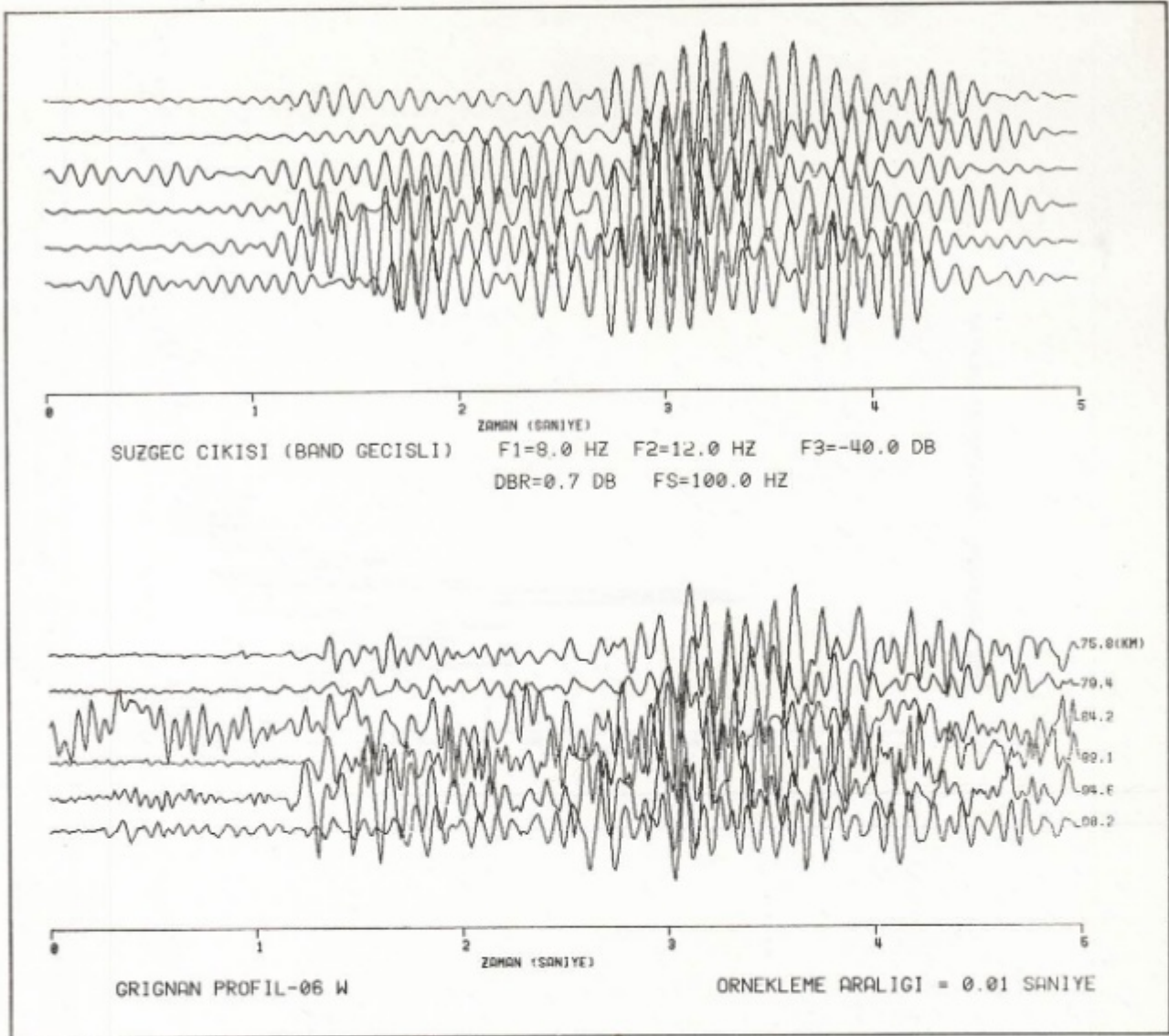
Şekil 18. (Altta) Grignan Profil-06W yeniden çizilmiş arazi verisi. (Üstte) Aynı profilin Band Geçişli Süzgeç (5 Hz - 15 Hz) çıkışı.

Fig. 18. (Bottom) Redrawn version of observed data of Grignan Profil-06W (Top) Bandpass (5 Hz - 15 Hz) filtered version of the same profile.



Şekil 19. (Altta) Grignan Profil-06W yeniden çizilmiş arazi verisi. (Üstte) Aynı profilin Band Geçişli Süzgeç (6 Hz - 12 Hz) çıkışı.

Fig. 19. (Bottom) Redrawn version of observed data of Grignan Profil-06W (Top) Bandpass (6 Hz - 12 Hz) filtered version of the same profile.



Şekil 20. (Altta) Grignan Profil-06W yeniden çizilmiş arazi verisi. (Üstte) Aynı profilin Band Geçişli Süzgeç (8 Hz - 12 Hz) çıkışı.

Fig. 20. (Bottom) Redrawn version of observed data of Grignan Profil-06W (Top) Bandpass (8 Hz - 12 Hz) filtered version of the same profile.

ğında, yukarıdaki gibi iki grup enerjinin aynı bölgelerde toplandığı görülür. Buna rağmen birincide giriş sismogramlarının bozulduğu ve dalgalanmanın meydana geldiği açıktır. Kayıtları değerlendirirken bu özellikleri göz önüne almak gereklidir.

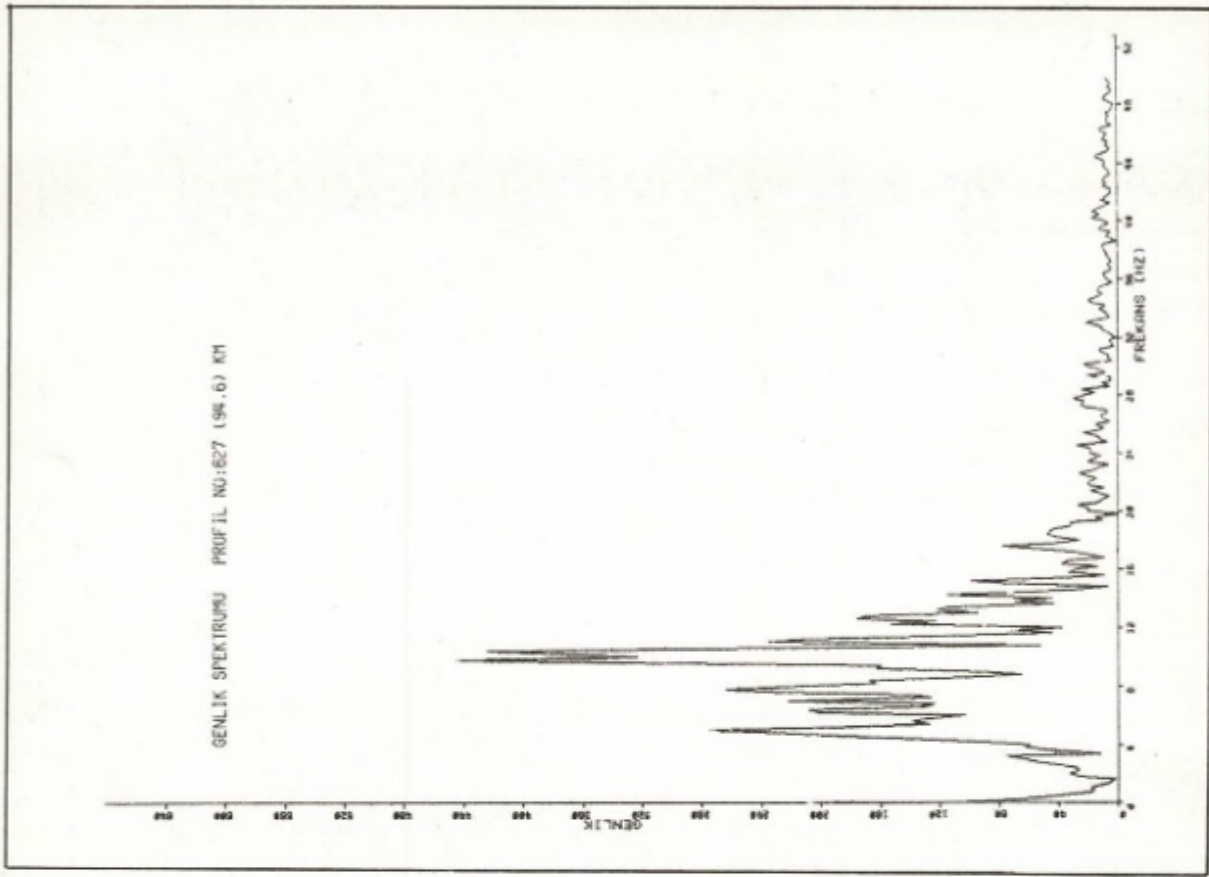
Genlik spektrumlarının hemen hepsinde 10 Hz civarında görülen çok dar frekans bandlı keskin sinyal, kolaylıkla kesme frekansları 9-11 Hz olan band durdurucu bir süzgeçle süzülebilir. Bu tür çıkış verilerini zenginleştirme işlemleri çoğaltılarak, yorum için, veriler gerçeğe en yakın ve doğru şekilde hazırlanır.

SONUÇ

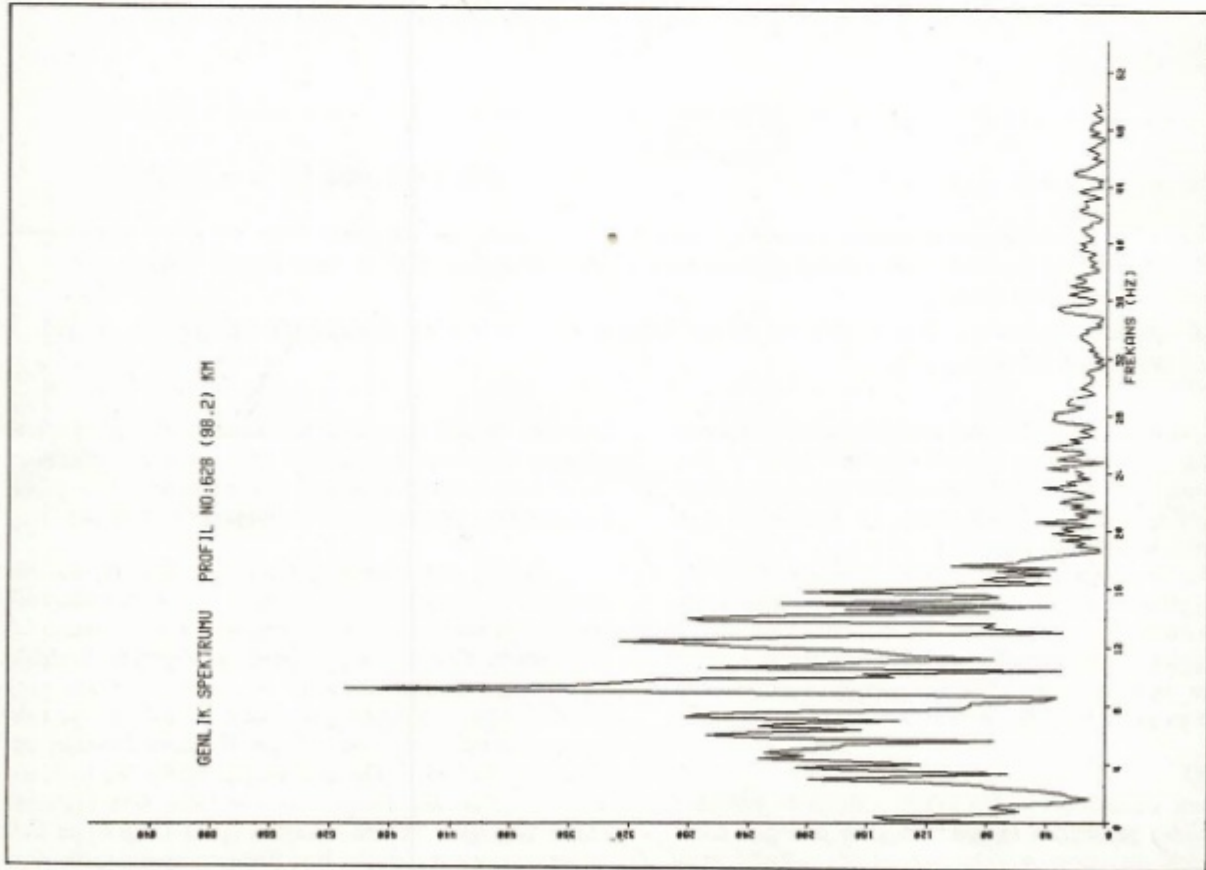
Son yıllarda jeofiziğin çeşitli dallarında özellikle sismolojide, geliştirilen sayısal veri alma tekniği, verilerin gerçeğe en yakın ve kolay bir şekilde değerlendirme

işlevinde büyük aşamalar sağlamıştır. Bu gelişmeler, araştırmacıları alınan kayıtlardaki esas sinyalleri bozmadan, istenmeyen olayları (gürültü) yok edebilmek için çeşitli matematiksel yöntemler geliştirmeye yöneltmiştir.

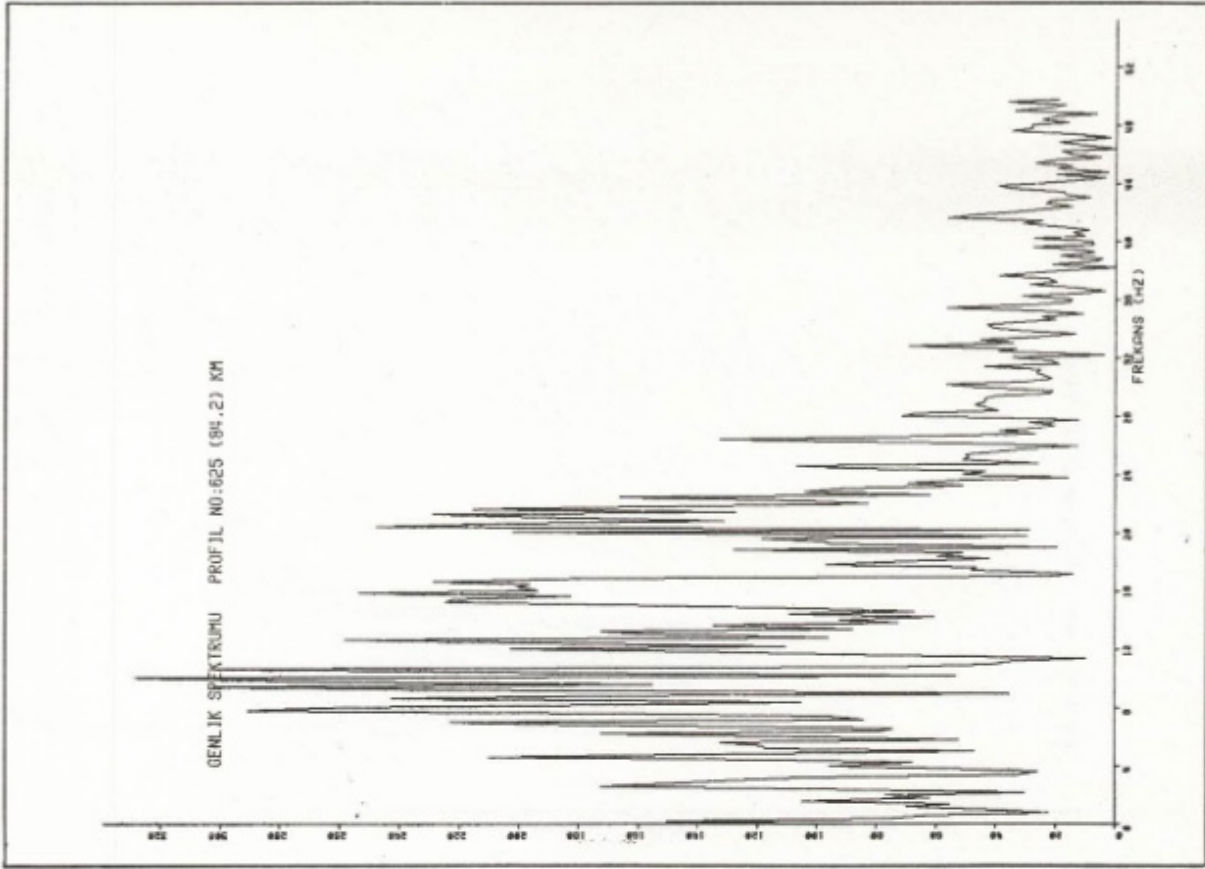
Önceki bölümlerde değinildiği gibi, sayısal bir süzgecin gücü, sistem veya transfer fonksiyonunda kullanılan polinomunun cinsine bağlıdır. Çalışmalarımızda Butterworth, Chebyshev gibi polinomlar yerine, özellikle alçak frekanslardaki etkinliği ve süzme sınırının aynı dereceli diğer süzgeçlere göre, ideal süzgece en iyi yaklaşması nedeni ile Jacobi Eliptik fonksiyonlarından yararlanarak hazırlanan Optimal Eliptik Süzgeç'ler kullanılmıştır. Ayrıca uygulanan yineleme tekniğinin sağladığı büyük bilgisayar zamanı kazancı, bu tür süzgeçlerin kullanım alanındaki diğer bir yararını oluşturmaktadır.



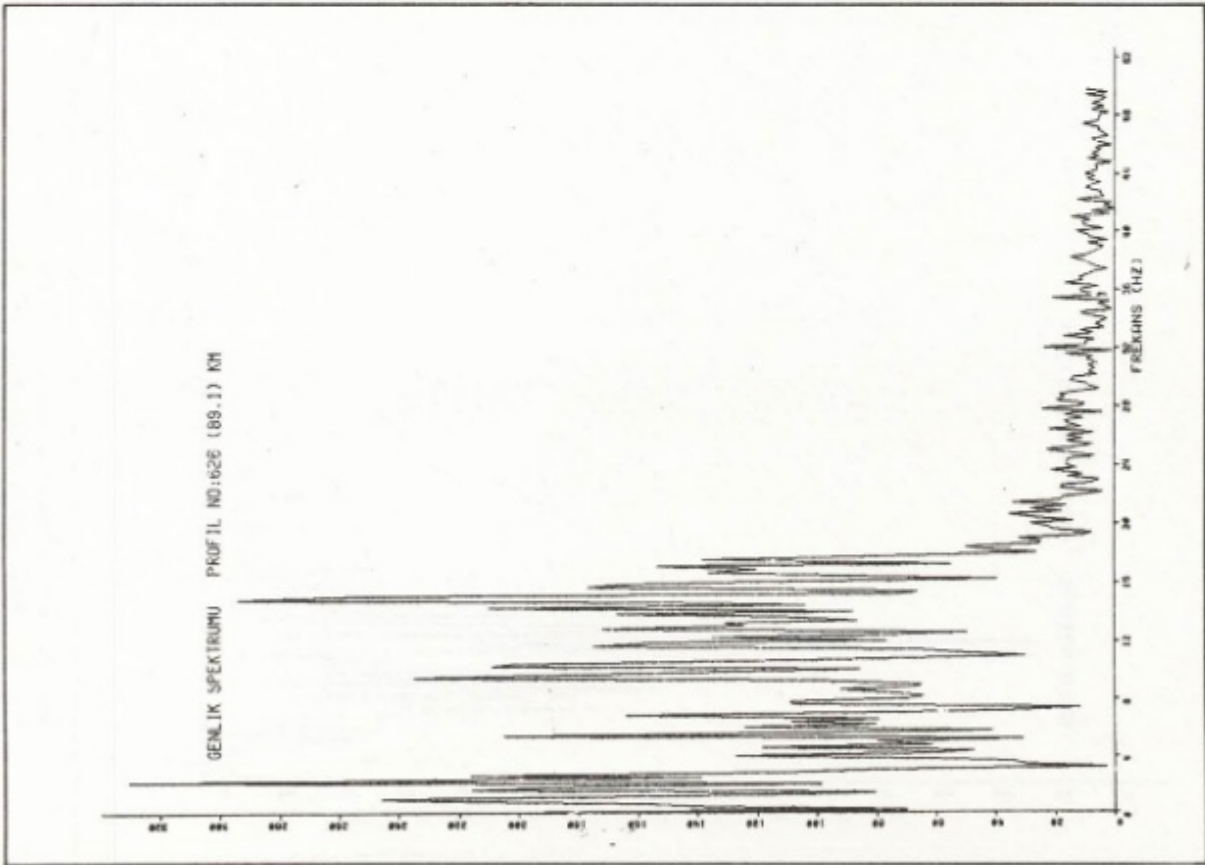
Şekil 22. Gerçek arazi verilerinin genlik spektrumu.
Fig. 22. Amplitude spectrum of the field data.



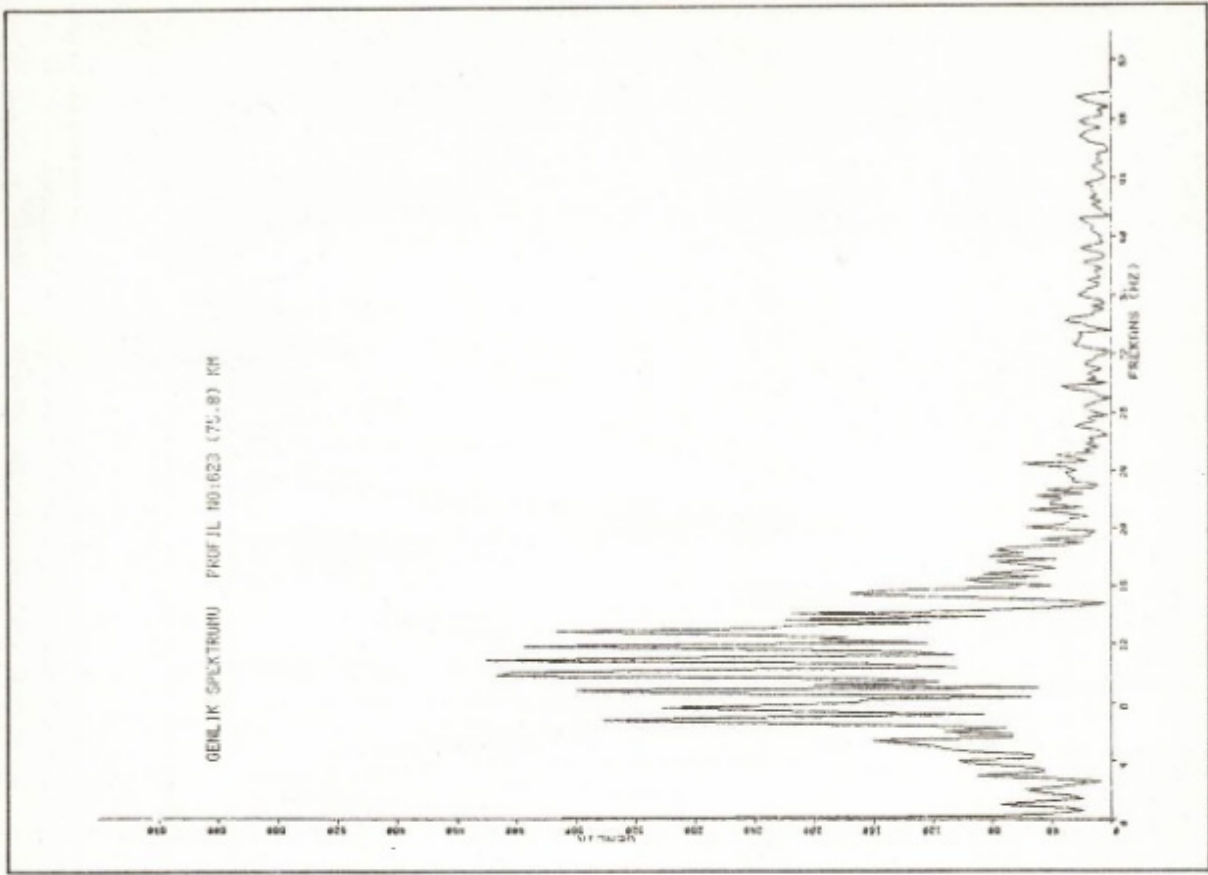
Şekil 21. Gerçek arazi verilerinin genlik spektrumu.
Fig. 21. Amplitude spectrum of the field data.



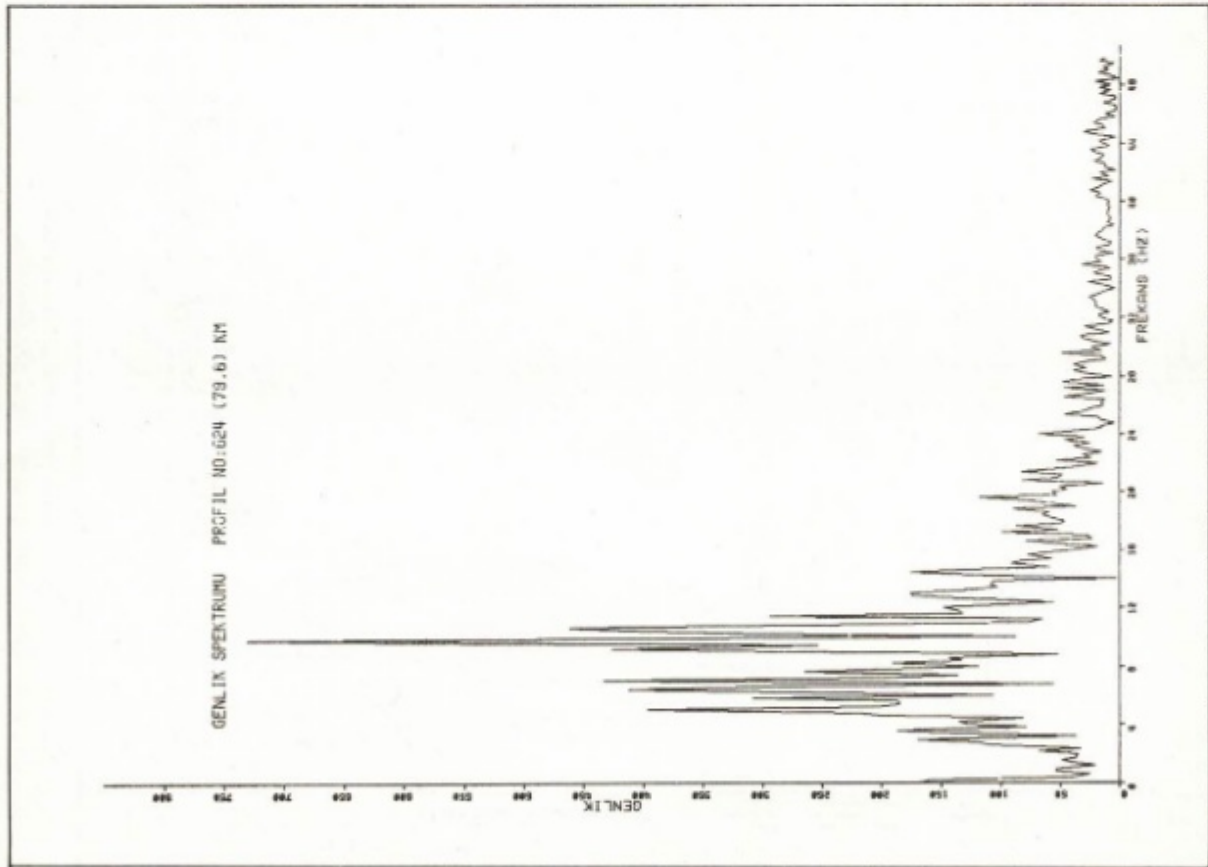
Şekil 24. Gerçek arazi verilerinin genlik spektrumu.
Fig. 24. Amplitude spectrum of the field data.



Şekil 23. Gerçek arazi verilerinin genlik spektrumu.
Fig. 23. Amplitude spectrum of the field data.



Şekil 25. Gerçek arazi verilerinin genlik spektrumu.
Fig. 25. Amplitude spectrum of the field data.



Şekil 26. Gerçek arazi verilerinin genlik spektrumu.
Fig. 26. Amplitude spectrum of the field data.

Örneğin, 500 sayısal noktalık bir giriş verisi (Şekil 16) IBM-370/138 yardımıyla 3 dakika 16 saniyede süzölmüştür. Bu zaman 500'er sayısal noktalık iki ayrı frekanslı (1,7 Hz ve 23,0 Hz) sinüs eğrisinin hesaplanarak toplamları (Şekil 16) ve bu şekilde elde edilen sentetik giriş verisinin iki kez süzülmesini içerir (Şekil 17).

Sıfır fazlı sayısal eliptik süzgeçlerin simetri özellikleri Şekil 27'de verilmiştir. Bu tür süzgeçlerin en önemli özelliklerinden birisi de, süzgeç transfer fonksiyonunun kesme sınırlarını (veya sınırını) açık bir şekilde dikleştirilmesidir (Şekil 28-29). Kesme frekansları 5-15 Hz olan eliptik band geçişli ve sıfır fazlı süzgeçlerin logaritmik genlik fonksiyonları Şekil 28'de üst üste çizilmiştir. Görüldüğü gibi geçiş bandı normal süzgece göre oldukça daralmıştır. Bu özellik diğer süzgeçlere göre daha belirgindir.

Bilgisayar programı yardımıyla $N = 40$ ıncı dereceye kadar eliptik bir süzgeç transfer fonksiyonunun kat-sayıları hesaplanabilir.

Gerçek arazi verilerinin genlik spektrumları (Şekil 21-26) hesaplandıktan sonra aynı sismogramlar kesme frekansları 5-15 Hz olan sıfır fazlı band geçişli süzgeçten geçirilerek genlik spektrumları (Şekil 30-35) yeniden çizilmiştir. Daha önce verilen genlik spektrumlarıyla yukarıdaki birbirleriyle karşılaştırıldığında, sıfır fazlı sayısal süzgeçlerin etkinliği daha açık olarak görülmektedir.

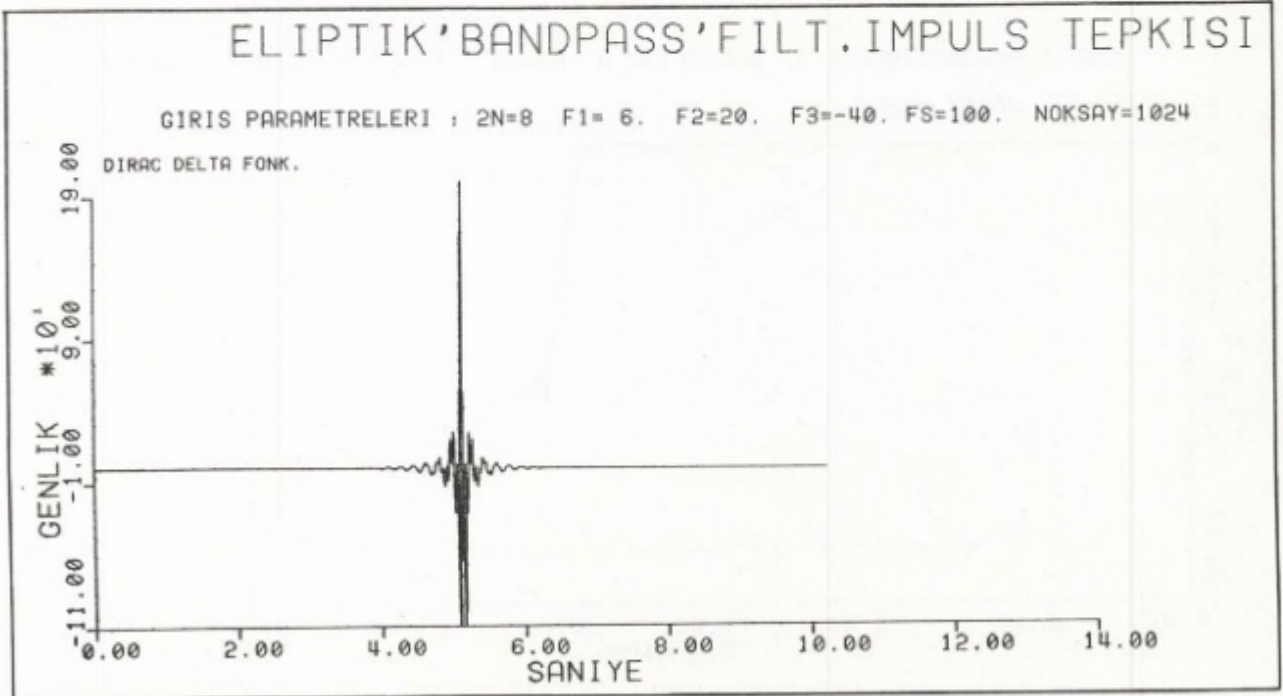
Yukarıda değinilen tüm yararları dışında, Sıfır Fazlı Sayısal Eliptik Süzgeçler diğer tip süzgeçlerle örneğin hız süzgeçleri, birlikte kullanıldığında araştırmacılara sağladığı büyük olanaklar net bir şekilde görülmektedir.

Arazi verilerini gerçeğe en yakın bir şekilde değerlendirmek için, seçilen süzgeç tipi ve özellikle geçiş bandının genişliği değiştirilir. Örneğin, tüm profillerde

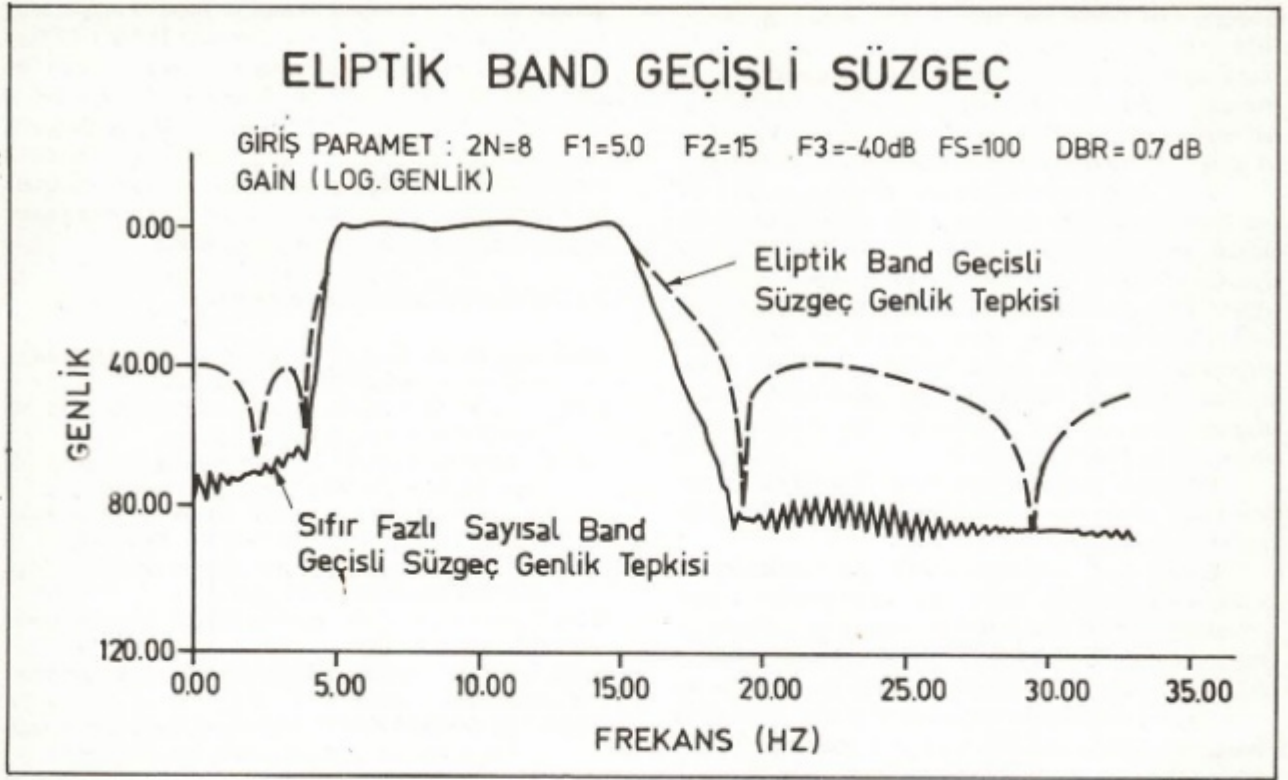
görülen 10 Hz civarındaki frekanslar Band Durdurucu bir süzgeçle süzülür. Kesme frekansları 6-12 Hz'lik sıfır fazlı band geçişli sayısal eliptik süzgeçle süzülen, (Şekil 36, alttan ikinci iz) Profil-625 (84,2 km), daha sonra kesme frekansları 9-11 Hz'lik Band Durdurucu Eliptik Süzgeçle süzülerek (Şekil 36 üstten birinci iz) yeniden çizdirilmiştir. Görüldüğü gibi 1,80-2,40 saniye arasındaki band geçişli süzgeç çıkışı, band durdurucu süzgeçle yorum için daha açık ve kolay duruma getirilmiştir.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Abramowitz M. and Stegun J.A. 1972, Handbook of Mathematical Functions, Dover Pub. Inc., New York.
- Erdelyi A. et al. 1953, Higher Transcendental Functions, V-Z, Mc Graw Hill Book Co., New York.
- Gold B. and Rader C. 1969, Digital Processing of Signals, Mc Graw Hill Book Co., New York.
- Jannke E., Emde F. and Lösch 1960, Tables of Higher Functions, 6 th ed., Mc Graw Hill Book Co., New York.
- Kaiser J.F. 1972, Design methods for sampled data filter, "Digital Signal Processing", IEEE. Press.
- Milne-Thompson L.M. 1956, Jacobian Elliptic Function, Dover Pub., Inc., New York.
- Neville E.H. 1951, Jacobian Elliptic Functions, 2nd ed., Oxford Univ. Press, London.
- Rabiner L.R. and Gold B. 1975, Theory and Application of Digital Signal Processing, Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- Sapin M. and Hirn A. 1974, Results of explosion seismology in the southern Rhone valley, Ann. Geophys. 30, 181-202.
- Shanks J.L. 1967, Recursion filters for digital processing, Geophysics 32, 33-51.
- Schafer R.W. and Oppenheim A.V. 1975, Digital signal processing, Prentice-Hall Inc. New Jersey.
- Whittaker E.T. and Watson G.N. 1962, Modern analysis, Cambridge University Press.

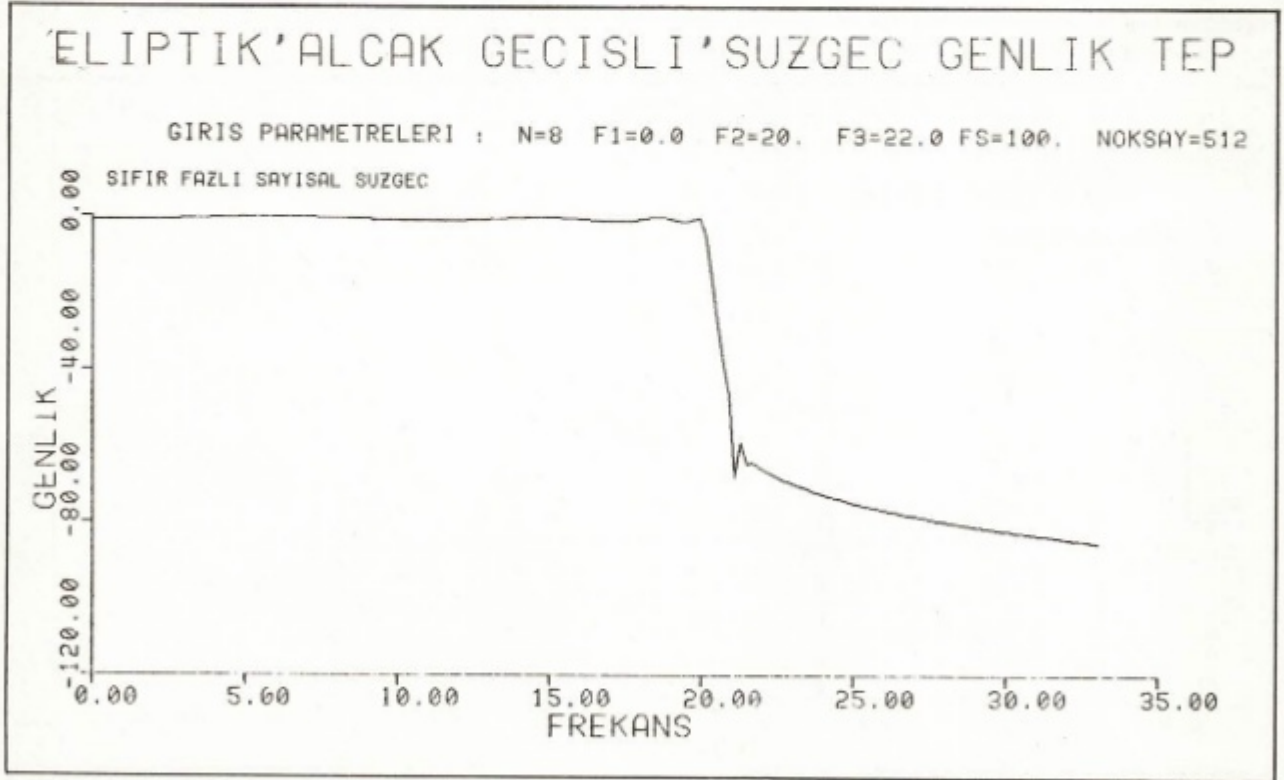


Şekil 27. Eliptik Band Geçişli Süzgeç Birim tepkisi.
Fig. 27. Impulse response of an Elliptic Bandpass filter.



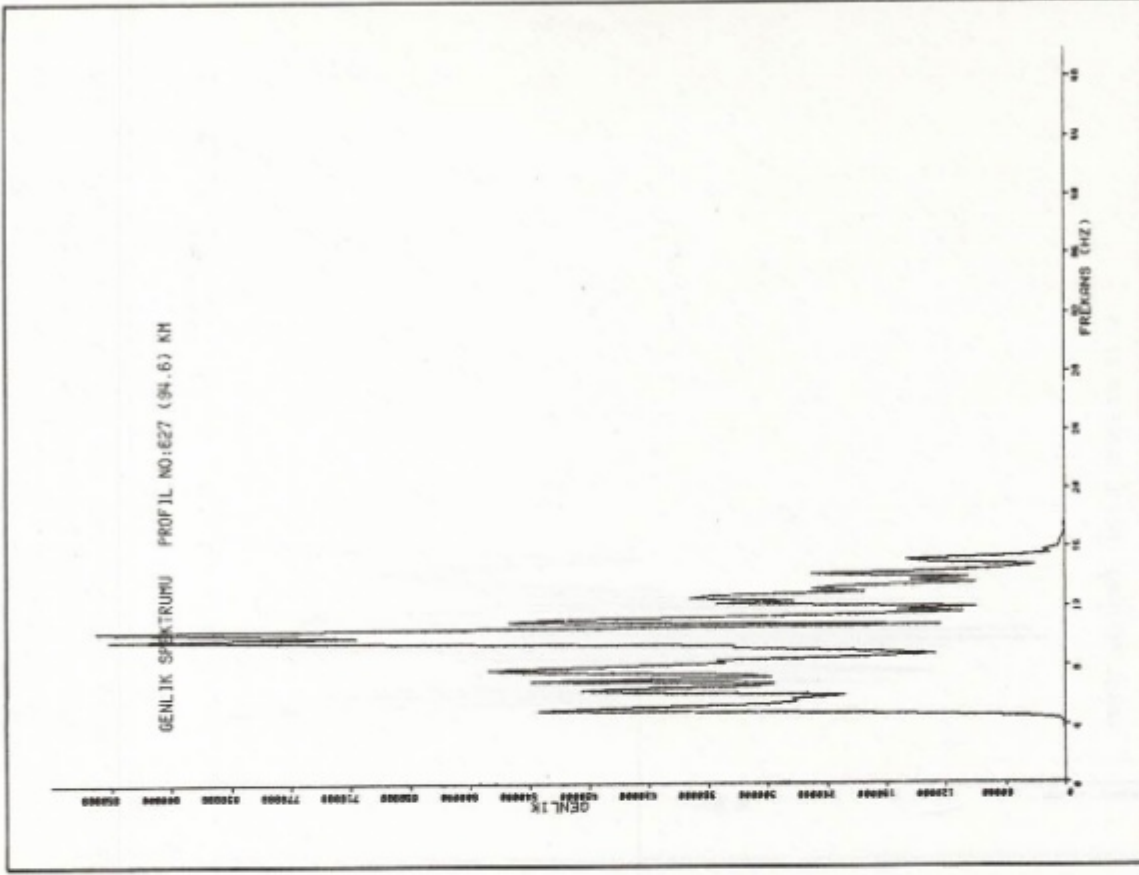
Şekil 28. Eliptik Band Geçişli Süzgeç ile sıfır fazlı sayısal Band Geçişli Eliptik Süzgecin Logaritmik genlik tepkilerinin karşılaştırılması.

Fig. 28. Comparison of logarithmic amplitude responses of an elliptic bandpass filter and zero-phase shift digital band-pass elliptic filter.



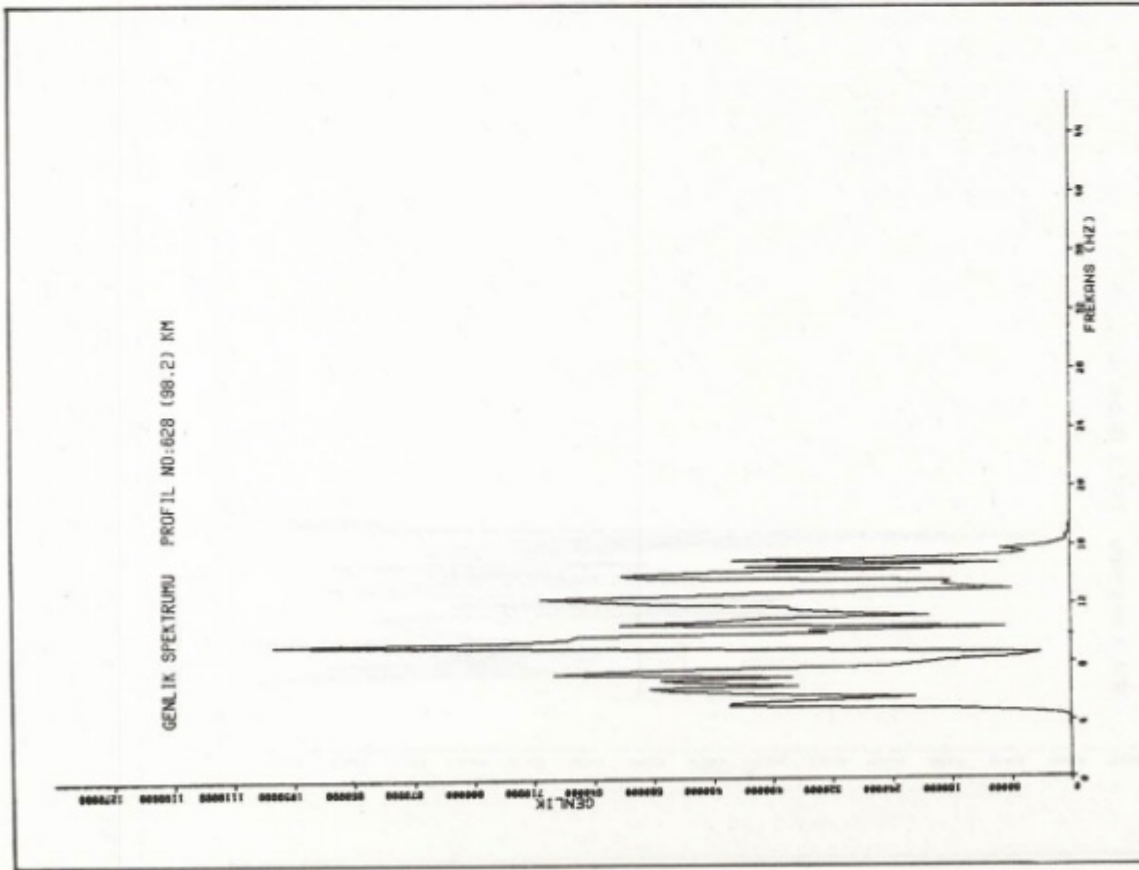
Şekil 29. Eliptik Alçak Geçişli Sıfır fazlı süzgeç genlik tepkisi.

Fig. 29. Amplitude response of zero-phase shift elliptic lowpass filter.



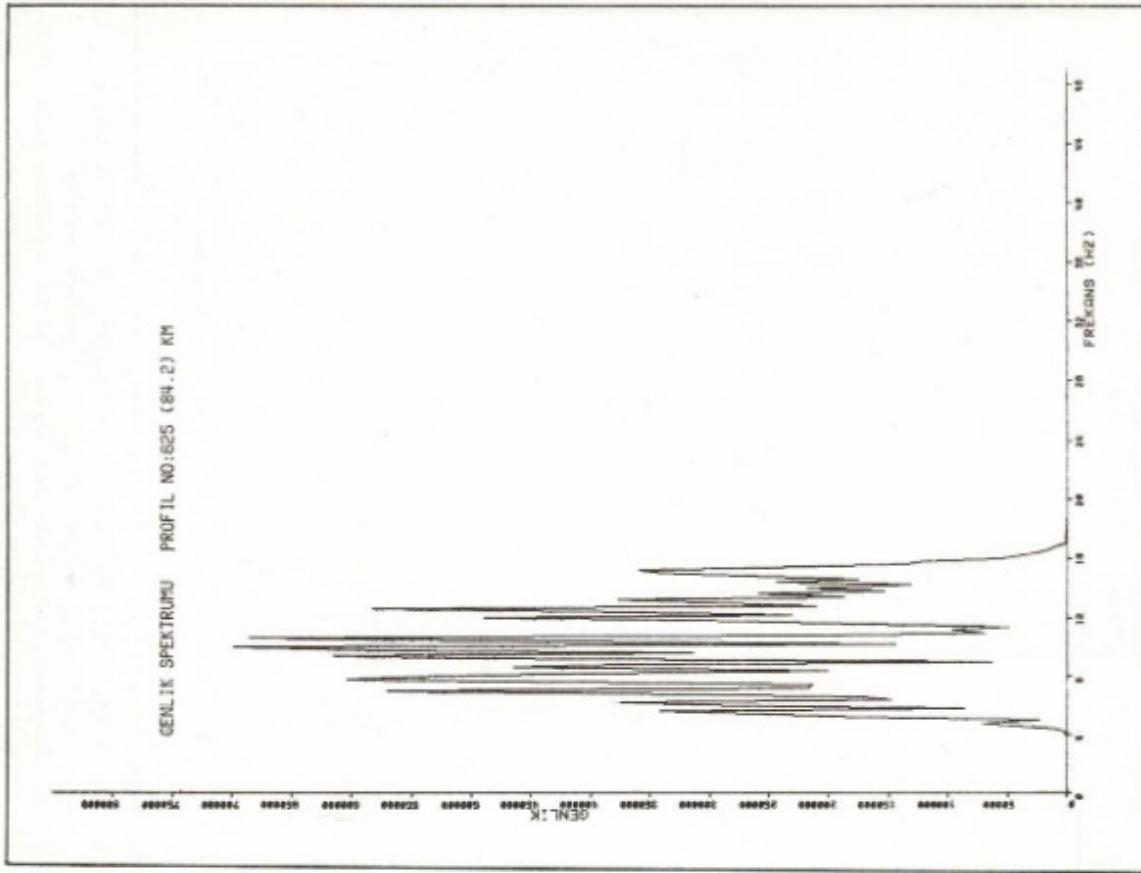
Şekil 31. Gerçek arazi verilerinin sıfır fazlı sayısal Band Geçişli eliptik süzgeçten geçtikten sonra hesaplanan genlik spektrumu.

Fig. 31. Amplitude spectrum of observed data after the application of zero-phase shift bandpass elliptic filter.

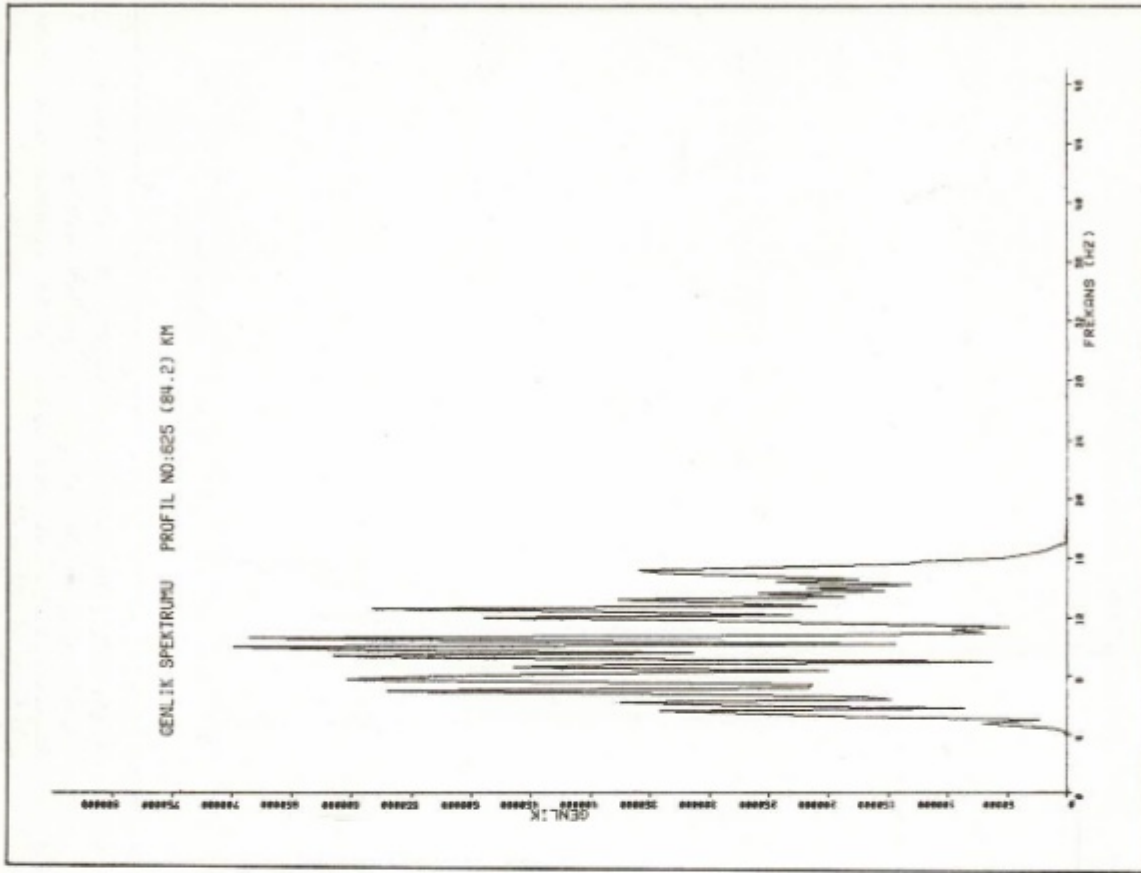


Şekil 30. Gerçek arazi verilerinin sıfır fazlı sayısal Band Geçişli eliptik süzgeçten geçtikten sonra hesaplanan genlik spektrumu.

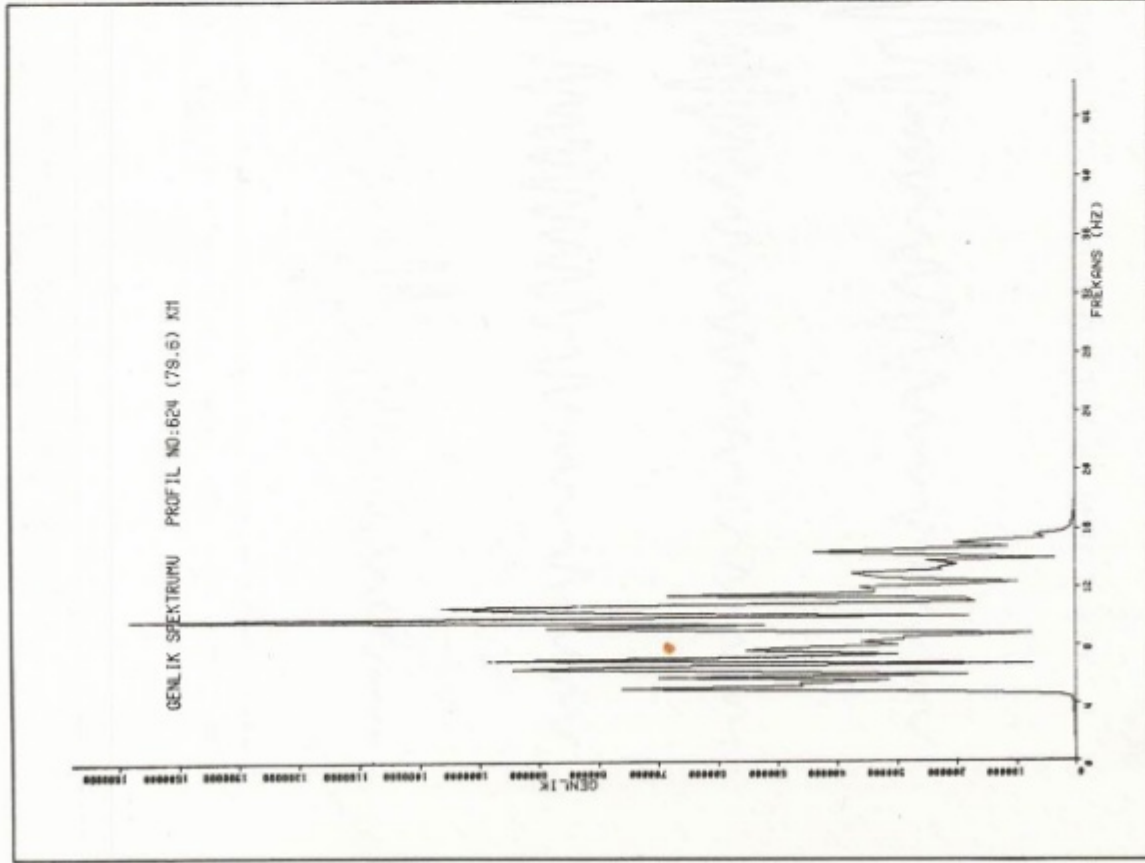
Fig. 30. Amplitude spectrum of observed data after the application of zero-phase shift bandpass elliptic filter.



Şekil 32. Gerçek arazi verilerinin sıfır fazlı sayısal Band Geçişli eliptik süzgeçten geçtikten sonra hesaplanan genlik spektrumu
Fig. 32. Amplitude spectrum of observed data after the application of zero-phase shift bandpass elliptic filter.

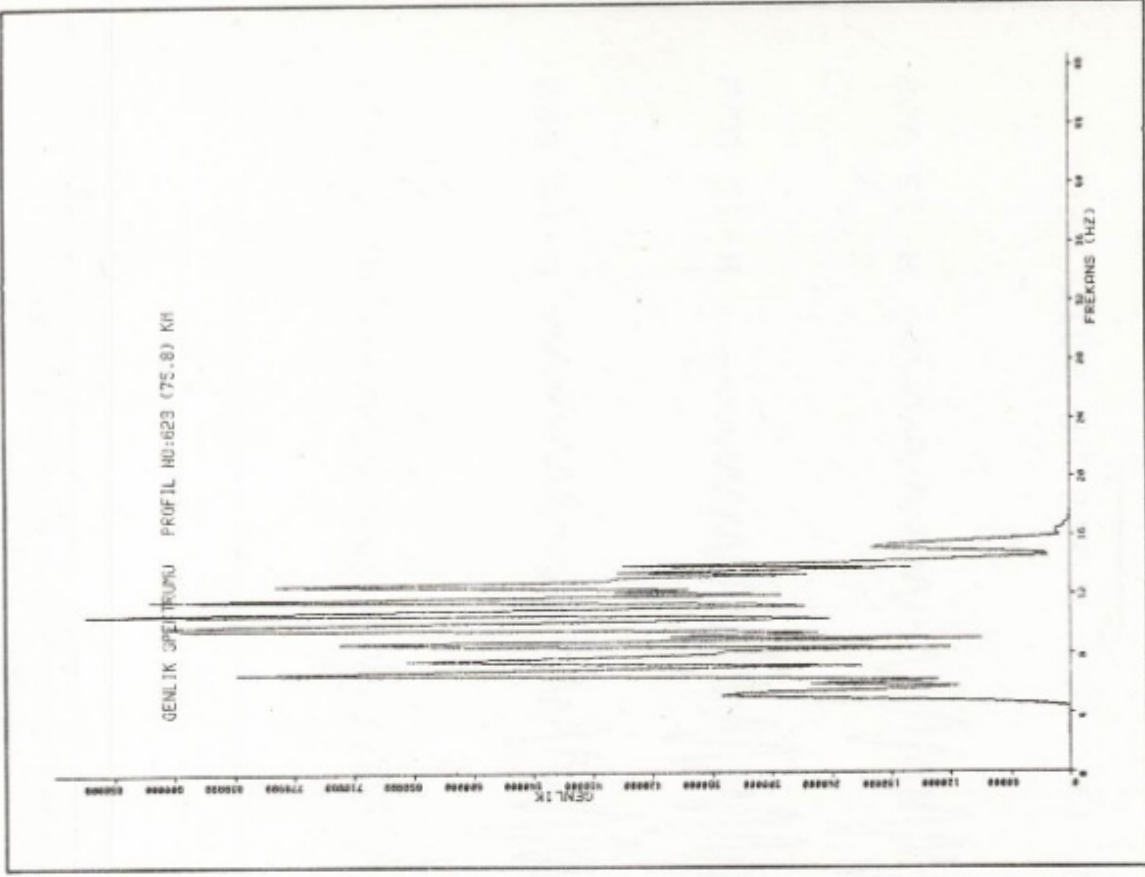


Şekil 33. Gerçek arazi verilerinin sıfır fazlı sayısal Band Geçişli eliptik süzgeçten geçtikten sonra hesaplanan genlik spektrumu
Fig. 33. Amplitude spectrum of observed data after the application of zero-phase shift bandpass elliptic filter.



Şekil 34. Gerçek arazi verilerinin sıfır fazlı sayısal Band Geçişli eliptik süzgeçten geçtikten sonra hesaplanan genlik spektrumu.

Fig. 34. Amplitude spectrum of observed data after the application of zero-phase shift bandpass elliptic filter.

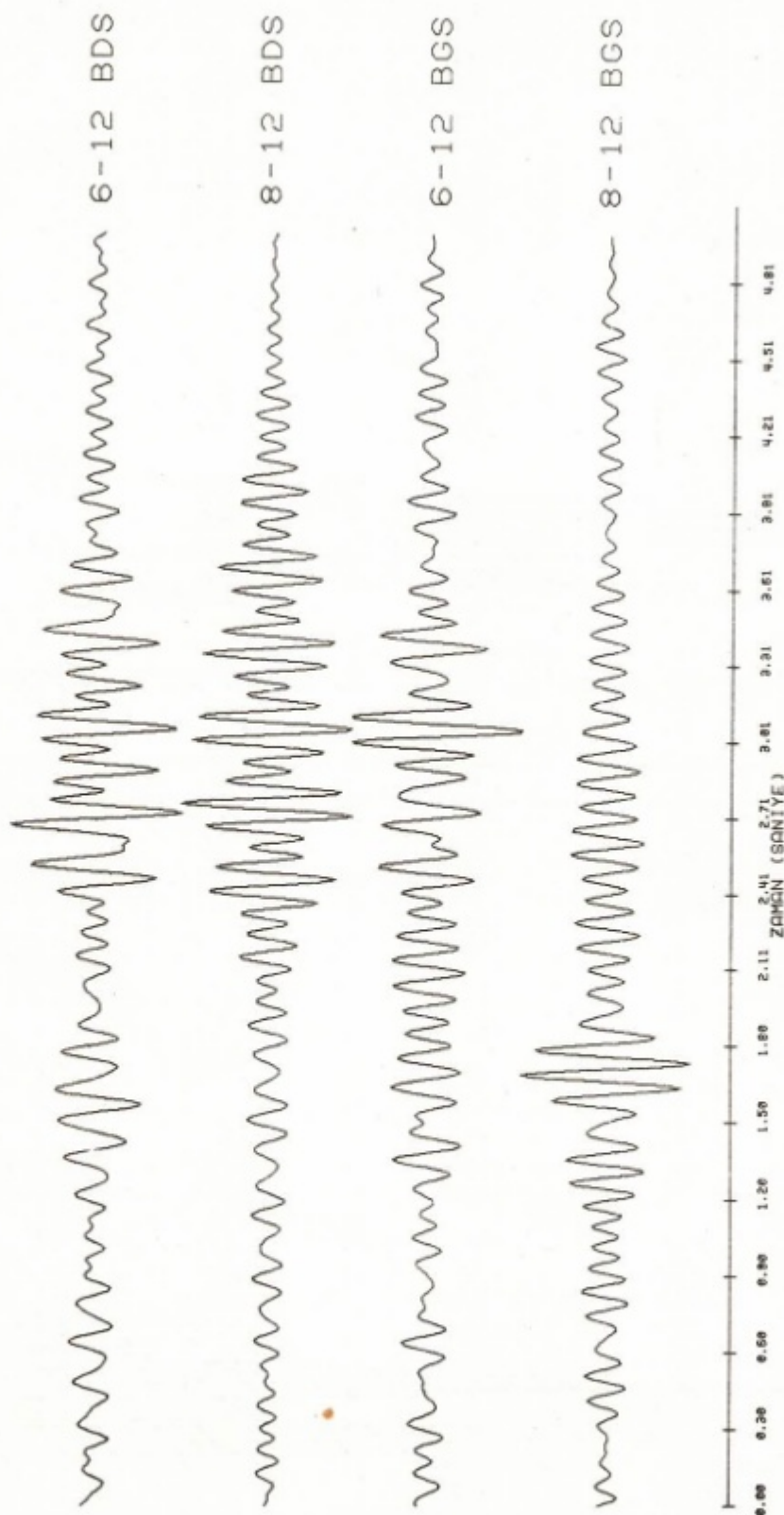


Şekil 35. Gerçek arazi verilerinin sıfır fazlı sayısal Band Geçişli eliptik süzgeçten geçtikten sonra hesaplanan genlik spektrumu

Fig. 35. Amplitude spectrum of observed data after the application of zero-phase shift bandpass elliptic filter.

(BGS) BAND GECİSLİ SUZGEÇLERDEN ÇIKAN SİSMİK İZLERİN

YENİDEN BAND DURDURUCU (BDS=9-11 HZ) SUZGEÇLE SUZULMESİ



Şekil 36. Band Geçişli süzgeçlerden çıkan sismik izlerin yeniden Band Durdurucu (9 Hz - 11 Hz) süzgeçle süzülmesi.
Fig. 36. Refiltration of bandpass filtered seismic signals with the bandstop (9 Hz - 11 Hz) filter.

JEOFİZİK MODELLEMEDE SVD ANALİZİ

SVD Analysis in Geophysical Modelling

O. Metin İLKİŞİK*

1. ÖZET

Tekil değer ayrımı (SVD) tekniği kullanılarak ters çözümlemenin etkinliği araştırılmıştır. Duyarlık matrisine SVD ayrımı uygulayarak yorumların istatistik açıdan değerlendirilmesinin, bazı belirli model değişkenlerinin önemini saptamakta yararlı olduğu ve ayrıca düşünülen bir araştırmanın planlanmasında ön bilgiler sağladığı aşağıda gösterilmiştir.

Trakya'da TKH manyetotellürik ölçü noktasında önerilen yerkabuğu modeli (İlkışık 1980), SVD tekniği kullanılarak analiz edilmiştir. Jeoelektrik modelin doğasına bağlı olarak, elde edilen en duyarlı bilgilerin en üstteki tortul örtüye ve yerkabuğunun toplam kalınlığına ait olduğu gösterilmiştir. Düşünülen modellerde 40-50 km derinliklerde iletkenliği yüksek bir üst manto katmanı yer almakta ise de özgül iletkenliğin (veya direncin) gerçek değeri tam olarak saptanamamış olmalıdır.

1. ABSTRACT

The efficiency of inversion using the singular value decomposition (SVD) technique is investigated. It is shown that statistical evaluation of the sensitivity matrix can be helpful to define the importance of some particular model parameters and also provides a priori knowledge to plan a proposed survey.

The suggested earth's crust model on magnetotelluric site TKH in Thrace (İlkışık 1980) is analysed using SVD technique. Due to the nature of the geoelectrical model, it is shown that most precise information is obtained regarding uppermost sedimentary cover and the total thickness of the earth's crust. Although the proposed models include a highly conducting upper mantle layer within the depth of 40 to 50 kms, the exact value of the specific conductivity (so the resistivity) should be badly estimated.

GİRİŞ

Jeofizik araştırmalarda uygun yöntemler ile yeraltı yapısının bazı fiziksel özelliklerinin ve geometrisinin belirlenmesi istenir. Özelliklerin niceliğinin, yanal ve düşey yönde sürekli veya süreksiz değişiminin saptanması "modelleme" işlemini oluşturur. Modelleme yalnızca jeofizik gözlemleri içeren ön-yaklaşımlardan, analitik çözümlere veya olasılık hesaplarına dayanan ayrıntılı değerlendirmelere kadar birçok yolla yapılabilir. Önerilen bir yeraltı modelinin uygulanan jeofizik yöntemle tepkisinin hesaplanması "düz modelleme", ölçülen jeofizik verilerden yeraltı yapısının belirlenmesi ise "ters modelleme" olarak bilinir. Ters modelleme veya bizim kullanacağımız deyimimiz ile "ters çözümleme" yöntemlerinin çoğunda model değişkenlerinin doğrudan belirlenmesi yerine, başlangıç için seçilen yaklaşık bir modelin değişkenleri, jeofizik gözlemleri ile en iyi uyumu sağlayacak biçimde düzeltilir.

Model değişkenleri saptanırken birbirleri ile göreceli ilişkilerinde dikkatle incelenmelidir. Bu, değişkenler ile gözlemler arasındaki bağı belirliyen sistem matrisine

tekil değer ayrımı uygulayarak, ters çözümleme işlemi sırasında yapılabilir.

Örnek olarak, Trakya'da yapılan bir manyetotellürik araştırmada (İlkışık 1980, TKH ölçü noktası) saptanan yerkabuğu modeli ele alınarak, ileri sürülen model değişkenlerinin ne derece geçerli olabileceği irdelenmiştir.

Bu tür bir yaklaşımla bütün jeofizik yöntemler için elde edilen verilerle dayanarak önerilen model değişkenlerinin iç yapısı ve dolayısı ile gerçek jeolojik yapı daha iyi anlaşılabilir. Ayrıca belli bir araştırmanın planlanması aşamasında, hangi değişkenlerin "nasıl ve ne kadar" saptanabileceğinin bilinmesi önemli yarar sağlar.

İLKELER

Bir yer modelinin p_j ($j=1,m$) değişkenleri ile d_i ($i=1,n$) jeofizik gözlemler arasında doğrusal bir ilişki varsa

$$d_i = A_{ij} \cdot p_j \quad (1)$$

matris eşitliği yazılabilir. Burada $A_j(p_j)$ sistem tepkisi olup, eğer doğrusal değilse belirli bir p_j^* başlangıç değeri

* İ.Ö. Müh. Fak., Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34459 Vezneçiler

etrafında Taylor serisine açıp, birinciden sonraki türevleri atarak

$$d_i = A_i(p_j^*) + (\partial A_i / \partial p_j^*) p_j^* \cdot \Delta p_j$$

yazılabilir. İlk modelin hesaplanan tepkisi $A_i(p_j^*)$ yerine c_i ve $(\partial A_i / \partial p_j^*) p_j^*$ yerine A_{ij} dersek ilişki

$$\Delta d_i = d_i - c_i = \Delta_{ij} \cdot \Delta p_j \quad (2)$$

biçiminde doğrusallaştırılabilir. Δ_{ij} matrisi ters çözümlemede Jacobian veya "duyarlık matrisi" olarak da bilinir. Model değişkenlerindeki Δp_j değişimleri Gauss-Newton yaklaşımı ile

$$\Delta p_j = (\Delta^T \Delta)^{-1} \Delta^T \cdot \Delta d \quad (3)$$

genelleştirilmiş ters çözümünden bulunur. Gerçekte, aranan model değişkenleri ($p_j^* = p_j + \Delta p_j$) olup birkaç yinelemeden sonra saptanacaktır. m bilinmeyenli n doğrusal denklem sistemini gösteren (1) eşitliğinin jeofizik değerlendirmelere ilişkin ilk çözümleri Lanczos (1961), Wiggins (1972) ve Jackson (1972) tarafından verilmiştir.

Jeofizik uygulamalarda en yaygın görülen biçimde, eğer değişken sayısından çok veri varsa ve eğer (1) içindeki k bağımsız eşitlik sayısı (yani Δ nın derecesi) $k < m < n$ koşulunu sağlıyorsa (3) de geçen $(\Delta^T \Delta)^{-1}$ kolay hesaplanamaz (Pedersen 1979). Ters çözümlemede bu sorunu çözen birçok yaklaşımlar geliştirilmiştir (bak. Menke 1984). Ancak bunlardan "tekil değer ayrımı" (singular value decomposition -SVD) en kullanışlı olanıdır. Δ duyarlık matrisi, üç ayrı matrisin çarpımı olarak

$$\Delta = U \cdot \Lambda \cdot V^T \quad (4)$$

nxm nxk kxk kxm

biçiminde yazılabilir (Lanczos 1961, Golub ve Reinsch 1970). Burada Δ köşegen matrisin elemanları $\Delta^T \cdot \Delta$ (veya $\Delta \cdot \Delta^T$) nın özdeğerlerinin (eigenvalues) + karaköküne eşit olup tekil değerler (singular values) olarak bilinir. k adet sıfırdan λ_j tekil değer büyüktür küçüğe sıralanmıştır.

U içinde k adet n uzunluğunda veri özvektörü (data eigenvector), V içinde ise k adet m uzunluğunda değişken özvektörü (parameter eigenvector) vardır.

Ele alınan model değişkenlerinden kaçının saptanabileceğini gösteren k serbestlik derecesini Wiggins (1970)

$$k = \sum_{j=1}^m \frac{\lambda_j^2}{\lambda_j^2 + \sigma_0^2} \quad (5)$$

olarak vermektedir. Burada σ_0^2 model ile gözlemler arasındaki uyumsuzluğu tanımlar ve

$$\sigma_0^2 = \frac{(\Delta d)^T \cdot (I - U \cdot U^T) \cdot \Delta d}{n - m} \quad (6)$$

bağıntısından bulunabilir (Lawson ve Hanson 1974). Konuya ilişkin daha ayrıntılı bilgiler İlkışık ve Jones (1984) tarafından verilmiştir.

(1) veya (2) bağıntısında sıfıra bölmeler nedeni ile Δ^{-1} , daha doğrusu $(\Delta^T \Delta)^{-1}$ hesaplanamazsa tekil değer ayrımı -veya SVD- yaptıktan sonra (4) bağıntısı (2) de yerine konarak model değişkenleri

$$\Delta p_j = U \cdot \Lambda^{-1} \cdot U^T \cdot \Delta d \quad (7)$$

eşitliğinden elde edilir. Ters çözümlemede çok kullanışlı olan tekil değer ayrımı, model değişkenlerinin birbirleri ile ilişkileri açısından da çok önemli bilgiler sağlar.

BİR MANYETOTELÜRİK UYGULAMA

Herhangi bir jeofizik yöntem için Δ matrisine SVD uygulayarak herhangi bir modelin değişkenlerinin analizi yapılabilir. Bu çalışmada örnek olarak İlkışık (1980) tarafından Trakya'da, Kırklareli'nin 3 km kadar güneyinde TKH noktasında ölçülmüş manyetotelürük veriler ele alınmıştır. Bu noktada birbirine dik doğrultularda (kuzey-güney ve doğu-batı) ölçülen görünür öz direnç değerleri Şekil 1 de verilmiştir. Ölçümlerde gözlenen % 20-25 civarındaki hata, manyetotelürük yöntem için normal bir düzeydir. Eğriler yüksek frekanslarda (sığ) düşük öz dirençli bir katmana, orta frekanslarda (orta derinlik-yerkabuğu) oldukça yüksek bir öz dirence ve alçak frekanslarda ise (yerkabuğunun tabanı - üst manto sınırı) iletken bir katmanın varlığına işaret etmektedir. Anizotropi katsayısı ($\log \lambda = 0.5 \log \rho_{a, NS} - 0.5 \log \rho_{a, EW}$) görünür öz direncin hemen bütün frekanslarda doğu-batı yönünde (EW) daha az olduğunu göstermektedir. Bu, ölçü noktası altında güneye doğru kalınlaştığı bilinen Trakya tortul havzasının iki boyutlu etkisi olarak yorumlanabilir. Eldeki jeofizik bilgilere dayanarak ve deneme-sınama yöntemi ile yazarın her iki doğrultu için saptadığı yerkabuğu modeli Çizelge 1 de verilmiştir.

Şekil 2 ve 3 de ise bu modellerin manyetotelürük tepkisi ve yanında Δ matrisinin -çizilmiş biçimde- sütunları görülmektedir. Ters çözümlemede "eksi" değişkenler hesaplamamak için ve özellikle öz direnç ölçümleminde doğal ölçek logaritmik olduğundan değişkenler ($p_j = \log p_j$) ve ($t_j = \log t_j$) alınmıştır. Bu matris ölçülen -veya ölçülmesi beklenen- görünür öz direnç değerinin her bir değişkene ne kadar duyarlı olduğunu göstermektedir.

Görünür öz direnç değerlerine dayanan Δ duyarlık matrisine tekil değer ayrımı (SVD) uygulandıktan sonra elde edilen λ_j ($j = 1, m$) tekil değerler ve bunlara karşı gelen V_j değişken özvektörleri kuzey-güney yönlü ölçümler için Şekil 4 te ve doğu-batı yönlü ölçümler için Şekil 5 te verilmektedir. Şekil 4 de görülen ilk vektörün değerleri en büyük tekil değer ($\lambda_1 = 29$) için değişken uza-yında yönelimin hangi model değişkenlerine bağlı olduğunu belirtir. Yani en iyi saptanabilecek karmaşık değişken

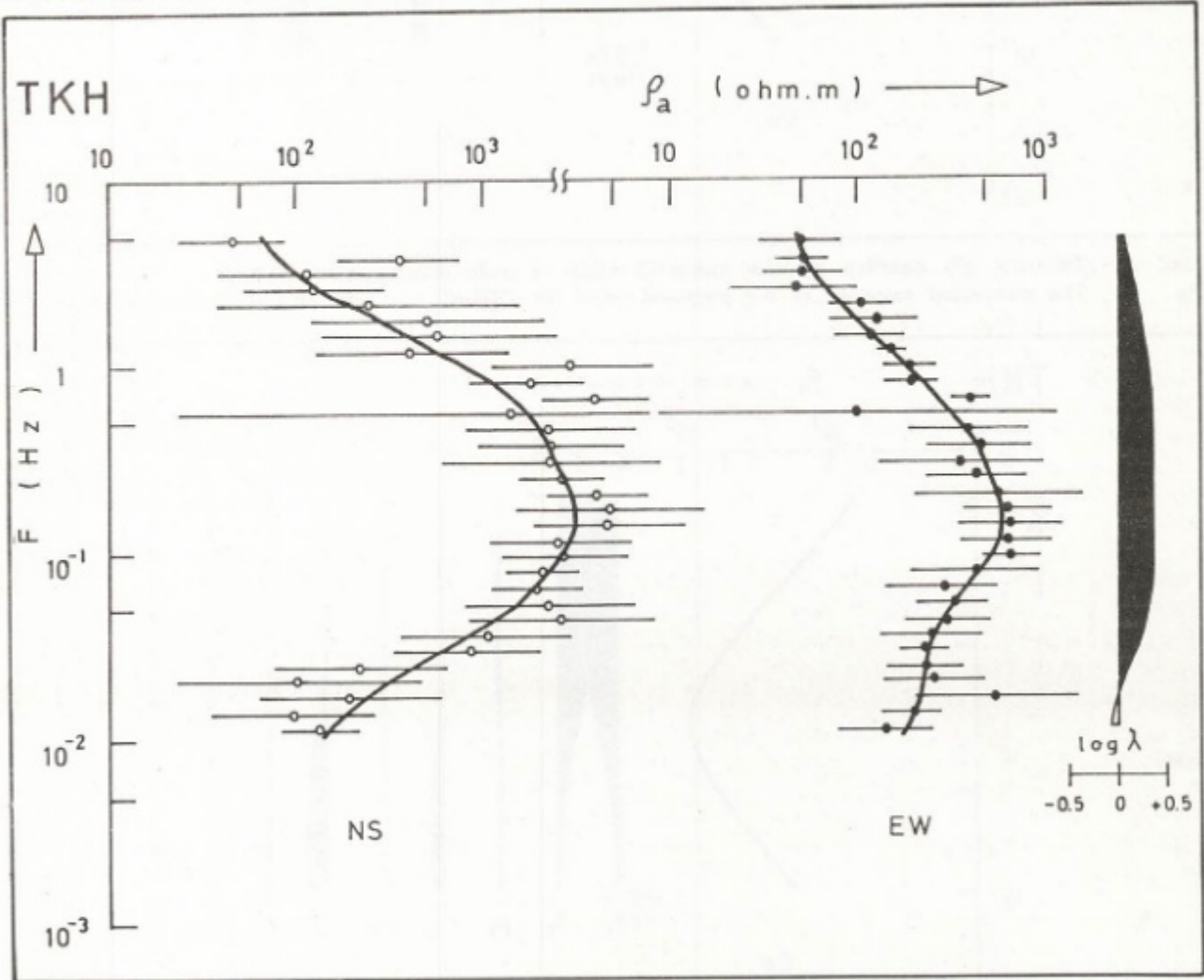
Çizelge 1. Trakya'da TKH noktasında yapılan manyetotelürük ölçümlere dayanarak saptanan yerkabuğu modeli (İlkışık, 1980'den)

Table 1. The earth's crust model which is based on the magnetotelluric measurements on site TKH, Thrace (after İlkışık 1980).

TKH-NS (kuzey-güney)	TKH-EW (doğu-batı)
ρ (ohm-m)	ρ (ohm-m)
180	60
9000	4000
15000	10000
2	1.1
20	10

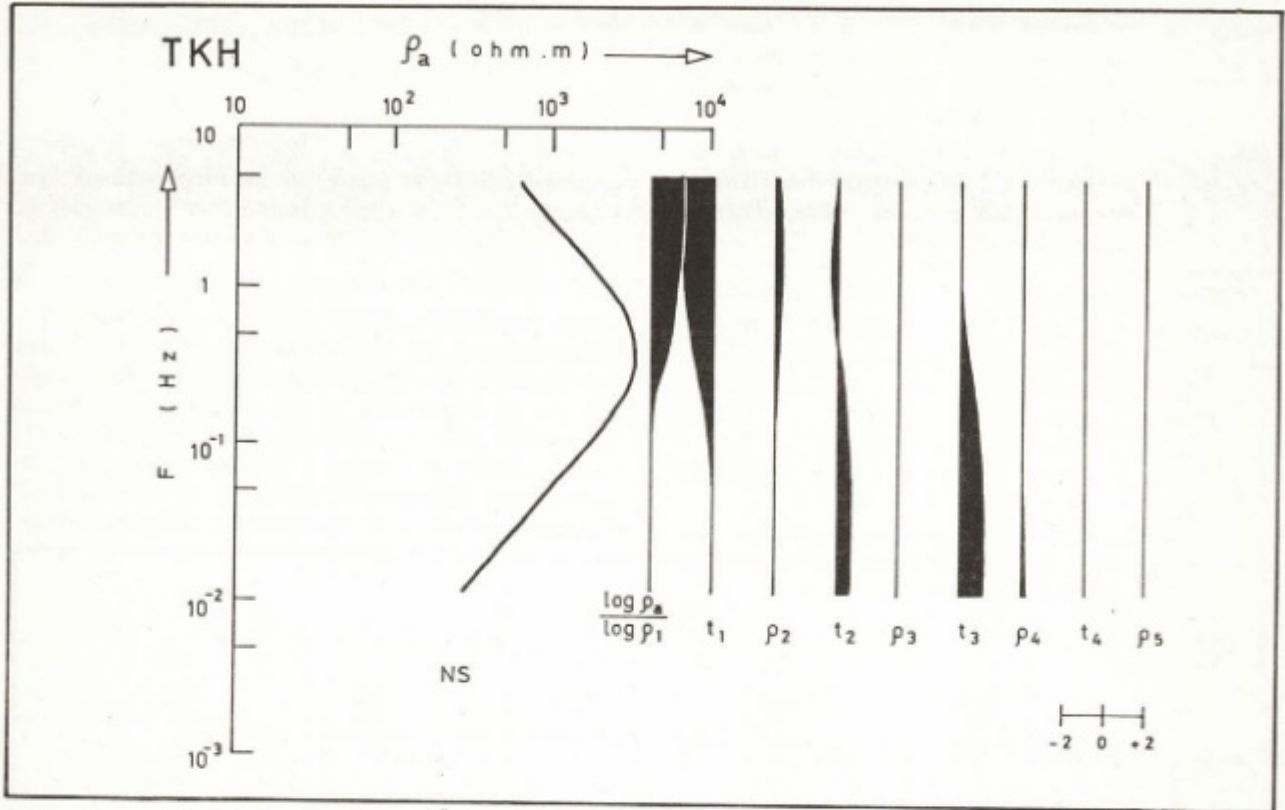
$$\rho^*_1 = -0.75 \rho_1 + 0.65 t_1 - 0.10 \rho_2 - 0.01 t_2 - 0.01 \rho_3 - 0.03 t_3 - 0.00 \rho_4 + 0.00 t_4 - 0.00 \rho_5$$

olup büyük orada ρ_1 ve t_1 e bağlıdır. Benzeri bir gözlem Şekil 5 üzerinde de yapılabilir. Bunların yaklaşık aynı şiddette ancak ters yönde etkimesi önerilen modelin en önemli değişkeninin üst katmanın toplam iletkenliği (t_1 / ρ_1) olduğunu göstermektedir. Birbirine dik yönlerde yüksek frekanslarda görünür öz direncin fazla değişmediği dikkate alınır, iki ayrı modelde 1 ve 1.2 km olarak önerilen kalınlığın oldukça doğru olması gerekir. Aradaki 0.2 km lik küçük fark büyük olasılıkla üst katmanın tabanındaki eğimden kaynaklanmaktadır. Yakınlardaki sondaj verileri üst katmanın ince bir Oligosen kili ile altta Eosen kalkerinden oluştuğunu ve tabanın hafif dalgalanmalar ile 1100 m civarında olduğunu göster-



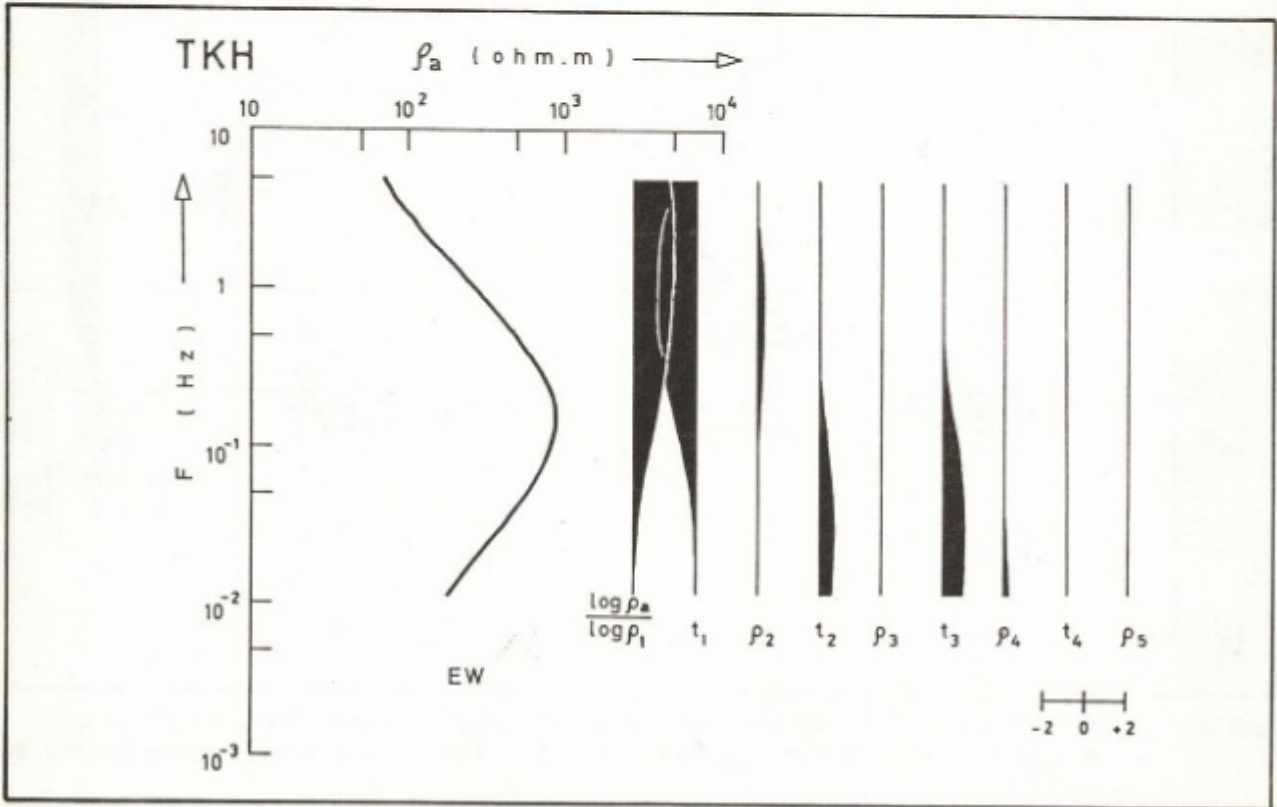
Şekil 1. Trakya'da TKH noktasında manyetotelürük yöntemle ölçülen görünür öz direnç verileri (NS, Kuzey-güney; EW, doğu-batı). Artan frekanslar daha sığ bilgiler verir. Verilerin standart sapması çukuklar ile gösterilmiştir.

Fig. 1. The measured apparent resistivity data by magnetotelluric method in TKH site, Thrace (NS, north-south; EW, east-west). Increasing frequencies gives shallower information. The standart deviation of data are illustrated by solid lines.



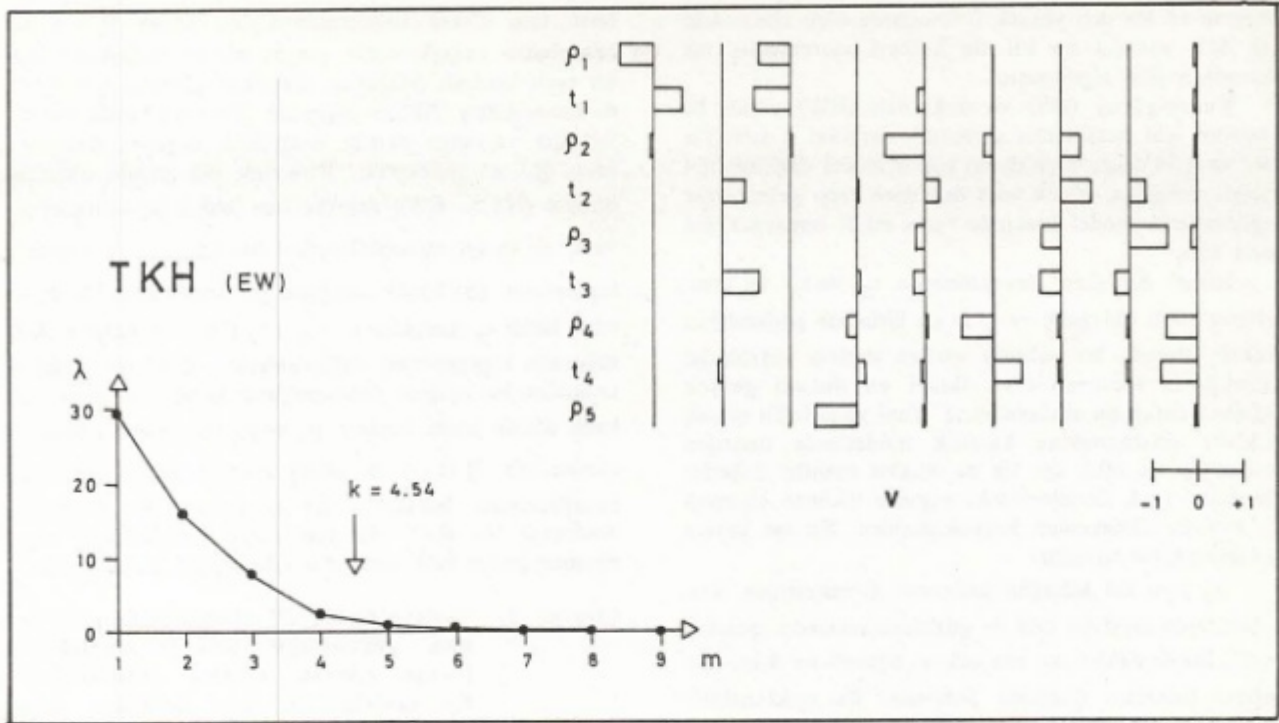
Şekil 2. TKH-NS için önerilen modelin kuramsal tepkisi ve model değişkenlerinin etkileri.

Fig. 2. The theoretical response of the proposed model for TKH-NS case and the effects of model parameters.



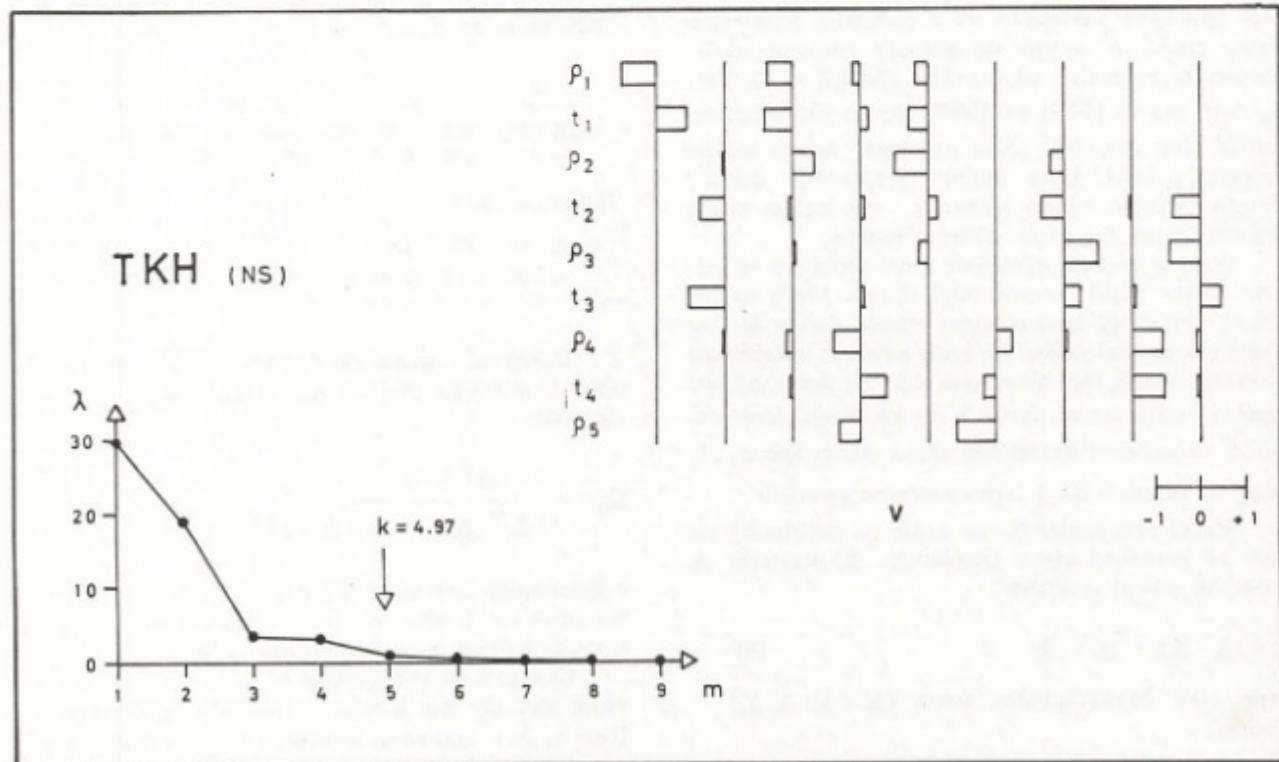
Şekil 3. TKH-EW için önerilen modelin kuramsal tepkisi ve model değişkenlerinin etkileri.

Fig. 3. The theoretical response of the proposed model for TKH-EW case and the effects of model parameters.



Şekil 4. TKH-NS için tekil değer ayrımı -SVD analizi sonuçları. Değişken özvektörleri (V - açık dikdörtgenler), tekil değerlerin azalma sırasıyla verilmiştir, k serbestlik derecesi sayısıdır, (daha fazla açıklama için metne bakınız).

Fig. 4. The result of singular value decomposition - SVD analysis of case TKH-NS. The parameter eigenvectors (V - open rectangles) are given in decreasing singular value λ_j order, k is the number of degrees of freedom, (see the text for more explanation).



Şekil 5. TKH-EW için tekil değer ayrımı - SVD analizi sonuçları (açıklama için Şekil 4'e bakınız).

Fig. 5. The result of singular value decomposition - SVD analysis of case TKH-EW (see figure 4 for explanation).

mektedir (5 Hz den yüksek frekanslarda ölçü alınmadığı için MT yöntemi bu kil ile kalkeri ayıramamış tek katmanlı gibi algılamıştır).

Kuzey-güney (NS) ve doğu-batı (EW) yönlü bu modeller için hesaplanan serbestlik derecesi k sırasıyla 4.97 ve 4.54 olup, 4 ya da en çok 5 model değişkeninin önemli olduğuna, küçük tekil değerlere karşı gelen diğer değişkenlerin model üzerinde fazla etkili olmayacağına işaret eder.

İkinci değişken özvektöründe t_2 ve t_3 ün aynı şiddette etkili olduğunu ve t_1 in de birincide gözlemlendiği dikkate alırsak, bu noktada verilen toplam yerkabuğu kalınlığının saptanabilecek ikinci en önemli gerçek değişken olduğunu söyleyebiliriz. Yani yöne bağlı olarak farklılık göstermesine karşılık modellerde önerilen toplam 49 ve 40.2 km lik derinlikler inanılır değerler olmalıdır. Fark derinliklerindeki yapının tekdüze olmayıp iki boyutlu olmasından kaynaklanabilir. Bu ise ayrıca incelenen bir konudur.

ρ_2 yani üst kabuğun öz direnci Δ matrisinde orta frekanslarda zayıf bir etki ile gözlenebilmektedir (Şekil 2 ve 3). Bu özellikler ρ_2 nin çok az üçüncü ve daha çok beşinci özvektör üzerinde belirmesi ile açıklanabilir (Şekil 4 ve 5). Çünkü tekil değerler artık çok küçülmüş sifıra doğru yaklaşmaktadır. Bunun fiziksel anlamı ise giriş modelinde sırasıyla 9000 ve 4000 ohm-m olarak verilen üstkabuğun öz direnci yaklaşık olarak doğrudur.

Buna karşın modeller alt kabuğa ilişkin olarak önerilen ρ_3 ancak yedinci, sekizinci ve dokuzuncu özvektörlerde (Şekil 4 ve 5) yer almaktadır ki, ilgili λ_j değerlerinin sıfır iyice yaklaşması ve k serbestlik derecesinin dışına çıkılması nedeni ile görünür öz direnç eğrisi üzerinde hiçbir önemli etkisi yoktur (Şekil 2 ve 3). Yani ρ_3 için atanan 15000 ve 10000 ohm-m lik değerlerin gerçek olup olmadığı iddia edilemez. Ancak toplam yerkabuğu kalınlığının doğru hesaplandığı dikkate alınırsa modelde toplam iletkenlik veya toplam direnç değerleri büyük değişimler göstermeyecektir.

Görünür öz direnç eğrilerinin genel görünümü ve bölgeye ilişkin birçok jeolojik bilgi (İlkışık 1980) direnci yüksek yerkabuğu katmanlarının altında iletken bir üst manto (en azından iletken bir geçiş katmanı) bulunmasını gerektirir. Ancak ölçü alınamayan 0.01 Hz den alçak frekanslarda etkili olması, ayrıca λ nın küçüldüğü dördüncü, altıncı ve sekizinci özvektörde ortaya çıktığı için ρ_4 , t_4 ve ρ_5 in değerleri ancak biçim yönünden geçerlidir.

Model değişkenlerinin ne kadar iyi belirlendiğinin diğer bir göstergesi ayırım (resolution - R) matrisidir. Δ duyarlılık matrisi cinsinden

$$R = (\Delta^T \Delta)^{-1} \cdot \Delta^T \cdot \Delta \quad (8)$$

veya SDV dönüşümünden sonra ($\Delta = U \Delta V^T$ yazarak)

$$R = V \cdot V^T \quad (9)$$

olarak tarif edilen bu matris $R = I$ durumunda değişken-

lerin tam olarak belirlenebildiğini, ancak $R \neq I$ ise hesaplanan değişkenlerin gerçek model değişkenlerinin bir çeşit ağırlıklı ortalaması olduğunu gösterir. Çizelge 2 de kuzey-güney (NS) ve doğu-batı (EW) yönündeki modeller için saptanan ayırım matrisinin köşegen değerleri (diag R) görülmektedir. Birbirine dik yönde olmakla birlikte (NS ve EW), değişkenlere ilişkin bu sonuçlar ρ_1 ve t_1 in en iyi bulunabileceğini özellikle ρ_1 in standart sapmasının (σ) küçük olduğunu göstermektedir. Bir dereceye kadar t_3 (gerçekte $t_1 + t_2 + t_3$) ρ_2 ile birlikte orta derecede saptanabilen değişkenlerdir. Bunların standart sapmaları ise aşağıda değineceğimiz korelasyon matrisine bağlı olarak önem kazanır. ρ_3 ve ρ_4 ise hiçte iyi belirlenmemiştir. $R(\rho_5)$ in yüksek çıkması nedeniyle doğru hesaplanması beklenen üst mantının üst kısmının öz direnci ise 0.01 Hz den alçak frekanslarda ölçü alınmadığından belli sınırlar içinde şüpheli bir değerdir.

Çizelge 2. Trakya'da TKH noktasında saptanan yerkabuğu modeli değişkenlerine ilişkin ayırım (resolution- R) matrisi ve her değişken için hesaplanan standart sapmalar (σ).

Table 2. The resolution matrix which is related to the parameters of the earth's crust model on site TKH, Thrace; and the calculated standart deviations (σ) for each variable.

TKH-NS (kuzey-güney)

	ρ_1	t_1	ρ_2	t_2	ρ_3	t_3	ρ_4	t_4	ρ_5
diag R	0.95	0.91	0.68	0.38	0.06	0.68	0.45	0.36	0.51
σ	0.001	0.24	0.003	0.05	0.07	0.003	0.08	0.001	0.21

TKH-EW (doğu-batı)

	ρ_1	t_1	ρ_2	t_2	ρ_3	t_3	ρ_4	t_4	ρ_5
diag R	0.99	0.98	0.37	0.34	0.02	0.74	0.16	0.14	0.80
σ	0.001	0.18	0.004	0.01	0.02	10^{-4}	0.12	10^{-5}	0.25

Değişkenler arasındaki doğrusal ilişkinin bir ölçüsü olan korelasyon matrisi C ise Δ duyarlılık matrisi cinsinden

$$C_{ij} = \frac{(\Delta^T \Delta)_{ij}}{[(\Delta^T \Delta)_{ii} (\Delta^T \Delta)_{jj}]^{1/2}} \quad (10)$$

bağıntısından elde edilir. Eğer C_{ij} nin bir elamanı ± 1 civarında ise i inci ve j inci değişkenlerin birbiri ile kuvvetli biçimde bağımlı olduğunu gösterir.

Çizelge 3 de kuzey-güney ve doğu-batı (NS ve EW) yönlü modeller için korelasyon matrisleri görülmektedir. Üstte ρ_1 ile t_1 arasındaki katsayının $C_{61} = +0.96$ çıkması bu model için t_1/ρ_1 yani toplam iletkenliğin en önemli olduğunu göstermektedir. ρ_3 ile t_3 arasındaki katsayı ise

$C_{83} = -0.75$ alt kabuğun modellenmesi açısından sadece $\rho_3 t_3$ yani toplam direncin önemli olduğunu belirtir.

Değişkenlerin korelasyonları ve değişkenlerin standart hataları arasında da bazı ilişkiler vardır (Inman 1975). Eğer C_{ij} nin elemanları küçükse hesaplanan hatalara inanılabilir. Yok eğer iki değişken yüksek bir korelasyon katsayısı gösteriyorsa ($\approx \pm 1$) gerçek hata sınırları hesaplanandan daha büyük olabilir.

Çizelge 3. Korelasyon Matrisleri

Table 3. The correlations matrices.

TKH - NS (Kuzey-güney yönlü veriler için)

	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	t_1	t_2	t_3	t_4
ρ_1	1.00								
ρ_2	0.70	1.00							
ρ_3	-0.26	-0.83	1.00						
ρ_4	0.25	0.83	-0.99	1.00					
ρ_5	-0.21	-0.64	0.80	-0.80	1.00				
t_1	0.96	0.82	-0.44	0.43	-0.35	1.00			
t_2	0.16	0.19	-0.16	0.17	-0.21	0.21	1.00		
t_3	0.54	0.87	-0.75	0.75	-0.54	0.63	-0.20	1.00	
t_4	-0.08	-0.16	0.40	-0.36	0.38	-0.12	-0.20	-0.07	1.00

TKH - EW (Doğu-batı yönlü veriler için)

	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	t_1	t_2	t_3	t_4
ρ_1	1.00								
ρ_2	0.24	1.00							
ρ_3	-0.15	-0.96	1.00						
ρ_4	0.13	0.99	-0.96	1.00					
ρ_5	-0.13	-0.98	0.95	-0.99	1.00				
t_1	0.50	0.64	-0.61	0.58	-0.57	1.00			
t_2	-0.02	0.65	-0.67	0.65	-0.64	0.67	1.00		
t_3	0.14	-0.25	0.29	-0.25	0.24	-0.62	-0.84	1.00	
t_4	-0.05	-0.52	0.44	-0.55	0.51	-0.34	-0.40	0.19	1.00

SONUÇLAR

Jeofizikte ters çözümleme sonuçları gerçekte aranan modeli değil, değişkenlerin başlangıçta önerilen modele etkisini saptar. Değişkenler ile gözlemler arasındaki ilişkileri belirliyen duyarlık matrisine tekil değer ayrımı

(SVD) uygulanması, değişkenlerarası bağımlılık açısından önemli bilgiler sağlar. Bu analiz ölçülmüş, verilerden bir modelin sağlıklı saptanması için yapılabileceği gibi, plânlanan araştırmalarda hangi sınırlar içinde hangi bilgilerin elde edilebileceğini hesaplanmasına da yarar.

Bir örnek olarak, Traya'da TKH noktasında manyetotellurik yöntemle saptanan yerkabuğu modelinin değişkenlerinin ne derece geçerli olabileceği bu yöntemle irdelenmiştir. Buna göre üstteki tortul katmana ait öz direnç ve kalınlık değerleri, ayrıca yerkabuğunun toplam kalınlığına ilişkin değerler doğru olmalıdır. Yerkabuğunu oluşturan yüksek dirençli kayalara ait öz direnç değerleri ise biraz hatalı olabilir. Kabuk tabanında varlığı görünür öz direnç eğrisinden gözlenen katman(lar) için önerilen öz direnç ve kalınlık değerleri ise yüksek bir belirsizlik taşımaktadır.

Jeofizikte, özellikle jeoelektrik uygulamalarda model değişkenleri arasında kuvvetli bağımlılık gözlenen durumlarda verilere kabaca uyan bir model geometrisini vermek yerine (örneğin Schlumberger yöntemi ile ölçülmüş verilerin bir dizi grafik yardımı ile modellenmesi gibi), model değişkenleri arasındaki ilişkinin de açıkça belirlenmesi yorumcuya -gerçek jeolojik olay açısından- yeni görüşler kazandıracaktır.

KAYNAKLAR

- Golub, G.H. and Reinsch, C. 1970, Singular value decomposition and Least squares solutions, Numerical Mathematics 13,403-420.
- Inman, J.R. 1975, resistivity Inversion with ridge regression, Geophysics 40, 798-817.
- İlkişik, O.M. 1980, Trakya'da yerkabuğunun manyetotellurik yöntemle incelenmesi, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fak., İstanbul.
- İlkişik, O.M. and Jones, A.G. 1984, Statical evaluation of MT and AMT methods applied to a basalt-covered area in Southeastern Atolia, Turkey. Geophysical Prospecting 32, 706-724.
- Jackson, D.D. 1972, Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 28, 97-110.
- Lanczos, C. 1961, Linear Differential Operators. Van Nostrand-Reinhold, Princeton, New Jersey.
- Lawson, C.L. and Hanson, R.J. 1974, Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall Inc., New Jersey.
- Menke, W. 1984, Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, Academic Press, Inc., London.
- Pedersen, J. 1979, Least squares inversion of one dimensional magnetotelluric data; an assessment of procedures employed by Brown University, Tech. Rep. Dept. of Geol. Sci., Brown University, Rhode Island.
- Wiggins, R.A. 1972, The general linear inverse problem. Implication of surface waves and free oscillations for Earth structure, Rev. Geophys. Space Phys. 10,251-285.

DOĞRULTUSU BOYUNCA SONSUZA UZANAN EĞİMLİ BİR LEVHA (DAMAR) TİPİ YATAGIN DOĞAL GERİLİM BELİRTİSİNİN EĞRİLER TAKIMI (NOMOGRAM) VE GRAFİKSEL BİR YÖNTEMLE DEĞERLENDİRİLMESİ

Interpretation of the Self-Potential Anomaly Over an Inclined Sheet-like Body of Infinite Extension by Using the Nomogram and a Graphical Method

İbrahim ONUR*

ÖZET

Bu çalışmada, Sürmene-Kutlular (Trabzon) bakır madeni alanında gözlenen doğal gerilim eğrisi (YG) sayısal kayan ortalama yöntemi ile düzgünlenmiştir. Kutlular alanındaki mineralizasyonun yataya yakın uzanımında pirit ve kalkopirit damarları ile karakterize olduğu gözönüne alınarak, düzgünlenmiş YG belirtisi-nin değerlendirilmesi için sonsuz yatay uzanımlı eğimli bir levha (damar) modeli seçilmiştir.

İki-boyutlu damar tipi yapıların doğal gerilim belirtilerinin değerlendirilmesi için sunulan eğri takımlarından (nomogram) ve matematiksel bağıntılardan yararlanarak model parametreleri (damarın derinliği, uçlaşma açısı ve genişliği) saptanmıştır. Bu parametreler ayrıca grafiksel bir yöntem kullanılarak da hesaplanmış ve tüm sonuçlar karşılaştırılmıştır.

ABSTRACT

In this study, the Self-Potential (SP) curve observed at the site of a copper mine in Sürmene-Kutlular (Trabzon) area has been smoothed by using the numerical solving average value method. In order to evaluate the smoothed SP anomaly, an inclined sheet model of infinite horizontal extent has been selected since the mineralization in Kutlular area is characterized by the vein-type sulphide bodies having near-horizontal range.

The model parameters (depth, polarization angle and width of the sheet) have been estimated by using the curve sets (nomogram) and the mathematical formulas which are presented for interpreting SP anomalies over two-dimensional ore deposits such as an inclined sheet. In addition, this model parameters have also been determined by employing an graphical method and, finally, all the results have been compared.

GİRİŞ

İki-boyutlu yapılar üzerinde gözlenen doğal gerilim belirtilerinin değerlendirilmesinde genellikle doğrultusu boyunca sonsuza uzandığı kabul edilen levha (damar) veya silindirik biçimli modeller gözönüne alınır. Bu tip modeller üzerindeki doğal gerilim belirtilerinin değerlendirilmesi için ayrı yazarlar tarafından çeşitli çözüm teknikleri önerilmiştir (Weisser 1962, Paul 1965, Bhattacharya ve Roy 1981, Rao ve Babu 1983, Murty ve Haricharan 1985, Babu ve Rao 1988).

Çalışmada, iki boyutlu ve eğimli damar tipi yapıların konumunun kolay ve hızlı bir şekilde saptanmasını sağlayan eğriler takımı (nomogram) yöntemi (Murty ve Haricharan 1985) ile grafiksel bir yöntem (Babu ve Rao 1988) esas alınmıştır. Bu yöntemler Sürmene-Kutlular (Trabzon) bakır madeni alanında gözlenen doğal gerilim belirtisine uygulanarak seçilen sonsuz yatay uzanımlı damar tipi modelin derinliğinin, genişliğinin ve uçlaşma açısının elde edilmesine çalışılmıştır.

Yöntemlerin gözönüne alınan modele uygulanabilmesi için yığmsal gerilim (YG) eğrisinin bir maksimum

* H.Ü., Zonguldak Müh. Fak., Maden Müh. Böl.- Zonguldak

ve minimum yapması gerekmektedir. İdeal YG eğrisinde, maksimum ve minimum noktalarının yatay eksen üzerindeki izdüşüm noktaları sıfır gerilim noktasına göre eşit uzaklıktadır. Ancak, arazide gözlenen YG eğrisi, sığ ve derindeki doğal gerilim yaratabilen kaynakların etkilerini içerdiğinden genellikle ideal koşulu taşımaz. Bu nedenle, YG eğrisinin düzgünlenerek bozucu etkilerden arındırılması ve yeni bir sıfır gerilim düzeyinin belirlenmesi gerekir (Murty ve Haricharan 1985). Türev (T) eğrisi, doğal gerilim ölçülerinin yığıldığı başlangıç parçasında önce bir çukurluk ya da bir tepelik yapar. Başlangıç parçasındaki sonuçlar tam anlamıyla tülemeye (integration) yaklaşmadığından belli bir yanlılığı içereceği kuşkusuzdur. Bu nedenle, türev eğrisinin ilk çukur ya da ilk tepeye ulaşıncaya kadar olan parçasına önem verilmemeli ve sıfır gerilim düzeyi olarak ilk çukurun dibi ya da ilk tepenin doruğu alınmalıdır (Ercan 1982).

EĞRİLER TAKIMI (NOMOGRAM) YÖNTEMİ VE SONUÇLARI

Yöntemin kullanımı için öncelikle doğal gerilim eğrisi düzgünlenir. Çalışmada, Tanış (1986) çalışmasında alınan doğal gerilim eğrisi kayan ortalama ile yuvarlatul-

mıştır. Sonra, sıfır gerilim düzeyi ($YG = 0$) çizilerek düzgünlenmiş YG eğrisi kestirilir. Kesim noktası X_0 ve diğer karakteristik noktalar X_{mak} , $X_{mak/2}$, X_{min} ve $X_{min/2}$ belirlenir (Şekil 1). Bu noktalara karşılık gelen V_{mak} , $V_{xmak/2}$, V_{min} ve $V_{xmin/2}$ gerilim değerleri $YG = 0$ düzeyi esas alınarak düzgünlenmiş YG eğrisinden okunur. $V_1 = |V_{mak} / V_{min}|$ ve $V_2 = |V_{xmak/2} / V_{xmin/2}|$ oran değerleri saptanır. Şekil 2'de gösterilen V_1 ve V_2 eğri takımları (nomogram) saptanan V_1 ve V_2 değerlerine göre kestirilir. Kesim noktalarına ($A = a/h$) karşılık gelen uçlaşma açıları (θ) nomogramdan okunur. A değerleri düşey eksen, θ değerleri yatay eksen üzerinde olmak üzere V_1 ve V_2 grafikleri çizilir (Şekil 3). Bu iki eğrinin kesim noktasından A ve modelin uçlaşma açısı θ saptanır.

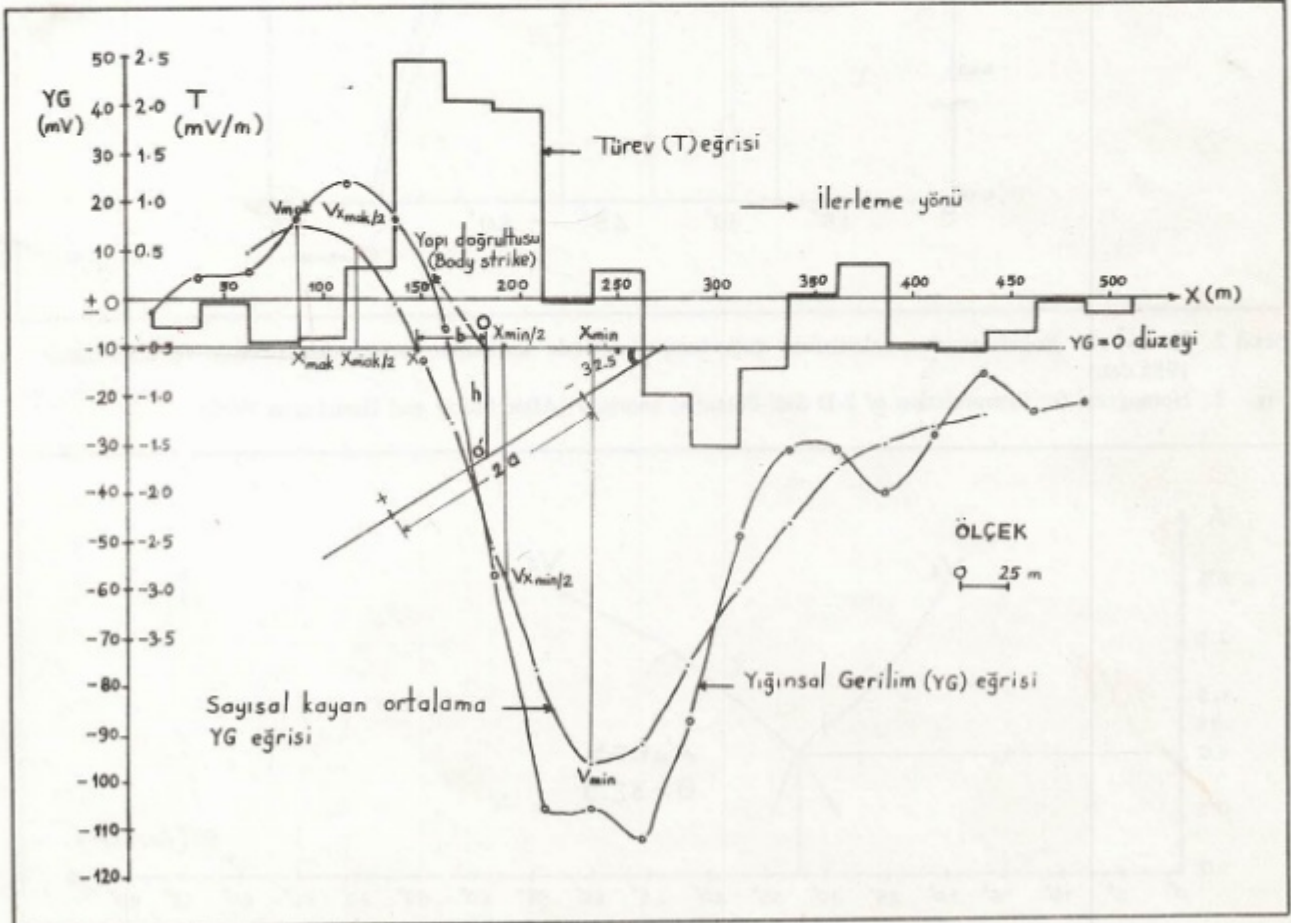
Modelin merkezine olan derinlik, modelin yarı genişliği ve X_0 noktasından merkezine yatay uzaklığı sırası ile,

$$h = (|X_{min} - X_0|) / (1/\cos^2\theta + A^2)^{1/2} \quad (1)$$

$$= (|X_{mak} - X_0|) / (1/\cos^2\theta + A^2)^{1/2} \quad (2)$$

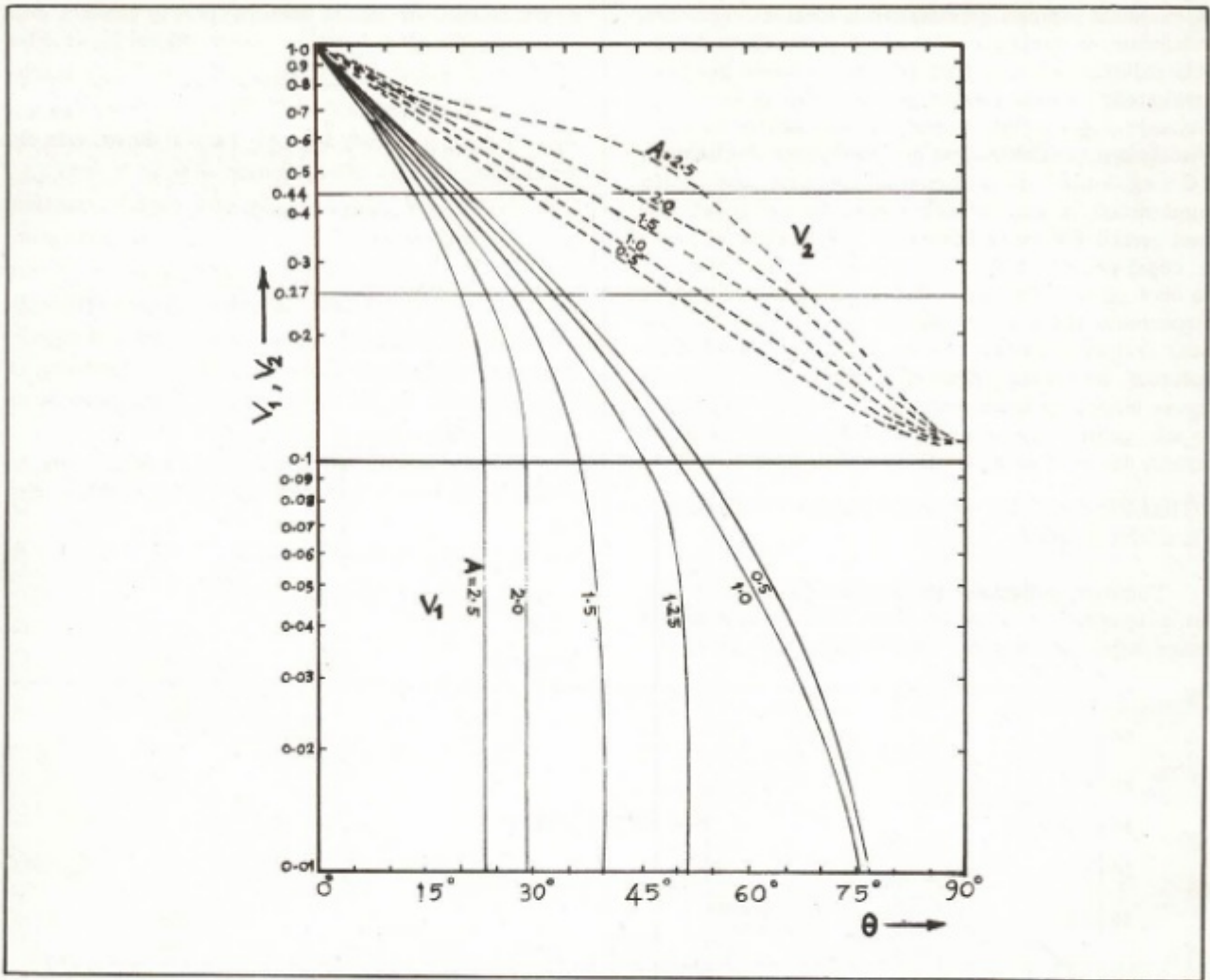
$$a = Ah \quad (3)$$

$$b = h \tan\theta$$



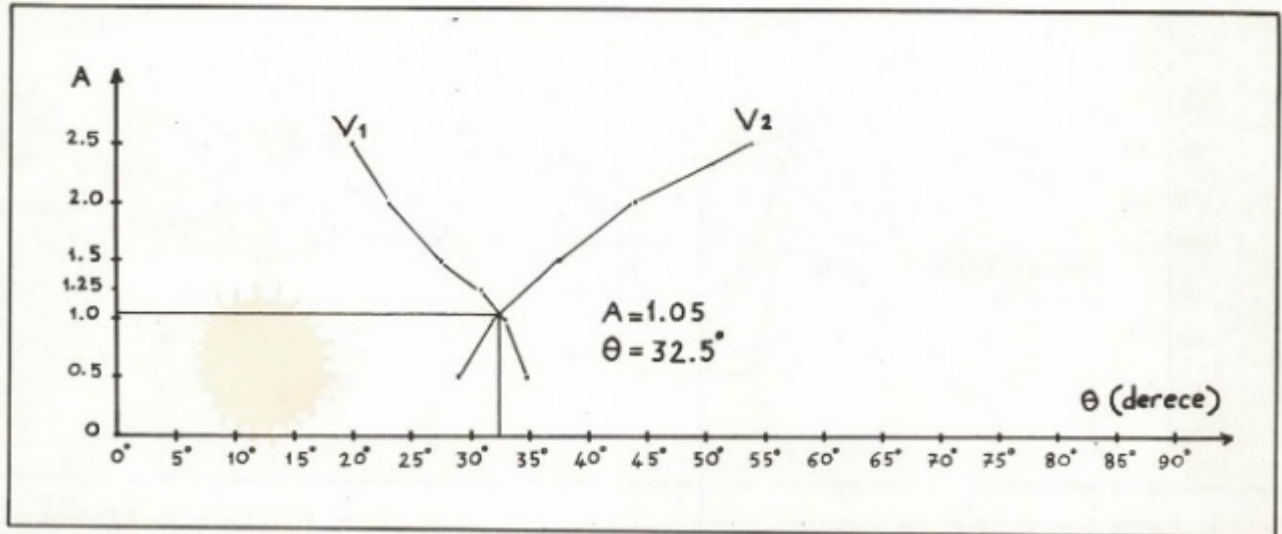
Şekil 1. Sonsuz uzanımlı eğimli bir damar tipi yapının doğal gerilim belirtisi ve nomogram kullanımı ile değerlendirilmesi.

Fig. 1. Self-Potential anomaly over an inclined sheet-like body of infinite extent and its interpretation using the nomogram.



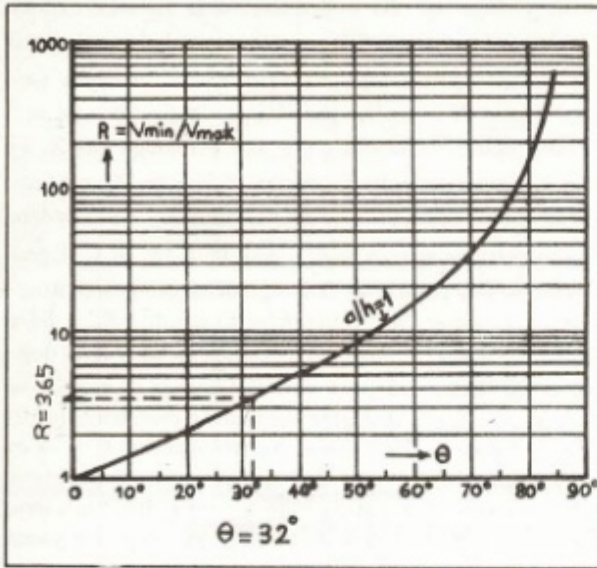
Şekil 2. İki-boyutlu doğal gerilim belirtisinin değerlendirilmesinde kullanılan nomogram (Murty ve Haricharan 1985'den).

Fig. 2. Nomogram for interpretation of 2-D Self-Potential anomaly (After Murty and Haricharan 1985).



Şekil 3. Uçlaşma açısı θ ve A'nın saptanması.

Fig. 3. Determination of the polarization angle θ and A.



Şekil 5. R nin θ ile değişimi (Babu ve Rao 1988'den).

Fig. 5. The variation of R with θ (After Babu and Rao 1988).

Grafiksel olarak doğrudan bulunan model parametreleri, ayrıca Babu ve Rao (1988) tarafından verilen matematiksel bağıntılardan da saptanabilir.

Modelin merkezine olan derinlik,

$$h = (X_0 X_1)^{1/2} \quad (4)$$

Burada, X_0 ve X_1 (0) noktasına göre yatay uzaklık alınarak bulunur.

$$h = (37 \times 90)^{1/2} = 57 \text{ m}$$

Modelin uçlaşma açısı,

$$\theta = \arctan (X_0 / X_1)^{1/2} \quad (5)$$

$$\theta = \arctan (37 / 90)^{1/2} = 32.66^\circ$$

Modelin yarı genişliği ve genişliği,

$$a = ((X_{\min} - X_0)^2 - h^2 (1/\cos^2 \theta))^{1/2} \quad (6)$$

$$a = ((88.75)^2 - 3249 (1/\cos^2 32.66))^{1/2} = 57.38 \text{ m}$$

$$2a = 114.7 \text{ m}$$

X_0 noktasından modelin merkezine olan yatay uzaklık,

$$b = h \tan \theta = 57 \times \tan 32.66^\circ = 36.5 \text{ m}$$

olarak bulunur. Grafiksel ve matematiksel yoldan elde edilen parametre değerleri yaklaşık uyum içindedir.

SONUÇLARIN KARŞILAŞTIRILMASI

Eğriler takımı (nomogram) ve grafiksel yöntemlerin kullanımı ile tayin edilen model parametrelerinin karşılaştırılabilmesi amacıyla Çizelge 1 düzenlenmiştir.

Nomogram yöntemi sonuçları esas alınarak saptanan maksimum yüzde hataları Çizelge 1'de parantez içinde gösterilmiştir. Grafiksel yöntemin kullanımıyla ve matematiksel yoldan elde edilen sonuçların maksimum yüzde hatasının $\pm 3\%$ ve daha az olduğu bulunmuştur. Bu sonuca göre, saptanan model parametre değerlerinin birbirleriyle yaklaşık uyum içinde olduğu söylenebilir.

Çizelge 1. Nomogram ve grafiksel yöntemlerin kullanımı ile bulunan model parametrelerinin karşılaştırılması

Table 1. Comparison of the model parameters obtained by using the nomogram and the graphical method.

Yöntem	Uçlaşma açısı (θ)	Derinlik (h)	Yarı genişlik (a)	Yatay uzaklık (b)
Monogram	32.5°	56 m	58 m	35.6 m
Grafik	32° (-1.5)	56 m (0)	56.25 m (-3)	35 m (-1.7)
Matematik	32.66° (0.5)	57 m (1.8)	57.38 m (-1.1)	36.5 m (2.5)

SONUÇLAR

Araziden alınan doğal gerilim eğrisi eğriler takımı (nomogram) ve grafiksel bir yöntemle değerlendirilerek, iki boyutlu damar tipi yapıların komununun bulunmasına hizmet eden model parametreleri tayin edilmiştir. Grafiksel yöntem sonuçları Çizelge 1'de gösterildiği gibi nomogram yöntemi sonuçları ile yaklaşık uyumludur. Grafiksel yöntem kullanımı ile model parametreleri hiç bir matematiksel bağıntı gerektirmeden doğrudan bulunabilir. Ayrıca, nomogram yöntemine göre hızlıdır. Maksimum $\pm 3\%$ ve daha az hata gözönüne alınarak, grafiksel yöntem iki-boyutlu doğal gerilim belirtilerinin değerlendirilmesinde güvenilir bir şekilde kullanılabilir. Doğrultusu boyunca sonsuza uzandığı kabul edilen damar tipi modelin genişliği derinliğine göre çok küçük olduğundan ($a \approx h$), grafiksel yöntemde çizilen yarım daire modelin merkezine (0' noktasına) teğet olacaktır.

Yöntemlerin sınırlaması olarak, sıfır gerilim düzeyinin saptanmasını, çalışmada sunulan eğri takımlarında hiç olmazsa 0.5 derecelik bir uçlaşma açısı okunabilecek şekilde ölçek büyütüldüğünde daha sağlıklı sonuçlar elde edilebileceğini, değerlendirme için sık aralıklarla ölçülmüş belirli bir doğal gerilim belirtisinin elde edilmiş olması gerektiğini sayabiliriz.

KAYNAKLAR

- Babu H.V. and Rao, D. 1988, A rapid graphical method for the interpretation of the self-potential anomaly over a two-dimensional inclined sheet of finite depth extent, *Geophysics* 53, 1126-1128.
- Bhattacharya, B.B. and Roy, N. 1981, A note on the use of a nomogram for self potential anomalies, *Geophysical Prospecting* 29, 102-107.
- Ercan, A. 1982, Doğal Uçlaşma Yöntemi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Meiser, P. 1962, A method of quantitative interpretation of self-potential measurements, *Geophysical Prospecting* 10, 203-218.
- Murty, B.V.S. and Haricharan, P. 1985, Nomogram for the complete interpretation of spontaneous potential profiles over sheet-like and cylindrical two-dimensional sources, *Geophysics* 50, 1127-1135.
- Paul, M.K. 1965, Direct interpretation of self-potential anomalies caused by inclined sheets of infinite extension, *Geophysics* 30, 418, 423.
- Rao, D. and Babu, H.V. 1983, Quantitative interpretation of self-potential anomalies due to two-dimensional sheet-like bodies, *Geophysics* 48, 1659-1664.
- Tanış, T. 1986 Sürmene Kutlular bakır sahasının Elektrik, Elektromagnetik etüdü, Karadeniz Teknik Üniv., bitirme ödevi (yayınlanmamış).

BATI ANADOLU DEPREMSELLİĞİNİN MARKOV YÖNTEMİ İLE ARAŞTIRILMASI

The Investigation of Western Anatolia Seismicity by the Markov Method

Rahmi PINAR*, Zafer AKÇİĞ*, Filiz DEMİREL*

ÖZET

Bu çalışmada, 1920-1986 yılları arasındaki deprem verilerinden yararlanılarak, 25°-31° Doğu ve 36°-41° Kuzey enlemleri arasında kalan Ege Bölgesinin depremselliği (deprem riski), mevsimlere bağlı olarak incelenmiştir. Bunun için manyitüdü (magnitude) $m \geq 5.0$ olan depremler taranmıştır. Depremlerin mevsimlere bağlı olarak gelecekte olma olasılıkları ise Markov modeli kullanılarak hesaplanmıştır. Bu yöntem yardımı ile elde edilen bulguların yararlanılarak, deprem olma olasılıklarının ilkbahar ve sonbahar mevsimlerinde yüksek olduğu saptanmıştır.

ABSTRACT

Seismicity (seismic risk) of the Aegean Region between the coordinates of 25°-31° East and 36°-41° North, was investigated using the earthquake data for the years 1920-1986 according to the seasonal variations. Seismological data were scrutinized for the earthquakes having the magnitudes $M \geq 0.5$ for this purpose. Seasonal earthquake future occurrence probabilities were calculated according to the Markov models. In accordance with the findings obtained through this method, the earthquake risk probability was found to be higher during seasons of spring and autumn.

GİRİŞ

Bağımsız deneyler durumunda, özel bir deneyin sonucuna verilen olasılığın, ondan önceki deneylere ait bilgilerle değişmeyeceği Poisson modelinde varsayılmaktadır. Verilen bir deney sonucunun olasılığının, ondan önceki deney sonuçlarına bağlı olduğu kabul edilmektedir.

Yukarıda anlatılan nedenden dolayı Markov modeli, 1906 San Fransisco depreminden sonra geliştirilen geri tepme (elastic rebound) kuramına uymaktadır. Böylece gelecekteki deprem olayı geçmiş depremlere bağımlı olacaktır.

Sismik olaylar arasındaki bağımlılık nedeniyle, Markov yönteminin depremsellik çalışmalarında kullanılması önerilmektedir (Vanmercke ve diğ. 1973). Markov modelini, Hagivara (1975) şekil değiştirme enerjisinin açığa çıkma mekanizmasında, Kiremidjian ve Anagnos (1980) ile Grivas ve diğ. (1980) de deprem oluşumuyla ilgili olarak kullanmışlardır.

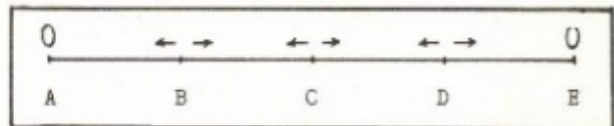
MARKOV MODELİ KURAMI

Markov Zinciri

Markov zinciri aşağıda örnekte olduğu gibi basitçe açıklanabilir.

* DEÜ, Müh-Mim. Fak, Jeoloji Müh. Böl., Bornova, İzmir

Bir tren makinisti 5 istasyon boyunca hareket etmektedir (Şekil 1). Ancak makinist her istasyona geldiğinde yazı, tura atmaktadır. Yazı gelirse bir sonraki, tura gelirse bir önceki istasyon yönünde gidecektir. Tren bu şekilde A veya E istasyonuna geldiğinde hareketsiz olarak kalmaktadır. Her istasyonda makinistin attığı yazı ve turadaki şanslar eşit olduğundan



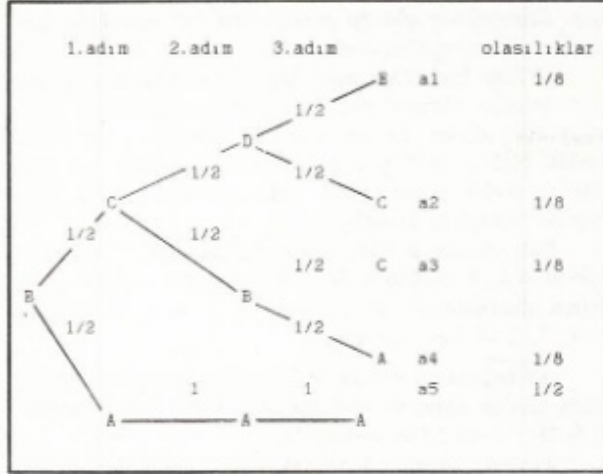
Şekil 1. Trenin hareket yönü.

Fig. 1. The movement direction of the train.

trenin bir sonraki veya bir önceki istasyon yönünde hareket etme olasılıkları birbirlerine eşit ve 1/2 dir. Buna göre geçiş olasılık dizeyi (transition probability matrix),

$$P = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1/2 & 0 & 1/2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/2 & 0 & 1/2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/2 & 0 & 1/2 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

olarak yazılabilir (Geçiş olasılık dizeyinin ayrıntılı açıklaması bir sonraki bölümde verilmektedir). Örneğin trenin 3 adım sonra "mutlaka hareket halinde" bulunabilmesi olasılığını araştırmak için "Markov zincirleri" hazırlanır (Şekil 2). Trenin kesinlikle her türlü yazı-tura atımına karşı hareket edebilmesi olasılığına sahip olması deyimi a2 ve a3 yolları için doğrudur. Trenin bu yolları izleyerek "C" istasyonunda bulunması için gerekli olasılık 1/8 dir. Hem a2 hem de a3 yollarından aynı sonuca ulaşabileceğine göre aranan olasılık 1/4 dür.



Şekil 2. Üç adım sonra, trenin hareket halinde olma olasılıklarını gösteren Markov zinciri.

Fig. 2. Markov chain, showing the probabilities that the train is in action after three steps.

5 istasyonda gösterilen bu basit durum istasyon sayısı arttırıldığında veya daha değişik fiziksel olaylarda (örneğin deprem konusunda olduğu gibi) veri sayısı çok olduğunda basit Markov zincirleri ile gösterilemeyeceği açıktır. Bu nedenle Markov zincirlerine ait genel kuram kurulmuştur.

Geçiş Olasılık Dizeyi ve Mutlak Olasılıklar

Bir düzeneğin $e_1, e_2, \dots, e_j$ gibi bağımsız, ardışık olaylardan oluştuğunu varsayalım. Olayların sayısı sonlu veya sonsuz olabilir. Her denemenin sonucu, e_j ($j = 1, 2, \dots$) olayların oluşumu açısından ele alındığında, E_n her bir " e_j " olayının olma olasılığı olarak tanımlanır. Burada n denemenin sonucu $E_n = j$ dir ($n = 0, 1, 2, \dots$).

Olasılık kurallarına göre, denemelerin bağımsız olması halinde, bütün " n " değerleri ve gelişigüzel değişkenlerin alabilecekleri tüm değerler için Markov zinciri

$$\Pr(E_n = j | E_0 = i_0, E_1 = i_1, \dots, E_{n-1} = i_{n-1}) = \Pr(E_n = j) \quad (1)$$

bağıntısı ile verilir (Takacs 1966). (1) denkleminde hareketle, her yeni denemenin sonucunun kendisinden bir önceki olayın sonucuna bağlı olduğu ve daha önceki denemenin sonuçlarından bağımsız olduğu varsayılarak, Markov zinciri kuramı ortaya çıkmaktadır. Başka bir deyişle, bütün " n " ($n = 0, 1, 2, \dots$) değerleri ve gelişigüzel değişkenlerin alabilecekleri tüm değerler için E_n

$$(n = 0, 1, 2, \dots)$$

$$\Pr(E_n = j | E_0 = i_0, E_1 = i_1, \dots, E_{n-1} = i_{n-1}) = \Pr(E_n = j | E_{n-1} = i_{n-1}) \quad (2)$$

geçerli olması halinde, ardışık olaylar veya ilgili gelişigüzel değişkenler için bir Markov zincirini oluştururlar. Buna göre (2) bağıntısı 1. dereceden Markov zincirini göstermektedir. Eğer herhangi bir olay dizisinde, her bir denemenin sonucu kendisinden bir önce gelen " k " kadar olayın sonucuna bağlı olması halinde, " k " ıncı dereceden Markov zinciri sözkonusu olmaktadır.

Yukarıda belirtilen $\Pr(E_0 = j) = j(0)$, $j = 1, 2, \dots, E_0$ gelişigüzel değişkeninin bir olasılık dağılımıdır. Başka bir deyişle başlangıç durumlarının olasılık dağılımı veya kısaca başlangıç dağılımı olarak tanımlanabilir. $\Pr(E_n = j | E_{n-1} = i)$ koşullu olasılıkları, sistemin " $n-1$ " anında " i " durumunda olma koşulundan, sistemin " n " anında " j " durumunda olması için, tanımlanan düzey geçiş olasılık dizeyidir. Bu tanıma göre sistem " n " adımında " e_i " konumundan " e_j " konumuna geçiş yapmaktadır.

Markov zincirleri tekdüze (tek adım bellekli) ve tekdüze olmayan (çok adım bellekli) zincirler olmak üzere iki gruba ayrılırlar. Zamanın bağımsız olması durumunda, başka bir deyişle " n " den bağımsız olması durumunda, (1) bağıntısından yararlanılarak, tekdüze Markov zincirinin geçiş olasılık dizeyi,

$$\Pr(E_n = j | E_{n-1} = i) = p_{ij} \quad i, j = 1, 2, \dots \quad (3)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Tekdüze olmayan Markov zincirinde ise bu olasılıklar $p_{ij}(n)$ olarak tanımlanmaktadır. (Benjamin ve Cornell 1970).

Markov zincirlerinin $p_{ij}(n)$ geçiş olasılıkları, tekdüze olmayan zincirlerde " $W(n)$ ", tekdüze olanlarda ise " W " olarak adlandırılan bir dizeyi ile gösterilir. 1. dereceden tekdüze bir Markov zincirinin,

$$p_{ij} = \Pr(E_n = j | E_{n-1} = i) \quad i, j = 1, 2, \dots, N \quad (4)$$

geçiş olasılıkları dizeyi,

$$P = \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & - & - & - & p_{1N} \\ p_{21} & p_{22} & - & - & - & p_{2N} \\ - & - & - & - & - & - \\ - & - & - & - & - & - \\ p_{N1} & p_{N2} & - & - & - & p_{NN} \end{bmatrix} \quad (5)$$

olarak tanımlanır. Bir kare dizeye stokastik dizeyi de denir.

Deprem oluşumlarında iki durumlu Markov modeli uygulanmaktadır. Depremlerin gösteriminde "deprem olur" olayını göstermek için "1", deprem olmaz olayını göstermek için de "0" simgeleri kullanılır. İki durumlu Markov zinciri için "1" adımlık geçiş olasılık dizeyi yazıldığında, (5) dizeyi

$$W = \begin{bmatrix} 1-p & p \\ q & 1-q \end{bmatrix} \quad (6)$$

konumunu alır (Yücecan 1982). Bu bağlamda:

$$p = \Pr\{x(t) = 1 \mid x(t-1) = 0\}$$

bir önceki zaman biriminde bir deprem olmadığı bilindiğine göre, şu andaki zaman birimi içinde deprem olma olasılığı

$$q = \Pr\{x(t) = 0 \mid x(t-1) = 1\}$$

bir önceki zaman biriminde bir deprem olduğu bilindiğine göre şu andaki zaman birimi içinde deprem olmama olasılığıdır.

"W" dizisinin tüm elemanları pozitif ve her satır elemanlar toplamı "1"e eşittir.

$$\sum_{j=1}^N p_{ij} = 1 \quad i = 1, 2, \dots, N \quad 0 \leq p_{ij} \leq 1 \quad (7)$$

Bu özellik, Markov zincirinin her adımda ya bulunduğu durumda beklemesi veya başka duruma geçmesi nedeniyle birbirlerinden bağımsız çift seçenekli bir olay olduğunu göstermektedir. "W" dizeyi ve başlangıç dağılımı olan $p_i(0)$ in belirlenmesi durumunda, Markov zincirinin gelişigüzel davranışı tanımlanabilir.

En gelişigüzel değişkeninin başlangıçtaki dağılımı $p_j(0)$ olarak tanımlandığında, sürecin herhangi bir "n" zamanında, "j" durumunda bulunmasının koşulsuz olasılığı veya başka bir deyişle, mutlak olasılığı (absolute probability) olan $\Pr(E_n = j) = p_j(n)$ kolaylıkla bulunabilir. Bunun için de $p_{ij}(n) = \Pr(E_{m+n} = j \mid E_m = i)$ olarak verilen "n" adım geçiş olasılıklarının bilinmesi gereklidir. Bu olasılıklar "m" zamanında sistemin "i" durumunda bulunması koşulu ile, "n" adım sonra "j" durumunu alması koşullu olasılığını tanımlamaktadır. Dolayısıyla daha önce sözü edilen p_{ij} olasılıkları bu tanıma göre $n = 1$ adım geçiş olasılıklarıdır. Öyleyse $p_j(n)$ mutlak olasılıkları, toplam olasılık kuramından yararlanarak, $p_i(0)$ başlangıç olasılıkları ve $p_{ij}(n)$ "n" adım geçiş olasılıkları bilinmesi durumunda,

$$p_j^{(n)} = \sum_{i=0}^n p_i p_{ij} \quad j = 0, 1 \quad (8)$$

olarak verilir. Bu denklemde $n = 1$ ise bir adımlık geçiş olasılık dizeyidir. $j = 0$ ve $j = 1$ olayları için sırasıyla mutlak olmama ve olma olasılıkları elde edilir. Aynı olasılıklar, başlangıç koşulları ve geçiş olasılık dizeyi kullanarak da düzey çarpımlarından elde edilebilir (Bkz. Uygulama).

MARKOV MODELİ UYGULAMASI

Bu çalışmada uygulanan Markov modelinin 1920-1986 tarihleri arasındaki Ege bölgesi deprem verilerinin (Alsan ve diğ. 1976) mevsimlere bağlı olarak gelecekte olma olasılığının hesaplanması aşağıda, sıra ile verilmiştir.

a) Öncelikle 0.5 adımlarla seçilmiş manyitüdler yuvarlatılarak verilen tarihler arasındaki mevsimlerde taranarak sayılmış ve sınıflandırılmıştır. Çizelge 1, 2, 3, 4, 5).

b) Seçilen zaman birimi (mevsim) ve manyitüde göre depremlerin olduğu mevsimlere "1" olmadığı mevsimlere "0" simgeleri verilmiştir.

c) Tüm Ege bölgesinde, beş ayrı manyitüd aralığında depremlerin olması gözönünde bulundurularak, geçiş olasılıkları dizeyi kurulmuştur. Bu dizeydeki bir önceki zaman birimi 1919 yılı kış mevsimi alınarak, bu tarihi izleyen 1986 yılına kadar olan mevsimlere ait geçiş olasılık dizeyleri hesaplanmıştır.

Batı Anadolu bölgesinde $5.0 \leq M \leq 5.4$, $5.5 \leq M \leq 5.9$, $6.0 \leq M \leq 6.4$, $6.5 \leq M \leq 6.9$, $M \geq 7.0$ depremlerin olma olasılıklarına ait çizelgeler 6, 7, 8, 9, 10 ve Şekil 3, 4, 5, 6 ve 7'de verilmiştir.

(8) bağıntısı kullanılarak seçilen manyitüd adımlarında mutlak olma ve olmama olasılıkları sırası ile Şekil 8, 9 10, 11 ve 12'de verilmiştir.

Aşağıda örnek olarak $M \geq 7.0$ manyitüdündeki bir depremin kış mevsiminde olma ve olmama olasılıklarının hesaplanması sıra ile verilmektedir.

1) Kış mevsiminden (1. mevsim) bir önceki zaman birimi olarak sonbahar mevsimi (4. mevsim) kabul edilir. 1920 yılından 1986 yılına kadar 1. ve 4. mevsimde olan $M \geq 7.0$ depremler taranır. Depremlerin olduğu mevsimlere "1", olmadığı mevsimlere de "0" simgesi verilir. Tarama sonucu 1. ve 4. mevsimlerde $M \geq 7.0$ olan 5 adet depreme rastlanmıştır. Bunlar 1928 (yıl), 1. (mevsim) -1944, 4-1953, 1-1964, 4-1970, 1 dir.

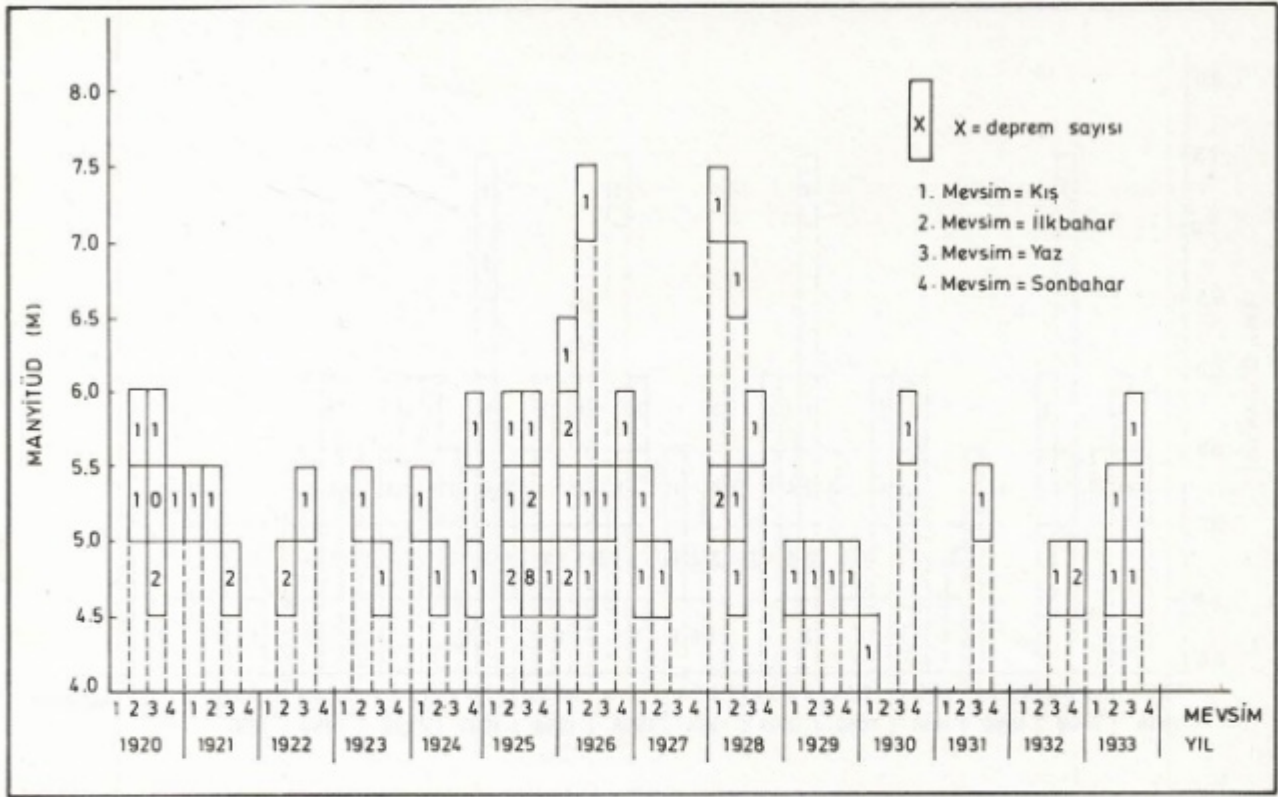
Kuşkusuz ki incelenen 67 yıllık (1920-1986) sürede, sonbahar (4) ve kış (1) mevsimlerinde manyitüdü 7 den küçük ($M < 7$) 129 adet deprem vardır. Dolayısı ile 67 yıl içinde sonbahar ve kış mevsimlerinde toplam 134 adet deprem olayı vardır.

2) Olasılık tablosu aşağıdaki gibi oluşturulur.

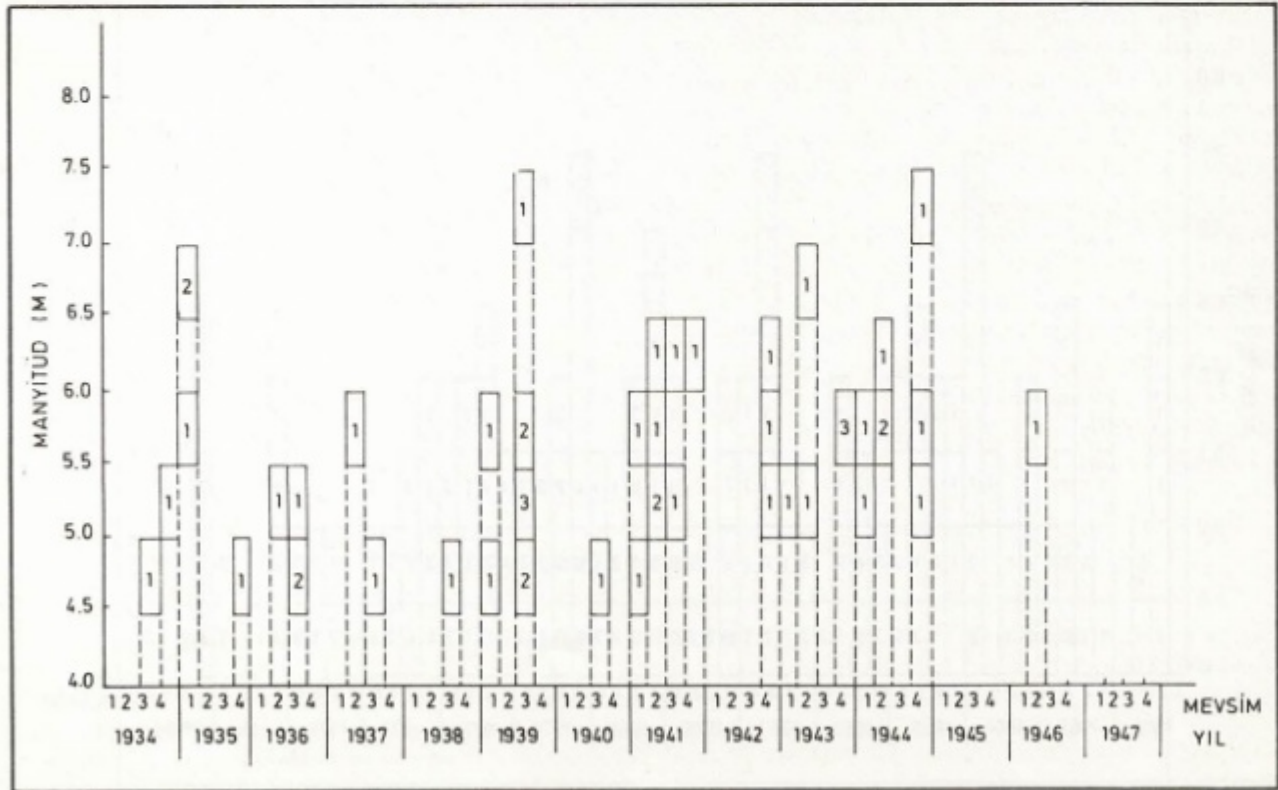
		0	1	
		$M < 7$	$M \geq 7$	
0	$M < 7$	Sb. da $M < 7$ deprem olup, onu kış $M < 7$ olarak izleyen deprem sayısı 129. Bu koşulda $M < 7$ deprem olma olasılığı 129/134.	Sb. da $M \geq 7$ deprem olup, onu kış $M < 7$ olarak izleyen deprem sayısı 2. Bu koşulda $M < 7$ deprem olma olasılığı 2/134.	$\frac{131}{134}$
	$M \geq 7$	Sb. da $M < 7$ deprem olup, onu kış $M \geq 7$ olarak izleyen deprem sayısı 3. Bu koşulda $M \geq 7$ deprem olma olasılığı 3/134.	Sb. da $M \geq 7$ deprem olup, onu kış $M \geq 7$ olarak izleyen deprem sayısı 0. Bu koşulda $M \geq 7$ deprem olma olasılığı 0/134.	$\frac{3}{134}$
		$\frac{132}{134}$	$\frac{2}{134}$	1

3) Elemanları (4) bağıntısından hesaplanarak, (5) bağıntısında verilen bir adım Markov geçiş olasılık dizeyi kurulur.

Çizelge 1. Mevsimlik deprem sayısının zaman içindeki dağılımı
Table 1. The distribution of the number of seasonal earthquakes during the time interval

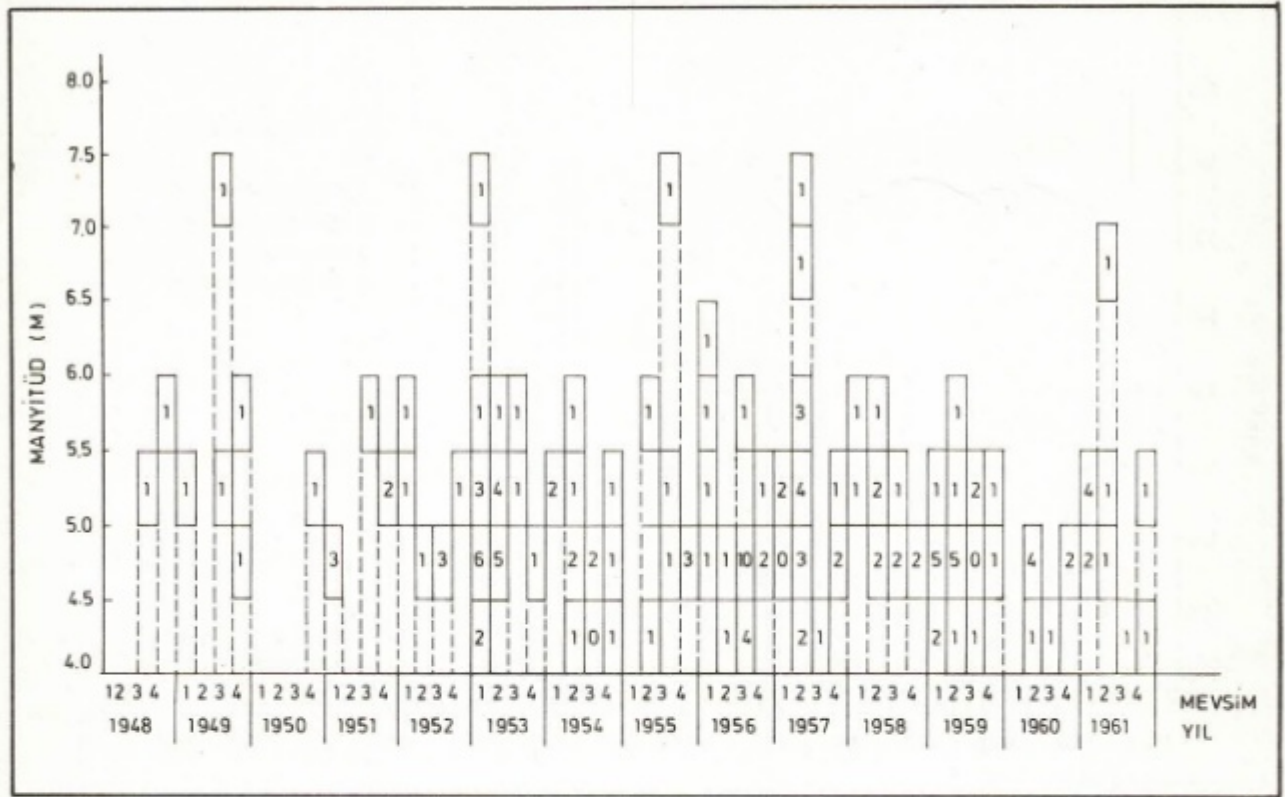


Çizelge 2. Mevsimlik deprem sayısının zaman içindeki dağılımı
Table 2. The distribution of the number of seasonal earthquakes during the time interval



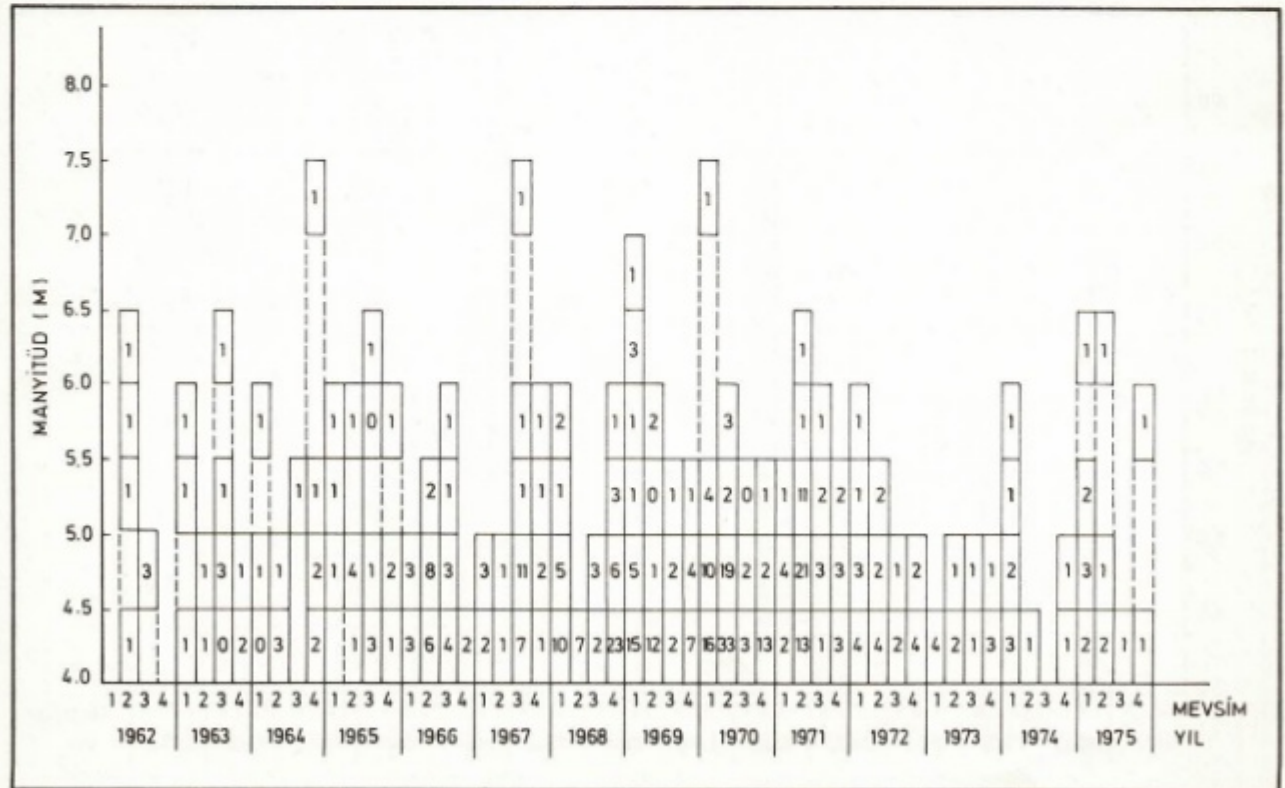
Çizelge 3. Mevsimlik deprem sayısının zaman içindeki dağılımı

Table 3. The distribution of the number of seasonal earthquakes during the time interval

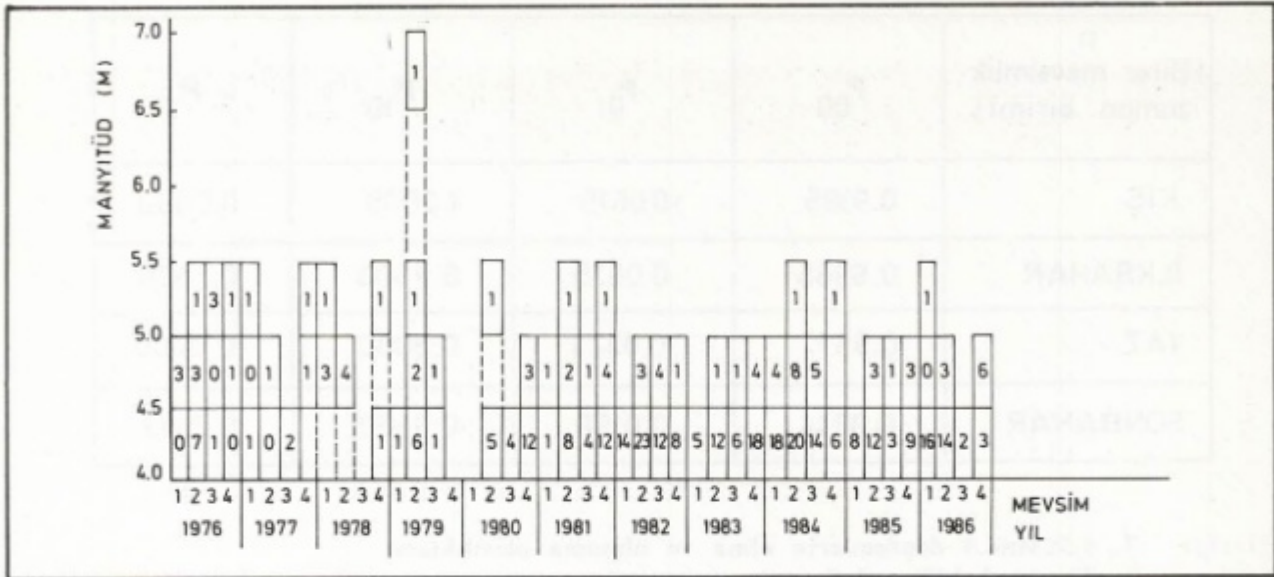


Çizelge 4. Mevsimlik deprem sayısının zaman içindeki dağılımı

Table 4. The distribution of the number of seasonal earthquakes during the time interval



Çizelge 5. Mevsimlik deprem sayısının zaman içindeki dağılımı
Table 5. The distribution of the number of seasonal earthquakes during the time interval



Çizelge 6. $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları
Table 6. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $5.0 \leq M \leq 5.4$

n (Birer mevsimlik zaman birimi)	P_{00}	P_{01}	P_{10}	P_{11}
KIŞ	0.6364	0.3636	0.5217	0.4783
İLKBAHAR	0.6667	0.3333	0.5357	0.4643
YAZ	0.7561	0.2439	0.6154	0.3846
SONBAHAR	0.6383	0.3617	0.7000	0.3000

Çizelge 7. $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları
Table 7. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $5.5 \leq M \leq 5.9$

n (Birer mevsimlik zaman birimi)	P_{00}	P_{01}	P_{10}	P_{11}
KIŞ	0.7679	0.2321	0.7273	0.2727
İLKBAHAR	0.7843	0.2157	0.6250	0.3750
YAZ	0.8400	0.1600	0.7647	0.2353
SONBAHAR	0.8182	0.1818	0.9167	0.0833

Çizelge 8. $6.0 \leq M \leq 6.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıklarıTable 8. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $6.0 \leq M \leq 6.4$

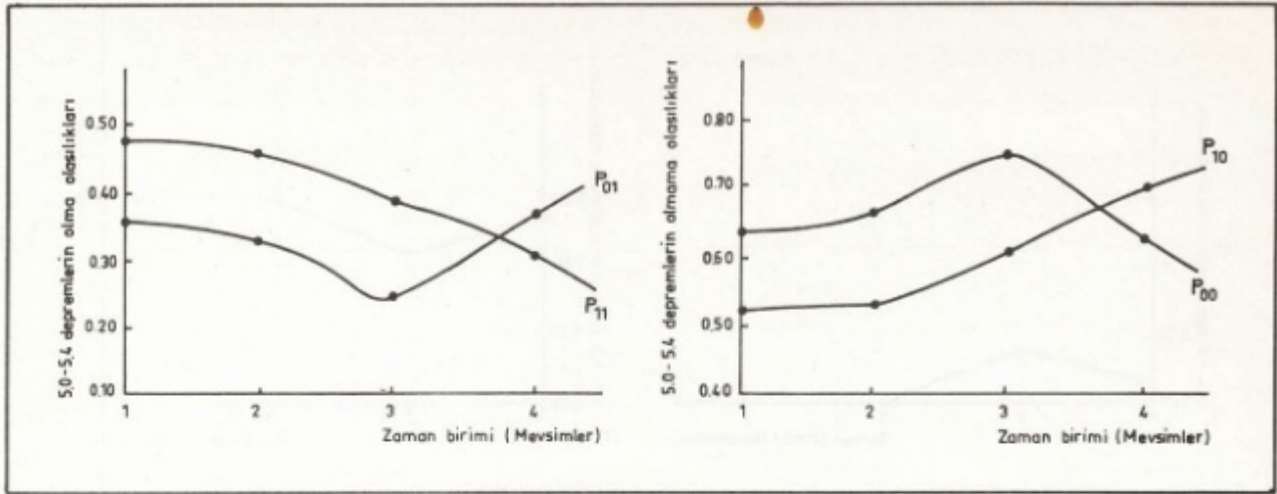
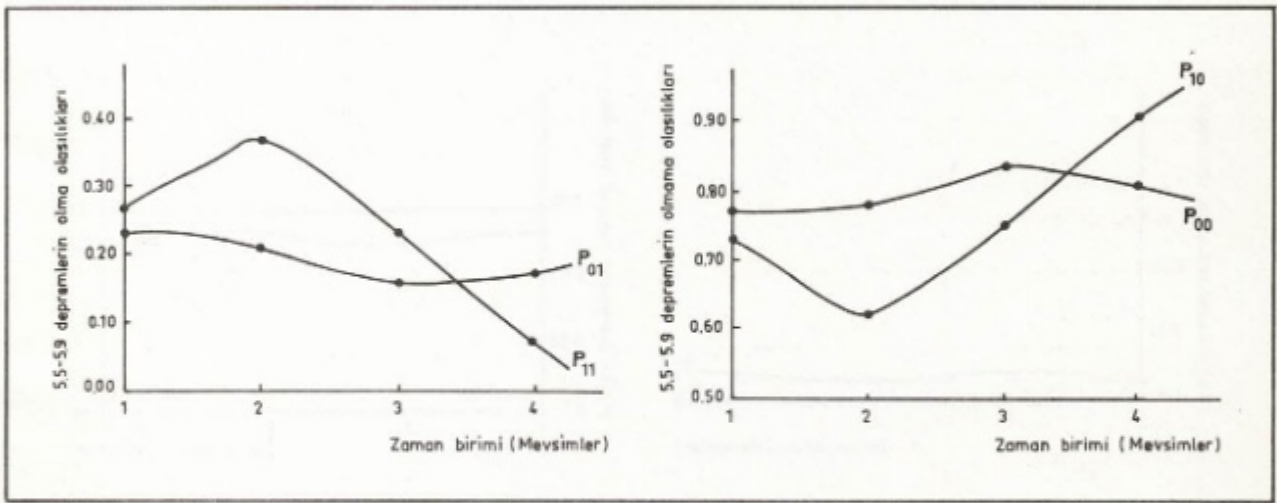
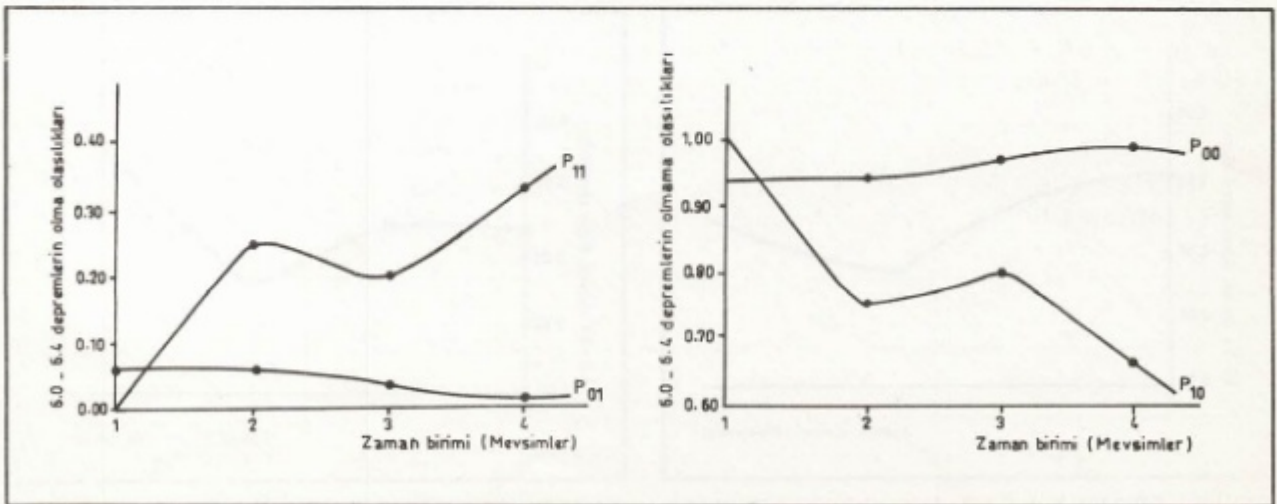
n (Birer mevsimlik zaman birimi)	P_{00}	P_{01}	P_{10}	P_{11}
KIŞ	0.9385	0.0615	1.0000	0.0000
İLKBAHAR	0.9365	0.0635	0.7500	0.2500
YAZ	0.9677	0.0323	0.8000	0.2000
SONBAHAR	0.9844	0.0156	0.6667	0.3333

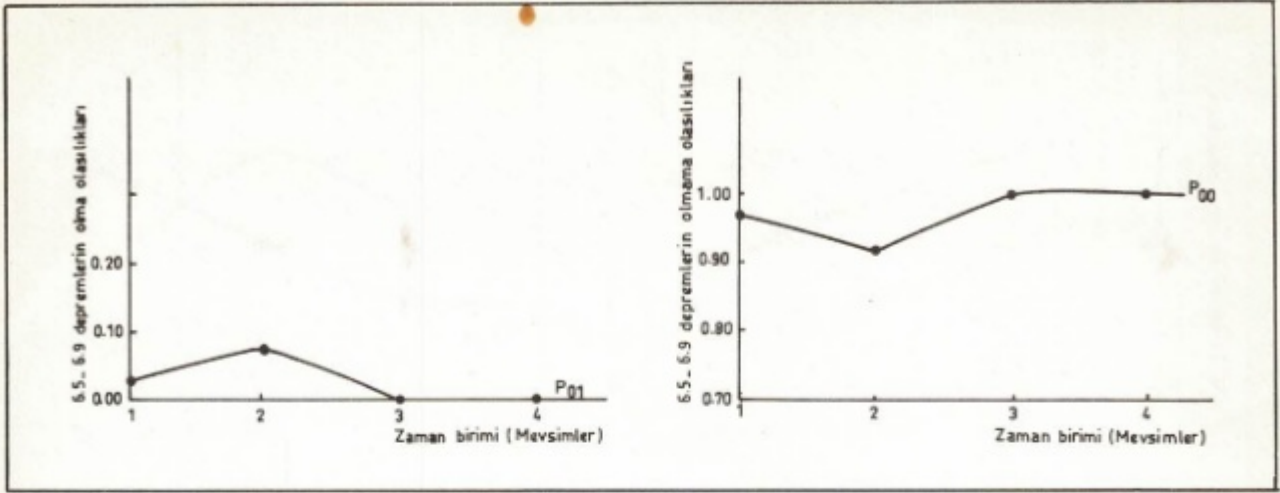
Çizelge 9. $6.5 \leq M \leq 6.9$ depremlerin olma ve olmama olasılıklarıTable 9. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $6.5 \leq M \leq 6.9$

n (Birer mevsimlik zaman birimi)	P_{00}	P_{01}	P_{10}	P_{11}
KIŞ	0.9701	0.0299	0.0001	0.0001
İLKBAHAR	0.9231	0.0769	1.0000	0.0000
YAZ	1.0000	0.0000	1.0000	0.0000
SONBAHAR	1.0000	0.0000	0.0001	0.0001

Çizelge 10. $M \geq 7$ depremlerin olma ve olmama olasılıklarıTable 7. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $M \geq 7$

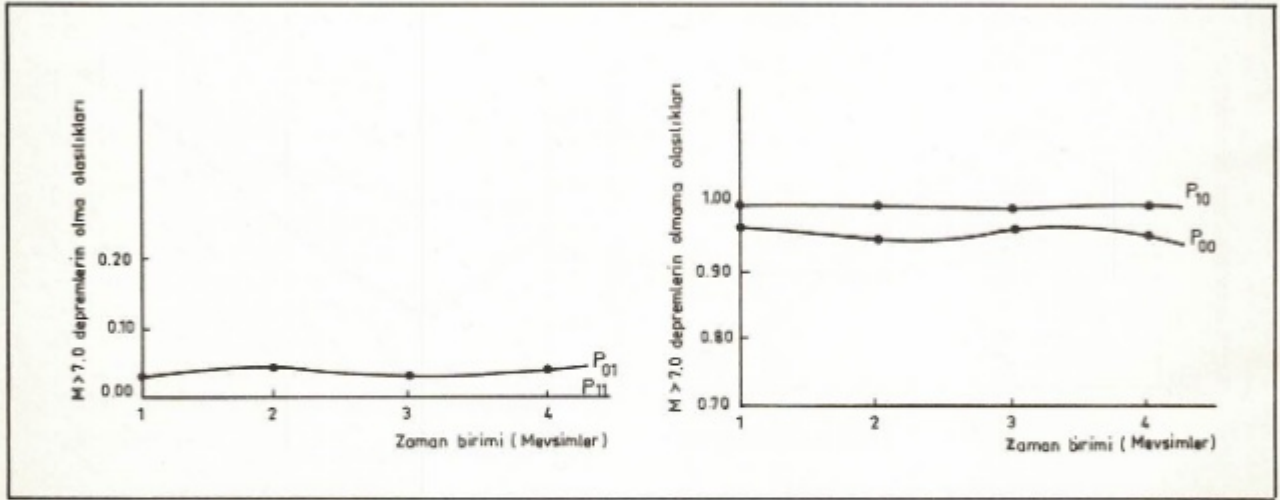
n (Birer mevsimlik zaman birimi)	P_{00}	P_{01}	P_{10}	P_{11}
KIŞ	0.9772	0.0227	1.0000	0.0000
İLKBAHAR	0.9538	0.0462	1.0000	0.0000
YAZ	0.9772	0.0229	1.0000	0.0000
SONBAHAR	0.9538	0.0462	1.0000	0.0000

Şekil 3. $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.Fig. 3. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $5.0 \leq M \leq 5.4$ Şekil 4. $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.Fig. 4. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $5.5 \leq M \leq 5.9$ Şekil 5. $6.0 \leq M \leq 6.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.Fig. 5. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $6.0 \leq M \leq 6.4$



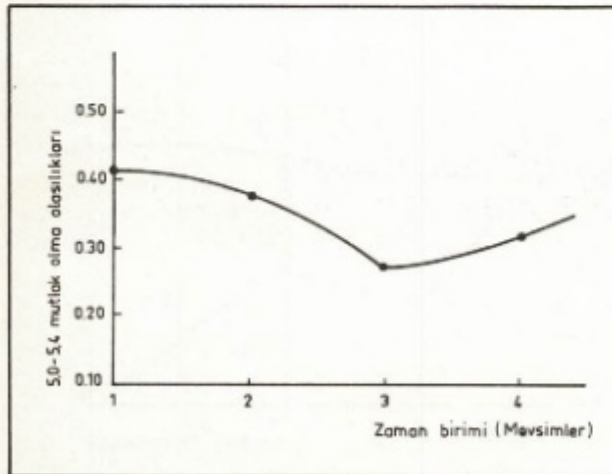
Şekil 6. $6.5 \leq M \leq 6.9$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları.

Fig. 6. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $6.5 \leq M \leq 6.9$



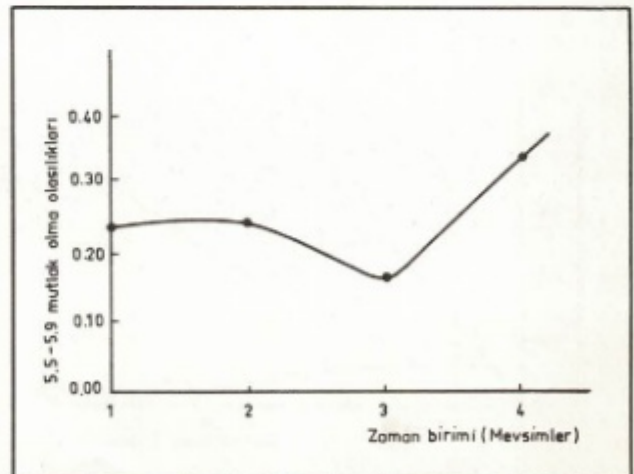
Şekil 7. $M \geq 7.0$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları

Fig. 7. The probability of the occurrence and non occurrence of the earthquakes $M \geq 7.0$



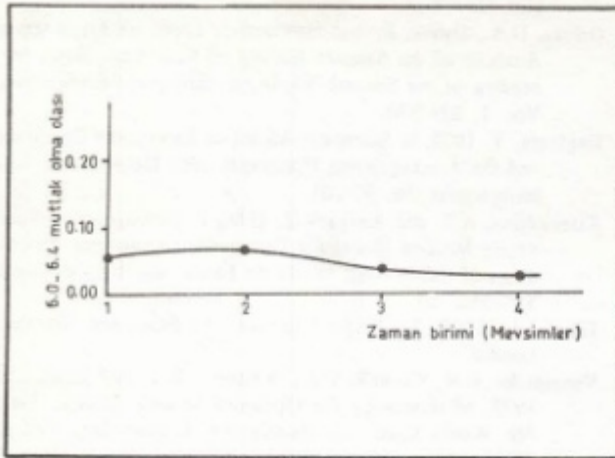
Şekil 8. $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin mutlak olma olasılıkları.

Fig. 8. The absolute probabilities of occurrence of the earthquakes $5.0 \leq M \leq 5.4$

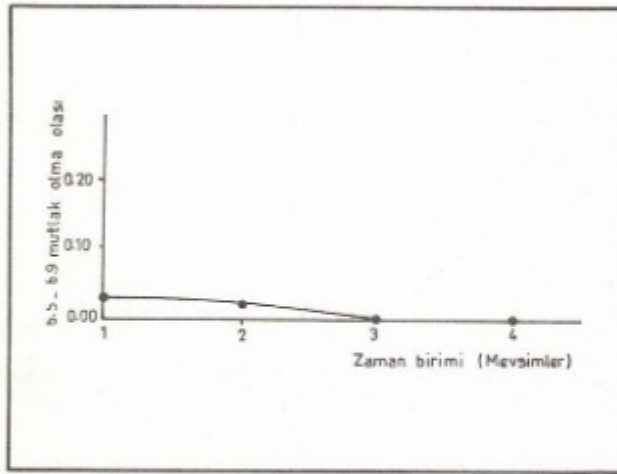


Şekil 9. $5.5 \leq M \leq 5.9$ depremlerin mutlak olma olasılıkları.

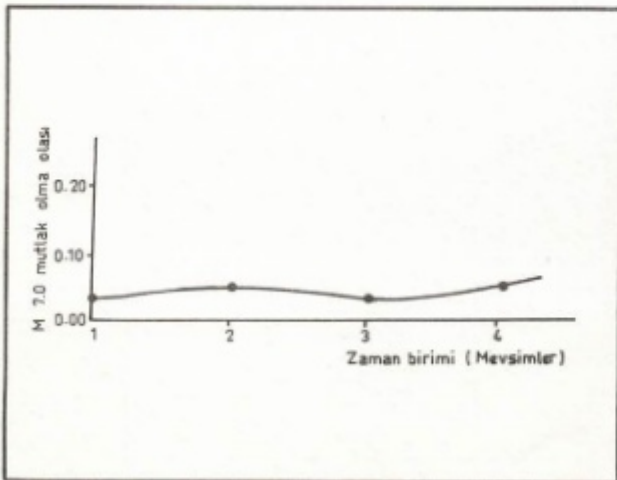
Fig. 9. The absolute probabilities of occurrence of the earthquakes $5.5 \leq M \leq 5.9$



Şekil 10. $6.0 \leq M \leq 6.4$ depremlerin mutlak olma olasılıkları.
Fig. 10. The absolute probabilities of occurrence of the earthquakes $6.0 \leq M \leq 6.4$



Şekil 11. $6.5 \leq M \leq 6.9$ depremlerin mutlak olma olasılıkları.
Fig. 11. The absolute probabilities of occurrence of the earthquakes $6.5 \leq M \leq 6.9$



Şekil 12. $M \geq 7$ depremlerin mutlak olma olasılıkları.
Fig. 12. The absolute probabilities of occurrence of the earthquakes $M \geq 7$.

$$P_{00} = p(0 | 0) = p(0 \ 0) / p(0) = (129/134) / (132/134) = 0.9772$$

$$P_{01} = p(0 | 1) = p(0 \ 1) / p(0) = (3/134) / (132/134) = 0.0227$$

$$P_{10} = p(1 | 0) = p(1 \ 0) / p(1) = (2/134) / (2/134) = 1$$

$$P_{11} = p(1 | 1) = p(1 \ 1) / p(1) = (0/2/134) = 0.0$$

$$W = \begin{bmatrix} 0.9772 & 0.0227 \\ 1.0000 & 0.0000 \end{bmatrix}$$

4) Mutlak olasılıklar aşağıdaki gibi düzey çarpımından elde edilebilirler (mutlak olasılıklar (8) denkleminde de bulunabilir) Başlangıç koşulları yukarıda verilen düzeyde, kolon toplamlarından elde edilir.

$$\begin{pmatrix} 2/134 & 132/134 \end{pmatrix} \begin{bmatrix} 129/132 & 3/132 \\ 1 & 0 \end{bmatrix}$$

Mutlak olmama olasılığı:

$$(2/134)(129/132) + (132/134)(1) = 0.9997$$

Mutlak olma olasılığı:

$$(2/134)(3/132) + (132/134)(0) = 0.0003$$

Şekil 7 veya çizelge 10 incelendiğinde, bir önceki zaman biriminde $M \geq 7$ manyitüdünde bir deprem olmadığı bilindiğine göre, 67 yıl içinde, $M \geq 7$ depremin kış mevsiminde olma olasılığı 0.0227 iken ilkbahar mevsiminde 0.0462, yaz mevsiminde 0.0229, sonbahar mevsiminde ise 0.0462 olarak bulunmuştur. Buna göre ilkbahar ve sonbahar mevsimlerinde $m > 7$ manyitüdünde bir depremin olma olasılıkları diğer mevsimlere göre daha çoktur. Çizelgenin incelenmesi sürdürüldüğünde, bir önceki zaman biriminde $M \geq 7$ manyitüdünde bir depremin olduğu bilindiğine göre 67 yıl içinde, $M \geq 7$ depremin tüm mevsimlerde olma olasılıklarının "0" olduğu görülmektedir.

SONUÇLAR

Depremin fiziğine, Markov dağılımı, diğer dağılımlardan (Poisson, Gumble) daha iyi uymaktadır. Bu nedenle risk hesaplarında Markov yönteminin uygulanması diğerlerine oranla daha sağlıklıdır.

Deprem verilerinin yeterli sayıda olması durumunda, yöntem daha dar alanlara (Markov zincirlerinin uzayda bağımlı olması nedeniyle) uygulanmalıdır. Yine deprem verilerinin yeterli olması durumunda zaman adımları iyice daraltılarak adımlar ay düzeyine kadar indirilebilir.

Bu çalışmadan elde edilen sonuçlara göre Batı Anadolu'da ilkbahar ve sonbahar mevsimlerinde deprem olma olasılığı diğer mevsimlere oranla daha yüksektir.

Manyitüdü 5 ve daha yukarı olan depremler tüm sismoloji istasyonlarındaki aletler tarafından sağlıklı olarak kaydedilebilmektedir. Bu nedenle, bu çalışmanın farklı kataloglardan taranmış depremlere ($M \geq 5$) uygulanması durumunda da elde edilecek sonuçlarda büyük bir farklılık beklenmemektedir.

Halk arasındaki yaygın kanı, depremlerin daha çok hava koşullarının değişimine bağlı olduğudur. Hava koşulları ise en çok bahar aylarında değişmektedir. Ancak bilindiği gibi depremlerin oluşması için gerekli fiziksel koşullar ile, iklimsel değişikliklere ait fiziksel koşullar farklıdır. Fakat bu çalışmada da, bahar aylarında deprem olma olasılıkları diğer mevsimlere oranla yüksek bulunmuştur. Olsa olsa, halk arasındaki bu yaygın kanı depremin bahar aylarındaki yüksek olma olasılığından kaynaklanmaktadır.

KAYNAKLAR

- Alsan, E., Tezuçan L. and Bath, M. 1975, An Earthquake Catalogue for Turkey for the interval 1913-1970, Report No. 7-75 Uppsala-Sweden
- Benjamin, U.R. and Cornell, C.A. 1970, Probability Statistics and Decision for Civil Engineers, 321-349, Mc Graw Hill, New York.
- Grivas, D.A., Dyvik, R. and Howland J. 1980, An Engineering Analysis of the Seismic History of New York State, Proceeding of the Seventh World on Earthquake Engineering, Vol. 1, 324-330.
- Hagivara, Y. 1975, A Stochastic Model of Earthquake Occurrence and the Accompanying Horizontal Land Deformation, Tectonophysics 26, 91-101.
- Kiremidjian, A.S. and Anagnos T. 1980, A Homogeneous Alternating Markov Model for Earthquake Occurrences, Proceedings of the Seventh World on Earthquake Engineering 1, 355-362.
- Takacs, L. 1966, Stochastic Processes, Methuen and Co. Ltd., London.
- Vanmercke, E.H., Cornell, C.A., Whitman, R.V. and Reed, J.W. 1973, Methodology for Optimum Seismic Design. Proc. 5th World Conf. on Earthquake Engineering, Vol. 2, 2521-2530.
- Yüccemen, M.S. 1982, Sismik Risk Analizi, ODTÜ Yayınları, No 41, Ankara.

YAZI VERENLER

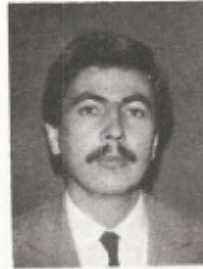
ZAFER AKÇIĞ

1949 yılında İzmir'de doğdu. İÖFF Jeofizik-Jeoloji Bölümü'nden 1972'de mezun oldu. 1973-74 arasında EÜFF Jeoloji Bölümü'nde asistan İÖFF Jeofizik Kürsüsünde Lisansüstü öğrenimini 1976 yılında tamamladı. EÜFF Jeofizik Bölümünde 1976-78 yılları arasında asistan olarak görev yaptı. 1978'den itibaren EÜYBF ve DEÜ Müh.-Mim. Fakültesi'nde görev aldı. Kasım 1981-Nisan 1982 arasında Leicester Üniversitesinde araştırmalarda bulundu. 1983 yılında "Batı Anadolu Gravite Verilerinin Veri İşlem Yöntemleriyle Yorumu" isimli doktora tezini tamamladı. Halen DEÜ Müh.-Mim Fak. Jeo. Müh. Bölümü'nde öğretim görevlisi



AYBİGE AYDOĞAN

1966 yılında Kızıltepe/Mardin'de doğdu. DEÜ, Müh.-Mim. Fak., Jeo. Müh. Bölümü'nden 1982 yılında mezun oldu. 1988'de aynı üniversitenin Fen Bilimleri Enstitüsü'nde yüksek lisans öğrenimini tamamladı. 1987 yılından bu yana DEÜ, Müh.-Mim. Fak., Jeo. Müh. Böl., Yerfiziği Anabilim Dalı'nda araştırma görevlisi olarak çalışmaktadır.



O. METİN İLKİŞİK

1944 yılında Karabük'te doğdu. İTÜ Maden Fakültesinden Jeo. Yük. Müh. olarak 1967'de mezun oldu. 1967-68 arasında MTA Jeofizik Dairesi'nde çalıştı. 1971'de İTÜ Maden Fak. Jeofizik Kürsüsü'ne asistan olarak girdi. Aynı fakülteden manyetotellürik çalışmaları konu alan tezi ile 1980'de doktorasını aldı. Kanada'da Toronto Üniversitesi'nde, 1981-82'de "Post doctoral Fellow", 1982-83'de "Research Associate" olarak çalışmalar yaptı. 1984 yılında Uygulamalı Jeofizik Doçenti oldu. 1983-86 arasında öğretim görevlisi olarak bulunduğu İTÜ Maden Fakültesi'ne 1986'da doçent olarak atandı. Ekim 1987'den itibaren İÜ Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü'nde çalışmaktadır.



RAHMİ PINAR

1950 yılında Ankara'da doğdu. 1975 yılında İÜ Jeofizik Yük. Müh. Bölümü'nden mezun oldu. Aynı yıl MTA Jeofizik Dairesi'nde göreve başladı. 1977'de EÜ Fen Fakültesi'ne asistan olarak atandı. Daha sonra EÜ YBF ve DEÜ Müh.-Mim. Fakültesi'nde görev aldı. 1983 yılında "Doğrusal Dizge Kuramının Potansiyel Alanlara Uygulanması" isimli doktora tezini verdi. Halen DEÜ Müh.-Mim. Fak., Jeo. Müh. Bölümü'nde öğretim görevlisi olarak çalışmaktadır.



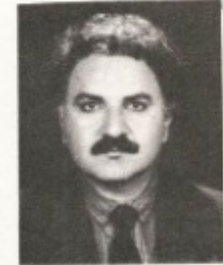
A. GÜNGÖR TAKTAK

1937 yılında Sivrihisar/Eskişehir'de doğdu. İÜ, Fen Fak., Jeofizik-Jeoloji Bölümü'nden 1961 yılında mezun oldu. 1964-65 yıllarında Fransa'da yabancı dil öğrenimi gördü. Strasbourg Jeofizik Enstitüsü'nden 1968'de Master'ını aldı. 1971'de Louis Pasteur Üniversitesi'nde doktorasını tamamladı. 1972-78 yılları arasında EÜ Fen Fakültesi'nde öğretim görevlisi olarak çalışan Dr. Taktak, 1980 yılında doçent oldu. 1982 yılına kadar EÜ Yer Bilimleri Fak. Jeofizik Bölümü başkanlığını yürüttü. 1982 yılından bu yana DEÜ, Müh.-Mim. Fak., Jeo. Müh. Böl., Uygulamalı Jeofizik Anabilim dalı Başkanı olarak çalışmaktadır.



İBRAHİM ONUR

1952 yılında İzmit'te doğdu. İÜ Fen Fak., Jeofizik Yük. Müh. Bölümü'nden 1977'de mezun oldu. 1977-78 yıllarında İzmit Belediyesi Büyük Yatırımlar Dairesi'nde zemin etüdüleri ile ilgili olarak çalıştı. 1978 yılında Zonguldak DMM Akademisinde Uygulamalı Jeofizik asistanı olarak göreve başladı. HÜ Fen Bil. Enstitüsünden 1983'de doktorasını aldı. Halen HÜ, Zonguldak Müh. Fak., Maden Müh. Bölümü'nde yardımcı doçent olarak çalışmakta ve Ereğli Meslek Yüksek Okulu İktisadi ve Ticari Programlar bölüm başkanlığı görevini yürütmektedir.



ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI	SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI
708	Stüleyman KARUL	748	Çiçek MADANOĞLU
709	Nusret ÖNGEL	749	Öner TAYMAZ
710	Teoman ADEMOĞULLARI	750	Okan TEZEL
711	Cem KORKMAZ	751	Mutlu GÜRSOY
712	Haydar Dilek ÇETİN	752	Şerif BARIŞ
713	Cemalettin BAŞAK	753	Çiğdem GÜRSOY
714	Mehmet Cevat AKIN	754	Ömer HACISALİHOĞLU
715	Kemal Kenan AYDIN	755	Mehmet Melih SOMEL
716	Yakup BÜYÜK	756	Aytaç GÜLAY
717	Gülnehal YILDIZ	757	Serdar ÇELİKÖRSLÜ
718	Selahattin İŞ	758	Ufuk SÜAR
719	Öznur MİNDEVALLI	759	İlhan OSMANŞAHİN
720	Ali ŞENOĞLU	760	Hülya BÜYÜKHİLVACI
721	Kahri ÖZVATAN	761	R. Kemal AYDIN
722	Adem SÖMER	762	Abdullah AYTEN
723	Hüseyin GÖKALP	763	Göksel DEMİRCİ
724	Kadir DEMİR	764	Sedat BELEK
725	Hatice Canan YILDIRIM	765	Aydın ÖZKAN
726	Ersel Zafer ORAL	766	Yücel DÜYEN
727	İlhami Alpay ELGİN	767	Murat AKCAN
728	Ramiz ELŞAN	768	Veli GEÇGE
729	Mehmet Yaşar GÖÇMEN	769	Necdet EVLİMOĞLU
730	Erol Tahsin BOZ	770	Erkan ÖZDEMİR
731	Murat Hüseyin ABACI	771	Levent HELVACIOĞLU
732	Mahmut Tamer BAYKAN	772	Kasım NARGÖZ
733	Halil ÖZTÜRK	773	Recep KIZILKOCA
734	Aydın TANDOĞAN	774	Orhan OKAY
735	Refik ÖZŞEN	775	Hikmet BACAK
736	Saffet ÇİÇEK	776	Abdulkadir ÜNALAN
737	H. Sadi KULELİ	777	Yalçın ERGÜN
738	Ümit BÜYÜKBOYACI	778	Ayhan KESKİNSEZER
739	Ümit ZOR	779	Celal KARACAOĞLU
740	Mehmet Hakan DOLAPÇIOĞLU	780	Mesut SULUTAŞ
741	Erdal ÖZDEMİR	781	Alpaslan ÖZDEN
742	Abidin KAYA	782	Levent TEZUÇAN
743	Orhan BOYACI	783	Sabit AKA
744	Muvaffak Tansel İNCEOĞLU	784	Mutlu M. AKTAŞ
745	Abdullah Tuncer BARLAS	785	Berrak ERDEM
746	Osman Murat OKUMUŞ	786	Hakan ERDEM
747	Recep ÇULHAOĞLU		

REKLAM VEREN FİRMALAR

ALARKO FENİ MALZEME SATIŞ VE İMALAT A.Ş.

Firma Ünvanı/Company Name:

Alarko Fenni Malzeme Satış ve İmalat A.Ş.

Kuruluş/Foundation:

1965

Bağlı Olduğu Topluluk/Group:

Alarko Şirketler Topluluğu/Alarko Group of Companies

Merkez/Head Office:

Necatibey Cad. No: 84 80030 Karaköy-İstanbul

Tel: 151 84 00 PBX

Telex: 24006 Alfe tr.

Fax: 144 15 23

Ankara Şubesi/Ankara Branch:

Sedat Simavi Sok. No: 48 06550 Çankaya-Ankara

Tel: 140 79 10 PBX

Telex: 42383

Fax: 140 79 30

İzmir Şubesi/İzmir Branch:

Gazi Bulvarı No: 3/6 35250/ İzmir

Tel: 13 25 60 PBX

Telex: 53582 tr

Fax: 25 25 13

Edana Müessesesi/Adana Branch

Ziyapaşa Bulvarı, Çelik Apt. No: 25/5-6 01130-Adana

Tel: 13 13 42 - 14 15 81-82

Telex: 62785 alad tr.

Fax: 13 05 84

Antalya Şubesi/Antalya Branch:

Anafartalar Cad. No: 151/1, 07050-Antalya

Tel: 16 99 46-47

Fax: 16 70 32

Factorias:

Alarko Sanayi ve Ticaret A.Ş.

Alsac Müessesesi: Topçular Tikveşli Yolu No: 10 Rami-

İstanbul

Tel: 567 49 61 (9 hat/lines)

Telex: 23375 acla tr.

Fax: 567 76 27

Alpom Müessesesi: Yukarı Dudullu, Sanayi Bölgesi P.K.

37, Ümraniye-İstanbul

Tel: 364 10 01 (4 hat/lines)

Telex: 26402 alar tr.

Fax: 364 45 23

Ürün(ler)-Hizmet(ler)/Product(s)-Service(s)

- Aksiyal-Radyal Vantilatörler/Axial-Radial Ventilators
- Isıtma-havalandırma-klima/Heating Refrigeration ventilation equipments
- Paket tip soğuk hava deposu cihazları/Cold storage units
- Su soğutma kuleleri/Cooling tower
- Akaryakıt Brülörleri/Burners
- Pompalar-Dalgıç pompalar/Pumps, Submersible pumps
- Soğutma grupları/Air Handling Units

- Fan coiller/ Fan coils

- Doğal gazlı kat kaloriferleri/ Natural gas fired room heaters.

- Doğal gazlı brülörler/Natural gas fired burners.

- Her türlü tesisat malzemeleri/ All kinds of plumbing equipment.

- Stüpervizyon hizmeti/Supervision services.

PRAKLA-SEISMOG AG

PRAKLA-SEISMOG, with its headquarters in Hannover, is the oldest company to practise applied geophysics worldwide. The company is one of the largest at the international level and has for over 65 years been carrying out geophysical surveys in all the continents and oceans of the world for the exploration of core, coal, salt, uranium and other deposits but especially of oil and gas.

The Main Activities of the Company

- geophysical surveys on land, on water (with eight survey ships), from the air and underground
- computer processing of the survey data in its own processing centre
- production and sale of specific technical equipment and EDP programs, eg for research ships and planes
- water prospection and water well drilling.

The exploration of the natural resources demands as well stocked equipment depot. PROKLA-SEISMOS GEOMECHANIK GMBH, a subsidiary company with its headquarters in Uetze near Hannover, develops and manufactures vibrators and mobile drilling rigs, including drilling units specially designed for water well and exploration drilling down to about 1000 m depth.

In Turkey PRAKLA-SEISMOS has been active for more than 33 years, presented by our subsidiary PRAKLA PETROS STI in Ankara

NEL ELEKTRONİK

Jeofizik konularında dünyaca tanınmış İSVEÇ ABEM AB firmasının Türkiye Temsilciliğini yapan kuruluşumuz, ayrıca zemin, kaya mekaniği, asfalt ve beton laboratuvar cihazları üzerine, ithal ve yerli üretimle, bu sektöre hizmet sunmaktadır.

NEL ELEKTRONİK jeofizikte gelişen teknolojinin en son ürünlerini ülkemiz yeraltı kaynaklarının prospeksiyonunda, inşaat ve jeolojik yapı araştırmalarında kullanıma sunmaktadır.

Bugün, jeofizik alanındaki yerli teknikler ışığında, prospeksiyon maliyetleri yarı yarıya ucuzlamakta, para ve zaman kaybı önlenmektedir. ABEM AB teknoloji ile Nijerya'da çinko-kurşun yataklarının, Kenya'da büyük yeraltı su kaynaklarının ortaya çıkarılması, bu daldaki en son başarıları göstermektedir.

ADVANCE GEOPHYSICAL CORPORATION

Advance Geophysical is a software development firm specializing in full featured, desk top seismic processing systems. The company was founded in 1981. MicroMAX was introduced in 1986 as an economical, portable, user friendly, field processing system.

MicroMAX (currently 180 in the field) was the first system of its kind to offer economical instrument testing, parameter analysis and processing capabilities in the field. Advance also offers "copyMAX", an economical reliable package for copying tapes. Current developments at Advance include the ProMAX project which will bring office processing capabilities to a desk top computer in a full color, multi-tasking, networking environment. For further information contact:

Advance Geophysical Corp.
7409 S. Alton Ct., Suite 100,
Englewood, Colorado, USA.
Phone: 303-770-8080,
Fax: 303-796-0807,
Telex: 984254 (AGC UD)

ATLAS A.Ş.

Daha önce ADİM A.Ş. bünyesinde faaliyet gösteren Jeofizik ve Jeoteknik Cihazları grubumuz 1 Haziran 1989 tarihinden itibaren etkinliğini ve hizmetlerini genişletmek amacı ile yine UTE Holding'e bağlı olarak ATLAS Jeofizik ve Jeoteknik Sistem ve Hizmetler A.Ş. adı altında şirketleşmiştir. Şirketin faaliyet alanı Jeofizik, Jeoteknik ve Oşinografi olarak üç ana gruptur.

ATLAS A.Ş. bu üç alanda sistem ve cihazların satışını ve satış sonrası hizmetlerini yürütmesinin yanı sıra proje ve müşavirlik hizmetleri vermekte, Jeofizik, Jeoteknik ve Oşinografik Etüd çalışmaları yapmaktadır. ATLAS A.Ş.'nin satışını yaptığı sistemleri kendi başlıkları altında kısaca vermek gerekirse,

A.

Jeofizik Sistem ve Cihazlar
Telemetrik Sistemler
Receiver, Transmitter ve Jeneratör gruplar
Jeofonlar, Jeofon Serim Kabloları
Kuyu log Sistemleri
VSP Sistemleri
Plotter Sistemler, Sismik Kameralar
Derin ve Sığ Sismik Cihazlar
Rezistivite Ölçüm Sistemleri

B.

Jeoteknik Etüd Amaçlı Cihazlar
Pressiyometre ve Dilatometreler
Plaka Yükleme Sistemleri
Yerinde kesme deney ekipman
Basınç çeviricileri (Press ve Transducers)
Gerilme Ölçerler (Strain gauger)
Deplasman Ölçerler (Displacement Strain Gauger)
Extensometreler (Extensometer)
Veri derleyiciler (Data Lappers)
Sayısal Çeviriciler
Kayıt Sistemleri

C.

Oşinografik Sistem ve Cihazlar
Radyo Pozisyon tayin Cihazları
Deniz altı ve kıyı Radarları
Su altı Kamera Sistemleri
ROV sistemleri
Akıntı Ölçerler ve Deniz suyu Parametlere için Sistemler
Akustik Kurtarıcılar
Deniz Manyetometreleri
Jeofizik, Jeoteknik ve Oşinografik Etüd çalışmaları konusunda aşağıdaki hizmetler verilmektedir.
Proje ve Müşavirlik Hizmetleri
Jeofizik, Jeoteknik ve Oşinografik Etüd Hizmetleri
Deney bazında verilen hizmetler.

1879 yılında kurulan Chevron Corporation, günümüzde dolaysız olarak veya bağlı şirketleri aracılığı ile 96 ülkede etkinliğini sürdürmektedir.

Chevron Corporation'ın bir yan kuruluşu olan Chevron Overseas Petroleum Incorporated, Kuzey Amerika dışında, tüm dünyada Chevron'un arama ve üretim faaliyetlerini yönetmekte ve yönlendirmektedir.

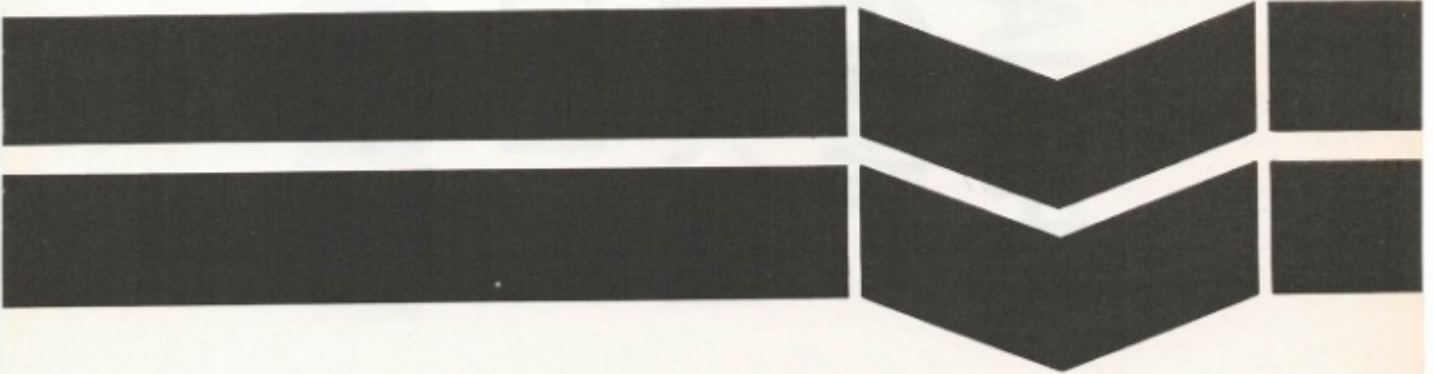
Chevron'un beş kıtaya yayılmış bürolarında 5000'i aşkın çalışanı bulunmaktadır. 1988 yılı petrol ve sıvı gaz üretiminde 361.000 varil/gün olan brüt payımız, doğal gaz üretiminde ise 125 milyon ft³/gün'e ulaşmıştır.

Chevron, petrol arama çalışmalarını sürdürdüğü ülkeler arasında Türkiye'yi de katmaktan büyük onur duyar.

**CHEVRON
INTERNATIONAL LIMITED
(TURKEY)**

Cinnah Caddesi 102/6
06690 Çankaya Ankara
Tel: 140 66 01 Fax: 140 66 05
Telex: 46 247

Chevron



RELIABLE IMAGING EXCELLENCE FROM **KODAK**



Kodak Exploration Films are designed to accurately reproduce seismic sections, with reliably consistent speed, precision and sharpness and improved safelighting. Their many performance features can save time, reduce waste, lower costs, and help improve geophysical data center efficiencies.

For more details on Kodak Geophysical products, please contact **Kodak (Near East) Inc. Istanbul, Tel: 172 00 39.**



The new vision of Kodak



UPDATE YOUR SEISMIC EQUIPMENT

A NEW GENERATION OF ACQUISITION SYSTEMS

- The SN 368 telemetry recording unit, particularly suitable for 3D work, with a maximum configuration of 1200 channels
- The SN 358 digital recording unit, for land and marine operations, with the optional DMX demultiplexing unit for marine applications
- MYRIASEIS*, a radiotelemetry acquisition system for land/sea transition zone surveys
- The CS 260 correlator - stacker

These systems can be provided complete with seismic cables and geophone strings.



The TD 500 truck-mounted drill.



The interpretation workstation INTERPRET.

* CGG-IFP trademark and product development

** CGG trademark

(1) CGG-IFP (ARTEP) joint research project - CGG trademark



The SN 368 telemetry recording unit.

MARINE SEISMIC SYSTEMS

CGG has equipped over 40 seismic vessels with

- analog or digital streamers (up to 240 channels)
- radiopositioning systems such as Syledis or the long-range Geoloc
- the GIN** navigation system

HEAVY DUTY LAND SEISMIC EQUIPMENT

- Vibrators
- Truck-mounted and heliportable drills
- Amphibious and rough terrain buggies
- Fiberglass products, such as recording cabs, trailers

WELL SEISMIC EQUIPMENT

- GEOLOCK⁽¹⁾ H and GEOLOCK S, three-component hydraulic well seismic probes.
- MULTILOCK, a multi-level analog or digital geophones system for VSP acquisition which reduces rig down time by providing multiple measurements
- ASAP, an on-site quality control and processing system for VSP data, using a 32-bit minicomputer

COMPUTER SYSTEMS

- GEOVECTEUR®, the 2D and 3D seismic processing system for supercomputers
- INTERPRET, the 2D and 3D seismic interpretation workstation
- INTEGRAL, the interactive exploration-production developed by CGG's subsidiary PETROSYSTEMS.

• CGG Head Office : 1, rue Léon Migaux, 91341 Massy Cedex, France. Tel.: (33-1) 64 47 30 00 Telex: 602442F

• CGG Ankara Office : Damas Ticaret Mühendislik ve Sanayi A.Ş.

Attar sokak, Kent Sitesi C Blok no. 6 Gaziomanpasa - Ankara - Turkey. Tel.: (41) 27 58 48 Telex: 42591 DAPA TR

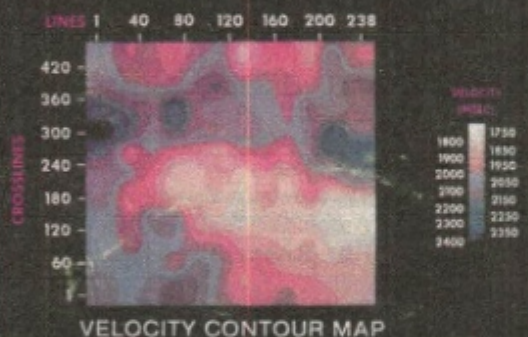


Halliburton Geophysical Services

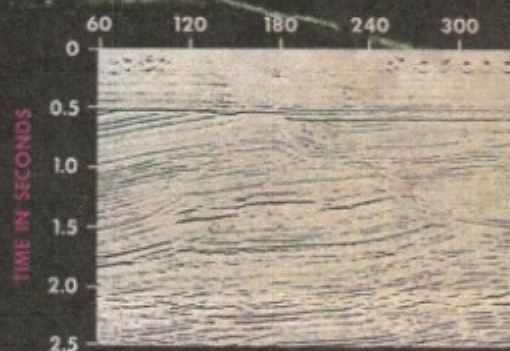
LAND 3D PROCESSING

The proven 3D solution to complex geologic problems

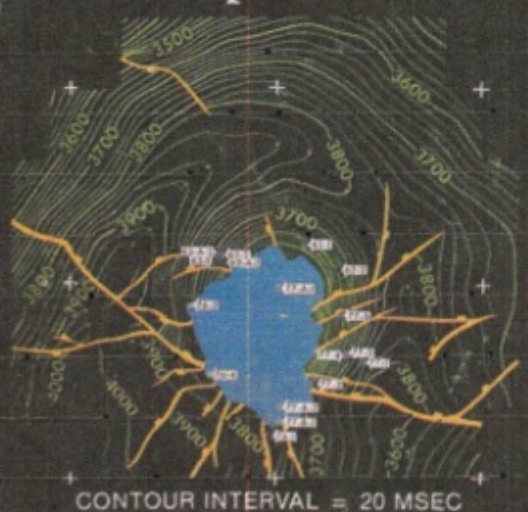
Quality Control



3D Migration



Interpretation



Display

