

JEOFİZİK

CİLT 7, SAYI 2 / EYLÜL 1993

VOL. 7, NO. 2 / SEPTEMBER 1993

Sıvı/Katı Ortamdan Kırılan Baş Dalgalarının
Yapay Sismogramları
Abdullah ATEŞ

Sayısal Arazi Modelinden
Gravimetrik Yerey Düzeltmesi
M. Emin AYHAN

İki Boyutlu Prizmatik Şerit Kütleinin Gravite Etkisinin
Fourier Dönüşümü ve Kentalan Antiklinaline
Uygulanması
Hakkı ŞENEL

Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasının Evrimi
ve Yeni Bir Harita İçin Öneri
Haluk EYİDOĞAN ve Uğur GÜÇLÜ

Bir Jeofizik Yöntem: Gama-ışını Spektrometresi
İbrahim AYDIN

Synthetic Seismograms of the Head Waves
due to the Water/Solid Environment
Abdullah ATEŞ

Gravimetric Terrain Corrections using
Digital Terrain Model
M. Emin AYHAN

Fourier Transform of the Gravity Effect of the 2-D
Prismatic Ribbon Mass and its Application to
Kentalan Anticline
Hakkı ŞENEL

Evolution of Earthquake Zoning Map of Turkey
and a Proposal for a New Map
Haluk EYİDOĞAN and Uğur GÜÇLÜ

A Geophysical Method: Gamma-Ray Spectrometry
İbrahim AYDIN



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

The future is here today.



HGS' integrated concept is much more than a seismic recording system. Vision will change your thinking with a total systems approach to geophysical solutions. Contact HGS for complete details.



Halliburton Geophysical Services

 A Halliburton Company

6909 Southwest Freeway • Houston, TX 77074 • (713) 774-7561
FAX: (713) 778-3487 • Telex: 6719724



JEOFİZİK

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI SÜRELİ YAYINI
JOURNAL OF THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
Osman DEMİRAĞ

**YÖNETİM KURULU
Executive Committee**

Osman DEMİRAĞ
M. Ali AK
Mehmet ALTINTAŞ
T. Fikret AKSU
Cemil KAVUKÇU
A. Uğur GÖNÜLALAN
İmam ÇELİK

EDİTÖR

Editor
Ahmet Tuğrul BAŞOKUR

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K. 255
Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE
Tel: (312) 435 13 79
Fax: (312) 432 10 85

DİZGİ VE BASKI

KOZAN OFSET
Matbaacılık San. ve Tic. Ltd. Şti.
Tel: (312) 341 14 27
Fax: (312) 341 28 60

**YILDA İKİ KEZ MART VE EYLÜL
AYLARINDA YAYINLANIR**

Published Twice a Year
in March and September

CİLT 7, SAYI 2/EYLÜL 1993 VOL. 7, NO. 2/ SEPTEMBER 1993

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

SYNTHETIC SEISMOGRAMS OF THE HEAD WAVES DUE TO THE WATER/SOLID ENVIRONMENT	67
Sıvı/Katı Ortamdan Kırılan Baş Dalgalarının Yapay Sismogramları Abdullah ATEŞ	
SAYISAL ARAZİ MODELİNDEN GRAVİMETRİK YEREY DÜZELTMESİ	75
Gravimetric Terrain Corrections using Digital Terrain Model M. Emin AYHAN	
İKİ BOYUTLU PRİZMATİK ŞERİT KÜTLENİN GRAVİTE ETKİSİNİN FOURIER DÖNÜŞÜMÜ VE KENTALAN ANTİKLİNALİNE UYGULANMASI	87
Fourier Transform of the Gravity Effect of the 2-D Prismatic Ribbon Mass and its Application to Kentalan Anticline Hakkı ŞENEL	
TÜRKİYE DEPREM BÖLGELERİ HARİTASININ EVRİMİ VE YENİ BİR HARİTA İÇİN ÖNERİ	95
Evolution of Earthquake Zoning Map of Turkey and a Proposal for a New Map Haluk EYİDOĞAN ve Uğur GÜÇLÜ	
BİR JEOFİZİK YÖNTEM: GAMA-IŞINI SPEKTROMETRESİ	109
A Geophysical Method: Gamma-Ray Spectrometry İbrahim AYDIN	
YAZI VERENLER	123
TEZ ÖZETLERİ	124
ODA ÜYELERİ	128

SYNTHETIC SEISMOGRAMS OF THE HEAD WAVES DUE TO THE WATER/SOLID ENVIRONMENT

Sıvı/Katı Ortamdan Kırılan Baş Dalgalarının Yapay Sismogramları

Abdullah ATEŞ*

ABSTRACT

Beyond the critical angle of the total reflection head (lateral) waves may be generated in the upper medium (water). It has a peak amplitude at the critical angle. Recent literature includes the terms of absorption and shear wave velocity of the solid environment.

In this paper, synthetic seismograms of the head waves due to a known source are presented for different parameters of the medium including water and solid layer.

ÖZET

Baş dalgası kritik açının ötesinde birinci ortamda oluşabilir. Bu dalga'nın genliği kritik açı değerinde en büyük olur. Son yayınlarda katı ortama soğurma ve kesme dalgası hızı terimleri eklenmiştir.

Bu makalede, bilinen bir kaynak kullanılarak baş dalgalarına ait yapay sismogramlar sıvı/katı tabakalı ortamının değişik parametreleri için üretilmiştir.

INTRODUCTION

When the angle of incidence of a wave is equal to or greater than the critical angle, the so-called lateral wave may be observed in the upper medium. The region close to the critical point shows a special case as there would be a difficulty on separating the head wave from the reflected wave. Especially, if the compressional wave velocity in the solid layer is lower than the expected value, separating these two waves may not be possible. Actually, at the critical point head waves and the reflected waves join together. As a result of this, large amplitudes are observed in the vicinity of the critical point. Total wave field can be computed for this region.

Heelan (1953) developed the theory of head waves. Datta & Bhowmic (1969) investigated the head waves in two dimensional model. Mott (1971) worked out reflection and refraction coefficients at a fluid/solid interface. The innovation in Mott's work was that the medium is assumed as lossy. Kumar and Raghava (1981) analyzed the amplitudes on reflection records of some of the shallow refraction profiles shot primarily for detailing the near-surface structure in granitic-terrain.

It has often been easy to estimate all other parame-

ters such as absorption, longitudinal wave velocity and density of the bottom (Brekhovskikh 1980). It is more difficult to estimate the shear wave velocity of the solid layer. The synthetic seismograms of the lateral wave for the region close to the critical point may bring information about the shear wave velocity. The shear wave creates a disturbance along the water/solid interface and does not pass into the upper medium (water). However, the compressional wave which does travel in water comprises the influence of the shear wave of the solid layer (Godin 1983).

Considering a water/solid environment, the medium is assumed as inhomogeneous as upper and lower mediums with different velocities in between them (Fig. 1). Hence, It should be noted that water and the solid layer are individually assumed purely homogeneous. The physical parameters are denoted by ρ , C_w , in the upper medium as density and velocity of water and ρ_1 , C_L , C_T in the lower medium as density of the bottom, longitudinal and shear wave velocities, respectively.

Source and receiver are located in the upper medium (water). In Fig. 1, Z_0 and Z are the distances from the source and the receiver to the seabottom. θ_0 is the angle of incidence, δ_c is the critical angle due to the longitudinal wave.

* Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, Beşevler, 06100 Ankara.

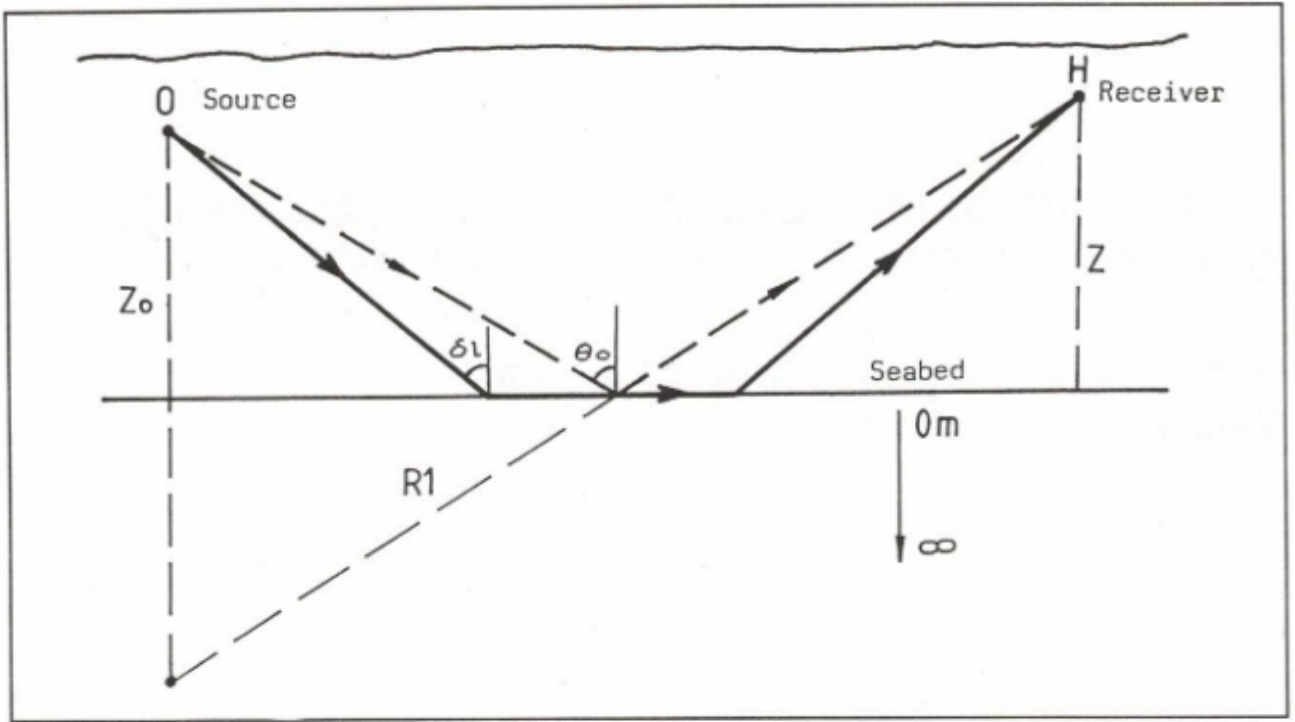


Fig. 1. The considered medium. Water thickness is chosen maximum 200 metres. The source and the receiver are located anywhere in water. The solid line shows the head wave path in water, seabed and again water. The dashed line is the reflected wave path.

Şekil 1. İncelenen ortam. Su tabakasının kalınlığı 200 metre. Alıcı ve vericinin konumları su içinde herhangi bir yerdedir. Kesiksiz çizgi baş dalgasının yolunu su, deniz yatağı ve tekrar su olarak göstermektedir.

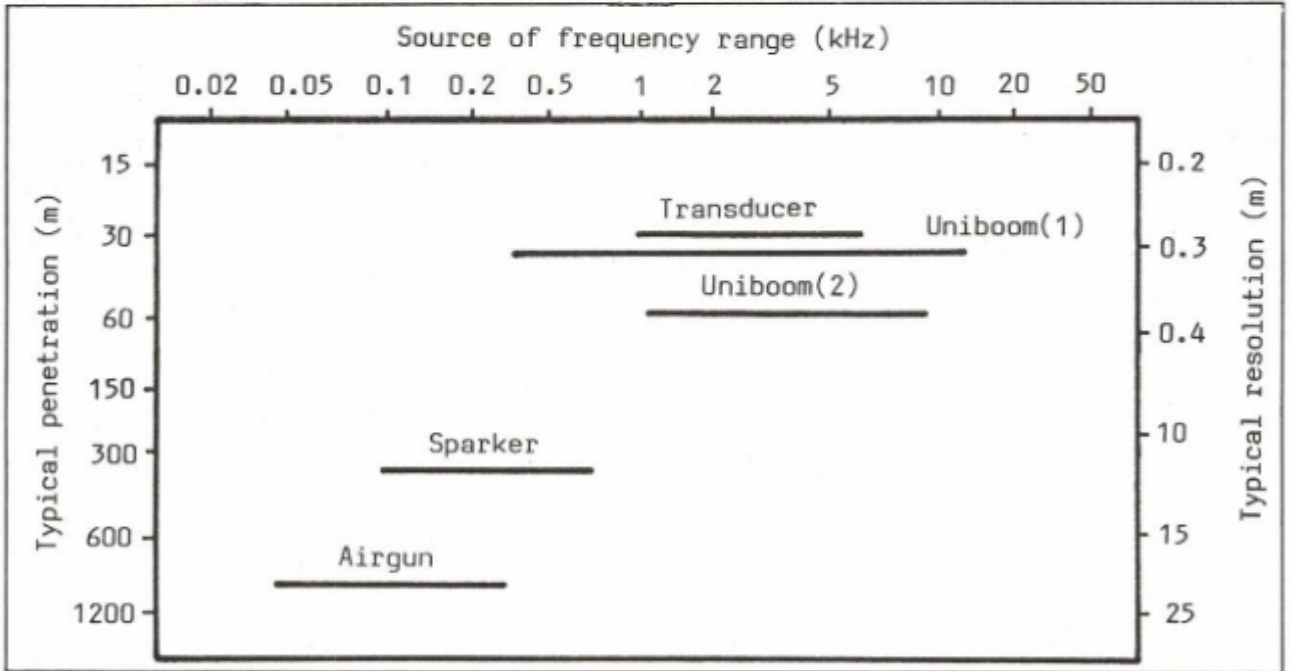


Fig. 2. Typical performances of acoustic sources.

Şekil 2. Akustik kaynakların tipik çalışma aralıkları.

Application of the steepest-descent path method to the integral representation of the reflected wave field resulted in the limitations and these limitations are expanded by the parabolic cylinder functions (Brekhovskikh 1980). However, a new expansion which is not restricted by the limitations for large k (wavenumber) and R_1 (distance from the image of the source to the receiver) is introduced (Godin 1983). Therefore, the solution for the head wave (ψ_L) for the entire region of ($R_0 \Rightarrow R_1$) is given by Godin (1983) shown in equation (1).

$$\psi_L = \psi_{L1} \sqrt{z} (-dl)^{1/2} (-dl^2/2) [D_{1/2}(dl) \exp(dl^2/4) - dl^{1/2}] \quad (1)$$

$$\psi_{L1} = \frac{2i \sin \delta_1 \exp[ikR_1 \cos(\theta_0 - \delta_1)]}{mkR_1^2 [\sin \theta_0 \cos \delta_1 \sin^3(\theta_0 - \delta_1)]^{1/2}} \left(1 - 2 \frac{k_1^2}{k^2} \right) \quad (2)$$

ψ_{L1} is the head wave which propagates water and seabed due to the longitudinal wave.

$D_{1/2}(dl)$ is the parabolic cylinder function. (see Godin, 1983 for the choice of the suffix 1/2 and the properties of this function).

In equation (2), the first term is identical with the Brekhovskikh's (1980) notation. When the lower half space has shear elasticity, the second term is included (Godin 1983).

dl is purely imaginary and can be given as;

$$dl = \exp\left(\frac{3\pi}{4}\right) (kR_1)^{1/2} \sin\left[\frac{(\theta_0 - \delta_1)}{2}\right] \quad (3)$$

δ_1 is the critical angle due to the longitudinal wave.

$$\delta_1 = \arcsin\left(\frac{C_1}{C_w}\right) \quad (4)$$

$$k_1 = \left(\frac{2\pi}{C_1}\right); k = \left(\frac{2\pi}{C_1}\right);$$

m is the ratio of densities (ρ/ρ_1).

For small amount of absorption, $\delta_1 = \delta_1' + i\delta_1''$ may be defined as complex quantity and used in equation (4) instead of δ_1 . In the following calculations of the synthetic seismograms, absorption will be added as imaginary in terms of Nepers/metre (Urick 1982).

SEISMIC (ACOUSTIC) SOURCES AND CONSTRUCTING TIME DOMAIN SYNTHETIC SEISMOGRAMS

The selection of the seismic source is often based upon requirements for resolution and depth of penetration. Hereby, a shallow seabed of 50 metres is considered. Water depth is as deep as continental shelf which is maximum 200 metres from the sea surface to the bottom of the sea. The acoustic source that will be discussed, listed in the or-

der of decreasing resolution and increasing penetration are; the tuned transducer, the Unibooms (2 types) and the air-gun (Fig. 2).

Tuned transducer system for the profiling is selected on the basis of their frequency range (generally 1.5 kHz to 7.5 kHz) and power available from the transmitter (12 KW to 500 KW). The high frequency systems provide good resolution but, are limited in penetration (Fig. 2).

To improve penetration, low frequency transducers are used with increasing amount of electrical power in order to provide high energy level. Some typical source performances are given in Fig. 2 (Geyer 1983).

The obvious desirable characteristics are for marine source that it must radiate a pressure wavefield of appropriate strength combined with a suitable signature and it must be repeatable with cycle time approaching the refraction record duration. In the following a special type of a seismic source (wavelet) will be used (Fig. 3a). This source function could conceivably be produced by a tuned transducer or an Uniboom type of transducer which is going to be used in the calculations of synthetic seismograms. The time duration of this special wavelet will be kept constant, as 16 msec. at all times. The mentioned wavelet is a real time signal and its amplitude spectrum is provided by using Fast Fourier Transform to the time domain seismic source function (Fig. 3b).

The time duration of such a wavelet might vary from a few tens of milliseconds to several hundred milliseconds. Therefore, the extent of the corresponding spatial waveform in the seabed may be anything from a few tens of meters or more, depending on the propagation velocity. Here, a single interface is considered and then all the process will be carried out as a single output with the identical phase for each head wave path coming from the seabed.

Synthetic seismograms are included in much of the literature as this has a significance on understanding the theoretical deductions for model structures. Most of the synthetic seismogram algorithms ignore the absorption. For not more than two decades, attention has been given to the problem of including absorption in the synthetic trace. However, most of these studies are based on reflection techniques and yet, there are few work have been done on refraction techniques on shallow marine seabed.

Calculating synthetic seismograms started with Peterson, et. al. (1955). Clearbout (1968) improved a computer programme for synthetic seismograms. Ganley (1981) has included the absorption to the medium and he also calculated the reflection and transmission coefficients for zero frequency.

The synthetic seismograms are calculated in the wavenumber-frequency domain and Fourier transformed back into time domain. The choice of the frequency domain as a working space is motivated by the fact that Godin's (1983) theory which is derived in the frequency domain from plane wave theory allows to include the effect

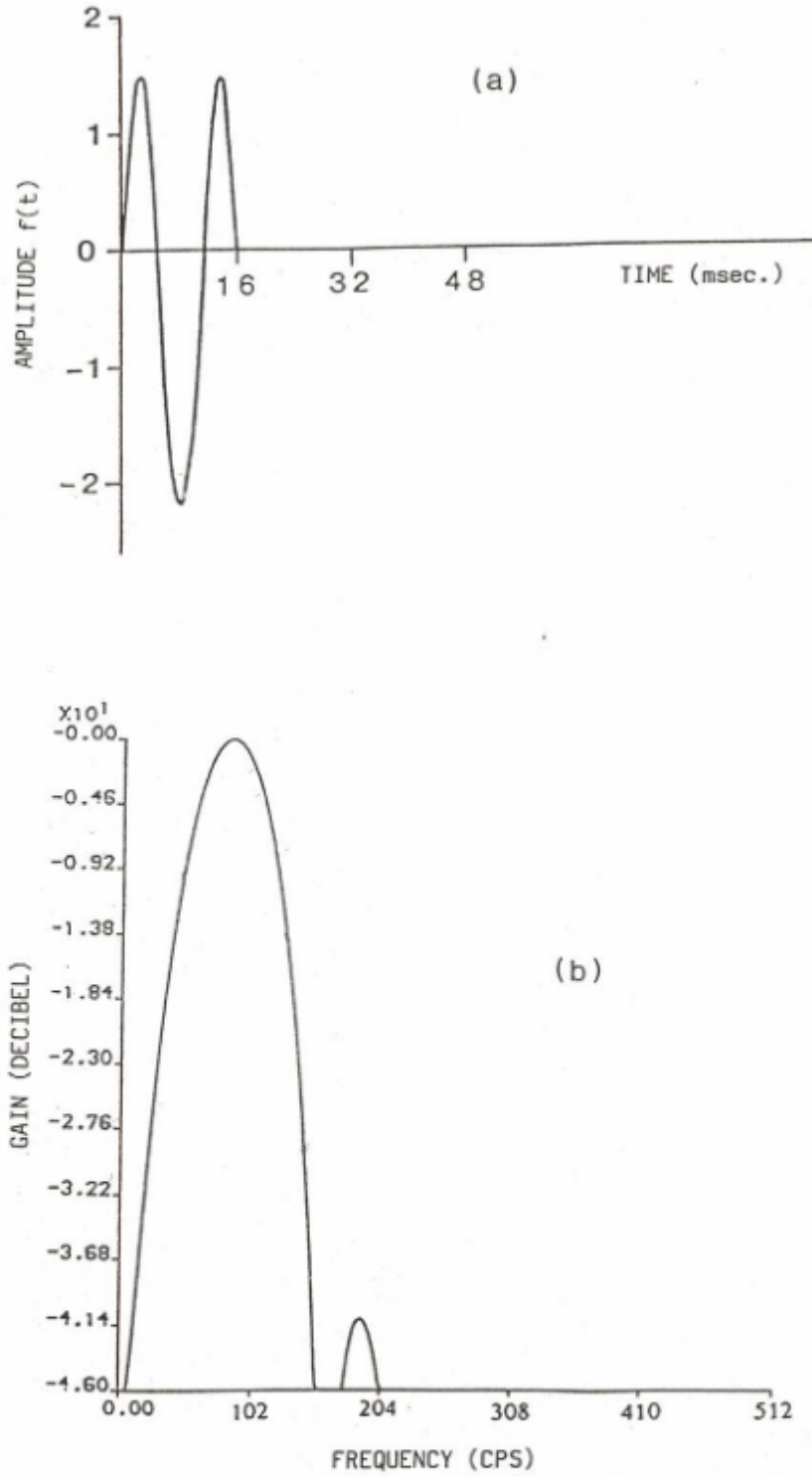


Fig. 3. a) Real time signal used as a time domain source function. b) The amplitude spectrum of the time domain signal shown in (a). Amplitude spectrum is provided using FFT and it shows the 0.48 dB of the amplitude spectrum of the source function.

Şekil 3. a) Zaman ortamı kaynak fonksiyonu olarak gerçek zaman sinyali kullanılmıştır. b) (a) da görülen gerçek zaman sinyalinin genlik spektrumu. FFT kullanılarak elde edilen genlik spektrumunun yalnız 0.48 dB görüntülenmiştir.

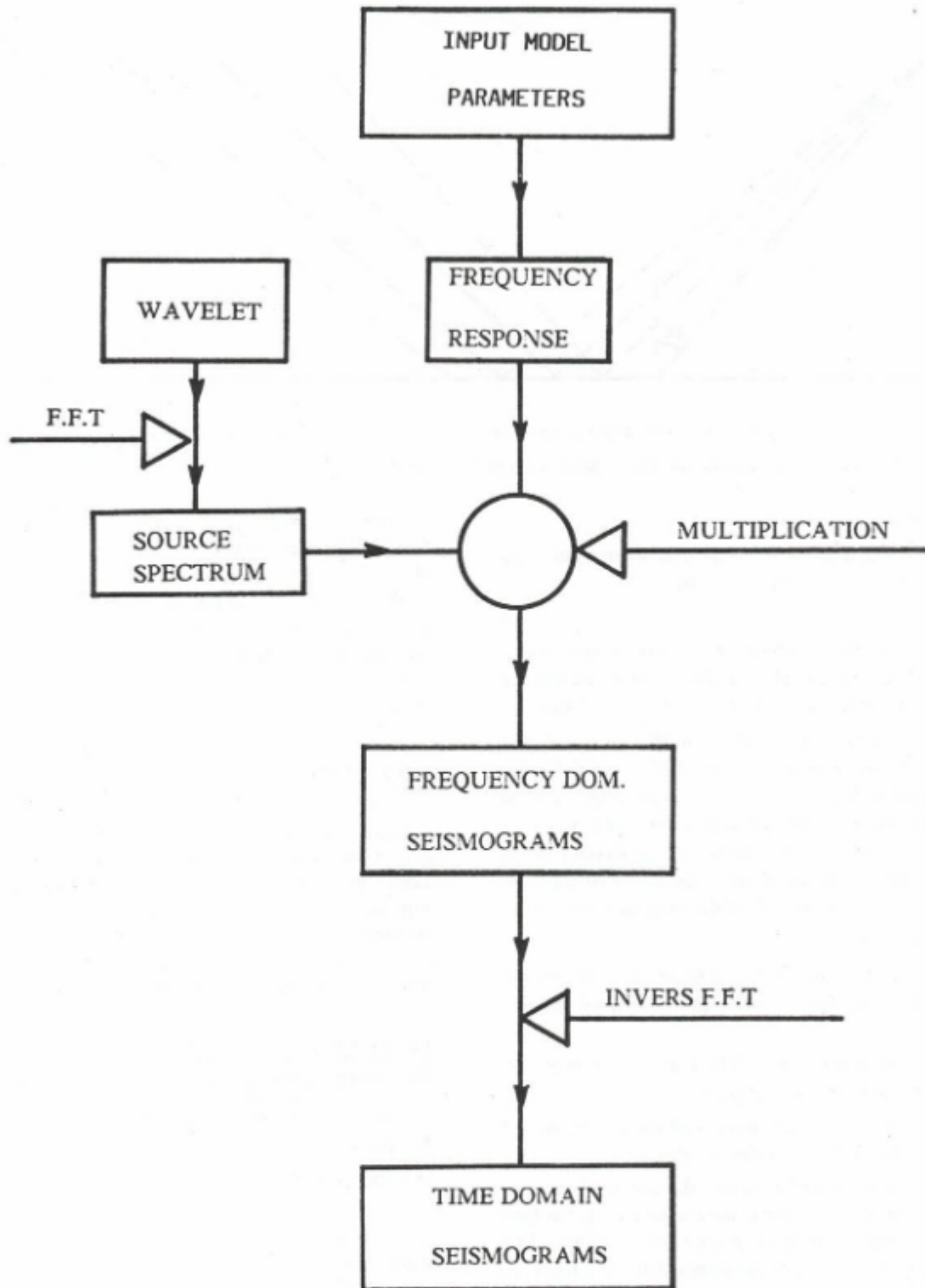


Fig. 4. The steps which are involved in construction of the synthetic seismograms.

Şekil 4. Yapay sismogramların oluşturulmasını içeren basamaklar.

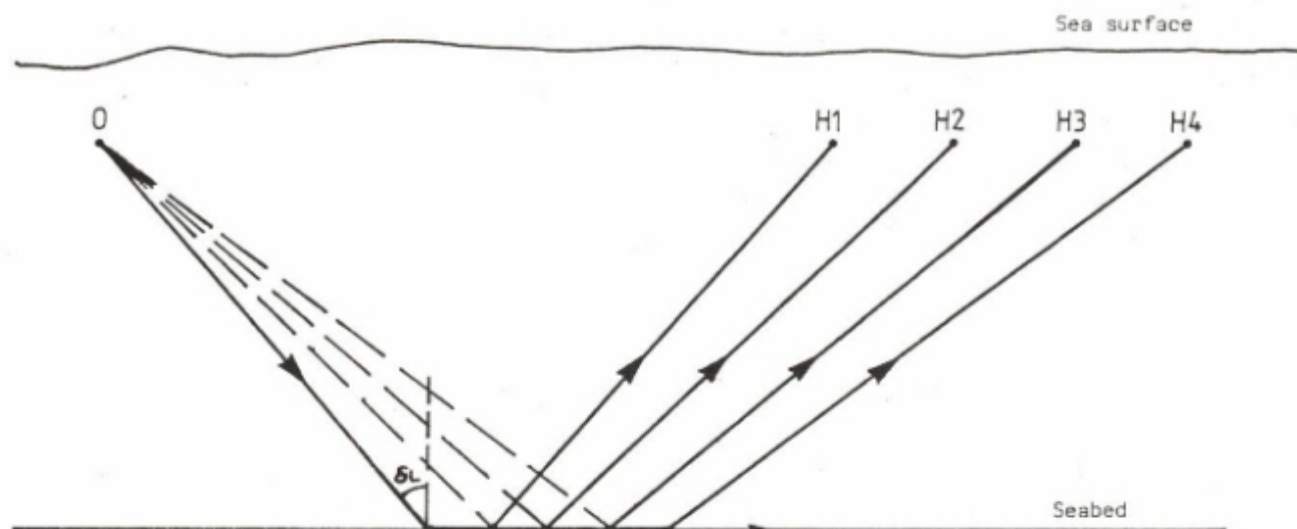


Fig. 5. An illustration of the considered medium showing the position of the source and the hydrophone array.

Şekil 5. Alıcı ve kaynak pozisyonlarını gösteren incelenen ortamın görüntüsü.

of attenuation.

In the frequency domain, synthetic seismogram equation to an impulse function is given by

$$G(w) = H(w) u(w) \quad (5)$$

where $u(w)$ is the transform of the time domain source function of an impulse, $H(w)$ is the transfer function and $G(w)$ is the Fourier transform of the impulse response.

Knowing the response of the model to a spike input allows us to use a wavelet other than a spike. Godin's (1983) equation for the lateral wave is the response to an input spike. Here, a source function other than a spike is used (Fig. 3a). The transfer function of the model is multiplied with the Fourier transform of the source function and the synthetic seismograms are in the frequency domain:

$$S(w) = F(w) G(w), \quad (6)$$

where $F(w)$ is the Fourier transform of the real time domain function and $S(w)$ is the frequency domain synthetic seismogram.

Fig. 4 shows the steps which are involved in construction of a synthetic seismogram.

Two different models have been chosen and the parameters of the models are given in table. 1.

In order to obtain frequency domain synthetic seismograms first, Godin's lateral wave equation (1) has been used to calculate amplitudes in terms of frequency. Thus impulse responses are in the frequency domain at fixed distances beyond the critical angle. An illustration of the medium is given in Fig. 5 in which H1, H2, H3, H4 show a hydrophone array.

In order to restore the frequency domain seismograms in the time domain, Inverse Fast Fourier Transform

has been employed. The synthetic seismograms resulting from these simulations are constructed in two models. Table 1 shows the parameters of the models, model (i) and model (ii), varying in depth, absorption and shear wave velocity. Figures 6. a, b, c and 7a, b, c. show the synthetic seismograms resulting from these models (model (i) and model (ii), respectively), which are the source responses of the seabed transmission filters.

CONSLUTIONS

As it is seen from the graphical results that the transmitted signatures are delayed relative to each other. To determine the magnitude of the each delayed transmitted signature may be compared to the source pulse used to generate it. Complex phase lag with the contribution of absorption has led to shape changes for the received pulses as each of the received pulse has an identical phase at the boundary. Presence of shear wave in the solid environment

Table 1. Constructed two models and their parameters

Parameters of the model	Model (i)			Model (ii)		
Seismograms presented in	Figure 6			Figure 7		
Depth (m)	50			25		
Density (kg/m ³)	water	solid		water	solid	
	1000	2700		1000	2700	
Compressional wave velocity (m/s)	1500	2400		1500	2400	
Absorbion (Nepers/m)	a	b	c	a	b	c
	0	0.14	0.14	0	0.14	0.14
Shear wave velocity (m/s)	0	0	640	0	0	640

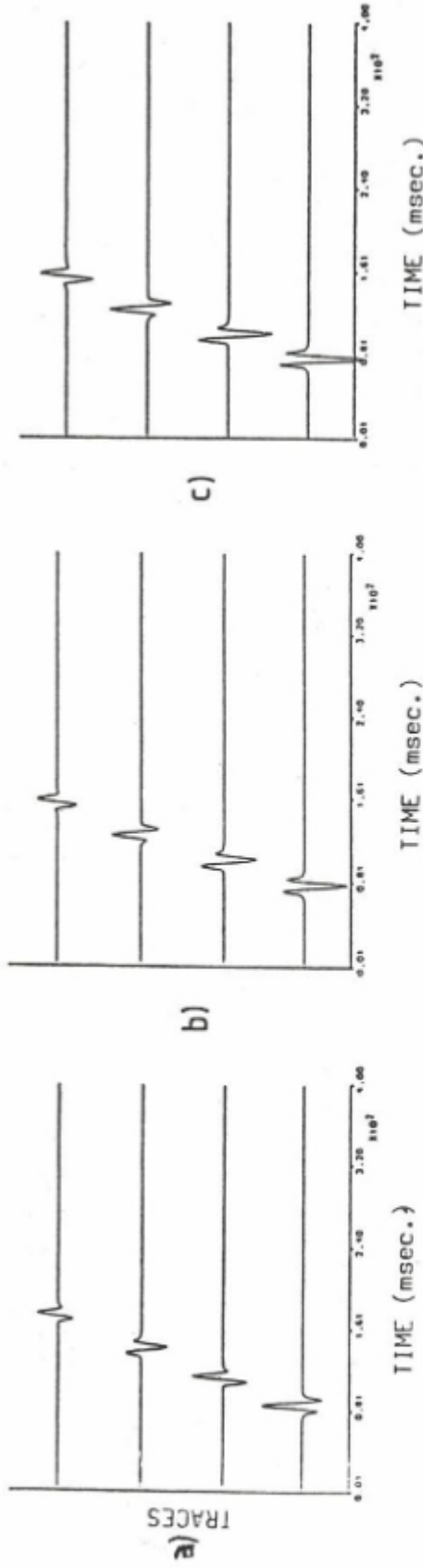


Fig. 6. Synthetic seismograms for model "i" a) No absorption and shear wave velocity are included in the synthetic traces. b) Absorption (0.14 Nepers/m) has been included in the synthetic traces shown in (a). c) Shear wave velocity (640 m/s) has been included in the synthetic traces shown in (b)

Şekil 6. Model "i" için yapay sismogramlar. a) Yapay izlere soğurma ve kesme dalga hızı eklenmemiştir. b) (a) da görülen yapay ize 0.14 Nepers/m düzeyinde soğurma eklenmiştir. c) (b) de görülen ize 640 m/s düzeyinde kesme dalga hızı eklenmiştir.

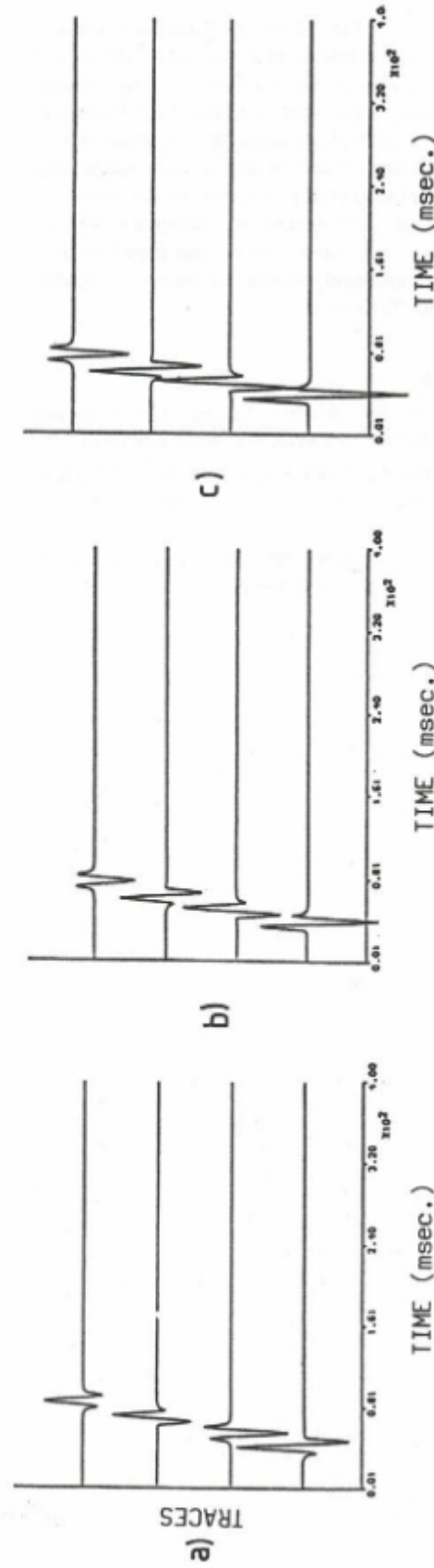


Fig. 7. Synthetic seismograms for the model "ii" a) No absorption and shear wave velocity are included in the synthetic traces. b) Absorption (0.14 Nepers/m) has been included in synthetic traces shown in (a). c) Shear wave velocity (640 m/s) has been included in the synthetic traces shown in (b).

Şekil 7. Model "ii" için yapay sismogramlar. a) Yapay izlere soğurma ve kesme dalga hızı eklenmemiştir. b) (a) da görülen yapay ize 0.14 Nepers/m düzeyinde soğurma eklenmiştir. c) (b) de görülen yapay ize 640 m/s düzeyinde kesme dalga hızı eklenmiştir.

resulted in small increases in the amplitudes of the synthetic traces.

Consequently, in Figures 6a, b, c and 7a, b, c transmissions through the synthetic seabed models are shown. The synthetic traces in Figures 6a and 7a do not include absorption and shear wave velocity terms of the lower medium. Figures 6b and 7b show when there is absorption of 0.14 Nepers/meter and Figures 6c and 7c show when shear wave velocity level increased to 640 m/s. in the lower medium. The synthetic seismograms are sensitive to change in absorption and shear wave velocity and therefore head wave may carry significant information about the rigidity of the seabed from the seabed.

REFERENCES

- Brekhovskikh, L.M. 1980, *Waves in Layered Media*, Second edition, Translated by Beyer, R.T. Academic Press.
- Clearbout, J.F. 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics* 33, 264-269.
- Datta, S. and Bhowmic, A.N. 1969, Head waves in two dimensional seismic models, *Geophysical Prospecting* 17, 419-432.
- Ganley, D.C. 1981, A method for calculating synthetic seismograms which include the effects of absorption and dispersion, *Geophysics* 46, 1100-1107.
- Geyer, R.A. 1983, *Handbook of Geophysical Exploration at Sea*, CRC Press inc., Boca Raton, Florida.
- Godin, O.A. 1983, Lateral waves in absorbing media, *Sov. Phys. Acoustics* 29, 101-105.
- Kumar, G.N. and Raghava, M.S.V. 1981, On the significance of amplitude studies in shallow refraction seismics, *Geophysical Prospecting* 29, 350-362.
- Heelan, P.A. 1953, On the theory of head waves, *Geophysics* 18, 871-893.
- Mott, G. 1971, Reflection and refraction at a fluid-solid interface, *Jl. Acoustical Soc. Am.* 50, 819-829.
- Peterson, R.A., Fillippone, W.R., & Coker, F.B. 1955, The synthetic seismograms from well log data, *Geophysics* 20, 516-538.
- Urick, R.J. 1982, *Sound propagation in the Sea*, Peninsula pub., California.

SAYISAL ARAZİ MODELİNDEN GRAVİMETRİK YEREY DÜZELTMESİ

Gravimetric Terrain Corrections using Digital Terrain Model

M. Emin AYHAN*

ÖZET

Jeofizik ve jeodezide geniş uygulama alanı olan gravimetrik yerey düzeltmesi (terrain correction) değerini hesaplamak için birçok yöntem geliştirilmiş olup, bu yöntemlerde kullanılan temel veri topoğrafik yüksekliklerdir. Bu çalışmada; topoğrafya dikdörtgen prizmalara (bölme) ayrılmakta ve her bölmenin hesap noktasından uzaklığına ve yüksekliğine bağlı olarak tam veya yaklaşık formüller ile gravimetrik yerey düzeltmesine katkısı hesaplanmaktadır. Hesap noktasından 21.9 km uzaklık içinde kalan topoğrafya önce iç, orta ve dış olmak üzere üç bölgeye ayrılmakta ve her bölgede farklı sayısal arazi modelinden (DTM) elde edilen topoğrafik yükseklikler kullanılmaktadır. Bu amaçla iki DTM oluşturulmuştur. DTM'lerden ilki Türkiye'yi kapsayan alanda, insan gücü ile sayısallaştırılan 15"x20" (450 m x 450 m) grid köşesi yüksekliklerinden oluşur. İkinci DTM ise; 39°00'31" - 39°14'31" enlemleri ve 37°22'56" - 37°36'56" boylamları ile sınırlı uygulama bölgesinde, 1/25 000 ölçekli haritaların bilgisayarda sayısallaştırılması ile elde edilen 1"x1" (30 m x 30 m) lik DTM'dir. Gravimetrik yerey düzeltmesi hesaplanırken; 15"x20" lik DTM'den biküçük spline fonksiyonları ile interpolate edilen yükseklikler iç bölgede veri olarak kullanılmıştır. Uygulama bölgesinde merkezi 11.1 km x 8.5 km genişlikli alanda gravimetrik yerey düzeltmesi hesaplanmış ve bir harita biçiminde düzenlenerek topoğrafya ile ilişkisi gösterilmiştir.

ABSTRACT

Various methods have been developed for the estimation of gravimetric terrain correction applied in geophysics and geodesy. Heights are used as the base data of these methods. In this study, topography is divided into rectangular prisms (blocks) then exact or approximate expressions are applied to estimate the contribution of a block to gravimetric terrain correction depending on, respectively, the height of block and the distance between block and the measurement station.

The area within a radius of 21.9 km divided into three segments referred as innermost, inner and external zones. The proposed method requires two digital terrain models (DTM) one for external zone and one for inner subarea. The available DTM within whole Turkey includes heights interpolated manually over the maps at 15"x20" (450x450 m) nodal points. Heights of the application area bounded by latitudes 39°00'31" - 39°14'31" and longitudes 37°22'56" - 37°36'56" have been scanned over the maps scaled 1/25 000 and then heights at 1"x1" (30 m - 30 m) nodal points have been obtained. The contributions of the inner and external subareas have been computed with 1"x1" DTM and 15"x20" DTM respectively. Furthermore, the heights densified using bicubic spline interpolation have been applied within innermost subarea. Gravimetric terrain corrections have been calculated within a square subarea, dimensioned 11.1 km x 8.5 km, centered inside the application area. In addition, a map of gravimetric terrain corrections within the area has been made ready to illustrate the relationship between topography and gravimetric terrain correction.

GİRİŞ

P yeryüzü noktasından geçtiği düşünülen düzlem veya küresel Bouguer plakası ile topoğrafya arasında kalan artık ve noksan kitlelerin P noktasında yarattığı toplam çekim kuvvetinin düşey bileşeni gravimetrik yerey düzeltmesi olarak isimlendirilir. Yazı içinde gravimetrik yerey

düzeltilmesinden kısaca yerey düzeltmesi (tc) ismi ile söz edilecektir. Yerey düzeltmesi jeofizikte kitle anomalilerinin tespitinde kullanıldığı gibi, jeodezik amaçla dünyanın gravite alanının belirlemeye ve gravite interpolasyonunda kullanılır. Yersel ölçülerden dünyanın gravite alanını belirlemek üzere geliştirilen iki temel kuram bulunmaktadır; Stokes kuramı ve Molodensky kuramı. Stokes kuramına

* Jeodezi Dairesi, Harita Genel Komutanlığı, Cebeci, 06100, Ankara.

göre jeoidin dışında herhangi bir kitle bulunmaması ve sınır değerlerinin (gravite anomalilerinin) jeoid üzerinde olması istenir. Jeoid dışında yer alan kitleleri (topoğrafya) Bouguer plakası ile yok etmek ancak tc'nin gözönünde tutulması ile olanaklıdır. Topoğrafyanın gözardı edilmesi ile ilgili ikinci Helmert yoğunlaştırma yönteminde, Helmert anomalileri serbest hava anomalilerine tc'nin eklenmesi ile elde edilir (Heiskanen ve Moritz 1967, Wichiencharoen 1982). Molodensky kuramında ise fiziksel yeryüzündeki serbest hava anomalilerine getirilecek birinci dereceden düzeltme g_1 yerine belirli bir varsayımla tc kullanılmaktadır.

Yerey düzeltmesi için temel giriş verisi topoğrafya-dır. Daha çok kontur haritaları biçiminde olan topoğrafya; hesaplama yöntemine uygun seçilen dağılım ve düzende nokta yüksekliği veya ortalama yükseklik olarak insan gücü veya bilgisayar ile sayısallaştırılır. Yerey düzeltmesi hesaplama yöntemlerinde topoğrafya silindirik bölme, dikdörtgen bölme, konik kabuk, üçgen bölme gibi geometrik parçalara ayrılır ve her parçanın ölçü noktasındaki etkisi hesaplanarak tc belirlenir. Bu yöntemlerden en eski ve iyi bilineni silindirik bölmelere dayalı olmaktadır. Topoğrafik haritalar üzerinde hesap noktası merkez olmak üzere yerleştirilen saydam altlıklardan silindirik bölmelerde ortalama yükseklikler insan gücü ile okunmakta ve çizelgelerden yararlanarak tc hesaplanmaktadır (Hayford ve Bowie 1912, Hammer 1939). Sonraki yıllarda özellikle bilgisayarların kullanıma girmesiyle bilgisayarda hesaplama ve sayısallaştırma yöntemleri kullanılmıştır. Bu yöntemlerle ilgili genel bir değerlendirme Stacey ve Stephens (1970), Ayhan ve Kahveci'de (1991) verilmektedir.

Bu çalışmada, topoğrafyanın yan yana dikdörtgen bölmelerden oluştuğu düşünülerek her dikdörtgen bölme çekim etkisi ayrı ayrı tam veya yaklaşık formüller ile belirlenmiştir (Nagy 1966, 1988, Ayhan 1981, Forsberg 1984). Uygulanan yöntemle bağlı olarak grid köşelerinde sayısallaştırılan topoğrafik yükseklikler veri olarak kullanılmaktadır. Grid köşelerinde sayısallaştırılan yükseklikleri içeren sayısal arazi modelinden (DTM) tc değerini bilgisayarda hesaplamak düşüncesi yeni olmayıp çok sayıda araştırmacı tarafından ele alınmıştır. DTM ile uygulanan bazı tc hesap yöntemlerinde Hammer'de (1939, 1982) verilen çizelgelerden yararlanmak üzere silindirik bölmelerin ortalama yüksekliği belirlenmiştir (Cogbill 1990, Ballina ve Lopez 1990). Bazılarında ise dikdörtgen bölme, silindirik bölme-ye benzetilerek ve dikdörtgen bölme etkisinin belirli bir yaklaşıklıkla belirlenmesi yoluna gidilmiştir (Pick 1987, 1988). Özellikle ülke boyutunda tc haritalarını hazırlamak ve yoğun gravite ölçü noktalarında tc hesaplamak için grid verilerden oluşan DTM büyük kolaylık sağlamaktadır. Grid veri ile uygulanan diğer bir yöntem ise FFT (Fast Fourier Transform) yöntemidir (Sideris 1984, Harrison ve Dickinson 1989).

Newton çekim yasasına göre hesap noktasından uzaklaştıkça kitlelerin çekim etkisi azalmaktadır. Bu nedenle tc hesaplanırken, nokta yakınında daha ayrıntılı DTM olmak üzere daha büyük grid aralıklı DTM'in nokta-

dan belirli bir dış sınıra kadar kullanılması uygun olmaktadır. Bu durum göz önünde tutularak, hesap noktası çevresindeki topoğrafya iç, orta ve dış olmak üzere üç bölgeye ayrılır. Bir yazıda dikdörtgen bölmelerin çekim etkisini belirlemeye uygun matematik model ele alındıktan sonra, bu yöntemde kullanılan grid verilerin özellikleri açıklanmaya çalışılacak ve Kangal ve Alacahan yakınında seçilen test bölgesinde yapılan sayısal uygulamanın incelenmesi ile uygulamaya yönelik öneriler ve sonuçlar verilecektir.

DİKDÖRTGEN BÖLMENİN ÇEKİM ETKİSİ (TAM, YAKLAŞIK)

Merkezi, P hesap noktasında bulunan (X, Y, Z) dik koordinat sisteminin koordinat düzlemlerine paralel düzlemler ile bir dikdörtgen bölme oluşturulsun (Şekil 1).

Sabit yoğunluklu ρ nci dikdörtgen bölmenin P noktasında yarattığı çekim kuvvetinin düşey bileşeni tc_i :

$$tc_i = G\rho \int_{X_1}^{X_2} \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{Z_1}^{Z_2} \frac{Z - Z_1}{(X^2 + Y^2 + Z^2)^{3/2}} dX dY dZ \quad (1)$$

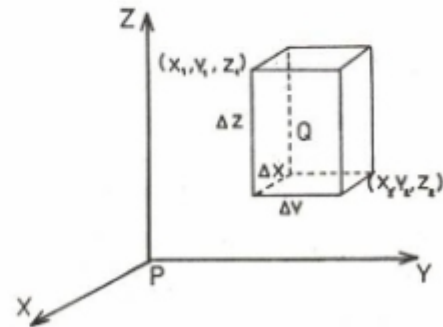
ile yazılır. Bu eşitlikteki üç katlı integralin açılımı ile uygulama formülü;

$$tc_i = G\rho \left[\left| X \ln(Y+\lambda) + Y(X+\lambda) \right. \right. \\ \left. \left. - Z \arcsin \frac{Z^2 + Y^2 + Z\lambda}{(Y+\lambda)(Y+Z)^{1/2}} \right|_{Z_1}^{Z_2} \right] \left| \frac{Y_2}{Y_1} \right| \left| \frac{X_2}{X_1} \right| \quad (2)$$

olarak bulunur (Nagy 1966, 1988). Burada

$$\lambda = (X+Y+Z)^{1/2} \quad (3)$$

ile tanımlıdır. (2) bağıntısının değişik bir şekli Banerjee ve Gupta (1977), Ayhan (1981)'de verilmektedir. (2) eşitliği çıkarılırken, Şekil 1'deki dikdörtgen bölmenin üst yüzeyi (X, Y) düzlemine paralel ve ayrıca bölme içinde yoğunluk sabit olduğu öngörülmüştür. Dikdörtgen bölme üst yüzeyinin eğik düzlem olması durumunda çözüm eşitlikleri Blais-Ferland (1984)'de bulunabilir. Ayrıca bölme içinde yoğunluğun düşey doğrultuda quadratik değiştiği varsayılarak çekim etkisi düşey bileşeninin belirlenmesi Bhaskara,



Şekil 1. Dikdörtgen bölme.
Fig. 1. Rectangular block.

Rao-Ramesh ve Babu (1991), Garcia ve Abdeslem (1992)'de ayrıntılı olarak ele alınmaktadır.

Hesap noktasından uzakta bulunan dikdörtgen bölmelerin çekim etkisi olduğundan, (2) yerine yaklaşık formüllerin kullanılması yoluna gidilir. Yaklaşık formüllerde ilk dikdörtgen bölme çekim potansiyeli (V) küresel harmonik serilere açılarak;

$$V = G\rho\Delta X \Delta Y \Delta Z \left[\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{24\lambda^5} [(2\Delta X^2 - \Delta Y^2 - \Delta Z^2) \bar{X}^2 + (-\Delta X^2 + 2\Delta Y^2 - \Delta Z^2) \bar{Y}^2 + (-\Delta X^2 - \Delta Y^2 + 2\Delta Z^2) \bar{Z}^2] \right. \\ \left. + \frac{1}{288\lambda^7} [\dots\dots\dots] + \dots\dots\dots \right] \quad (4)$$

$$tc = - \frac{\partial V}{\partial Z} \quad (5)$$

ile bulunur (MacMillan 1958, Forsberg 1984). Burada ($\bar{X}$, $\bar{Y}$, $\bar{Z}$); Q dikdörtgen bölme ağırlık merkezinin koordinatlarıdır (Şekil 1). Dikdörtgen bölme kitlelerinin Q noktasında yoğunlaştırılması durumunda nokta kitle yaklaşımıyla dikdörtgen bölme etkisi;

$$tc = G\rho\Delta X \Delta Y \Delta Z \frac{\bar{Z}}{(\bar{X}^2 + \bar{Y}^2 + \bar{Z}^2)^{3/2}} \quad (6)$$

bağıntısı ile de belirlenebilir. Yukarıda açıklanan yöntem ile tc hesabına uygun, TC isimli FORTRAN programlama dilinde bir yazılım Forsberg (1984)'de verilmekte olup, bu çalışmada da kullanılmıştır.

TOPOGRAFIK YÜKSEKLİK VERİLERİ

Bir önceki bölümde açıklanan dikdörtgen bölme çekim etkisini hesaplamaya uygun tam ve yaklaşık bağıntıların tc belirlemedeki etkinliğini sergileyebilmek amacıyla, Kangal/Sivas yakınında seçilen bir deneme bölgesinde uygulama yapılmıştır. Deneme bölgesinde yapılan sayısal uygulamada, giriş verisi olarak üç ayrı DTM kullanılmış olup, herbirinin nitelikleri aşağıda kısaca ayrı ayrı açıklanmaktadır.

1"x1" DTM

Deneme bölgesini kapsayan I38-c2, I39-d1, J38-c3 ve J39-d4 1/25 000 ölçekli topoğrafik haritalar bilgisayar olanakları kullanılarak sayısallaştırılmıştır. Her bir paftanın eşyükselti kalıbı raster tarayıcı ile tarandıktan sonra vektöre dönüştürme işlemi yapılmış ve daha sonra dört paftayı kapsayan 1"x1" grid aralıklı 841x841 boyutlu yükseklik matrisi elde edilmiştir. Elde edilen yükseklik matrisinin doğruluğunu denetlemek amacıyla bölge topoğrafyasının üç boyutlu perspektif görüntüsü çizdirilmiş olup, Şekil 2'de verilmektedir. Bilgisayar olanakları ile yapılan bu sayısallaştırmada, eşyükselti eğrilerinin özelliklerle ara eşyükselti eğrilerinin uygun etiketlenmesi ve bölge içinde yüksekliği bilinen nokta değerlerinin doğru girilmesi oldukça önemlidir. Raster tarama ve vektöre dönüştürme ile ilgili ayrıntılı

Çizelge 1. DTM Doğruluküğü

Table 1. The DTM Accuracy

Grid Aralığı	Nokta Sayısı	Min (m)	Max (m)	Ortalama (m)	RMS (m)
1"x1"	88	-5	4	0.06	± 1.60
15"x20"	88	-47	30	-1.90	± 14.14

açıklama Sarbanoğlu (1991)'de verilmekte olup, burada değinilmeyecektir. Söz konusu dört 1/25 000 ölçekli paftanın sayısallaştırılıp etiketlenmesi ve kontrolü yaklaşık bir aylık titiz bir çalışma sonunda gerçekleştirilebilmiştir. Elde edilen 1"x1" lik yükseklik matrisinin doğruluğunu denetlemek amacıyla; test bölgesi içindeki UTM grid çizgilerinin kesim noktalarında yükseklik değerleri paftalar üzerinden interpolate edilmiştir. 1 km x 1 km grid aralıklı bu 88 test noktasının yüksekliği bir de 1"x1" lik yükseklik matrisinden biküçük spline fonksiyonları ile hesaplanmıştır. Test noktalarının iki yolla bulunan yükseklikleri arasındaki farklara ilişkin istatistikler Çizelge 1 de gösterilmektedir.

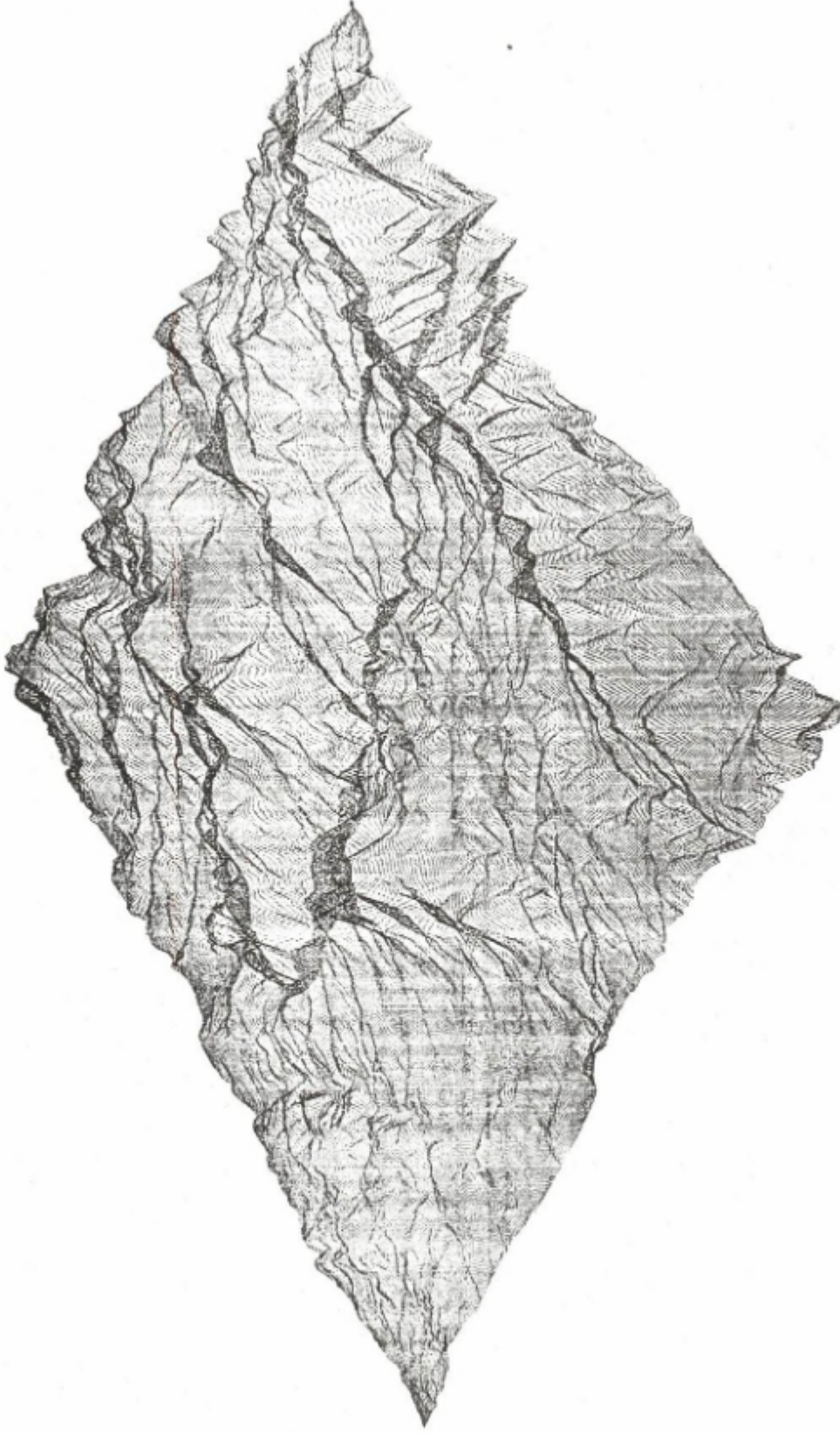
Çizelgeden görüldüğü gibi 1"x1" lik DTM'in doğruluğu 1.60 m olarak bulunmuş olup, bu yüksek bir doğruluk olarak değerlendirilebilir.

15"x20" DTM

Türkiye Geoidi-1991 (TG-91)'i belirlemek amacıyla 34°30'15" < φ < 42°30'00" ve 25°30' < λ < 44°59'40" ile sınırlı bölgedeki topoğrafya 1/25 000 ölçekli paftalar üzerinden 15"x20" grid köşelerinde yükseklik değerleri insangücü ile okunmuştur. Büyük bir insan grubu (60-100) ile bir yıllık bir zaman aralığında sayısallaştırma ve kontrol işlemleri tamamlanan 15"x20" lik yükseklikler daha sonra Forsberg (1984)'de verilen TC yazılımının giriş kütüğünü oluşturacak biçimde düzenlenmiştir. Proje alanını kuzeyden sınırlayan paralel daire boyunca 20" aralıklı 3510 nokta yüksekliği; hazırlanan kütüğün ilk kaydını oluşturmaktadır. Kuzeyden güneye doğru her 15" aralıklı paralel daire üzerindeki yükseklikler bir kayıta bulunacak biçimde düzenlenen kütükte toplam 1920 kayıt bulunmakta ve disk üzerinde yaklaşık 27 Mbyte yer kaplamaktadır. 15"x20" lik DTM'in doğruluğunu test etmek amacıyla 1"x1" lik DTM'i denetlemek için seçilen 88 noktanın yüksekliği bu kez 15"x20" lik DTM'den interpolate edilmiştir. Test noktalarında bulunan yükseklik farkları ile ilgili istatistik bilgileri Çizelge 1 de verilmektedir. Çizelgeden 15"x20" lik DTM'in yaklaşık ± 15 m doğrulukta olduğu anlaşılmaktadır.

5'x5' DTM

15"x20" lik DTM ile aynı bölgede oluşturulan 5'x5' bölmelerin ortalama yükseklikleri, o bölme içine giren 15"x20" grid yüksekliklerinin aritmetik ortalamasıyla hesaplanmıştır. 5'x5' ortalama yükseklikler bölgenin kuzeyinden itibaren batı-doğu yönündeki 234 adet 5'x5' lik ortalama yükseklik birinci kayıta olmak üzere kuzey-güney



Şekil 2. 1"x1" lık DTM'in üç boyutlu görüntüsü.
Fig. 2. Three-dimensional view of a terrain model digitized by 1"x1" grid.

Çizelge 2. Test bölgesinde topoğrafyanın istatistikleri (metre).

Table 2. The statistics of elevation in the test area.

Bölge Boyutu	En Küçük Yük.	En Büyük Yük.	Ortalama Yük.	RMS
25x20 km	1510	1996	1713	±89

yönünde numaralanan toplam 97 kayıttan oluşan bir kütük biçiminde düzenlenmiş bulunmaktadır.

SAYISAL UYGULAMA

Dikdörtgen bölme yöntemi ve bir önceki bölümde özellikleri belirtilen DTM'ler ile tc hesabının anlamlılığını ortaya çıkarmak için $33^{\circ}27' < \phi < 32^{\circ}33'$ ve $39^{\circ}05' < \lambda < 39^{\circ}11'$ ile sınırlı deneme bölgesinde sayısal uygulama yapılmıştır. Test bölgesi Sivas'ın Kangal ve Alacahan ilçeleri arasında, orman bitki örtüsü olmayan, Sivas J28-c2, Sivas J28-c3, Divriği J39-d1 ve Divriği J39-d4 isimli dört 1/25 000 ölçekli paftanın ortasında 6'x6' (11.1 km x 8.5 km) genişliğindedir. Söz konusu dört paftada topoğrafyanın değişimini göstermek için 1"x1" lik DTM'den belirlenen istatistikler Çizelge 2 de verilmektedir.

Hesap noktasından uzaklaştıkça dikdörtgen bölgele-
rin çekim etkisi azaldığından bölmelerin uzaklığına bağlı olarak uygun formül ve yükseklik bilgilerinin kullanılması, böylece beklenen doğruluğu sağlayan tc'nin daha kısa bilgisayar kullanım zamanında hesaplanmasını olanaklı kılmaktadır. Bu amaçla hesap noktası çevresindeki topoğrafya iç, orta ve dış olmak üzere üç bölgeye ayrılmıştır. Söz konusu üç bölgeden özellikle iç bölge, hesaplama yönüyle büyük öneme sahip olup, bu bölgedeki bölmelerin çekim etkisi (2) ile verilen bağıntı belirlenmektedir. Orta ve dış bölgelerde bulunan bölmelerin çekim etkileri ise (2), (5) ve (6) ile verilen tam veya yaklaşık bağıntılardan biri kullanılarak hesaplanır. Bu üç bağıntıdan hangisinin kullanılacağını belirlemek için bölme ağırlık merkezinin hesap noktasından uzaklığı λ ve bölmenin alt, üst yüzeyleri arasındaki diyagonal uzaklık (λ')'den yararlanarak,

$$\bar{O} = \lambda / \lambda' \quad (7)$$

ile bir ölçüt tanımlanmıştır (Forsberg 1984). Test bölgesindeki uygulamada $\bar{O}$ için 4 ve 9 sınır değerleri seçilmiş ve bu sınır değerlerine göre bölme çekim etkisinin hangi formülle belirlendiği Çizelge 3'dedir.

Çizelge 3. $\bar{O}$ ölçütü sınır değerleri

Table 3. The limiting values of $\bar{O}$ criterion

$\bar{O} \leq 16$	$16 < \bar{O} \leq 81$	$81 \leq \bar{O}$
(2)	(5)	(6)

Yükseklik bilgilerinin grid aralığına bağlı olarak iç, orta ve dış bölge dış sınırlarının (sırasıyla R1, R2 ve R3)

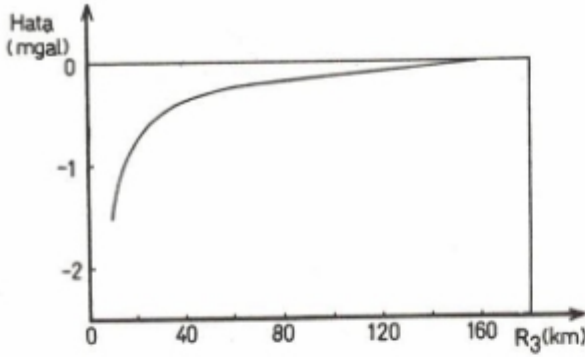
belirlenmesi uygulama açısından önemlidir. İç bölge sınırı R1, orta bölgede kullanılacak DTM grid aralığına bağlı olarak doğrudan belirlenmektedir. Orta bölgedeki grid kü-tüğün (DTM) hesap noktasını içeren en içteki 3x3 toplam dokuz bölmesi iç bölgeyi oluşturur. Orta bölge için 1"x1" yüksekliklerin kullanılması durumunda R1 = 45 m, 15"x20" lik DTM kullanıldığında ise R1 = 675 m dir. Ayrıca iç bölgede hesap noktasından uzaklaştıkça grid aralığı büyümek üzere eş aralıklı olmayan yeni bir grid oluşturulur. Yeni oluşturulan grid köşe noktalarının yükseklikleri, iç bölgeyi oluşturan 3x3 bölmenin 4x4 köşe nokta yüksekliklerinden bikübik spline fonksiyonlar ile interpolate edilir. Ayrıca hesap noktasının interpolasyonla bulunan yüksekliği ile bilinen yüksekliği arasındaki fark ile orantılı olarak iç bölge grid köşe yüksekliklerine düzeltme getirilir ve modellenirilen topoğrafyanın hesap noktasından geçmesi sağlanır. Böylece yakın çevredeki kitlelerden kaynaklanabilecek hatanın en aza indirilmesi amaçlanmaktadır.

Mevcut yükseklik kütüklerinde orta ve dış bölgelerde kullanılabilecek uygun değişik seçenekler belirlenebilir. Uygulamada benimsenen seçeneğe bağlı olarak orta ve dış bölgelerin dış sınırları farklılık gösterdiğinden belirlenmesi ayrıntılı inceleme ve hesaplamaları gerektirir. Aşağıda önce uygun R3 değerinin belirlenmesi ele alınacak ve daha sonra buna bağlı olarak uygun R2 değerinin ne olduğu aranacaktır.

Dış bölge sınırı R3 değeri için Jeodezi ve Jeofizik'te uygulanan iki temel öneri bilinmektedir. Bunlardan ilki Hayford ve Bowie (1912)'de silindirik bölme ve çizelgeler aracılığı ile tc belirleme yöntemine ait olan 166.7 km'dir. Dolayısıyla tek bir noktada tc hesabı için 330x330 km boyutlu bir bölgede harita üzerinden ortalama yükseklik okuması ve çizelgeler aracılığı ile hesap yapılması gerekmektedir. Bu da yorucu ve zaman alıcı bir çalışma anlamına gelir. İkinci öneri ise yine silindirik bölme ve çizelgeler ile tc hesaplama yönelik olarak Hammer (1939) tarafından önerilen 21.9 km dir. Hammer (1939, 1982)'de verilen silindirik bölme boyutları Hayford-Bowie (1912)'dekilere göre daha küçüktür ve 21.9 km dışında kalan kitle etkilerinin ölçü doğruluğunun altında olduğu varsayılmaktadır. Hammer (1939; 1982)'de önerilen yöntemle bir noktada hesaplama için 40 km x 40 km genişlikli bir bölgede çalışma yeterli olduğundan uygulayıcılar tarafından daha çok benimsenmiştir. Ancak bilgisayarın yer bilimlerinde yaygın kullanılmaya başlanması ve çözünürlüğü yüksek DTM'lerin bilgisayar olanakları ile kısa sürede temin edilmesi sonucu, günümüzde dış bölge sınırının 166.7 km seçilmesi eğilimi artmıştır (Pick 1967, Spence 1989, Lafehr 1991). Ölçü ve hesap duyarlılığına uygun dış bölge sınırı R3'ü belirlemek için üç yöntem uygulanabilir.

Analitik yöntem

Hesap noktasından R3 uzaklığı içinde kalan kitlelerin çekim etkisi bilinen tc hesap yöntemlerinden biri ile he-



Şekil 3. Kesme Hatası.
Fig. 3. Truncation error.

saplanır (Örn. Hammer 1939, 1982) silindirik bölme yöntemi). R3 uzaklığının dışındaki topoğrafyanın etkisi ise o bölgenin en küçük ve en büyük yükseklik değerlerinin fonksiyonu olarak analitik hesaplanır (Danes 1982). Bu yöntem ile 0.1 mgal doğrulukta yerel düzeltmesi belirlemek için R3'ün 19 km alınmasının yeterli olduğu belirtilmektedir (Sprenke 1989).

Dolaylı yöntem

Hesap bölgesi içinde topoğrafyayı temsil eden bir profil boyunca topoğrafya simülasyonu oluşturulur. R3 166.7 km alınıp deneme noktalarında tc hesaplanır. Daha sonra R3 değeri küçültülerek hesaplama tekrarlanır. Ölçü yöntemi ve amaca uygun R3 değeri dış sınır olarak seçilir (Sprenke 1989). Bu yöntemle A.B.D.'de Cascade dağlarında yapılan bir uygulamada, R3 için 166.7 km yerine daha küçük bir değer almanın yarattığı hatalar (kesme hatası) Şekil 3'deki grafikte gösterilmektedir.

Dolaylı yöntemle 0.1 mgal yerel düzeltmesi belirlemeye uygun dış sınır 130 km olarak verilmektedir (Sprenke 1989).

Doğrudan (Kesme) Yöntem

Bu yöntemde, dolaylı yöntemden farklı olarak hesap bölgesine ait gerçek DTM kullanılır. Günümüzde bilgisayar olanaklarındaki sıçramalı gelişmeler DTM hazırlanmasını kolaylaştırıp hızlandırmış ve doğrudan yöntemin uygulamada kullanılmasını sağlamıştır.

Dış bölge sınırı için 21.9 km yerine 166.7 km kullanıldığında sağlanacak doğruluğu belirlemek amacıyla doğrudan yöntemle deneme bölgesinde sayısal uygulama yapılmıştır. Bu amaçla Çizelge 4'te verilen uygun DTM ve R1, R2, R3 değerleri ile 1"x1" ve 15"x20" 'lik DTM'lerin doğruluğunu araştırmak üzere deneme bölgesinde seçilen 1 km x 1 km aralıklı toplam 88 noktada yerel düzeltmesi hesaplanmıştır. Çizelgede verilen 3 nolu seçenek doğrudan yöntemdeki hatasız çözüm olarak düşünülüp 1 ve 2 nolu

Çizelge 4. 1 km x 1 km grid köşelerinde yerel düzeltmesi hesabına uygun dış sınır ve DTM.
Table 4. The appropriate external bound and DTM for the estimation of the terrain correction at the nodes of 1 km x 1 km grid.

No.	R1	R2	R3	DTM	
	(km)	(km)	(km)	Orta Bölge	Dış Bölge
1	0.045	4.0	21.9	1"x1"	15"x15"
2	0.675	-	21.9	-	15"x20"
3	0.675	21.9	166.7	15"x20"	5'x5'

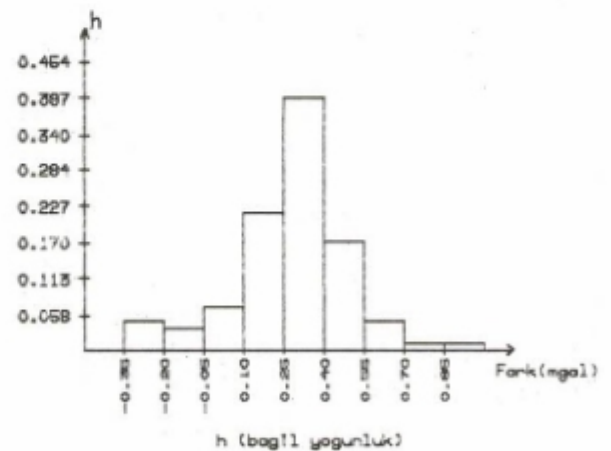
Çizelge 5. Dış bölge etkisi (Kesme hatası) (mgal).

Table 5. The effect of external region (truncation error).

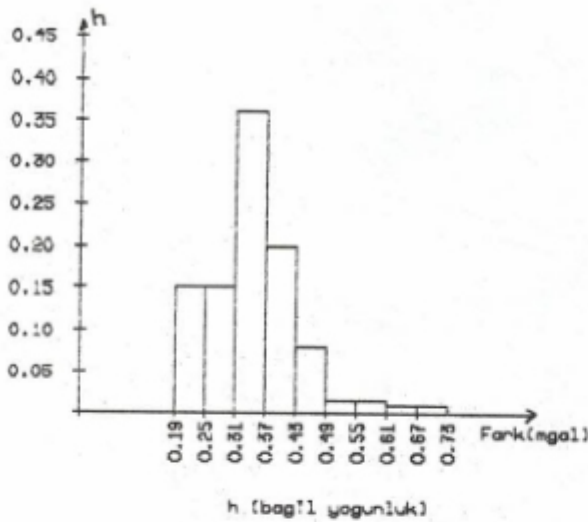
Çözüm	En Küçük	En Büyük	Ortalama	RMS
3-1	-0.3328	0.9459	0.2785	± 0.3529
3-2	0.1941	0.7219	0.3493	± 0.3622

seçeneklerin kesme hataları aranmıştır. Bu amaçla 88 deneme noktasında 3 nolu seçenekle belirlenen tc'nin diğer seçeneklerle bulunan tc'lerden farkları belirlenerek dış bölge etkisini tanımlayan istatistikler Çizelge 5 te gösterilmiştir.

Çizelgeden 21.9 km - 166.7 km arasında kalan bölgeden kaynaklanan kesme hatasının ortalama 0.3 mgal olduğu anlaşılmaktadır. Ayhan ve Kahveci (1991)'de Ankara ve Afyon çevresindeki daha engebeli bölgede yapılan incelemede kesme hatasının 0.19 mgal ile 0.49 mgal olduğu gösterilmiştir. Şekil 4'te verilen grafikten ise 22 km uzun-



Şekil 4. Kesme Hatası (3-1).
Fig. 4. Truncation error (3-1).



Şekil 5. Kesme Hatası (3-2).

Fig. 5. Truncation error (3-2).

luk için kesme hatası 1 mgal bulunmaktadır. Deneme bölgesinde belirlenen kesme hatasının grafikten bulunana göre % 70 küçük olması, bölgelerin topoğrafik yapısından kaynaklanabileceği gibi dolaylı yöntemdeki yaklaşımlardan kaynaklandığı da düşünülmektedir.

Görelî gravite ölçülerinde kullanılan modern gravimetreler ile ± 0.01 mgal duyarlılıkta ölçü yapılabileceği göz önünde tutulursa, dış bölge sınırının seçiminden kaynaklanan kesme hatasının ölçü duyarlılığının çok üzerinde olduğu ve R3'ün 166.7 km alınması gerektiği sonucuna varılmaktadır.

Çizelge 5'te istatistik bilgileri verilen farklara ilişkin histogramlar Şekil 4 ve 5'de verilmektedir. Bu histogramların kabaca incelenmesinden farkların genel olarak normal dağılımda olduğu, ancak kesme hatasının 11.1 km x 8.5 km boyutlu bir bölgede bile sabit olmayıp, noktaların ko-

Çizelge 6. 88 Noktada kesme hatası (İç ve Orta Bölgede).

Table 6. Truncation error calculated using 88 stations within innermost and inner zones.

R2,0 (km)	R2,1 (km)	Ortalama (mgal)	RMS (mgal)
0.0	21.9	0.2288	± 0.3812
0.8	21.9	-0.0110	0.0157
1.5	21.9	-0.0039	0.0058
3.0	21.9	-0.0007	0.0013
4.0	21.9	-0.0003	0.0006
5.0	21.9	-0.0001	0.0002
5.5	21.9	0.0000	0.0000

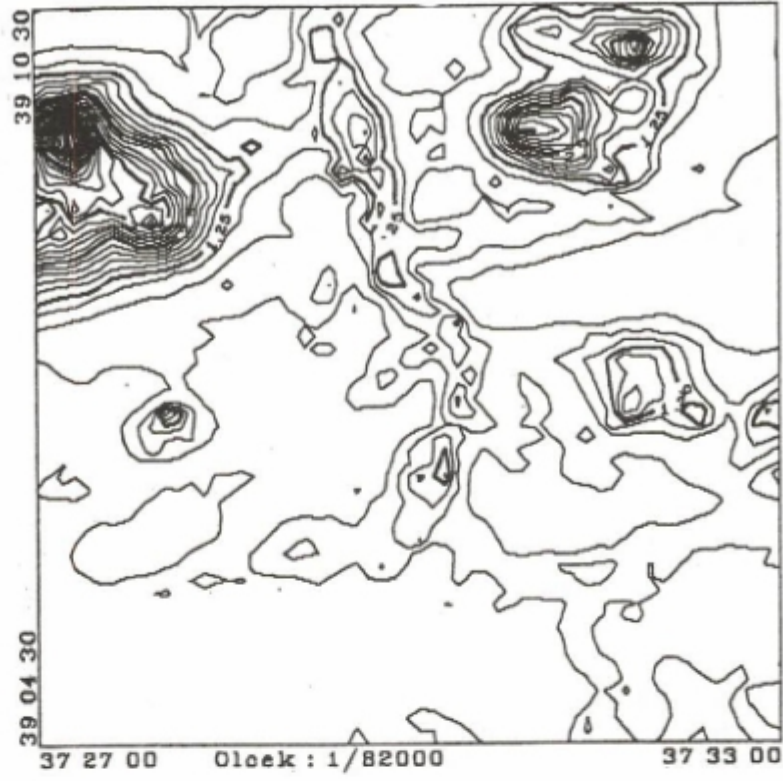
numuna bağlı olarak değiştiği de görülmektedir. Kesme hatasının yatay konuma bağlı değişim gösterdiğinin belirlenmesi dış bölge sınırının 166.7 alınmasını gerektiren diğer önemli bir neden olarak değerlendirilmektedir.

5'x5' ortalama yüksekliklerin kullanıldığı dış bölgenin, iç ve dış sınırları sırasıyla 21.9 km ve 166.7 km seçildiğinde, mevcut 15"x20 ve 1"x1" lik DTM'ler gözönünde bulundurularak hesap noktasından 21.9 km uzaklığa kadar olan topoğrafyanın en iç, iç ve orta olmak üzere üç bölgeye ayrılması uygun olmaktadır. Buradaki en iç bölge daha önce belirtilen iç bölgeye karşılık gelmektedir. Ayrıca daha önce belirtilen orta bölge yerine iç ve orta olmak üzere iki yeni bölge oluşturulmaktadır. Bu durumda en iç bölge genişliği iç bölgede kullanılan DTM grid aralığına bağlı olarak yine aynı değerleri alacak iç ve orta bölgelerin sınırları sırasıyla R2,0 ve R2,1 ile gösterilecektir. İç bölgede 1"x1"

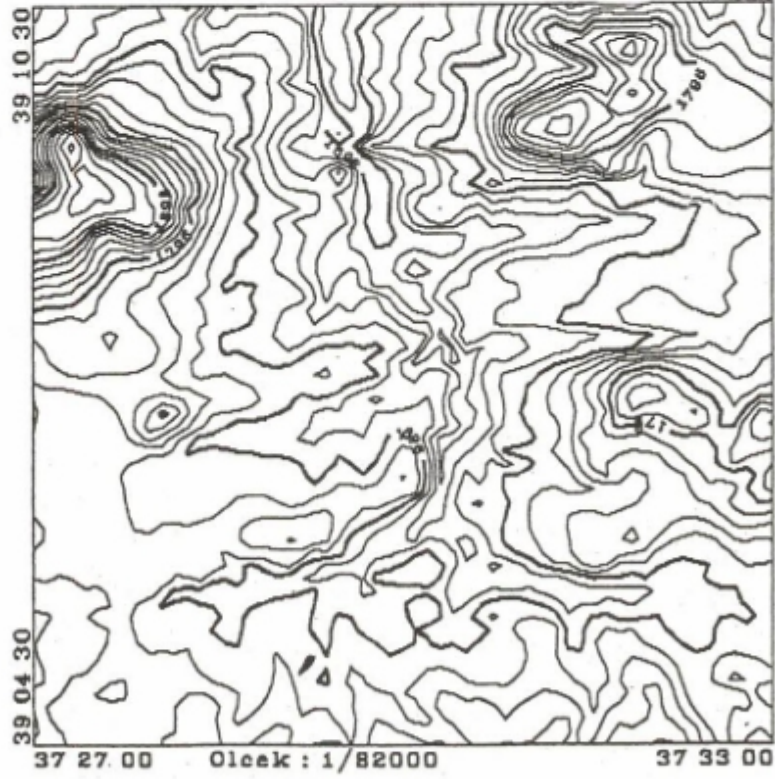
Çizelge 7. Orta bölge etkisi.

Table 7. The effect of inner zone.

I nci Çözüm		II nci Çözüm		Farklar	
R2,0(km)	R2,1(km)	R2,0(km)	R2,1(km)	Ortalama (mgal)	RMS (mgal)
3.0	21.9	3.0	0.0	0.4461	± 0.6858
4.0	21.9	4.0	0.0	0.3495	0.5155
5.5	21.9	4.0	0.0	0.3491	0.5153
5.5	21.9	5.0	0.0	0.2902	0.4131
5.5	21.9	5.5	0.0	0.2739	0.3805



Şekil 6. Yerey düzellinesi haritası (mgal).
Fig. 6. The map of terrain correction (mgal).



Şekil 7. Yükseklik (metre).
Fig. 7. Elevations (meter).

ve orta bölgede 15"x20" 'lik DTM'in kullanılacağı öngörülerek uygun R2,0 değeri doğrudan yöntem ile belirlenecektir. Bu amaçla R2,0 ve R2,1 için sırasıyla 5.5 km ve 21.9 km değerleri ile hesaplanan tc değerleri hatasız varsayıp R2,0 için değişik değerler seçilerek kesme hatalarının bulunması düşünülmüştür. Deneme bölgesindeki 1 km x 1 km aralıklı 88 test noktasından yararlanarak bulunan kesme hataları, Çizelge 6'da sergilenmektedir. Çizelgeden görüldüğü gibi R2,0, 5.5 km alınarak, iç bölgede 1"x1" lik DTM'in kullanılması, belirlenen tc değerinde ortalama +0.23 mgal değişime neden olmaktadır. Mevcut gravite ölçerlerin ölçü duyarlılığı göz önünde bulundurulduğunda uygun R2,0 değerinin 3.0 km seçilmesinin yeterli olduğu düşünülmektedir.

Orta bölgenin tc hesabındaki çizelge katkısını belirlemek amacıyla test bölgesinde yine aynı 88 noktada yapılan sayısal uygulama sonuçları ise Çizelge 7'de verilmektedir. Çizelgeden orta bölge etkisinin iç bölge sınırına bağlı olarak değiştiği ve ortalama etkisinin 0.45 mgal ve daha büyük değerlere ulaşabildiği anlaşılmaktadır.

Bilgisayar olanakları ve insangücü ile sayısallaştırılarak hazırlanan DTM'lerin giriş verisi olarak kullanıldığı, ikinci bölümde verilen dikdörtgen bölme tam ve yaklaşık formüllerinin, tc hesabındaki etkinliğini görmek için bir başka yöntemle bulunan değerlerle karşılaştırılması düşünülmüştür. Bu amaçla test bölgesi içinde değişik özelliklerdeki 19 nokta seçilerek, bu noktalarda tc değerleri Hammer (1939, 1982) çizelge ve silindirik bölmeleri ve hesap noktasından 6.7 km uzaklığa kadar insan gücü ile sayısallaştırılan yükseklikler ile belirlenmiştir. Aynı noktalarda tc değerleri; iç bölgede 1"x1" orta bölgede 15"x20 lik DTM (dış bölge etkisi gözardı edilmiştir) ve farklı R2,0, R2,1 değerleri ile dikdörtgen bölme yöntemiyle de hesaplanmıştır. İki farklı yöntem ve değişik seçeneklerle belirlenen tc değerleri arasındaki farkların ortalama ve RMS değerleri Çizelge 8'de verilmiştir. Çizelgeden R2,0 ve R2,1 için sırasıyla 5.5 km ve 0.0 km alınması durumunda belirlenen tc değerlerinin 6.7 km'ye kadar Hammer (1939, 1982) çizelge ve silindirik bölmeleri ile hesaplananlar ile uyumlu bulunduğu görülmektedir. Bu da bu çalışmada uygulanan yöntemin anlamlılığını kanıtlamaktadır.

Deneme bölgesinin topoğrafik yapısı Şekil 7 de gösterilmektedir. Bölge içinde tc dağılımının topoğrafik yapı ile ilişkisini gösterebilmek amacıyla iç bölgede 1"x1", orta bölgede 15"x20" (dış bölge etkisi gözardı edilmiştir) ve R2,0, R2,1 sırasıyla 4.0 km ve 21.9 km alınarak 6"x6" grid köşelerinde tc hesaplanmış ve bölgenin tc haritası hazırlanmıştır (Şekil 6). Şekil 6 ve 7 kabaca karşılaştırıldığında aralarında genel yapıları ile bir uyum olduğu açıkça görülmektedir.

Çizelge 8. Dikdörtgen Bölme ve Hammer (1939, 1982) Silindirik Bölme Yöntemlerinin Karşılaştırılması.

Table 8. A comparison of rectangular block method and cylindrical block method of Hammer (1939, 1982).

Çözüm No	Dikdörtgen bölme		Fark	
	R2,0(km)	R2,1(km)	Ortalama (mgal)	RMS (mgal)
1	0.8	21.9	0.2918	± 0.3169
2	1.5	21.9	0.2847	0.3091
3	21.9	166.7	0.5093	0.5941
4	0.0	21.9	0.0520	0.2840
5	3.0	21.9	0.2815	0.3015
6	3.0	0.0	-0.1647	0.4728
7	4.0	21.9	0.2811	0.3047
8	4.0	0.0	-0.0683	0.3113
9	5.0	21.9	0.2809	0.3045
10	5.0	0.0	-0.0094	0.2215
11	5.5	21.9	0.2808	0.3044
12	5.5	0.0	0.0069	0.1911

Çizelge 9. Eniç, iç, orta ve dış bölgeler.

Table 9. Central, innermost, inner and external zones.

Bölge	Dış sınır km	DTM
Eniç	0.045	Değişen grid aralıkta
İç	3.0	1"x1"
Orta	21.9	15"x20"
Dış	166.7	5"x5'

SONUÇLAR

tc değerlerini tam ve yaklaşık formüller ile dikdörtgen bölme çekim etkisini belirlemeye dayalı olarak hesaplamak amacıyla, Forsberg (1983)'de verilen TC yazılımı ile Kangal ve Alacahan arasında seçilen deneme bölgesinde sayısal uygulama yapılmıştır. TC yazılımında kullanmak üzere, Türkiye için daha önce hazırlanan 15"x20" ve 5"x5" lik DTM'lere ek olarak deneme bölgesinin 1"x1" lik DTM'i bilgisayar olanakları ile oluşturulmuştur. 1"x1" ve 15"x20 lik DTM'lerin doğruluklarını belirlemek amacıyla yapılan incelemede 1"x1" lik DTM'in 1.5 - 2 m, 15"x20" lik

DTM'in ise 15-20 m doğrulukta olduğu görülmüştür.

TC yazılımı ile uygulanan dikdörtgen bölme yönteminin etkinliğini belirlemek üzere deneme bölgesi içinde farklı topoğrafik yapıdaki bölgelerde 19 deneme noktası seçilmiştir. Test noktalarında TC yazılımı ile bulunan tc, Hammer (1939, 1982) silindirik bölme yöntemi ve insangücü ile hesaplanan tc değerleri ile karşılaştırılmıştır. Her iki yöntemle bulunan tc'ler arasındaki farkların ortalama ve RMS değerleri sırasıyla 0.0069 mgal ve ± 0.1911 mgal bulunmuştur. Bu da farklı DTM'ler ile uygulanan dikdörtgen bölme yönteminin güvenilirliğinin bir göstergesi olarak değerlendirilmektedir.

İç ve dış sınırları 31.9 km ile 166.7 km olan dış bölge ile iç ve dış sınırları 3.0 km, 21.9 km olan orta bölgenin tc hesabına olan katkısı, deneme bölgesinde, ortalama değer olarak sırasıyla 0.3 mgal ve 0.45 mgal bulunmuştur. Diğer bir deyişle orta ve dış bölgelerin tc değerine olan toplam katkısı ortalama 0.75 mgal'dır. Uygulamada kullanılan gravite ölçerlerin duyarlılığı düşünülürse (0.01 mgal), dış bölgeden kaynaklanan etkinin oldukça büyük ve göz önünde bulundurulması gerektiği anlaşılmaktadır. Ayrıca, deneme bölgesindeki uygulamada, dış bölge etkisinin her noktada sabit olmadığı ve nokta konumuna bağlı olarak değiştiği de belirlenmiştir. Bu incelemeler sonunda tc hesaplamalarının, noktadan 166.7 km uzaklığa kadar topoğrafik kitlelerle yapılmasının gerekli olduğu sonucuna varılmıştır. Test bölgesindeki hesaplarda; hesap noktası çevresi eniç, iç, orta ve dış olmak üzere dört bölgeye ayrılmıştır. Her bölgede kullanılan DTM ve doğrudan değerleri Çizelge 9'da verilmektedir.

tc değeri uygulanan yöntemle de bağlı olarak topoğrafyanın sayısallaştırılmasını ve yoğun hesaplamaları gerektirmektedir. Uygulamada değişik kuruluşların değişik zamanlarda aynı bölgede gravite ölçüsü yaptığı ve ölçü noktalarında farklı yöntemlerle tc hesapladıklarına rastlanmaktadır. Türkiye'de; standart veri ve yöntemle yerel düzeltmeleri belirlenip yerel düzeltme haritası hazırlanmadığından bu ikilemler devam etmektedir. Bu nedenle uygulama ve bilimsel araştırmalarda kullanıma uygun nitelikte yerel düzeltmelerinin standart verilerden ve tek bir yöntemle belirlenmesi ülkemiz açısından önem kazanmaktadır. Bu amaçla aşağıda beş aşamadan oluşan bir çözüm önerisi getirilmektedir.

- Bilgisayar olanakları ile Türkiye topoğrafyası sayısallaştırılarak 1"x1" lik DTM oluşturulması.
- Ulusal boyutta belirlenecek grid ağı (Örn. 10"x10") köşe noktalarında yerel düzeltmesi hesabı.
- Grid köşe noktalarında yerel düzeltmelerinin bir veri tabanında düzenlenmesi.
- Türkiye yerel düzeltme haritasının hazırlanması.
- Koordinatları verilen ölçü noktalarında; veri tabanından seçilen grid veriden yerel düzeltmesi interpolasyonu.

Yukarıda belirtilen beş aşamadan en önemli ve

büyük ekonomik destek gerektireni Türkiye topoğrafyası ile ilgili DTM'in hazırlanmasıdır. Söz konusu DTM; oluşturulacak bir proje kapsamında ilgili kuruluşların finansal desteği ile hazırlanabilecektir.

KAYNAKLAR

- Ayhan, E. 1981, Topoğrafik-isostatik çekül saptaması ve isostatik anomali, *Harita Dergisi* 89, 55-84.
- Ayhan, E. ve Kahveci, M. 1991, Gravimetrik yerel düzeltmesinin sayısal arazi modelinden yararlanarak hesabı, *Harita Dergisi* 107, 1-24.
- Ballina Lopez, H.R. 1990, FORTRAN program for automatic terrain correction of gravity measurements, *Computers and Geosciences* 16, 237-244.
- Banerjee, B. and Das Gupta, S.P. 1977, Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped, *Geophysics* 42, 1053-1055.
- Bhaskara Rao, D. and Ramesh Babu, N. 1991, A FORTRAN-77 computer program for three-dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast, *Computer and Geosciences* 17, 655-667.
- Blais, J.A.R. and Ferland, R. 1983, Optimization in Gravimetric terrain corrections, *Can. J. Earth Sci.* 21, 505-515.
- Coghill, A.H. 1990, Gravity terrain corrections calculated using digital elevation models, *Geophysics* 55, 102-106.
- Danes, Z.I. 1982, An analytic method for the determination of distant terrain corrections, *Geophysics* 47, 1453-1455.
- Forsberg, R. 1984, A study of Terrain Reductions, Density Anomalies and Geophysical Inversion Methods in Gravity Field Modelling, OSU, Dept. of Geod. Sci. and Surv., Rept. No. 335.
- Garcia and Abdeslen, J. 1992, Gravitational attraction of a rectangular prism with depth-dependent density, *Geophysics* 57, 470-473.
- Hammer, S. 1939, Terrain corrections for gravimetric stations, *Geophysics* 4, 184-194.
- Hammer, S. 1982, Critique of terrain corrections for gravity stations, *Geophysics* 47, 839-840.
- Harrison, J.C. and Dickinson, M. 1989, Fourier transform methods in local gravity modelling, *Bull. Geod.* 63, 149-166.
- Hayford, J.F. and Bowie, W. 1912, The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity, *Coast and Geod. Surv.*, Special Pub. No. 10.
- Heiskanen, W.H. and Moritz, H. 1967, *Physical Geodesy*, Freeman.
- Lafehr, T.R. 1991, Standardization in gravity reduction, *Geophysics* 56, 1170-1178.
- Nagy, D. 1966, The gravitational attraction of a right rectangular prism, *Geophysics* 31, 362-371.
- Nagy, D. 1988, A Short program for three-dimensional gravity modelling, *Acta Geog. Geophy. Mont. Hung.* 23, 449-459.
- Pick, M. 1987, On the calculation of the gravity terrain corrections in Czechoslovakia, *Studia Geophy. et Geod.* 31, 131-144.

- Pick, M. 1988, Gravity topographic correction computed from a square grid of height points. *Studia Geophy. et Geod.* 32, 245-248.
- Sarbanoglu, H. 1991, Coğrafi bilgi sistemleri için veri toplama yöntemleri (2. Bölüm), *Harita Dergisi* 107, 51-81.
- Sideris, M.G. 1984, Computation of Gravimetric Terrain Corrections using Fast Fourier Transform Techniques. University of Calgary, Calgary, Alberta.
- Sprenke, K.F. 1989, Efficient terrain corrections: A geostatistical analysis, *Geophysics* 54, 1622-1628.
- Stacey, R.A., Stephens, J.E. 1970, Procedures for calculating terrain corrections for gravity measurements. *Dominion Observatory, Ottawa, Vol. 39, No. 10.*
- Wichiencharoen, C. 1982, The Indirect Effects on the Computations of Geoid Ondulations. *OSU. Dept. of Geod. Sci. and Surv., Rept. No. 336.*

İKİ BOYUTLU PRİZMATİK ŞERİT KÜTLENİN GRAVİTE ETKİSİNİN FOURIER DÖNÜŞÜMÜ VE KENTALAN ANTİKLİNALİNE UYGULANMASI

Fourier Transform of the Gravity Effect of the 2-D Prismatic Ribbon Mass and its Application to Kentalan Anticline

Hakkı ŞENEL*

ÖZET

İki boyutlu prizmatik şerit kütleinin kuramsal gravite etkisinin Fourier dönüşümü alınarak, gerek dalga sayısı ortamındaki kriterden, gerekse uzaklık ortamındaki kritik nokta bağıntısı yardımıyla prizmatik şerit kütleinin derinlik parametreleri hesaplanmıştır. Bu teorik çalışmanın sonuçları, hem yapay model üzerine hem de buradaki başarısına bağlı olarak Kentalan antiklinaline uygulanarak çeşitli çizelgelerle gösterilmiştir.

İki boyutlu prizmatik şerit kütleinin gravite bağıntısının Fourier dönüşümü alınabilir. Sıfır dalga sayısındaki analitik bağıntı ile g_{max} değerine ait analitik bağıntı yardımıyla model kütleinin üst ve alt derinlikleri ile profil boyuna bağlı hata değişimleri çizelgeler ile verilmiştir.

Saha uygulaması olarak Güneydoğu Anadolu bölgesindeki Kentalan antiklinaline ait anomali değerlendirilmiştir. Anomalinin Aynık Fourier Dönüşümü alınarak spektrumu elde edilmiştir. Anomalinin max. değeri ile dalga sayısı ortamındaki sıfır dalga sayısı değerinden yararlanarak, antiklinaline ait bozucu kütle derinlikleri prizmatik şerit kütle yaklaşımıyla elde edilmiştir. Bu değerler Batı Kentalan-1 sondaj kuyusunun litolojik kesiti ile kıyaslanmıştır.

ABSTRACT

A method has been suggested to determine the depth parameters of a prismatic ribbon mass by using a sample value of Fourier amplitude at zero frequency and maximum value of the anomaly.

The method is both applied to the interpretation of synthetic gravity anomalies of model mass and measured gravity anomaly of Kentalan anticline. Error ratios of depth parameters (top and bottom) for ribbon models with various widths are estimated using gravity profiles with various lengths.

Bouguer anomaly map is obtained from the end of gravimetric observation in the South-East of Anatolia at Kentalan anticline (Siirt). The Discrete Fourier Spectra of Kentalan anticline anomaly are calculated. Equations systems are solved by the help of g_{max} value of gravity anomaly and zero wavelength value of discrete Fourier spectrum. Top and bottom depth parameters of prismatic ribbon mass are obtained by solving these two equation system. The calculated depth parameters and lithologic section derived from boreholes are close to each other indicating the success of the proposed method.

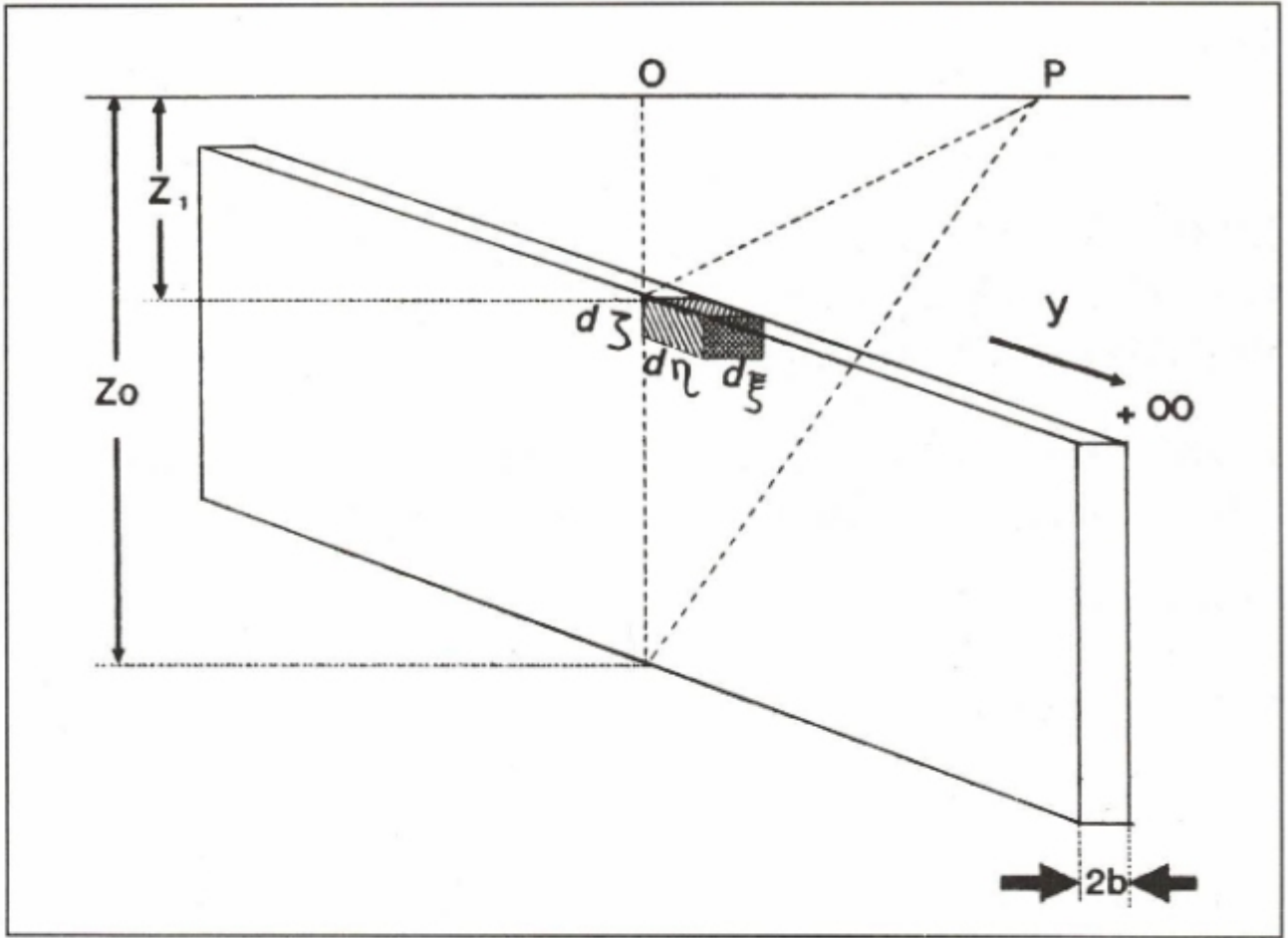
GİRİŞ

Fourier dönüşümü jeofizik-gravite araştırmalarında bugüne kadar değişik makalelerde, farklı araştırmacılar tarafından, bir çok yapay model üzerinde uygulama alanı bulmuştur. Bu çalışmada prizmatik şerit kütle modeliyle

horst, graben ve dayk tipi jeolojik problemlere kolay ve yeni bir çözüm önerilmiştir.

Rao ve Avasthi (1973), Bhimasankaram ve diğ. (1977), Sengupta ve Das (1977), Bhattacharyya ve Lei-Kuang (1977) bu konuda değerli çalışmalarda bulunmuşlardır.

* Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 41300, İzmit.



Şekil 1. İki boyutlu prizmatik şerit kütlenin parametreleri.

Fig. 1. Parameters of two dimensional prismatic ribbon mass

İKİ BOYUTLU PRİZMATİK ŞERİT KÜTLENİN GRAVİTE ETKİSİ VE FOURIER DÖNÜŞÜMÜ

Üç boyutlu dm kütlesinin kendisinden r kadar uzaklıkta bulunan p noktasındaki (Şekil 1) gravite potansiyeli

$$du = k_0 \Delta \sigma \frac{d\xi d\eta d\zeta}{r} \quad (1)$$

şeklinde verilebilir. Burada k_0 evrensel gravite sabiti, σ cisim ile onu örten çevre kütle arasındaki yoğunluk farkıdır. dm elemanter kütlesinin y yönünde sonsuza uzanması durumundaki potansiyel ifadesi Telford ve diğ. (1976) (sayfa 9-11, 66-67) tarafından aşağıdaki şekilde verilmiştir.

$$du = 2k_0 \Delta \sigma \ln \frac{1}{r} d\xi d\zeta \quad (2)$$

Bu ifade logaritmik potansiyel olarak bilinir. Burada

$$r = \sqrt{X^2 + Z^2}$$

olmak üzere, y yönünde sonsuz uzunlukta, $d\xi$ ve $d\zeta$ kütlelerinin çekim potansiyeli ifadesinden, çekim kuvveti bağıntı-

sına geçilmiştir. Burada $d\xi$ kütlelerin elemanter genişliğini, x ise şeritin orta noktasının yüzeyi kestiği nokta ile kütlelerin sonsuza uzanan doğrultusuna dik doğrultudaki gözlem noktası arasındaki uzaklık olarak tanımlanmıştır (ξ ve x aynı yönde). O halde x yönündeki çekim kuvveti

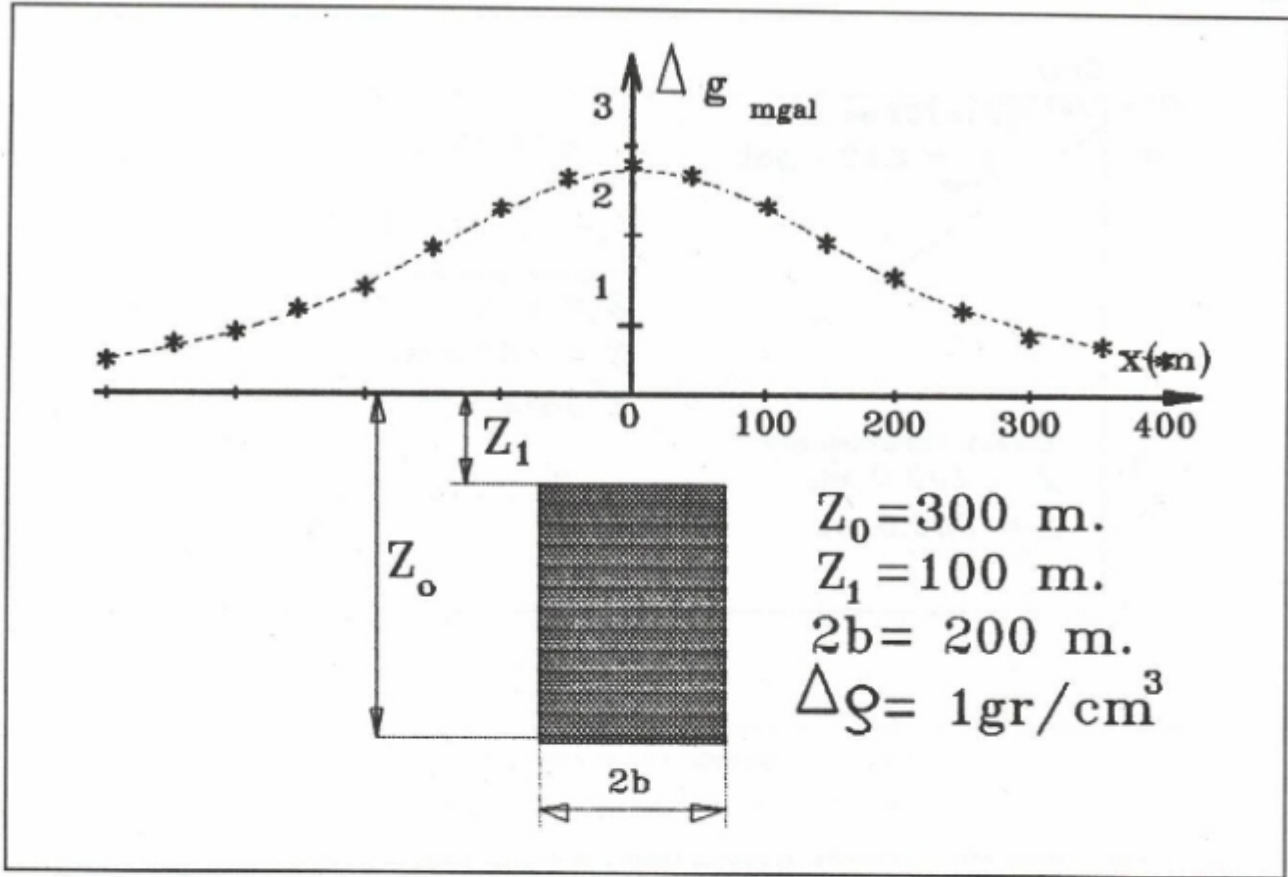
$$g(x) = 2k_0 b \Delta \sigma \ln \frac{X^2 + Z_0^2}{X^2 + Z_1^2} \quad (3)$$

olarak yazılabilir (Grant ve West 1965, Telford ve diğ. 1976).

$g(x)$ fonksiyonunun Fourier dönüşümü, Fourier dönüşümü ile ilgili kitaplardaki dönüşüm tablolarından kolaylıkla bulunabilir.

$$g(w) = 4\pi k_0 b \Delta \sigma \frac{e^{-|w|Z_1} - e^{-|w|Z_0}}{|w|} \quad (4)$$

Gravite değerleri uzunluk boyutunda değişim gösterdiğinden frekans karşılığı olarak dalga boyu kullanılabilir.



Şekil 2. Model kütle ve gravite anomalisi.

Fig. 2. Model mass and its calculated gravity effect.

$$w = 2\pi k = \frac{2\pi}{\lambda}$$

Burada w dalga sayısı, λ profil uzunluğudur.

$k \rightarrow 0$ iken $g(k)$ 'nin limiti için

$$g(k) = 4\pi k_0 b \Delta \sigma \lim_{k \rightarrow 0} \frac{e^{-2\pi k |Z_1|} - e^{-2\pi k |Z_0|}}{2\pi |k|} \quad (5)$$

yazılabilir. Bu bağıntıya l'Hospital kuralını uygulayarak ve $k=0$ için değerini yazarak

$$g(0) = 4\pi k_0 b \Delta \sigma (Z_0 - Z_1) \quad (6)$$

elde edilebilir. (3) nolu bağıntıdan $g_{\max}$ için

$$g(x_0) = 2k_0 b \Delta \sigma \ln \frac{Z_0^2}{Z_1^2} \quad (7)$$

ve

$$g(x_0) = 4k_0 b \Delta \sigma \ln \frac{Z_0}{Z_1} \quad (8)$$

buradan da

$$\frac{g(x_0)}{4k_0 b \Delta \sigma} = \frac{Z_0^2}{Z_1^2} \quad (9)$$

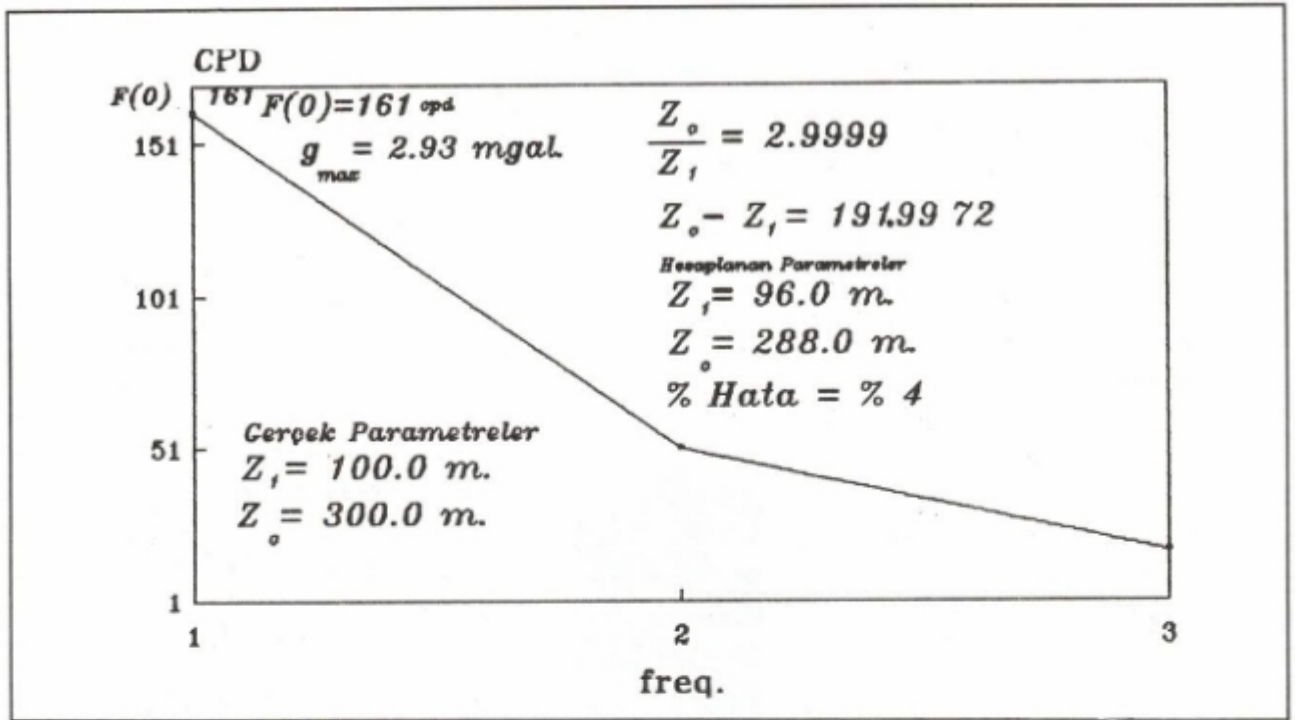
bağıntısı elde edilir (6) ve (9) nolu denklemler ile iki boyutlu prizmatik şerit kütleinin taban ve tavan derinlikleri saptanabilir.

MODEL ÇALIŞMASI VE SONUÇLARI

Model kütleinin (Şekil 2) gravite etkisi hesaplanarak, anomalinin karakterini ortaya koyacak kadar uzunlukta, değişik türde pencereler ile anomalisi elde edilmiştir. Bu anomalilerin Ayırık Fourier Dönüşümü alınarak, yapının dalga sayısı ortamındaki genlik spektrumu elde edilmiştir (Şekil 3).

Bu model çalışmasına göre elde edilen sonuçlarda pencereleme etkisi Çizelge 1 de görülmektedir. Profil uzunlukları değişimlerine göre değişik şerit genişlikli modellerdeki hatalar irdelenmiştir (Çizelge 2a,b,c,d).

Bu çalışmada kullanılan kritik değerlerden, spektrumda kullanılan değer, spektrumun tümünde olmayıp yal-



Şekil 3. Model kütlenin Fourier genlik spektrumu.

Fig. 3. Fourier amplitude spectra of the model mass.

Çizelge 1. (Şekil: 3)'teki gravite anomalisine uygulanan çeşitli pencerelerin oluşturduğu hataların değişimi.

Table 1. The variation in errors computed by using various windows applied to the gravity anomaly in Fig. 3.

Pencere çeşidi	Gerçek derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	Gerçek üst derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	$\frac{Z_0 - Z'_0}{Z_0}$ %	$\frac{Z_1 - Z'_1}{Z_1}$ %
Rectang.	300.0	280.0	100.0	93.0	6.3	6.3
Hamming	300.0	254.0	100.0	84.0	15.3	15.3
Blackman (-58dB)	300.0	241.5	100.0	80.5	19.5	19.5
Blackman +Harris (-92dB)	300.0	234.3	100.0	78.1	21.9	21.9

nız sıfır dalga sayısındaki değer olduğundan Fourier integrali göz önüne alınırsa

$$g(w) = \int_{-\infty}^{\infty} g(x) e^{-iwx} dx \quad (10)$$

$w \rightarrow 0$ için

$$g(0) = \int_{-\infty}^{\infty} g(x) dx \quad (11)$$

ayrık halde yazarsak

$$g(0) = \sum_{k=1}^N g(k, \Delta x) \Delta x \quad (12)$$

olacaktır. Burada dalga sayısı sıfır alındığından, Fourier integrali bir anlamda gravite eğrisi altındaki alana denk olacaktır. Bu nedenle profil boyunca gravite sinyali desibel gücü yüksek pencereler uygulamak, bir anlamda gravite sinyalini pencereleyerek bozmak anlamında olacağından gereksizdir. Aksi takdirde Çizelge 1'deki gibi pencere uygulayarak, spektral ortamda oluşan ilk harmonik genişlemesi ve sıfır dalga sayısındaki genlik kaybından dolayı hatalar ortaya çıkacak ve parametre saptanmasında

Çizelge 2a. Profil uzunluğuna bağlı hatalar (profil uzunluğu 1.0 Km)

Table 2a. The variation of errors versus profile length change (profile length is 1.0 Km)

Pencere çeşidi	Gerçek derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	Gerçek üst derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	$\% \frac{Z_0 - Z'_0}{Z_0}$	$\% \frac{Z_1 - Z'_1}{Z_1}$
10.0	300.0	228.6	100.0	76.2	23	23
100.0	300.0	228.6	100.0	76.2	23	23
200.0	300.0	228.9	100.0	76.3	23	23
400.0	300.0	228.9	100.0	76.3	23	23
600.0	300.0	228.9	100.0	76.3	23	23

Çizelge 2b. Profil uzunluğuna bağlı hatalar (profil uzunluğu 2.0 Km)

Table 2b. The variation of errors versus profile length change (profile length is 2.0 Km)

Pencere çeşidi	Gerçek derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	Gerçek üst derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	$\% \frac{Z_0 - Z'_0}{Z_0}$	$\% \frac{Z_1 - Z'_1}{Z_1}$
10.0	300.0	262.6	100.0	87.5	13	13
100.0	300.0	262.6	100.0	87.5	13	13
200.0	300.0	262.9	100.0	87.6	13	13
400.0	300.0	262.9	100.0	87.6	13	13
600.0	300.0	262.3	100.0	87.4	13	13

Çizelge 2c. Profil uzunluğuna bağlı hatalar (profil uzunluğu 4.0 Km)

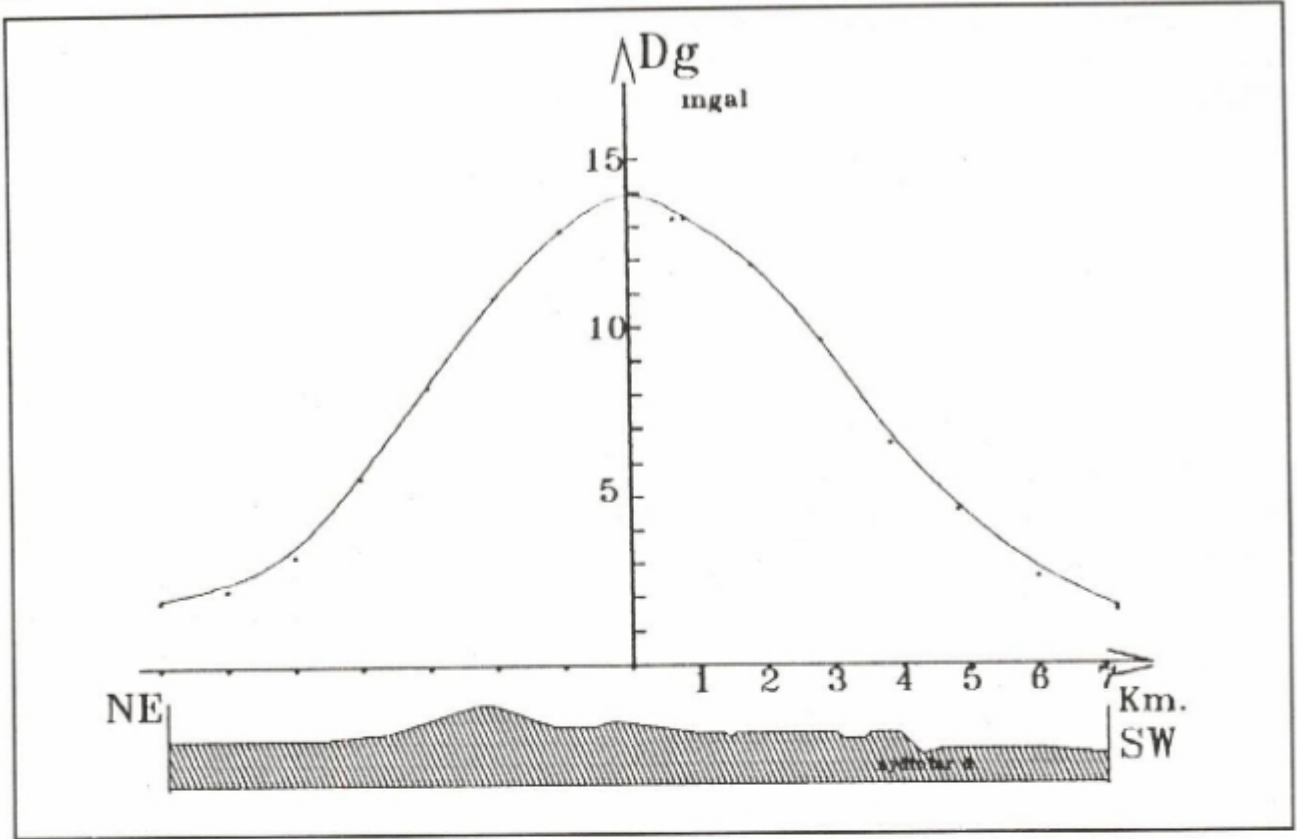
Table 2c. The variation of errors versus profile length change (profile length is 4.0 Km)

Pencere çeşidi	Gerçek derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	Gerçek üst derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	$\% \frac{Z_0 - Z'_0}{Z_0}$	$\% \frac{Z_1 - Z'_1}{Z_1}$
10.0	300.0	281.2	100.0	93.7	6.3	6.3
100.0	300.0	281.2	100.0	93.7	6.3	6.3
200.0	300.0	280.8	100.0	93.6	6.4	6.4
400.0	300.0	280.8	100.0	93.6	6.4	6.4
600.0	300.0	280.8	100.0	93.6	6.4	6.4

Çizelge 2d. Profil uzunluğuna bağlı hatalar (profil uzunluğu 8.0 Km)

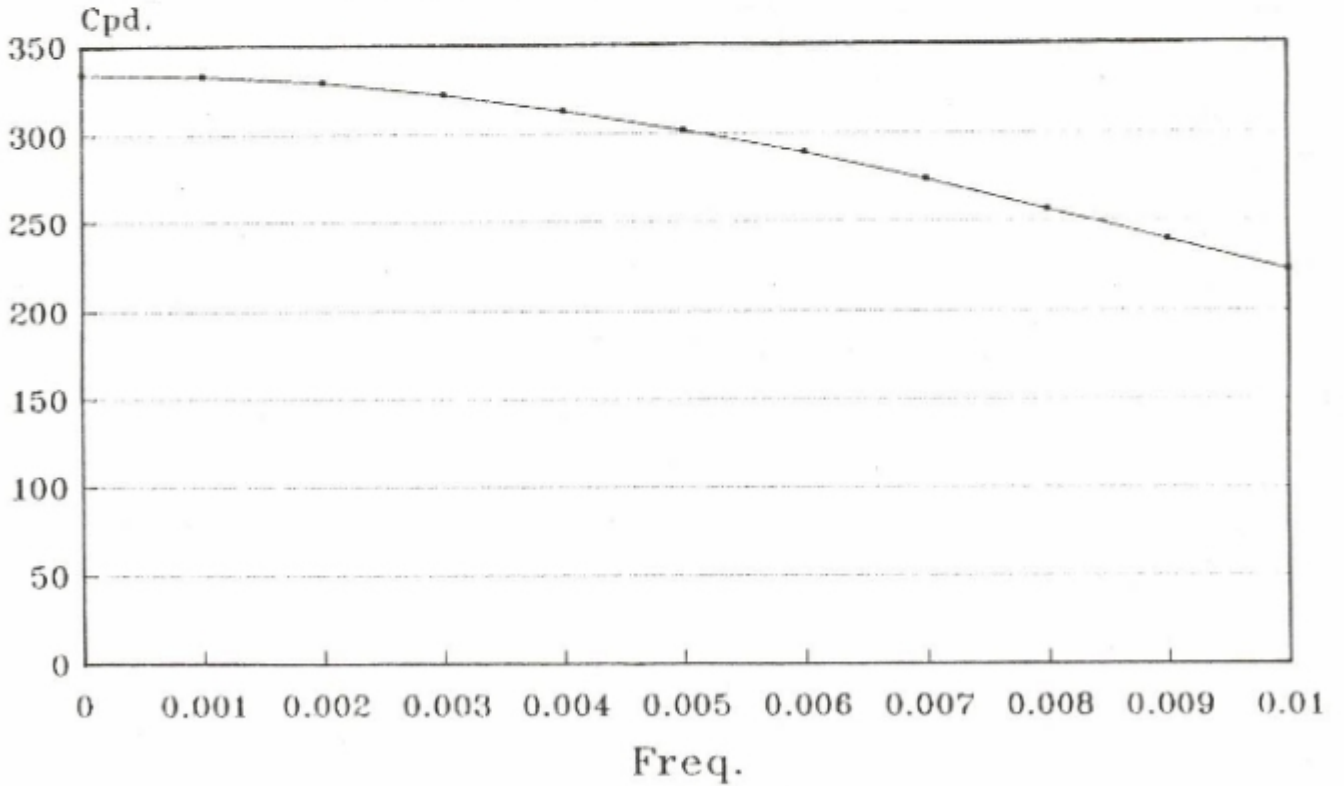
Table 2d. The variation of errors versus profile length change (profile length is 8.0 Km)

Pencere çeşidi	Gerçek derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	Gerçek üst derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	$\% \frac{Z_0 - Z'_0}{Z_0}$	$\% \frac{Z_1 - Z'_1}{Z_1}$
10.0	300.0	290.5	100.0	96.8	3.2	3.2
100.0	300.0	290.5	100.0	96.8	3.2	3.2
200.0	300.0	289.8	100.0	96.6	3.4	3.4
400.0	300.0	290.6	100.0	96.9	3.1	3.1
600.0	300.0	290.4	100.0	96.8	3.2	3.2



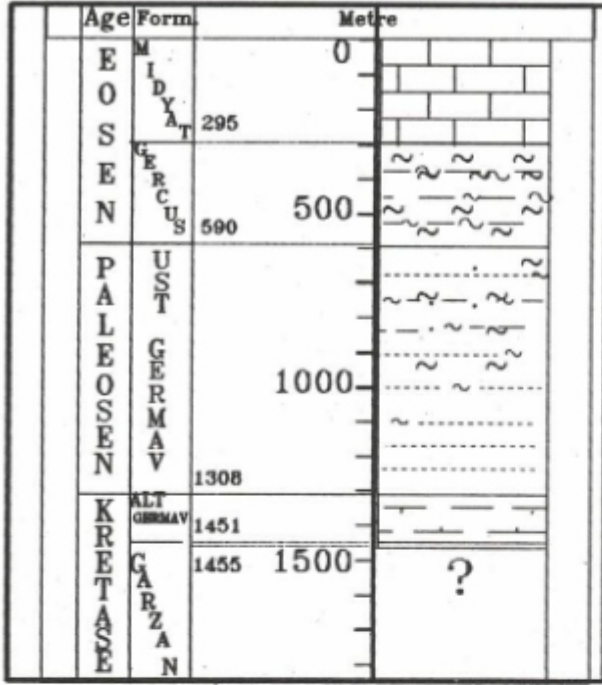
Şekil 4. Kentalan antiklinaline ait gravite anomalisi.

Fig. 4. Gravity anomaly of the Kentalan anticline.



Şekil 5. Saha verisinin Fourier genlik spektrumu.

Fig. 5. The Fourier amplitude spectra of the field data.



Şekil 6. Batı Kentalan-1 sondaj kuyusunun litolojik kesiti.

Fig. 6. The lithologic section obtained from the West-Kentalan-1 borehole.

yanılırlara neden olacaktır. Ayrıca Fourier integrali sınırlarından anlaşılacağı üzere gravite profili yeterli uzunlukta olmalıdır. Bunu Çizelge 2a,b,c,d'den açıkça görmek mümkündür.

Bu çalışmada kullanılan kritik g_{max} değerini veren bağıntı şerit genişliğinin çok dar olması halinde geçerlidir. Oysa bu kritik değerle, spektral ortamdaki kritik değer kullanılarak bulunan derinlik parametreleri, Çizelge 2a,b,c,d'de görüleceği üzere, şerit genişliğinin artması ile bir hata değişimi oluşturmamaktadır. Burada şerit genişliğine bağlı beklenen hata artımı spektral ortamdaki $g(0)$ kritik değerinin karakterinden yok olmaktadır. Bu nedenle değişik genişlikteki horst, graben veya dayk tipi yapılarda bu çalışma, profil boyuna, yani gravite anomalisinin karakterini ortaya koyacak kadar uzunlukta olmasına dikkat ederek başarıyla uygulanabilir.

SAHA ÇALIŞMASI VE YORUMU

Kentalan antiklinaline (Siirt) ait gravit anomalisi'nden (Şekil 4) Ayırık Fourier Dönüşümü ile dalga sayısı ortamdaki genlik spektrumu hesaplanmıştır (Şekil 5). Gravite anomalisinin g_{max} değeri ile dalga sayısı ortamdaki spektrumun sıfır dalga sayısı değeri kullanılarak elde edilen iki denklem sistemi yardımıyla, anomaliye neden olan bozucu prizmatik kütlelerin üst ve alt derinlik parametreleri aşağıdaki gibi elde edilmiştir ($g_{max} = 14.4$ mgal, $g(0) = 334$ cp data interval, gözlem aralığı $dx = 250$ metre, $Z_1 = 1380$ metre, $Z_0 = 2270$ metre). Elde edilen bu sonuçlarla, sahanın litolojik kesiti kıyaslandığında yöntemin başarısı açıkça görülmektedir (Şekil 6). Bu çalışma horst, graben ve düşey dayk model yapıları içinde başarıyla uygulanabilir. Diğer iki boyutlu yapılardaki çalışmalarda ise yakınsak model olarak ya da yinelemeli yöntemlerde başlangıç modeli olarak emniyetle kullanılabilir.

KAYNAKLAR

- Bhattacharyya, B.K., Leu Lei-Kuang 1977, Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies, *Geophysics* 42, 41-50.
- Bhimasankaram, V.L.S., Nagendra, R., Seshagiri Rao, S.V. 1977, Interpretation of gravity anomalies due to finite inclined dikes using Fourier transformation, *Geophysics* 42, 51-59.
- Grant, F.S., West, G.F. 1965, *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, McGraw Hill Book Comp.
- Jenkins, G.M., Watts, D.G. 1969, *Spectral Analysis and Its Applications*, Holden Day.
- Rao, K.G.C., Avasthi, D.N., 1973, Analysis of the Fourier Spectrum of the gravity Effect due to two dimensional triangular prism, *Geophysical Prospecting* 21, 526-542.
- Sengupta, S., Das, S., 1977, Interpretation of the gravitational effect of a two Dimensional dike by Fourier Transform, *Geoprospection*, 15, 251-261.
- Telford, W.M., Geldard, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A. 1976, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press.

TÜRKİYE DEPREM BÖLGELERİ HARİTASININ EVRİMİ VE YENİ BİR HARİTA İÇİN ÖNERİ

Evolution of Earthquake Zoning Map of Turkey and a Proposal for a New Map

Haluk EYİDOĞAN* ve Uğur GÜÇLÜ**

ÖZET

Günümüze kadar deprem bölgeleri haritası tanımlanmış, ülkemiz için değişik haritalar hazırlanmıştır. Resmi olarak onaylanmamış sıfatı taşıyan ilk Türkiye deprem bölgeleri haritası 1948'de yayınlanmıştır. 1948'deki haritadan sonraki harita, T.C. İmar ve İskan Bakanlığınca resmi olarak 1963'de yürürlüğe konulmuş bulunan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasıdır. Ancak bu harita eleştiriler almış, 1965 yılında İmar ve İskan Bakanlığı deprem yönetmeliği çalışmalarını yeniden başlatmıştır. Bu çalışmalara katkı olarak İTÜ Yer Fiziği Enstitüsü ilki 1965, ikincisi 1971'de olmak üzere iki tane 'Beklenen Maksimum Şiddet Haritası'nı hazırlamış ve Bakanlığa sunmuştur.

Günümüzde kullanılan deprem bölgeleri haritası ise 1972'de onaylanarak yürürlüğe girmiştir. Ortaya çıkan bu harita 1948 ve 1963 haritalarındaki bazı belirsizlikleri ortadan kaldırmıştır. 1972'de yayınlanan deprem bölgeleri haritasının yürürlüğe girişinden sonra 20 yıl geçmiş bulunmaktadır. Bu süre içinde ülkemiz ve yakın çevresinde yeni depremler olmuş, daha önceki dönemlerde olan depremlere, yeni araştırmalarla ortaya çıkarılan bir çok yeni bilgi eklenmiştir. Bu çalışmada ilk olarak daha önce yayınlanan Türkiye deprem bölgeleri haritaları derlenmiştir. Daha sonra, son yıllardaki çalışmalardan elde edilen yeni deprem verileri, 1971 ve İTÜ'nün hazırlamış olduğu harita üzerine yerleştirilmiş ve gerekli değişiklikler yapılarak yeni "Türkiye'de Beklenen Maksimum Şiddet Haritası" hazırlanmıştır. Ülkemizdeki hızlı şehirleşme ve endüstriyel yatırımlar düşünüldüğünde, elde ettiğimiz sonuçlar yürürlükte olan Türkiye deprem bölgeleri haritasının ve buna bağlı olarak deprem yönetmeliğinin yeniden gözden geçirilmesi gerekliliğini vurgulamaktadır.

ABSTRACT

Several seismic zoning maps of Turkey have been prepared and issued in the last 45 years. The first seismic zoning map of Turkey appeared in 1948. In 1963, Ministry of Public Works of Turkey issued the first official seismic zoning map of Turkey. Upon receiving several critical comments, in 1964 the Ministry of Public Works invited other institutions to propose their zoning studies. İTÜ has prepared two maps of expected maximum intensities in Turkey and submitted to Government in 1965 and 1971, respectively.

The current official seismic hazard map of Turkey distinguishes four hazard zones which are determined using the observed earthquake intensity data, and was put into effect by Government after 1971. This has clarified some of the questions arising for the maps issued in 1948 and 1963. Almost a twenty years has passed from the beginning of this last zoning map. Seismological studies carried out after 1960's revealed some 'previously unknown' historical earthquakes and showed the needs of revising some of the maximum seismic intensities and locations for the known ones. In this study, we first examined previously proposed deterministic seismic hazard map of Turkey. Then, the intensities of recently revealed historical and instrumental earthquakes were overlaid İTÜ's maximum intensity map of Turkey in order to investigate whether this new information regards modifications on the current map. A new Maximum Expected Intensity Map of Turkey was prepared and it is found the addition of the revised earthquake data. Considering the new industrial investments and rapid urbanization in Turkey, such revisions of previously assigned intensities of earthquakes are vital for the future planning in the country.

* İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 80626, Maslak, İstanbul.

** İTÜ YBYK UYG-AR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Birimi, 80626, Maslak, İstanbul.

GİRİŞ

Deprem bölgelerinin deprem etkinliği zaman içinde aynı kalmayıp, az ya da çok değişmektedir. Bunun başta gelen nedeni jeolojik olayların etkisiyle deformasyon ve kıvrılma oluşumlarının süregelmesi, biriken tektonik kuvvetlerin yer kabuğunu çeşitli yerlerinden kırmalarıdır. Jeolojik zaman ölçekleri insan ömrü ile karşılaştırılamayacak kadar büyük olduğundan bazı değişimleri zamanında gözlemlememiz olanaksızdır. Ancak jeolojik, jeomorfolojik, paleosismolojik ve arkeolojik araştırmalar, eski çağlarda daha önce bilmediğimiz yerlerde büyük depremlerin olduğunu ortaya koymaktadır. Ayrıca yerküre üzerine sismologlar tarafından yerleştirilen deprem kayıt istasyon sayısının giderek çoğalması nedeniyle daha ufak ve daha fazla deprem kayıt olanakları artmaktadır. Sonuç olarak zaman ve uzay içinde depremlerin sayısının, büyüklüğünün, yerinin ve yeryüzeyinde yaptığı etkilerin değişmekte olduğunu söyleyebiliriz. Bu etmenler nedeniyle depremselliği yüksek ülkelerde depremsellik karakterini ve deprem tehlikesi oluşturma potansiyelini niteliksel ya da niceliksel olarak belirleyen deprem bölgeleri kararları gözden geçirilmeli ve güncelleştirilmelidir.

Nüfus artış hızı, yurt genelinde % 2.5 ve hızlı şehirleşme olan yerlerde % 6 ya varan ülkemizde deprem potansiyel bölgelerinin yeni bulgular ışığında yeniden gözden geçirilmesinde yarar olduğu açıktır. Bu çalışmada, yukarıda belirttiğimiz özellikler ve etmenler ışığında Türkiye deprem bölgeleri ile ilgili bilgiler güncelleştirilmeye çalışılmıştır.

TÜRKİYE İÇİN DEPREM BÖLGELERİ BELİRLEME ÇALIŞMALARI

Ülkemiz için günümüze kadar değişik deprem bölgeleri haritaları hazırlanmıştır. Resmi olarak onaylanmamış sıfatı taşıyan ilk Türkiye deprem bölgeleri haritası Ord. Prof. Hamit Nafiz Pamir'in Dinamik Jeoloji adlı kitabının 2'nci cildinde bulunmaktadır (Pamir 1948). Şekil 1'de verilen bu haritada birbirinden farklı üç deprem potansiyel bölgesi tanımlanmıştır. Bu haritaya göre genellikle Kuzey Anadolu Fay Zonu, Batı Anadolu'nun graben havzaları, Van Gölü çevresi, Kars-Ağrı bölgesi, Adana ve İskenderun-Hatay illerimizi kapsayan bölgeler en tehlikeli deprem bölgeleri olarak gösterilmiştir. Haritaya dikkatlice bakıldığında bazı yerlerde en tehlikeli bölgeye komşu olup, ancak depremsiz gibi gösterilmiş bölgeler vardır. Depremin makrosismik etkilerinin uzaklıkla değiştiği kavramı düşünüldüğünde bu durum bugünkü deprem bölgeleri anlayışına uyumamaktadır. Ders kitabında yer alan bu deprem bölgeleri haritasının o zamanki İmar ve İskan Bakanlığı tarafından kullanıldığı ya da kullanıldığı ile ilgili bir bilgimiz yoktur.

İmar ve İskan Bakanlığı'nca resmi olarak yürürlüğe konulan ilk harita 1963 tarihli Türkiye Deprem Bölgeleri haritasıdır. Bu harita Şekil 2'de görülmektedir. Haritaya dikkatle bakıldığında 1948'deki haritayla benzerlikler gösterdiği, 1948 tarihli haritadaki ikinci derece bölgelerin ba-

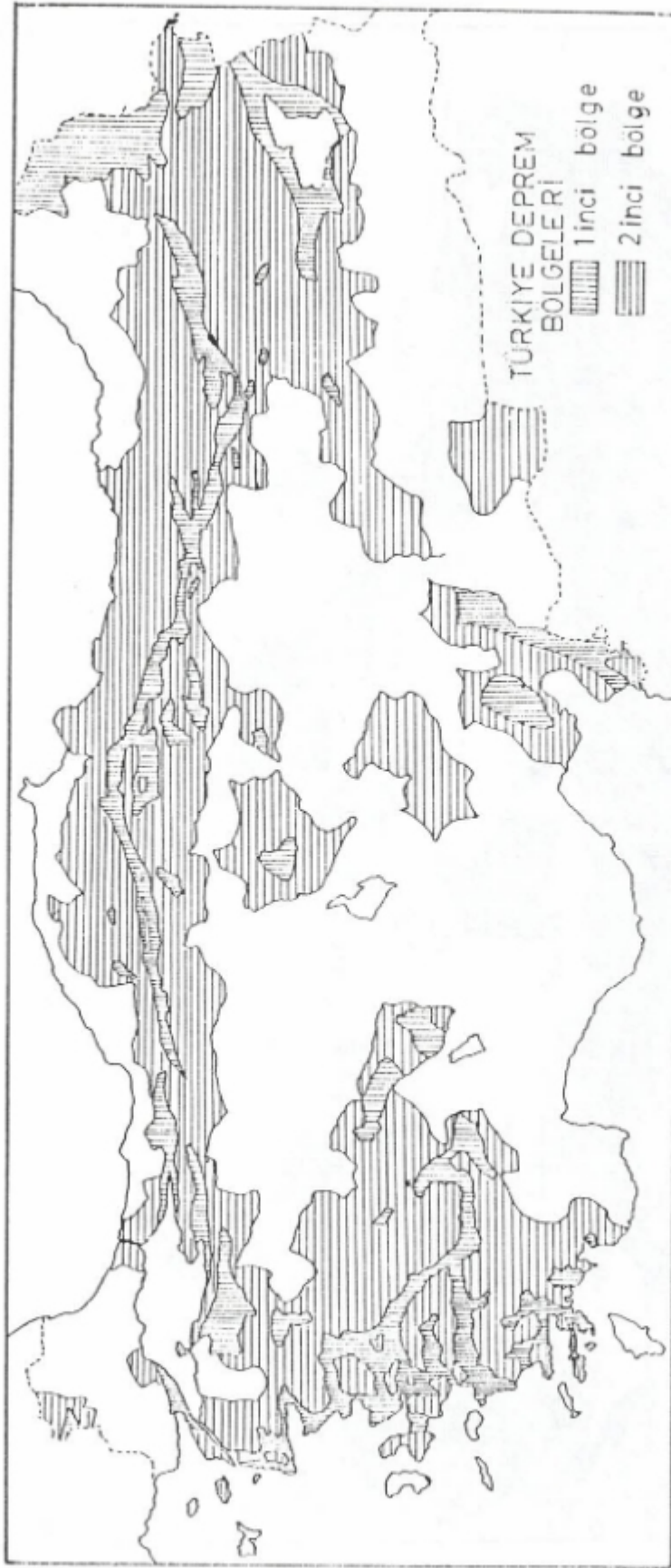
zılarının 3'üncü dereceye atandığı görülmektedir. Deprem bölgelerinin dağılım geometrisi gözönüne alındığında, Bakanlığın bu haritayı hazırlarken 1948 tarihli haritayı baz aldığı gösterir belirtiler vardır. Bu haritada da birinci derece bölge genellikle 1948 tarihli haritadaki gibi Kuzey Anadolu Fay Zonunu izlemekte ve Batı Anadolu grabenlerini kapsamaktadır. 1963 tarihli haritanın ilk haritaya göre en önemli bir farkı, üçüncü derece deprem bölgeleri ile "tehlikesiz" olarak tanımlanmış deprem bölgeleri içermesidir. Ancak birinci bölge ile tehlikesiz bölgelerin ve gene üçüncü bölge ile birinci bölgenin komşu olarak yeralması gibi, açıklanması güç yorumlamalar bu haritanın da eleştirilmesi sonucunu doğurmuştur.

1964 yılında İmar ve İskan Bakanlığı deprem yönetmeliği çalışmalarını yeniden başlatmış ve Bakanlık tarafından yapılan çağrı üzerine İstanbul Teknik Üniversitesi Sismoloji Enstitüsü tarafından bir rapor hazırlanmıştır. 22 Mart 1965 tarihinde Ankara'da yapılan deprem yönetmeliği toplantısında sunulan bu raporun ekindeki maksimum şiddet dağılım haritası önerisi Şekil 3'te görülmektedir. Şiddetin uzaklıkla azalması ve birim alanda açığa çıkan sismik enerji kavramları da gözönünde bulundurularak hazırlanan bu harita daha önceki eleştiriler konularını da ortadan kaldırmayı amaçlamıştır. Haritanın hazırlanmasında Pınar ve Lahn (1952) deprem kataloğu, çeşitli sismolojik bültenler ve o sıralarda hazırlanmakta olan Ergin ve diğ. (1967) deprem kataloğu kullanılmıştır. Bu harita hazırlanırken Türkiye depremleri için

$$I = I_0 + 3.58 - 3.33 \log_{10} R \quad (1)$$

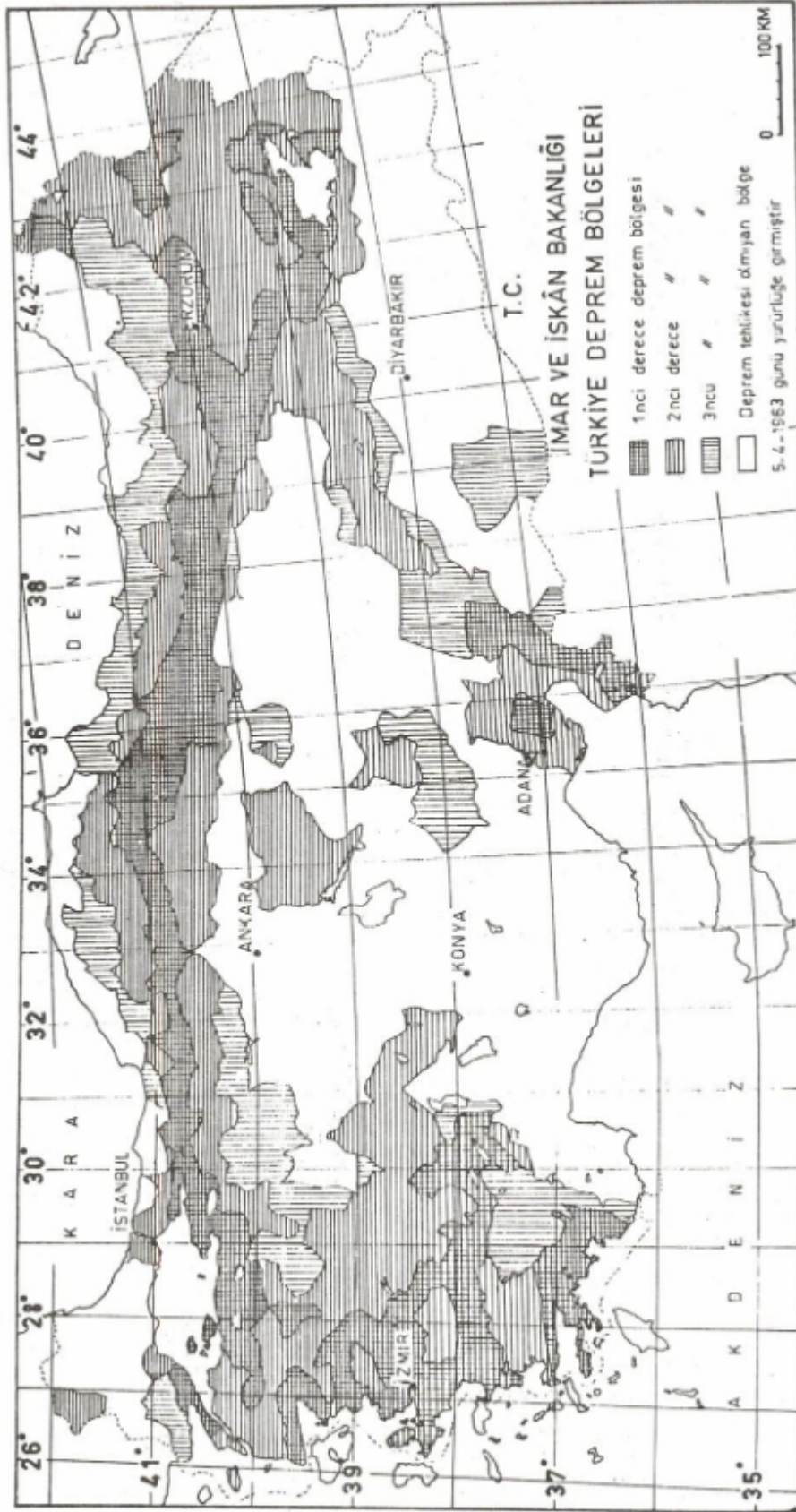
bağıntıları kullanılmıştır (İpek ve diğ. 1965). Bu bağıntılarda I_0 maksimum şiddet ve I, R (km) uzaklıktaki şiddettir.

1967 yıllarında İmar ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü kurulmuş ve 1963'te yürürlüğe konulan deprem bölgeleri haritası yeniden incelemeye alınmıştır. Deprem Araştırma Enstitüsü ile yapılan görüşmeler sonucu İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü tarafından (eski adıyla Sismoloji Enstitüsü, şimdiki adıyla İTÜ, Yer Bilimleri ve Yeraltı Kaynakları, UY-GAR Merkezi, Sismoloji ve Sismotektonik Birimi) bu çalışmalara katkı sağlamak amacıyla Türkiye'deki depremlerden beklenecek maksimum şiddet haritası hazırlanmıştır (Şekil 4). Ergin ve Güçlü (1971) tarafından hazırlanan bu harita şu yaklaşımla oluşturulmuştur. Önce ülkemizde o güne kadar eşşiddet (izoseist) haritası çizilebilmiş olan depremlerin eşşiddet haritaları birleştirilmiş (Çizelge 1) ve birbirlerini etkileyişleri gözönünde bulundurularak ülke çapında yeniden çizilmiştir. Birleştirilen bu haritalar, önce standart bir ölçeğe getirilmiş ve bunun üstüne tüm episantrlar büyüklüklerine göre işaretlenmiştir. Daha sonra, elde edilen bu yeni dağılım ülkemizin genel jeolojik yapısı da gözönünde bulundurularak yorumlanmış ve yeni deprem bölgeleri haritası yapılmıştır. Yeni harita Deprem Araştırma Enstitüsü'ne, bu haritaya sadık kalınarak yeni bir harita hazırlamaları dileğiyle gönderilmiştir. Deprem Araştırma Enstitüsü, İTÜ tarafından kendilerine önerilen haritaya benzer, ancak önemli farklar içeren yeni deprem bölgeleri haritası hazırlayıp, 1972 yılında Bakanlar Kuruluna onaylatmıştır (Şekil 5).

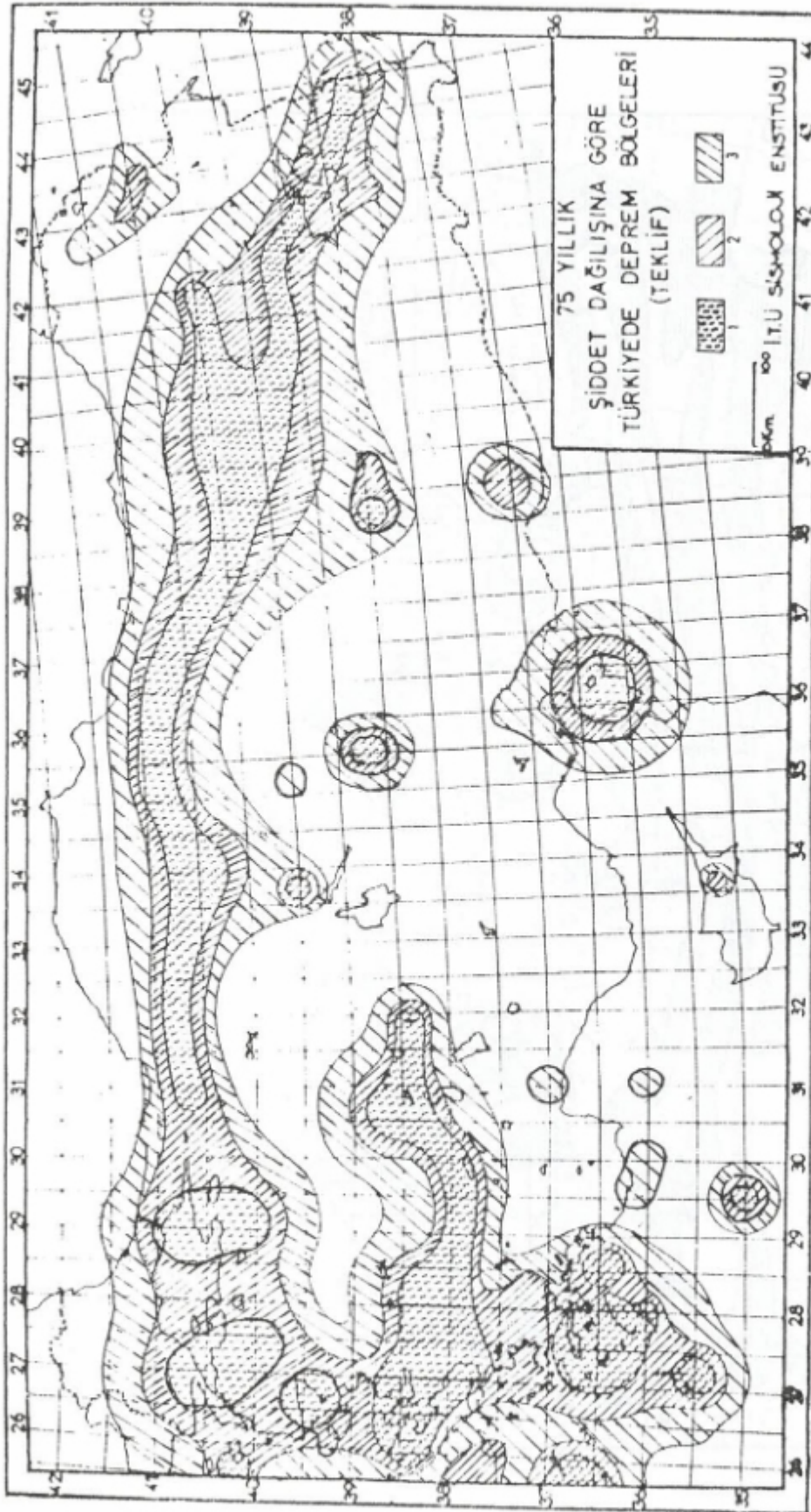


Şekil 1. Pamir (1948)'in Dinamik Jeoloji adlı kitabında yayımlanan üç bölge Türkiye deprem bölgeleri haritası. Üçüncü derece bölge boş gösterilmiştir.

Fig. 1. Seismic Zonation map of Turkey as proposed by Pamir (1948) in his book titled as 'Dynamic Geology'. The third grade region is shown by blank.

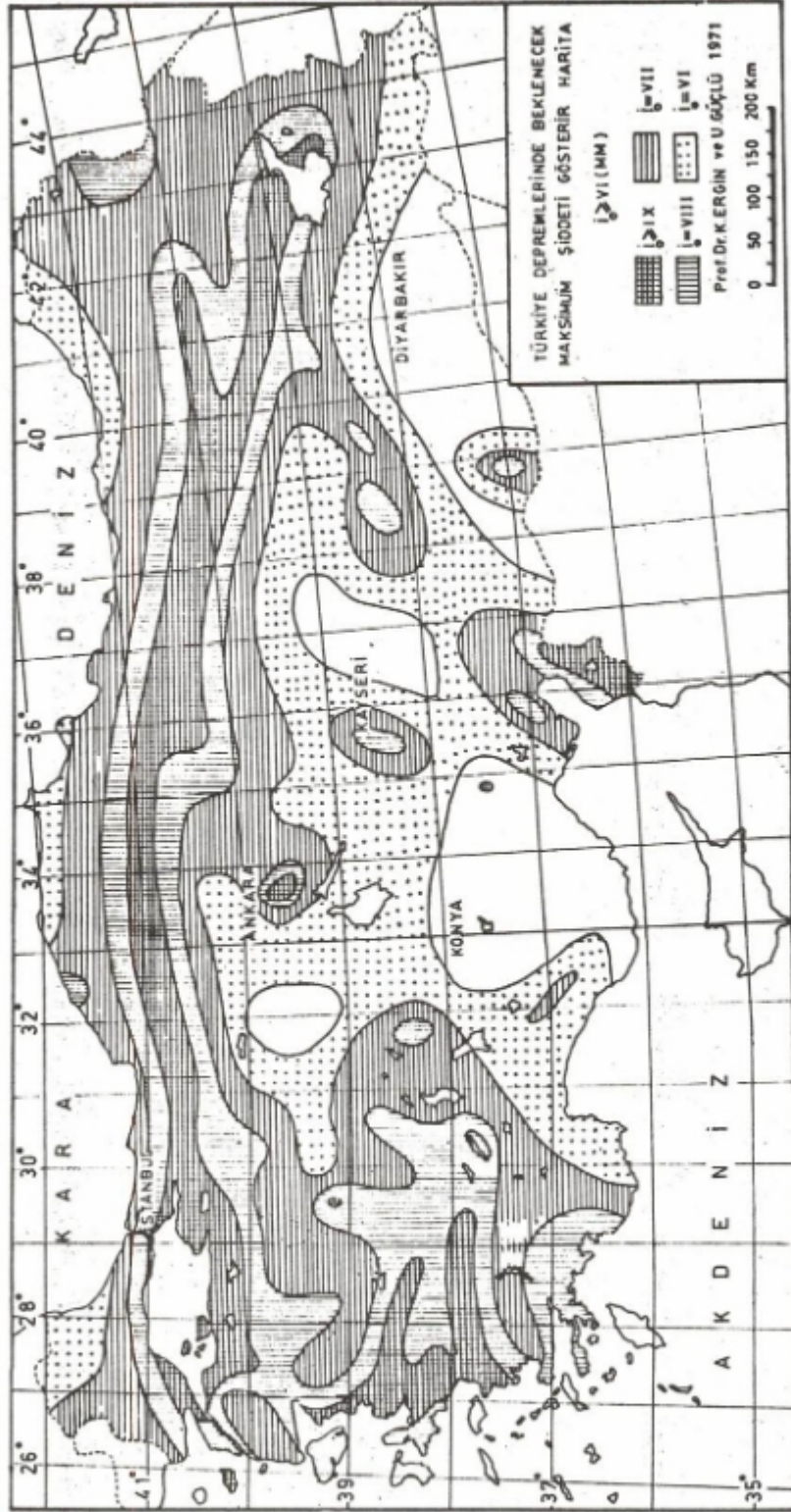


Şekil 2. İmar ve İskân Bakanlığı tarafından 1963 yılında yürürlüğe konan dört bölge Türkiye deprem bölgeleri haritası. Dördüncü derece bölge boş gösterilmiştir.
Fig. 2. The four grade earthquake zonation map of Turkey as proposed by the Ministry of Public Works in 1963. The fourth grade zone is shown by blank in the map.



Şekil 3. 22 Mart 1965 yılında Ankara'da yapılan deprem yönetmeliği toplantısında İTÜ Sismoloji Enstitüsü tarafından sunulan dört bölge Türkiye deprem bölgeleri haritası. Dördüncü bölge boş gösterilmiştir.

Fig. 3. The four grade seismic zonation map of Turkey which is proposed by the Institute of Seismology, Istanbul Technical University. The fourth grade zone is shown by blank.



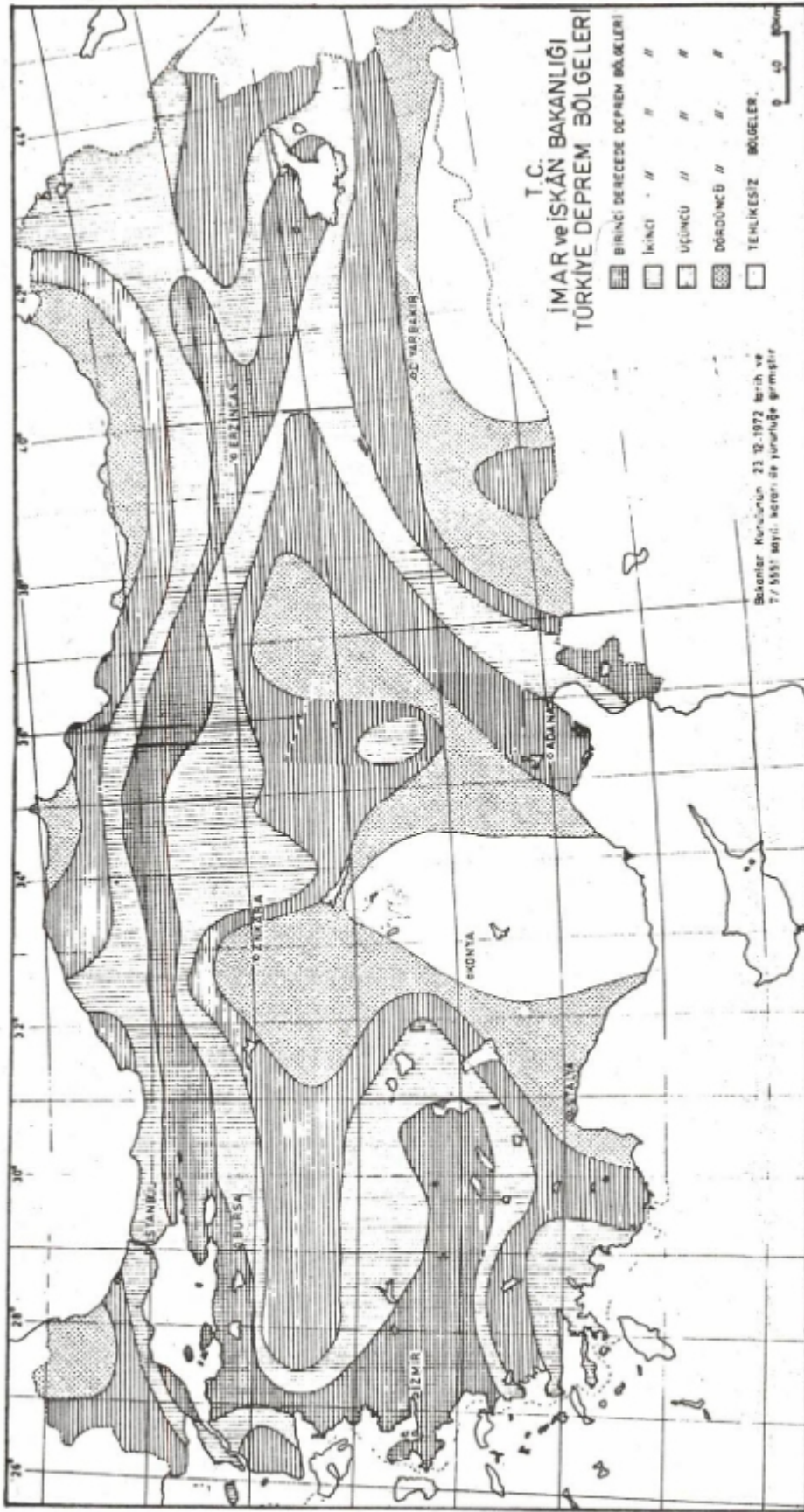
Şekil 4. Ergin ve Güçlü (1971) tarafından İmar ve İskan Bakanlığı'na önerilen beş bölgeyi Türkiye deprem bölgeleri haritası. Beşinci derece bölge boş gösterilmiştir.

Fig. 4. The five grade seismic zoning map of Turkey which is proposed to the Ministry of Public Works by Ergin and Güçlü (1971). The fifth grade zone is shown by blank.

Çizelge 2. 1972 den sonra yayınlanmış katalog ve diğer yayınlardan elde edilen yada şiddetleri değiştirilmiş tarihsel depremler.
 Table 2. The list of the historical earthquakes that their macroseismic information has been published after 1972 or intensities were revised.

Tarih	Koordinat		Eski	Yeni	Tarih	Koordinat		Eski	Yeni
G.A.Yıl	Enl.	Boyl.	Şid.	Şid.	G.A. Yıl	Enl.	Boyl.	Şid.	Şid.
MÖ 550	39.7	44.4	-	IX	8.4.859	36.25	36.1	VI	IX
427	41.2	31.4	-	V	3.9.968	41.15	34.75	-	IX
412	36.5	27	-	VIII	26.10.986	41	29	VIII	IX
360	41.2	31.4	-	-	23.9.1064	40.4	28.9	VIII	IX
330-323	40.6	37	-	-	23.9.1344	41	29	VI	IX
282	40.5	26.7	-	VIII	3.1354	40.7	27	VIII	IX
185	36	28	-	IX	20.3.1389	38.4	26.4	VI	IX
148	36.25	36.1	-	VIII	1458	39.75	40.4	-	X
131	37.05	36.6	-	VII	1462	41	29	-	IX
69	36.25	36.1	-	IX	1598	40.4	35.4	VIII	IX
65	37.75	29.25	-	VIII	6.2.1659	41	29	VI	IX
37	36.25	36.1	-	VIII	17.8.1668	40.9	36	-	IX
31	37.85	27.85	-	VIII	10.7.1688	38.4	27.2	-	X
5	37	27	-	VIII	25.5.1719	40.7	29.5	VIII	IX
MS 11	37.8	27.8	VIII	VIII	4.4.1739	38.4	27.2	VIII	IX
17	38.4	27.5	X	IX	29.7.1752	41.7	26.5	VI	IX
33	40.4	29.7	VII	VIII	22.5.1766	41	29	VII	IX
37	36.24	36.1	-	VIII	13.8.1822	36.4	36.2	VI	IX
79	36.25	36.1	-	VII	12.10.1845	39.1	26.2	VI	X
93	40.6	27.	VI	VIII	24.7.1852	39.9	41.3	VI	IX
94	38.75	30.5	-	VIII	26.6.1859	39.9	41.3	-	IX
105	38.9	27	VII	IX	3.11.1862	38.4	27.7	-	IX
110	37	26	-	IX	23.7.1865	39.4	26.2	VIII	IX
13.12.115	36.25	36.1	VII	IX	7.3.1867	39.1	26.5	VIII	IX
127	40.6	37	VI	IX	23.4.1868	40	41.7	VI	IX
155	36.3	28	-	X	10.1875	40.2	26.4	VI	IX
177	38.4	27.1	VII	X	1.11.1875	39.9	41.3	-	X
24.8.358	40.75	29.9	VII	IX	13.5.1876	38.8	30.5	VI	IX
427	41	29	VII	IX	3.4.1881	38.25	26.1	VI	X
8.12.447	40.8	29.6	VIII	IX	30.5.1881	38.5	43.3	VII	IX
25.9.478	40.8	29	-	IX	20.5.1890	39.9	38.8	-	IX
29.5.526	36.25	36.1	V	IX	19.8.1895	37.8	27.8	VIII	IX
15.8.553	40.75	29.1	-	X	9.3.1902	40.67	33.57	-	IX

* Kaynaklar: Ergin ve diğ. (1967), Soysal ve diğ. (1981).



Şekil 5. İmar ve İskan Bakanlığı tarafından 1972 yılında yürürlüğe konan beş bölgeyi Türkiye deprem bölgeleri haritası. Beşinci derece bölge boş gösterilmiştir.

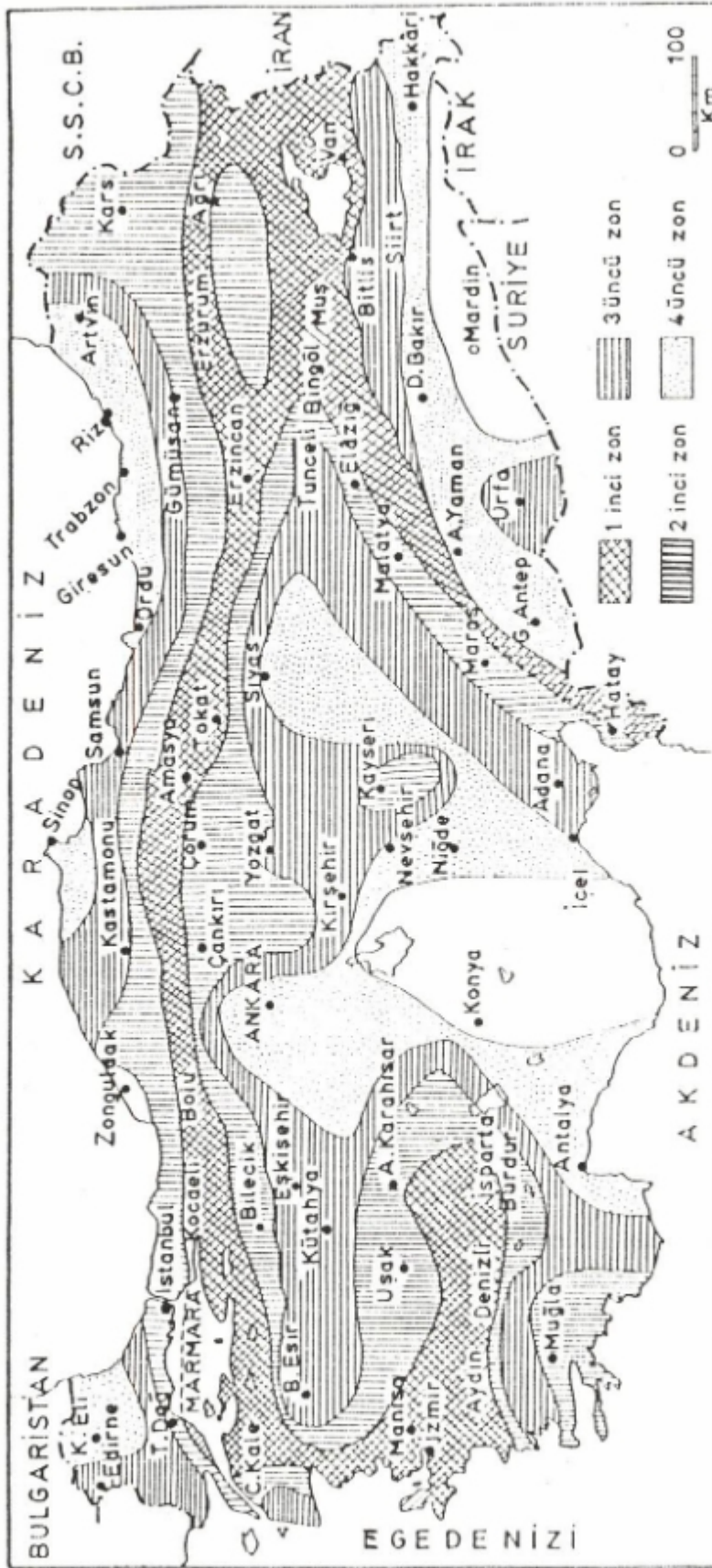
Fig. 5. The five grade seismic zoning map of Turkey which is put into force by the Ministry of Public Works as the year of 1972. The fifth grade is shown by blank.

Çizelge 1. İTÜ, Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü tarafından hazırlanan ve İmar ve İskan Bakanlığı'na 1971 yılında önerilen 'En Büyük Şiddet' haritasında kullanılmış eşşiddet verilerinin listesi.

Table 1. The list of the earthquakes which are used to prepare the 'Maximum Intensity Map of Turkey' and proposed to Ministry of Public Works of Turkey by the Institute of Physics of the Earth, Istanbul Technical University.

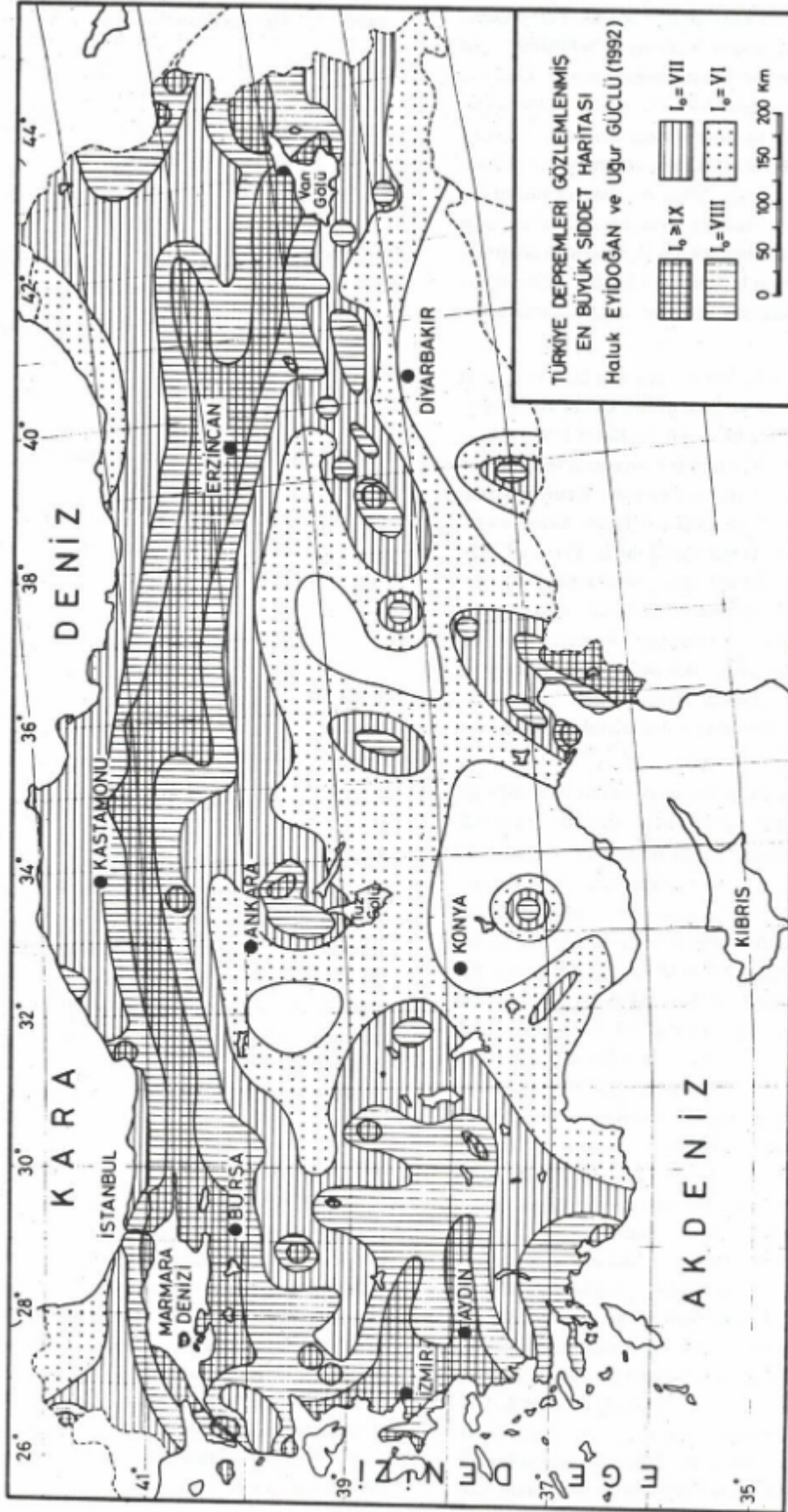
1- 30/31 Mart 1928	Tepeköy-Torbalı Depremi (Hakkı ve Pamir 1929)	20- 14 Eylül 1962	Balıkesir Depremi (Ergin ve diğ. 1967)
2- 19 Nisan 1938	Orta Anadolu Depremi (Parejas ve Pamir 1939)	21- 11 Mart 1963	Denizli Depremi* (Ergin ve diğ. 1967)
3- 21/22 Eylül 1939	Dikili-Bergama Depremi (Salomon-Calvi 1940)	22- 18 Eylül 1963	Doğu Marmara Depremi (Öziçek 1963)
4- 27 Aralık 1939	Erzincan Depremi (Ketin 1945)	23- 22 Kasım 1963	Tefenni-Burdur Depremi (Öziçek 1963)
5- 26 Kasım 1943	Ladik (Tosya) Depremi (Blumental 1945)	24- 14 Mart 1966	Palu-Maden Depremi* (Ergin ve diğ. 1967)
6- 1 Şubat 1994	Çerkeş-Bolu Gerede Depremi (Ketin 1961)	25- 14 Haziran 1964	Malatya Depremi* (Ergin ve diğ. 1967)
7- 22 Ekim 1952	Misis (Adana) Depremi (Roesli 1953)	26- 6 Ekim 1964	Manyas Depremi* (Ergin ve diğ. 1967)
8- 18 Mart 1953	Yenice-Gönen Depremi (Ketin ve Roesli 1953)	27- 7 Mart 1966	Varto Depremi (Uz ve Güçlü 1966)
9- 2 Mayıs 1953	Karaburun Depremi (Ketin ve Roesli 1953)	28- 19 Ağustos 1966	Varto Depremi (Ketin ve Abdüsselamoğlu 1966)
10- 18 Haziran 1953	Edirne Depremi (Ketin ve Roesli 1953)	29- 19 Ağustos 1966	Varto Depremi (Ambraseys ve Zatopek 1966)
11- 16 Temmuz 1955	Söke-Balat Depremi (Roesli ve Erguvanlı 1955)	30- 3 Eylül 1968	Bartın Depremi (Ketin ve Abdüsselamoğlu 1970)
12- 16 Temmuz 1955	Söke-Balat Depremi (Öcal 1958)	31- 22 Temmuz 1967	Adapazarı-Mudurnusuyu vadisi Depremi (Uz 1969)
13- 20 Şubat 1956	Eskişehir Depremi* (Öcal 1959)	32- 23 Mart 1969	Demirci Depremi (Ketin ve Abdüsselamoğlu 1969)
14- 25 Nisan 1957	Fethiye Depremi (Öcal 1958)	33- 28 Mart 1969	Alaşehir-Sarıgöl Depremi (Ketin ve Abdüsselamoğlu 1969)
15- 26 Mayıs 1957	Abant Depremi (Öcal 1959)	34- 28 Mart 1970	Gediz Depremi (Ketin ve diğ. 1970)
16- 2 Nisan 1959	Bozüyük-Bilecik Depremi (Ergin ve diğ. 1967)	35- 28 Mart 1970	Gediz Depremi* (Ergin ve diğ. 1971)
17- 25 Nisan 1959	Köyceğiz Depremi (Omote ve İpek 1959)	36- 2 Temmuz 1970	Gürün Depremi* (Ergin ve diğ. 1971)
18- 23 Mayıs 1961	Ege-Akdeniz Depremi* (Ergin ve diğ. 1967)		
19- 4 Eylül 1962	İğdır Depremi* (Ergin ve diğ. 1967)		

* Anket değerlendirme yoluyla çizilen eşşiddet haritaları.



Şekil 6. Ketin (1983) tarafından önerilen beş bölge Türkiye deprem bölgeleri haritası. Beşinci derece bölge boş gösterilmiştir.

Fig. 6. The five grade seismic zoning map of Turkey which is put into force by the Ministry of Public Works as the year of 1972. The fifth grade is shown by blank.



Şekil 7. Bu çalışmada elde edilen verilere dayanarak önerilen beş bölge Türkiye deprem bölgeleri haritası. Beşinci derece bölge boş gösterilmiştir.

Fig. 7. The five grade seismic zoning map of Turkey which is proposed in this study. The fifth grade zone is shown by blank.

Ortaya çıkan harita 1948 ve 1963 haritalarındaki sakinleşmenin bir bölümünü ortadan kaldırmıştır. Ancak, İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü haritasında belirtilmiş olan temel bölgelemeyi önemli ölçüde değiştirmiştir. Örneğin İstanbul'un güney kesimlerindeki IX şiddet bölgesi (bu bölge dünya standartlarına göre birinci derecede tehlikeli bölge olarak nitelendirilir) dikkate alınmamıştır. Genel bazı deprem bölgeleri genişletilirken bazıları daraltılmıştır. Bu deprem bölgeleri haritasının daha öncekilerden farklı ve iyi bir yanı, yerleşim birimlerinin ilçe bazında adlarının ve içine girdikleri deprem bölgelerinin tek tek haritanın arkasında listelenmiş olmasıdır. Bu liste uygulamalara kolaylık sağlamaktadır.

Türkiye deprem bölgeleri haritası için bir başka öneri de Ketin (1983)'in "Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış" adlı kitabında bulunmaktadır (Şekil 6). Ketin (1983), İmar ve İskan Bakanlığı'nın 1972 tarihli haritasında bazı değişiklikler yaparak yeni bir harita hazırlamıştır. Ketin'in haritasındaki belirgin değişiklikler daha çok Doğu Anadolu bölgesinde görülmektedir. Doğu Anadolu'da Erzincan-Ağrı arasında birinci derece tehlikeli alan içinde kalan ikinci derece bölgenin varlığı, Doğu Anadolu Fayına koşut birinci derece bölgenin hemen doğusundaki dördüncü dereceli bölgenin yer alması, Muş güneyinde birinci derece bölge ile üçüncü derece bölge arasında ikinci derece yokluğu ve Zonguldak çevresinin tehlikesiz bölge olarak gösterilmesi.

1972 de Deprem Bölgeleri Haritası'nın yürürlüğe girişinden sonra 20 yıl geçmiş bulunmaktadır. Bu süre içinde ülkemiz ve yakın çevresinde yeni depremler olmuş, 1970 yılı öncesi depremlerine ait yeni araştırmalar yapılmış, tarihsel depremlerle ilgili yeni veriler elde edilmiş ya da varolan bilgiler gözden geçirilmiş ve yeni kataloglar yayınlanmıştır (Soysal ve diğ. 1981, Ambraseys ve Finkel 1987, Alsan ve diğ. 1975, Ambraseys ve Melville 1982, Güçlü 1981, Berberian 1976, Ergin ve diğ. 1971, Güçlü ve diğ. 1986). Yeni bulgular 1972'ye kadar bildiğimiz bazı tarihsel dönem depremlerinden bir bölümünün şiddetini azalma ya da artma yönünde değiştirmiş bulunmaktadır. Bunların da ötesinde, 1972 yılına kadar hiç bilinmeyen tarihsel depremler ortaya çıkarılmıştır (Çizelge 2 ve Çizelge 3). Bu çalışmada, bütün bu yeni bilgiler derlenmiş ve bu bilgilerin ışığında yeni bir Türkiye Maksimum Şiddet Haritası oluşturulmaya çalışılmıştır (Şekil 7). Bu harita daha önce Ergin ve Güllü (1971) tarafından hazırlanan haritanın (Şekil 4) yeniden gözden geçirilmiş durumudur. Şekil 4 deki haritada yer almayan ve yeni araştırmalarda şiddet değerleri değişmiş olarak verilen depremler, bu harita üstüne yerleştirilmiş ve yukarıda verilen uzaklıkla şiddetin değişim bağıntısı (1) gözönünde bulundurularak yeni Türkiye'de Beklenen Maksimum Şiddet Haritası elde edilmiştir. 1972 onaylı Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası da benzer

Çizelge 3. 1970 den sonra olmuş depremler.

Table 3. The earthquakes which occurred after 1970.

1- 12 Mayıs 1971	Burdur Depremi (Erinç ve diğ. 1971)
2- 12 Mayıs 1971	Burdur Depremi (Aydın ve Sapanlı 1971)
3- 12 Mayıs 1971	Burdur Depremi (Tezcan ve diğ. 1971)
4- 22 Mayıs 1971	Bingöl Depremi (Seymen ve Aydın 1972)
5- 22 Mayıs 1971	Bingöl Depremi (Bilgin ve diğ. 1972)
6- 27 Mart 1975	Gelibolu-Saroz Depremi (Seymen ve Güllü 1975)
7- 6 Eylül 1975	Lice Depremi* (Güçlü ve diğ. 1986)
8- 6 Eylül 1975	Lice Depremi (Deprem Araştırma Enstitüsü Raporu 1976)
9- 6 Eylül 1975	Lice Depremi (Abdüsselamoğlu 1981)
10- 24 Kasım 1976	Çaldıran Depremi (Ketin ve Abdüsselamoğlu 1977)
11- 30 Ekim 1983	Narman Depremi (Özgül ve diğ. 1983)

* Anket değerlendirme yoluyla çizilen eşşiddet haritaları.

bir yaklaşımla hazırlandığından aynı bölgeleendirme ölçeği kullanılarak burada önerilen harita ile karşılaştırma yapılabilir. Bu karşılaştırma sonucu Kuzey Anadolu Fayı'nın belirlediği birinci derece alan yüzölçümü artmış, İTÜ'nün 1965 önerisinde de belirttiği gibi Marmara Denizi'nin kuzeyini ve İstanbul metropolünün güney bölgelerini oluşturan alanların birinci derece bölge niteliği kazanmış ve daha az dereceli bazı alanların bir bölümünün ise daha yüksek dereceli alanlara dönüştüğü bulunmuştur.

SONUÇ

1960'lı yıllarda İstanbul Teknik Üniversitesi Sismoloji Enstitüsü'nde başlanan deprem çalışmalarının bir ürünü olarak hazırlanan Türkiye Maksimum Şiddet Haritası'nın devamı niteliğinde yeni bir harita hazırlanmıştır. Bu amaçla; 1970 öncesi olmuş, ancak bugüne kadar bilinmeyen depremler, bilinen ancak şiddetleri yeniden belirlenmiş depremler ve 1970 sonrası olmuş depremler ile ilgili kayıtlar derlenmiştir. Elde edilen veriler İTÜ Arz Fiziği Enstitüsü tarafından 1971 yılında İmar ve İskan Bakanlığına önerilen Türkiye Maksimum Şiddet Haritası üzerine aktararak yeni bir harita elde edilmiştir.

Bu çalışmada elde ettiğimiz yeni Türkiye Maksimum Şiddet Haritası şimdilerde kullanılmakta olan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası ile kıyaslanabilir. Bu karşılaştırma sonucunda Kuzey Anadolu Zonu'nun belirlediği birinci derece alanın yüz ölçümünün arttığı, İTÜ'nün 1965 ve 1971 yıllarındaki önerisinde de belirttiği gibi Marmara Denizi'nin kuzeyini ve İstanbul metropolünün güney bölgelerini oluşturan alanların birinci derece bölge niteliği kazandığı ve daha az dereceli bazı alanların bir bölümünün ise daha yüksek dereceli alanlara dönüştüğü görülmüştür. Ayrıca, Doğu Anadolu'da birinci derece bölgelerinin alanının artması, Kuzey Batı Anadolu'da yeni birinci dereceli bölgelerin ortaya çıkması ve Ankara'nın güneydoğusunda beliren birinci ve ikinci derece yeni alanların varlığı dikkat çeken noktalar.

KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, Ş. 1981, 6 Eylül 1975 Lice depremi ve bölgenin jeolojisi, İst. Üni. Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Dergisi 1, 97-105.
- Alsan, E., Tezuçan, L. ve Bath, M. 1975, An Earthquake Catalogue for Turkey for the Interval 1913-1970, Kandilli Rasathanesi, Report No: 7-75.
- Ambraseys, N.N. ve Zapotek, A. 1966, The Varto-Üstükkıran (East Anatolia) Earthquake of 19 Ağustos 1966, A Field Report, Unesco Reconnaissance, Mission to Turkey London-Prague.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C. 1987, Seismicity of Turkey and neighbouring regions, 1899-1915, Annales Geophysicae, B, 701-726.
- Ambraseys, N.N. ve Melville, C. 1982, A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press.
- Aydın, A. ve Sapanlı, H.K. 1971, 12 Mayıs 1971 Burdur Depremi'nin Makrosismik Etüdü, İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü Raporu (Yayınlanmamış).
- Berberian, M. 1976, Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part II, III, Ministry of Industry and Mines, Geological and Seismotectonics Section, Report No: 39.
- Bilgin, T., Erer, S. ve Göçmen, K. 1972, 22 Mayıs 1971 Bingöl Depremi Tatbiki Jeomorfoloji Etüdü, İÜ, Edebiyat Fakültesi Yayını, No: 1722.
- Blumenthal, M. 1945, Ladik deprem hattı (Samsun ili), Maden Tetkik ve Arama Mecmuası 1, 153-162.
- Erinç, S., Bener, M., Sungur, K. ve Göçmen, K. 1971, 12 Mayıs 1971 Burdur Depremi, Tatbiki Jeomorfoloji Enstitüsü Yayınları, No: 1707, İstanbul.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z. 1967, Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu, Milattan sonra 11-1964, İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, No: 24.
- Ergin, K., Güçlü, U., Aksay, G. 1971, Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu, 1965-1970, İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, No: 28.
- Güçlü, U. 1981, Sinop Nükleer Enerji Santralına 50 km'ye Kadar Uzaklıktaki Çevresinde Tarihsel Deprem Araştırması ve Makrosismik Çalışma (Yayınlanmamış rapor).
- Güçlü, U. ve Uz, Z. 1966, 6-7 Mart 1966 Varto Depremine Ait ilk Rapor, İTÜ Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü Arşivi (Yayınlanmamış rapor).
- Güçlü, U., Altınbaş, G. ve Eyidoğan, H. 1986, Türkiye ve çevresi deprem kataloğu (1971-1975), İTÜ YBYK UYG-AR Merkezi, Sismoloji ve Sismotektonik Birimi, Yayın No: 30: 191.
- İbrahim, H. ve Pamir, H.N. 1929, 30/31 Mart 1928 Tarihindeki Tepeköy-Torbalı (İzmir) Zلزlesi, Darülfünun Jeoloji Enstitüsü Neşriyatı, No: 1.
- İpek, M., Uz, Z. ve Güçlü, U. 1965, Sismolojik Dönemlere Göre Türkiye'de Deprem Bölgeleri, Deprem Yönetmeliği Toplantısına Sunulan Rapor, 22 Mart 1965, Ankara.
- Ketin, İ. 1961, Umumi Jeoloji, Kısım, I, Arz Kabuğunun İç Olayları, 2. Baskı, İTÜ Kütüphanesi 360.
- Ketin, İ. 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İTÜ Vakfı Yayınları 32, 536 s.
- Ketin, İ. ve Roesli, T. 1953, Makroscismische Untersuchungen über das Northwest Anatolische Beben von 18 Mart 1953, Basel, Eclogae Geol. Helv. 46, 187-208.
- Ketin, İ. ve Abdüsselamoğlu, Ş. 1966, 19 Ağustos 1966 Varto Depremi'nin Makrosismik İncelemesi Hakkında Rapor, İTÜ YBYK UYG-AR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Alt Birimi Arşivi (Yayınlanmamış rapor).
- Ketin, İ. ve Abdüsselamoğlu, Ş. 1929, 23 Mart 1969 Demirci ve 28 Mart 1969 Alaşehir-Sargöl depremleri hakkında makrosismik gözlemler, Maden Mecmuası 24, 21-26.
- Ketin, İ. ve Abdüsselamoğlu, Ş. 1970, Bartın depreminin etkileri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 12, 66-76.
- Ketin, İ. ve Abdüsselamoğlu, Ş. 1977, Çaldıran Depremi ve Çaldıran Fayı Hakkında Kısa Bir Açıklama, İTÜ Maden Fakültesi, İTÜ YBYK UYG-AR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Alt Birimi Arşivi (Yayınlanmamış rapor).
- Ketin, İ. ve Abdüsselamoğlu, Ş. ve Aydın, A. 1970, Gediz Depremine Ait Saha Raporu, İ. Ketin Arşivi.
- Öcal, N. 1958, 16 Temmuz 1955 Söke-Balat Zلزlesi Maarif Vekaleti, İstanbul Kandilli Rasathanesi Sismoloji yayınları, No: 2.
- Öcal, N. 1959, 26 Mayıs 1957 Abant Zلزlesi, Maarif Vekaleti, İstanbul Kandilli Rasathanesi, Sismoloji yayınları, No: 4.
- Omote, S. ve İpek, M. 1959, Köyceğiz Zلزlesi Raporu, İTÜ YBYK UYG-AR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Alt Birimi Arşivi (Yayınlanmamış rapor).
- Özçiçek, B. 1963, 22 Kasım 1963 Tefenni (Burdur) Zلزlesine Ait Rapor, İTÜ YBYK UYG-AR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Alt Birimi Arşivi (Yayınlanmamış rapor).
- Özçiçek, B. 1964, 18 Eylül 1963 Doğu Marmara Zلزlesinin Etüdü, İTÜ YBYK UYG-AR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Alt Birimi Arşivi (Yayınlanmamış rapor).
- Özgül, N., Seymen, İ. ve Arpat, E. 1983, 30 Ekim 1983 Narman-Horasan depreminin makrosismik ve tektonik özellikleri, Yeryuvarı ve İnsan 8, 21-25.

- Pamir, H.N. 1948, Dinamik Jeoloji, Cilt II, İstanbul Üniversitesi Yayınları 348, 404 s.
- Parejas, E. ve Pamir, H.N. 1939, 19.04.1938 Orta Anadolu Yer Depremi, İst. Üni. Fen Fak. Mec. IV.
- Pınar, N. ve Lahn, E. 1952, Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu, Bayındırlık Bakanlığı, Yapı ve İmar İşleri Reisliği, Ankara, 36, No: 6.
- Roesli, F., 1953, Gönen-Yenice'de Vukua Gelen 18/3/53 ve Edirne'de 18/6/53 Tarihindeki İki Yer Sarsıntısı Hakkında Rapor, İTÜ Sismoloji Enstitüsü (Yayınlanmamış rapor).
- Roesli, F. ve Erguvanlı, K. 1952, Remarks on the Earthquake of the January 1952 at Hasankale, East of Erzurum, TJK Toplantısı.
- Roesli, F. ve Erguvanlı, K. 1955, Söke-Balat Depremine Ait Rapor, İTÜ Sismoloji Enstitüsü (Yayınlanmamış).
- Salomon-Calvi, W. ve Kleinsorge, H. 1940, Das Erdbeben von Kırşehir vom 19 April 1938 und Geologische Vorschaege etc., Maden Tetkik Arama Enst., seri B-5, 5-28.
- Seymen, I. ve Aydın, A. 1972, The Bingöl Earthquake Fault and its relation to the North Anatolian Fault Zone, Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turkey, No. 79, 1-8.
- Seymen, I. ve Güçlü, U. 1975, 27 Mart 1975 Gelibolu-Saroz Depreminin İzoseist Haritası, İTÜ Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü (Yayınlanmamış).
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y. 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (MÖ 2100-MS 1900), TÜBİTAK, Proje No: TBGA-341.
- Tezcan, S., İpek, M. ve Altınok, E. 1971, Burdur ve Bingöl Depremleri, İnşaat Mühendisleri Odası, İstanbul şubesi, No: 6, İstanbul.
- Uz, Z. 1969, 22 Temmuz 1967 Adapazarı Depreminin Art Sarsıntı Özellikleri, İTÜ Sismoloji Enstitüsü (Yayınlanmamış rapor).
- TC İmar ve İskan Bakanlığı. 1963, Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası.
- TC İmar ve İskan Bakanlığı. 1972, Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası.
- TC Bayındırlık ve İskan Bakanlığı. 1976, 6 Eylül 1975 Lice Depremi Raporu, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Deprem Araştırma Dairesi, Ankara.

BİR JEOFİZİK YÖNTEM: GAMA-IŞINI SPEKTROMETRESİ

A Geophysical Method: Gamma-Ray Spectrometry

İbrahim AYDIN*

ÖZET

Bir jeofizik yöntem olan gama-ışını spektrometresi, genellikle uranyum aramalarında, jeoloji haritalarında ayrıntıların ortaya çıkarılmasında ve metalik, kıymetli ve stratejik mineral aramalarında uygulanmaktadır. Ayrıca, çevre amaçlı olmak üzere, doğal ve yapay radyoaktivite kirliliğinin izlenmesi ve belirlenmesinde de kullanılmaktadır.

Gama-ışını spektrometresi Türkiye'de Orta Anadolu'da havadan uranyum aramaları için başarıyla uygulanmıştır.

ABSTRACT

A geophysical method of gamma-ray spectrometry is generally applied for uranium exploration, detailing the geological maps and exploration of metallic, precious and strategic minerals. It is also used in environmental studies to monitor and to determine the natural and industrial radioactive pollution.

Aircraft gamma-ray spectrometry survey has been carried out successfully for uranium exploration in Central Anatolia in Türkiye.

GİRİŞ

Bazı elementlerin, dolayısıyla mineral ve kayaların bir fiziksel özelliği olan radyoaktivite, en yalın tanımıyla, bir elementin atom yapısının değişimi şeklinde tanımlanabilir.

Radyoaktif elementlerden potasyum (K-40), Uranyum (U-235 ve U-238) ve Toryum (Th-234) ile bunların izotopları doğada en bol bulunan radyoaktif elementlerdir. Doğal radyoaktif elementler denilen K-40, U-235, U-238 ve Th-232, zaman içinde kendiliğinden bölünüp parçalanarak dönüşüme uğrarlar ve kendi izotoplarını oluştururlar.

Radyoaktivitenin keşfi, önce 1895 yılında Röntgen, 1896 yılında ise Röntgen'den habersiz araştırma yapan Becquerel tarafından gerçekleştirilmiştir. Radyoaktivitenin keşfini bir çok radyoaktif element ve izotoplarının keşfi izlemiştir, buna paralel olarak da radyoaktivite ölçmeye yarayan aletlerin yapımında büyük gelişmeler görülmüştür.

Doğal kaynakların aranması veya benzeri araştırmalar için yerküredeki mineral ve kayaların radyoaktivite özelliğinden yararlanılmasına dayanan jeofizik yöntem radyometrik yöntem denir. Gama-ışını spektrometresi ise radyometrik yöntemin özel bir uygulama şeklidir.

Radyoaktivite ölçmelerden jeofizikte yararlanılmasına 1920 lerin ilk yıllarında başlanmıştır. 1930 lu yıllara ge-

lindiğinde, Geiger-Müller cihazlarının petrol kuyularında log almada kullanıldığını görüyoruz. Daha sonra, radyoaktif elementlerden yayılan gama-ışınlarının uzak mesafelere gidebilmesi ve bazı kristalen maddelerde ışıma (fosforans-sintilasyon) oluşturmaya özelliğine dayanan sintilometreler yapılmıştır. Sintilometreler genel jeoloji ve radyoaktif mineral aramalarında uzun yıllar kullanılmışlar, 1960 lı yılların ortalarından başlayarak yerlerini spektrometrelere bırakmışlardır (Telford et. al. 1976, IAEA 1979).

Türkiye'de 1960 yılına kadar olan radyoaktif mineral aramalarında Geiger Müller cihazları ve elde taşınabilir küçük sintilometreler kullanılmıştır. 1960 ve 1961 yıllarında Canadian Aero Service isimli şirket, MTA adına yaptığı havadan etütlerde manyetometre ile birlikte bir de sintilometre kullanmıştır (Hutchison ve diğ. 1962). 1962-1968 ve 1973-1975 yılları arasında bir çok küçük saha üzerinde uçularak gerçekleştirilen havadan radyometrik etütlerde MTA kendi uçak, sintilometre ve personeli kullanmıştır. Türkiye'deki ilk gama-ışını spektrometrik etüt ise, 1983 yılında ve Yozgat civarında 2000 km² lik bir alanda helikopterle uçularak gerçekleştirilmiştir (Wallin 1984). Daha sonraki gama-ışını spektrometri etütleri, yine MTA tarafından 1987 ve 1988 yıllarında Kayseri-Yozgat-Nevşehir civarında 25500 km² lik bir alanda yapılmıştır (Aydın 1990).

Bu yazı ile, gama-ışını spektrometresini öz olarak, Türkiye'deki bazı uygulamalardan örnekler vererek tanıtmak amaçlanmıştır.

* MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Dairesi, 06520 Ankara.

RADYOAKTİVİTE

Bir atomun yapısı incelendiğinde, ortada pozitif yüklü bir çekirdek ve yörüngesinde negatif yüklü elektronlar görülür. Çekirdek ise kütleleri olan pozitif yüklü protonlar ile yüksüz nötronlardan oluşur. Bazı elementlerin çekirdeklerindeki proton ve nötron sayıları farklı olsa da atom numaraları aynıdır ve periyod cetvelinde aynı yerdedirler. Bu elementlere izotop denir. Bunların atomlarındaki proton ve nötron sayılarının farklı olması, atomik kütlelerinin de farklı olmasına neden olur.

Doğada bulunan radyoaktif elementler durağan veya durağan olmayan izotoplarına dönüşürlerken alfa, beta ve gama gibi parçacık veya ışınlar yayarlar. Bu parçacıklar veya ışınlar bazı önemli fiziksel özellikler gösterirler. Bunlar; normal ışık veya X ışınları gibi fotoğraf filminin hassas yüzeyini etkiler, gazları iyonize edip iletken hale getirirler, bazı kristalen madde veya kimyasal bileşiklerde ışıma olayı (fosforesans-sintilasyon) oluştururlar.

Alfa, beta ve gama parçacık veya ışınlarının bu özellikleri, yerbilimin değişik disiplinlerinde değişik amaçlar için kullanılmaktadır. Alfa parçacıkları, kütleleri ve pozitif yükleri olan helyum çekirdekleridir. Yayınım güçleri çok zayıftır. Beta parçacıkları, kütleleri ve negatif yükleri olan elektronlardır. Yayınım uzaklıkları alfa parçacıklarına göre biraz daha fazla olup, havada ancak 1-2 metredir. Gamma ışınları, yükleri ve kütleleri yoktur. Bu nedenle bir kütlesi olan alfa ve beta için parçacık terimi kullanılırken, gama için ışın terimi kullanılır. Yüksüz ve kütesiz oluşları nedeniyle havada yaklaşık 500 metreye kadar yayınabilirler. Yarım metre kalınlığındaki bir topraktan geçemezler, manşet alanlardan etkilenmezler. Gama-ışını spektrometresinin ana unsurudurlar. Elektromanyetik radyasyonun yüksek enerjili bir türüdürler ve elektromanyetik tayfda, sınırları kesin olmasada X ışınları ile kozmik ışınlar arasındaki bir frekans bandında yer alırlar (Şekil 1).

Gama-ışınları yayınırken karşılaşp çarpıştıkları maddelerle karşılık etkileşime girerler (Telford et. al. 1976). Bu etkileşim ile ortaya çıkan fiziksel olayların en önemlileri fotoelektrik olay, Compton saçılma olayı, elektron çifti olaylarıdır. Bunlardan fotoelektrik olay, gama-ışını spektrometresinde gama-ışınının ölçmesi için mutlaka oluşması gereken bir olaydır. Compton olayı belirli bir enerjisi olan gama-ışınının yayınırken yolu üzerindeki bir parçacık ile çarpışması ve enerjisinin bir kısmını yitirerek daha düşük bir enerji ile yoluna devam etmesi olayıdır. Elektron çifti olayı ise diğerlerine göre daha az önemli bir olaydır.

DOĞAL RADYOAKTİF ELEMENTLER VE ÖZELLİKLERİ

Yerkürede doğal olarak ve bol miktarda bulunan K-

40, U-238 ve Th-232 radyoaktif elementleri ve bunların her izotopu gama-ışını yaymazlar. Bu elementlerin durağan izotopuna ulaşma süreci içinde ortaya çıkan diğer izotopları Çizelge 1, 2 ve 3 de gösterilmiştir. Çizelgelerde izotopların yarı ömürleri, yaydığı parçacık veya ışın ile gama-ışını spektromunda doruk vererek kendini gösterdiği enerji düzeyleri de yer almaktadır. Diğer taraftan % 2 lik potasyum, 100 ppm lik uranyum ve 1000 ppm lik toryum elementlerinin 0-3.0 MeV arasındaki gama-ışını enerji spektromunda gösterdiği belli başlı doruklar ve bu dorukların enyüksek olduğu enerji düzeyleri Şekil 2 de gösterilmiştir. Yukarıda adı geçen MeV ifadesi gama-ışını spektrometride gama ışınlarının enerjilerini tanımlar ve Mega Elektron Volt birimi ile ölçülür ve 1 000 000 elektron volta (ev) eşittir. Birim yüklü bir parçacığın bir voltluk bir gerilim farkı ile harekete geçirilerek kazandığı enerjiye bir elektron volt denir.

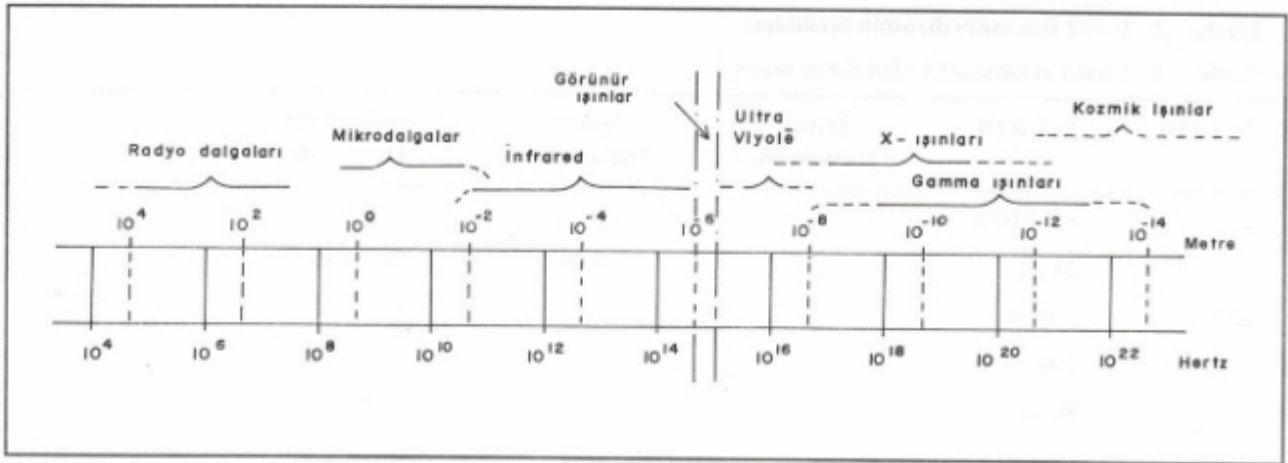
Bazı elementlerin radyoaktif özellikleri izleyen şekilde özetlenebilir. Potasyumun radyoaktif izotopu olan K-40, tüm potasyumun % 0.0118 i kadardır. K-40 ın yarı ömrü, yani ilk oluşum miktarının yarısının bir başka izotopa dönüşmesi için geçen süre 1.3 milyar yıldır. K-40 ın % 89 u beta parçacıkları yayınlarken durağan Ca40 a dönüşürken, kalan % 11 i ise gama-ışınları yayınlarken bir başka durağan izotop olan Ar-40 a dönüşür. K-40 orijinli gama-ışınlarının 1.4608 MeV luk enerjisi bulunmaktadır (Çizelge 1 ve Şekil 2). Gama-ışını spektrometrelerin potasyum penceresi 1.36 MeV ile 1.56 MeV arasındaki enerji düzeylerindeki gama ışınlarını algılamak üzere düzenlenmiştir.

Uranyumun iki doğal izotopu bulunmaktadır. Bunlar U-235 ve U-238 olup, bunlardan U-238 doğada daha çok (% 99.73) bulunur. U-235 in ve izotoplarının gama-ışınlarının enerjileri 0.89 MeV nin altındadır. Çizelge 2 de görüldüğü gibi, U-238 in kendisi gama-ışını yaymaz, buna karşın iki değişik izotopu Pb-214 ve Bi-214 ün gama-ışını enerji düzeyleri yüksektir. Bunların dışındaki U-238 izotopları gama-ışını yaymazlar. Bi-214 ün en belirgin doruk verdiği enerji düzeyi 1.76 MeV dur. Doruk verdiği diğer enerji düzeylerinde K-40 ve Th-232 de doruk oluşturmaktadır (Şekil 2). Bu yüzden, U-238 aramalarında spektrometrelerin uranyum penceresi, sadece K-40 ve Th-232 izotoplarından gelen gama-ışınlarının girmedığı ve 1.66 MeV ile 1.86 MeV arasındaki enerji düzeyi gama-ışınlarını algılamak üzere düzenlenirler.

Toryumun doğal izotopu Th-232 dir ve en belirgin ve şiddetli doruk verdiği enerji seviyesi 2.62 MeV dur. Bu doruk toryumun Tl-208 (Talum) izotopu tarafından yaratılır (Çizelge 3 ve Şekil 2). Toryum minerali aramalarında spektrometrelerin toryum penceresi 2.42 MeV ile 2.82 MeV arasındaki enerji düzeyli gama-ışınlarını yakalamak üzere düzenlenirler.

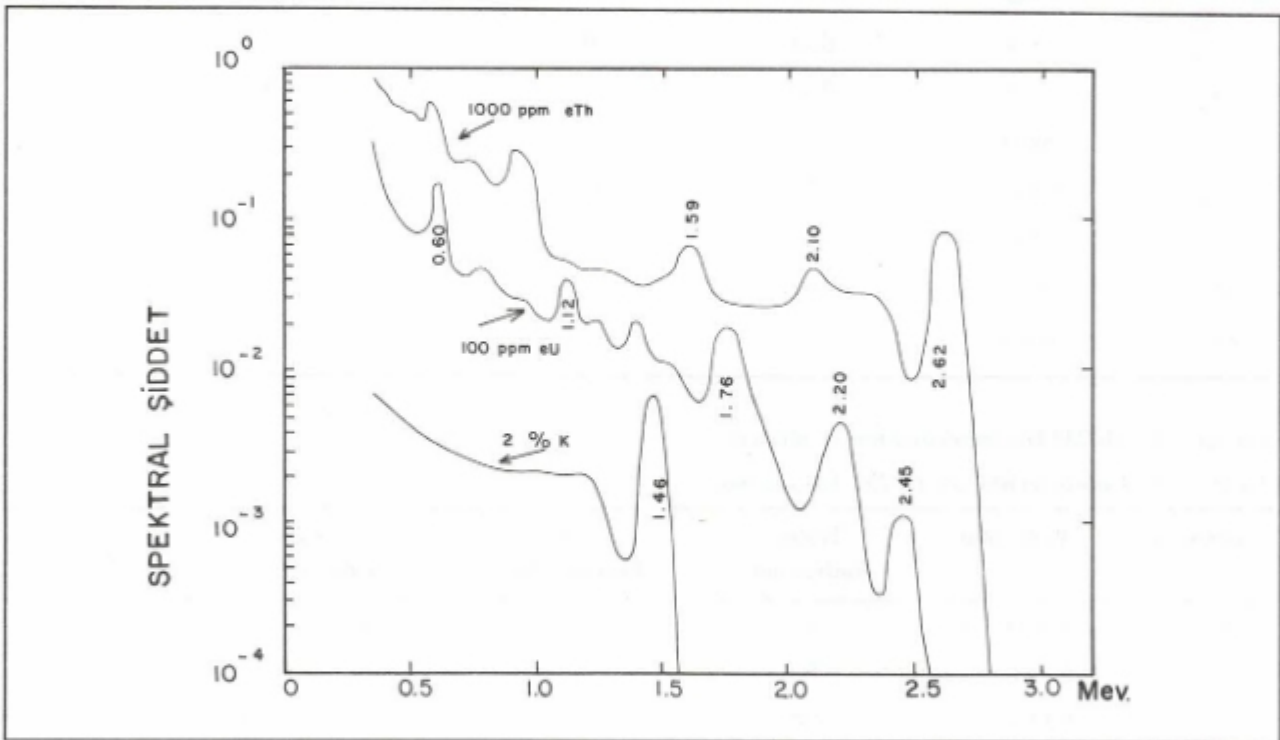
İZOTOP DENGESİ

Kapalı bir izotopik dönüşüm sisteminde, bir izotopun



Şekil 1. Göreceli frekans bandlarını gösteren elektromanyetik spektrum.

Fig. 1. The electromagnetic spectrum showing relative frequency bands



Şekil 2. Potasyum, Uranyum ve Toryumun yer seviyesinde ve 76 mm x 76 mm boyutlu bir NaI kristalle elde edilen gama-ışını Spekturumu (IAEA 1976).

Fig. 2. Thorium, Uranium and Potassium gamma-ray spectra obtained at ground level with a 76 mm x 76 mm NaI scintillator.

Çizelge 1. K-40 Elementinin dönüşüm özellikleri.

Table 1. Characteristics of K-40 decay scheme.

Değişim Dizisi	Yarı ömür	Radyasyon	Gama/Parçalanma	Gama-Işını Enerji (MeV)
$^{40}_{\text{K}}$	$1.3 \times 10^9 \text{ y}$	β, ρ	0.11	1.4608
(89%), $^{40}_{\text{Ca}+}$	Duraylı			
(11%), $^{40}_{\text{Ar}+}$	Duraylı			

Çizelge 2. U-238 Dönüşüm dizisinin özellikleri.

Table 2. Characteristics of U-238 decay series.

İzotoplar	Yarı ömür	Temel Radyasyon	Gama/ Parçalanma	Gama-Işını Enerji (MeV)
$^{238}_{\text{U}}$	$4.51 \times 10^9 \text{ y}$	∞	-	0.05
$^{234}_{\text{Th}}$	24.1 g	β	0.08	0.03,0.06,0.09
$^{234}_{\text{Pa}}$	1.18 dk	β	-	
$^{234}_{\text{U}}$	$2.48 \times 10^5 \text{ y}$	∞	-	0.053
$^{230}_{\text{Th}}$	$8 \times 10^4 \text{ y}$	∞	-	0.07
$^{226}_{\text{Ra}}$	$1.600 \times 10^3 \text{ y}$	∞	0.04	0.186
$^{222}_{\text{Rn}}$	3.82 g	∞	-	
$^{218}_{\text{Po}}$	3.05 dk	∞	-	
$^{214}_{\text{Pb}}$	26.8 dk	β, ρ	0.6	0.05,0.24,0.29,0.35
$^{214}_{\text{Bi}}$	19.8 dk	β, ρ	1.3	0.61,1.12,1.76,2.20,2.44
$^{214}_{\text{Po}}$	$1.6 \times 10^{-4} \text{ s}$	∞	-	
$^{210}_{\text{Pb}}$	21.3 y	β	0.04	0.047
$^{210}_{\text{Bi}}$	5.01 g	β	-	
$^{210}_{\text{Po}}$	138.4 g	∞	-	
$^{206}_{\text{Pb}}$	Duraylı	-	-	

Çizelge 3. Th-232 Dönüşüm dizisinin özellikleri.

Table 3. Characteristics of Th-232 decay series.

İzotoplar	Yarı-ömür	Temel Radyasyon	Gama/ Parçalanma	Gama-Işını Enerji (MeV)
$^{232}_{\text{Th}}$	$1.39 \times 10^{10} \text{ y}$	∞	-	0.06
$^{228}_{\text{Ra}}$	5.75 y	β	-	0.01
$^{228}_{\text{Ac}}$	6.13 sa	β, ρ	0.68	0.06,0.13,0.21,0.27,0.33,0.34,0.91,0.96
$^{228}_{\text{Th}}$	1.91 y	∞	0.02	0.084
$^{224}_{\text{Ra}}$	3.64 g	∞	0.04	0.024
$^{220}_{\text{Rn}}$	55.3 s	∞	-	
$^{216}_{\text{Po}}$	0.15 s	∞	-	
$^{212}_{\text{Pb}}$	10.64 sa.	β, ρ	0.52	0.12,0.24,0.30
$^{212}_{\text{Bi}}$	60.6 dk	β, ρ	0.12	0.04,0.73,0.78,1.62
$^{214}_{\text{Po(64%)}}$	$3 \times 10^{-7} \text{ s}$	∞		
$^{208}_{\text{Tl(36%)}}$	3.1 dk	β, ρ	2.3	0.28,0.51,0.58,0.76,0.86,2.62
$^{208}_{\text{Pb}}$	Duraylı	-	-	

bir saniyede bölünen (parçalanın) atom sayısı, bir önceki izotopun bölünmesiyle oluşan atom sayısı kadardır. Bu nedenle, kuramsal olarak bir izotopun ölçülmesi ile bir önceki izotopun yani ana elementin miktarı belirlenebilir.

Gama-ışını spektrometrik ölçmelerde, Bi-214 den yayınan 1.76 MeV enerjili ve Tl-208 den yayınan 2.62 MeV enerjili gama radyasyonu ölçülmektedir. İzotopik denge kuramına göre bu ölçmelerden uranyum ve toryum miktarlarının hesaplanmasına gidilmektedir. Bulunan miktarların her zaman doğru olduğu söylenemez. Çünkü doğada bulunan uranyum ve toryum izotopları, uzun dönüşüm süreci içinde ortaya çıkan jeolojik ve çevresel şartlar (rüzgar, yeraltı ve yerüstü su hareketleri v.b.) ile kendilerinin mineralojik ve kimyasal özellikleri (kolay çözünme, kolay soğrulma v.b.) yüzünden her zaman ilk konum ve miktarlarını koruyamazlar. Yukarıda anlatıldığı gibi, izotop dengesinin korunduğuna ilişkin kesin kanıtlar yoksa, Bi-214 ve Tl-208 in gama radyasyonlarından bulunan uranyum ve toryum ifadelerinin başına eşdeğer (equivalent) sözcüğünü belirlemek üzere e harfi konur. Örneğin; (...) ppm eU veya (...) ppm eTh.

GAMA-IŞINI SPEKTROMETRESİ

Radyometrik ölçme aletlerinin en eskisi iyon odacığı adı verilen aletler olup, halen nadiren de olsa kuyu ölçmelerinde nötron logu almada kullanılmaktadır. Bu aletin çalışması alfa, beta ve gama-ışınlarının gazları iyonize etme esasına dayanır.

İkinci kuşak radyometrik etüt aletleri olarak bilinen ve çok uzun yıllar kullanılan aletler Geiger-Müller sayaçlarıdır. Çalışma esası iyon odası aletine benzeyen, öncelikle beta parçacıklarına duyarlı olan bu sayaçlar ilk kullanıma 1920 li yıllarda çıkmıştır. 1940 lı yılların başlarında sintilometreler jeolojik amaçlarla kullanılmaya başlanmıştır. Sintilometrelerin çalışma prensibi, gama ışınlarının bazı kristalen madde veya kimyasal bileşiklerde oluşturduğu ışıma olayına dayanır. 1940 yılların sonlarında uçaklara yerleştirilerek havadan radyometrik etütlerde kullanılmıştır. Sintilometreler, gama ışınlarının çarpıp ışıma oluşturduğu bir kristal, bu kristale bitişik ve ışımayı şiddetlendirerek elektrik sinyallerine dönüştürmeye yarayan bir tüp (PMT) ve genellikle 0.5-2.8 MeV enerjili gama-ışınlarının oluşturduğu tüm elektrik sinyallerini sayan bir sayaçtan oluşur (Şekil 3).

Belli bir zaman aralığında (genellikle bir saniye) sayılan sinyal sayısı bir kayıtçı yardımı ile kaydedilir. Kristale gelen gama-ışınının enerjisi PMT den çıkan elektrik sinyalinin şiddetine eşdeğerdir.

Gama-ışını spektrometrelerin çalışma prensibi, sintilometrelerin çalışma prensibinin aynıdır. Tek fark, spektrometrelerin değişik enerji şiddetli elektrik sinyallerini, belli enerji seviyeli kanallardan veya alt-üst enerji limitleri belli pencerelerden geçiren çözümleyicilerinin bulunmasıdır (Şekil 4).

Genellikle dört pencereleli spektrometreler standart

Çizelge 4. Dört pencereleli bir spektrometrenin pencere enerji düzeyleri.

Table 4. Energy limits of four windows spektrometer.

Pencere	Enerji Düzeyleri
Toplam Sayım Penceresi	0.4 - 3.00
Potasyum Penceresi	1.36 - 1.56
Uranyum Penceresi	1.66 - 1.86
Toryum Penceresi	2.42 - 2.82

spektrometrelerdir ve bu pencerelerin isimleri ve yaklaşık alt ve üst enerji seviyeleri Çizelge 4 de verilmektedir (IAEA 1991).

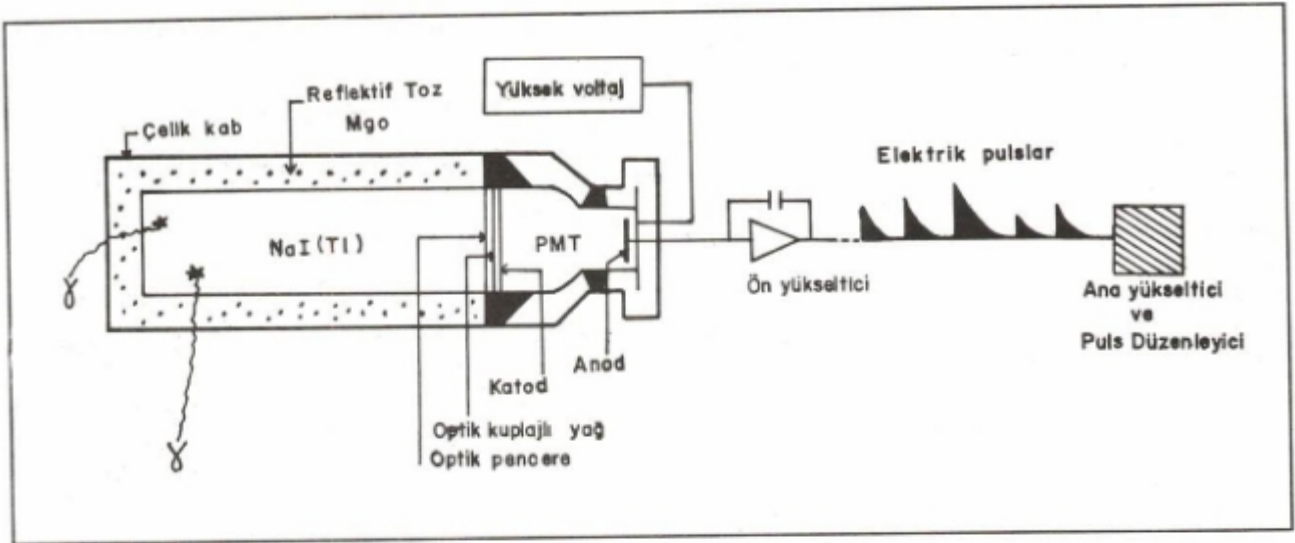
Gama-ışınlarının 0.0-3.0 MeV enerji bandı, 256 eşit aralığı bölünerek 256 kanallı spektrometreler yapılmıştır. Her kanalın yaklaşık 12 KeV luk bir enerji aralığı bulunmaktadır ve bu tür spektrometreler doğal ve yapay izotopların arama ve araştırılmasında başarıyla kullanılabilmektedir (Grasty et. al. 1985).

Spektrometrelerin kristalleri genellikle talyum katkılı NaI den yapılmıştır. NaI kristalli spektrometrelerin etkinliği ve ayrımlılığı yüksek, spektrum kayması (drift) ile maliyetleri düşüktür. Spektrum kaymasını önlemek için kristaller etüt mevsimi süresince sabit ısıda tutulmalıdırlar. Etkinliği, ayrımlılığı ve maliyetleri daha yüksek olan spektrometrelerin kristalleri talyum katkılı CsI veya lityum katkılı germanyumdan yapılmışlardır.

Bazı gama-ışını spektrometre etütlerinde, alt bölüme kurşun bir levha konulan küçük hacimli ek bir kristal daha kullanılır ve bu kristale gelen gama ışıması sayımları da ayrıca kaydedilir. Yerden gelen gama-ışınlarının kurşun levha yardımıyla engellendiği bu kristalin kayıtları, havadaki radon gazının ana kristale etkisinin belirlenip yok edilmesinde kullanılır. Herhangi bir radyoaktif elementten yayınan gama-ışını sayısı, her birim zaman aralığında ve her yönde eşit değildir.

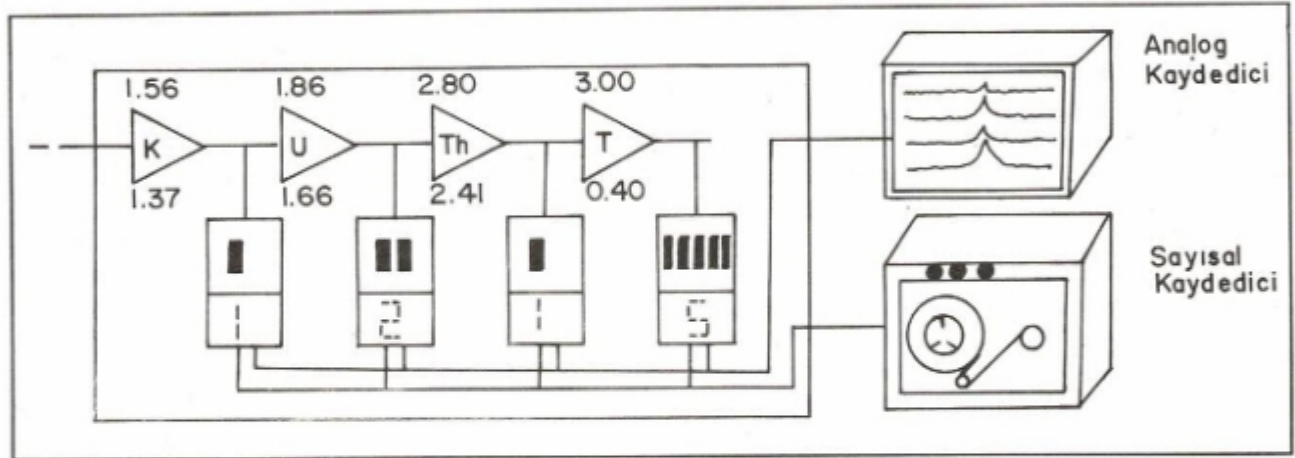
UYGULAMA ALANLARI VE TÜRKİYE'DEN ÖRNEKLER

Gama-ışını spektrometre etütleri sonunda potasyum konsantrasyonunu % olarak, uranyum ve toryum konsantrasyonlarını ise ppm cinsinden gösteren haritalar hazırlanır. Ayrıca mikroröntgen/saat cinsinden yerin radyasyon dozunu gösteren haritalar hazırlanır (Şekil 5). Etütlerde 0.2-3.0 MeV enerji aralıklı ve 256 kanallı spektrometre kullanılması halinde, yerin yapay radyoizotop dağılım haritaları da hazırlanabilir. K, U, Th konsantrasyon haritaları ve yer radyoaktivite haritaları kullanılarak doğal radyoaktif elementler, bileşiminde bu element bulunan mineraller, bu minerallerle köken ve litoloji bağımlılığı olan diğer mineral ve jeolojik oluşumlar aranabilir ve araştırılabilir.



Şekil 3. Bir kristal gama-ışını algılayıcısının şematik gösterimi.

Fig. 3. Schematic presentation of a crystal dedector assemble.



Şekil 4. Dört kanallı bir spektrometre ve kayıtçıların şematik gösterimi.

Fig. 4. Schematic presentation of a 4-channel spectrometer and recorders.

Gama-ışını spektrometre ölçümlerinin uygulama alanları, radyoaktif mineral aramaları, jeolojik haritalama çalışmaları, kömür, petrol ve doğalgaz aramaları, metalik mineral aramaları, altın, ağır mineral ve stratejik mineral aramaları, endüstriyel hammadde aramaları, doğal ve yapay radyoizotopların neden olduğu çevre kirliliğinin araştırılması ve diğer bazı uygulamalar olarak sıralanabilir.

RADYOAKTİF MİNERAL ARAMALARI

Gama-ışını spektrometri, yerkürede doğal olarak bulunan uranyum, toryum ve potasyum gibi radyoaktif elementlerin minerallerinin aranmasında başarıyla uygulanmaktadır. Özellikle nükleer enerjinin hammaddesi olan uranyum minerallerinin aranmasında doğrudan ve tek yöntemdir. Dünyada bu yöntemle bulunmuş yüzlerce uranyum yatağı bulunmaktadır. Türkiye'deki uygulama örnekleri,

Yozgat-Şefaati ile Nevşehir-Bekdik yöreleri uranyum alanlarıdır (Şekil 6).

JEOLJİK HARİTALAMA ÇALIŞMALARI

Gama-ışını spektrometri ile etüt edilen sahanın potasyum, uranyum ve toryum içerikleri belirlenerek haritalanabilmektedir. Jeolojik tanımlama yapabilmek için bir formasyonun K, U ve Th içeriğinin bilinmesi bazı koşullarda çok önemli olabilmektedir (Pitkin 1968, Clark et. al. 1966). Spektrometrik etütler, özellikle geniş alanların küçük ölçekli jeoloji haritalarının ayrıştırılmasında büyük kolaylıklar getirmesi, her türlü jeolojik ve jeofizik bilgiye destek sağlaması ve konuya başka boyuttan bakabilme fırsatı vermesi açısından her zaman güvenle gözönüne alınmalıdır (Darnly and Grasty 1971, Potts 1976 ve Charbonneau 1988). Şekil 7 de jeoloji ve Şekil 8 de aynı yöreye ait spektrometrik etüt potasyum yüzdesi dağılım haritaları ve-



Şekil 5. Radyasyon doz hızı haritası (Orta Anadolu).
Fig. 5. Exposure dose rate map (Central Anatolia).

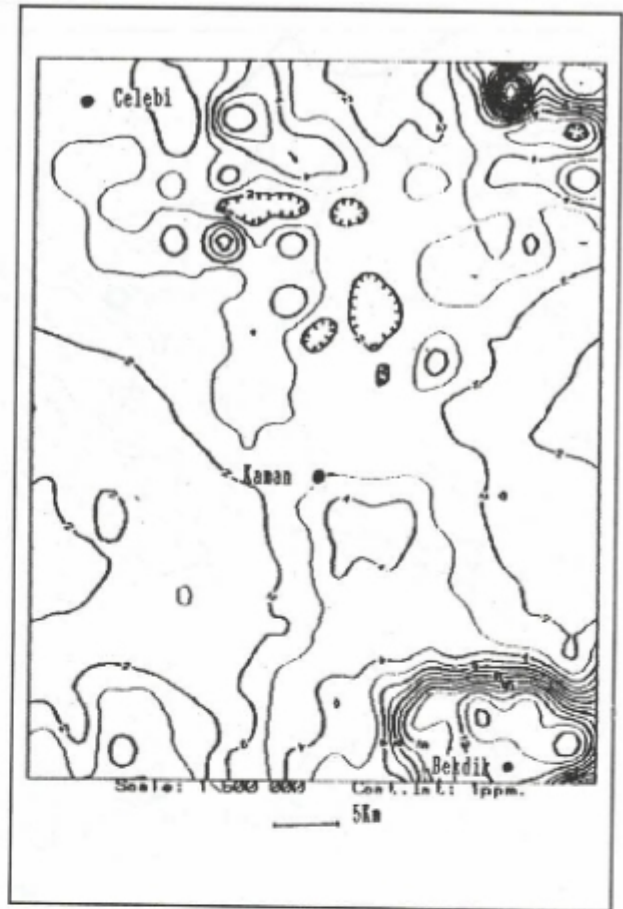
rilmiştir. Haritaların incelenmesinden granit sınırının büyük bir doğrulukla, kuzeyindeki ofiyolitlerin sınırının da kesinlikle belirlenebildiği anlaşılmaktadır.

KÖMÜR, PETROL VE DOĞALGAZ ARAMALARI

Yapılan bazı çalışmalar kömür ve petrolün iz elementler ile uranyum, toryum ve radyum gibi radyoaktif elementleri soğurarak bünyesinde tutup zenginleştiğini ortaya koymuştur. Yine yapılan bazı araştırmalar, petrolün kendi çevresinde uranyum zenginleşmesine neden olabilecek fiziksel ve kimyasal şartları oluşturduğunu ortaya koymakta ve bunu petrolü sahalarındaki radyoaktivite anomalileri ile kanıtlamaya çalışmaktadırlar (Shidler and Hinze 1971, Amstrong and Heemstra 1972, 1973).

METALİK MİNERAL ARAMALARI

Bakır kurşun ve çinko minerallerinin içinde veya beraber bulunduğu jeolojik birimlerin K, U ve Th içeriğine bakılarak, yakın sahalardaki aynı oranda K, U ve Th içeren jeolojik birimlerin dolaylı yoldan belirlenmesine çalışılabilir. Moxham et. al. (1961), civarında bakır, kurşun ve çinko



Şekil 6. Uranyum yoğunluğu haritası (Orta Anadolu).
Fig. 6. Uranium concentration map (Central Anatolia).

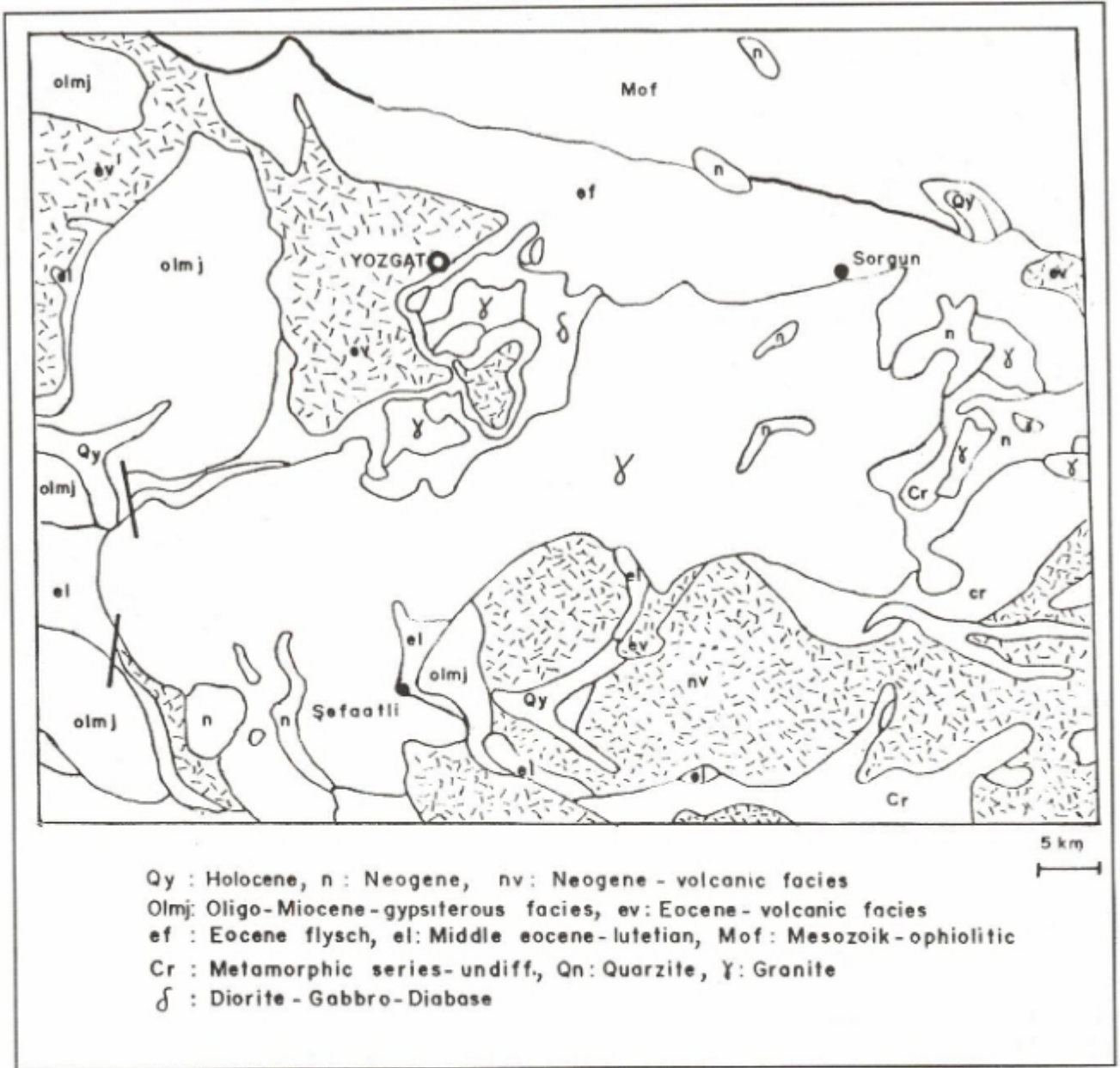
mineralizasyonu bulunan alterasyon zonlarındaki potasyum miktarının iki katına kadar çıktığı ve spektrometrik etütlerden elde edilen potasyum konsantrasyon haritalarına bakılarak söz konusu minerallerin dolaylı aranabileceğini göstermiştir.

Kanada, ABD ve Şili'deki bakır yatakları ile Zaire'deki kobaltlı bakır yatakları uranyumca zengin yataklardır. Balıkesir yöresindeki bakır, molibden ve volfram içeren bazı zonlarda radyoaktivite yüksektir. Ayrıca, Nevşehir-Gençin civarındaki uranyumlu zonlarda bakır mineralizasyonunun varlığı bilinmektedir (Aydın 1990).

Bu bilgiler ışığında, gama-ışını spektrometri etütleri sonunda hazırlanacak potasyum ve uranyum konsantrasyon haritalarından yararlanılarak, dolaylı olarak metalik mineral aranabileceği söylenebilir.

ALTIN, AĞIR MİNERAL VE STRATEJİK MİNERAL ARAMALARI

Bilinen pekçok altın yatağında uranyum zenginleşmesine rastlanmakta ve bunların köken birliğinin olduğu düşünülmektedir (Gross 1952, Charboneau and Swettenham 1986).



Şekil 7. 1983 yılında yapılan spektrometre etüdü jeoloji haritası (Orta Anadolu).

Fig. 7. Geological map of spectrometry survey conducted in 1983 (Central Anatolia).

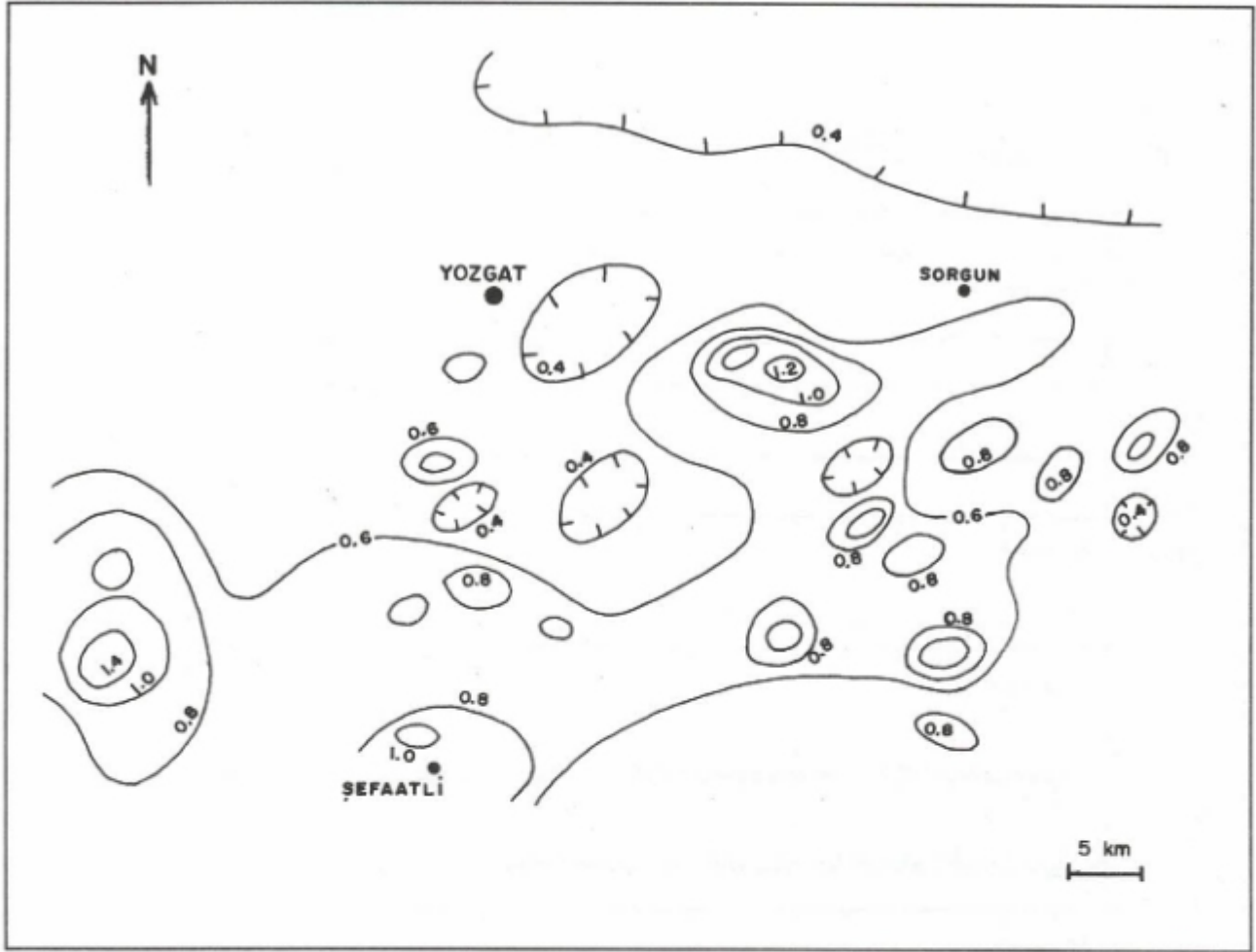
Diğer taraftan, zirkon ve monazit gibi ağır minerallerin bileşiminde toryum elementi bulunmaktadır. ayrıca, toryum konsantrasyonunun arttığı yerlerde önemli oranlarda nadir toprak elementlerine de rastlanmaktadır (IAEA 1979). Bunun Türkiye'deki en tipik örneği, Sivrihisar-Kızılcaören yöresindeki toryum yatağıdır. Bu toryum yatağı barit ve florit ile birlikte Nd, Ce ve La gibi değerli nadir toprak elementlerini de içermektedir (Kaplan 1976).

Bilinen bazı sedimenter uranyum yataklarında selenyum, vanadyum ve molibden minerallerine sık sık rastlanmaktadır (Harshman 1974). Gama-ışını spektrometrik etüt-

lerle yukarıda değinilen element veya mineraller dolaylı olarak aranabilmektedir.

ENDÜSTRİYEL HAMMADDE ARAMALARI

Bileşiminde potasyum bulunan feldspatlar cam ve seramik sanayinin en önemli hammadleridir. Spektrometrik etütlerle hazırlanan K konsantrasyon haritaları yardımıyla doğrudan potasyum aranabilmektedir. Fosfatlı bileşiklerin uranyumu soğurma özelliği vardır. Kanada, Fas, Suriye ve Ürdün'deki fosfat yataklarının önemli miktarlarda uranyum içerdiği bilinmektedir. Gübre sanayinin ham-



Şekil 8. 1983 Yılında yapılan spektrometre etüdü Potasyum dağılımı haritası (Orta Anadolu).

Fig. 8. Potassium concentration map of spectrometry survey conducted in 1983 (Central Anatolia).

maddesi olan fosfatların dolaylı olarak spektrometre ile aranması olanaklıdır.

DOĞAL VE YAPAY RADYOİZOTOPLARIN NEDEN OLDUĞU ÇEVRE KİRLİLİĞİNİN ARAŞTIRILMASI

Gama-ışını spektrometri, nükleer tesislerin çevrelerine etkilerinin belirlenmesi veya izlenmesinde (Brasch and Beers 1971), nükleer başlık füzelerin düştüğü yerlerin belirlenmesinde ve nükleer reaktör kazalarında ortaya çıkan izotopların nerelerde ve ne yoğunlukta çevre kirliliği yarattığının belirlenmesinde (Grasty and Multala 1991) başarıyla kullanılan bir yöntemdir.

Çizelge 2 de görüldüğü gibi radon gazı uranyum-238 in doğal bir izotopudur. Yine Çizelge 2 incelendiğinde radonun çok kısa bir zamanda Po-218 ve Pb 214'e dönüştüğü anlaşılmaktadır. Radon gazının nefesle ciğerlere çekilmesi ve ciğerlerdeki radonun da Po-218 ve Pb-214 parçacıklarını dönüştürmesi ve bu parçacıkların da ciğerlere yapışmasıyla insan sağlığı için çok önemli bir tehlike ortaya çıkmaktadır (Kerr 1988).

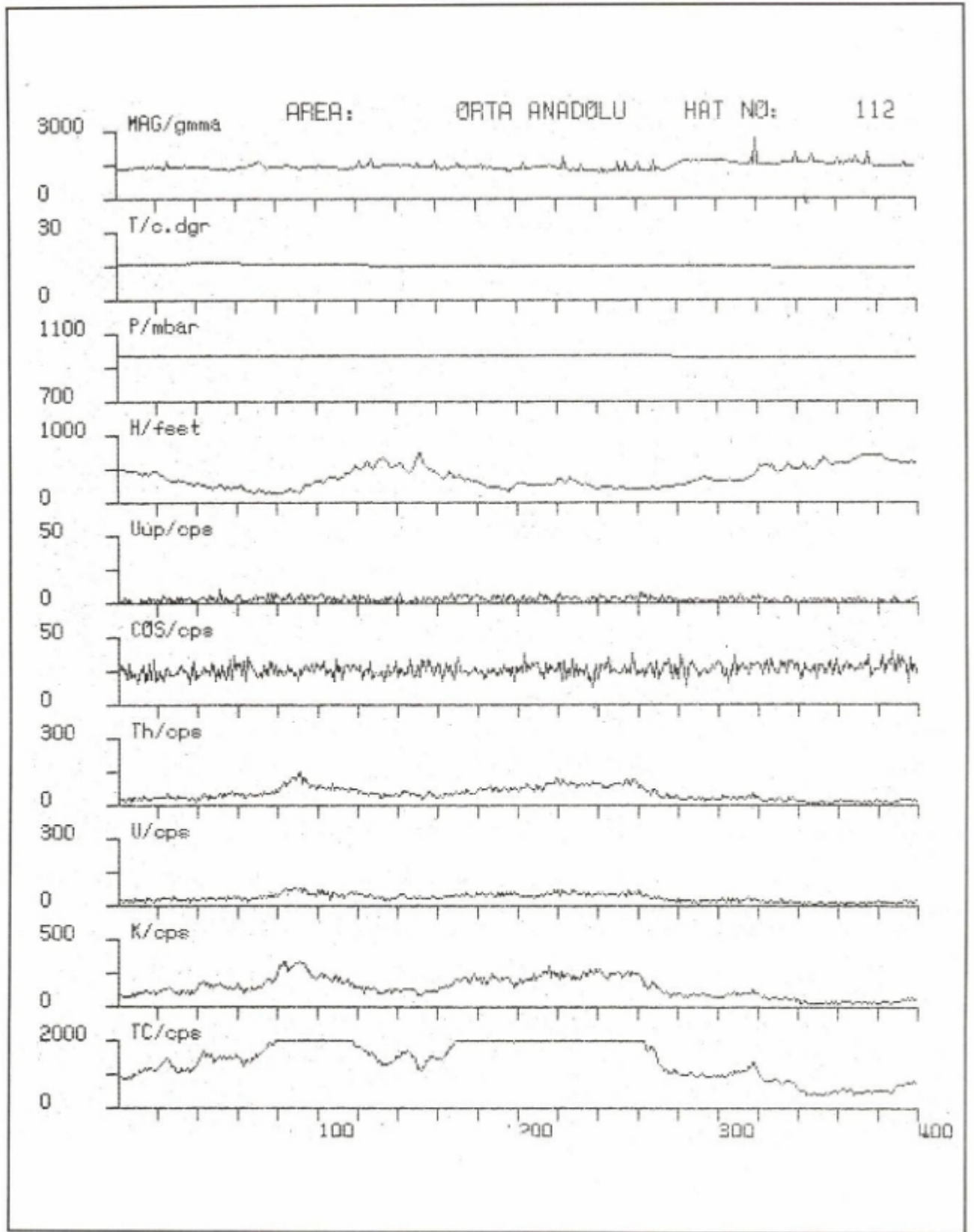
İnsan sağlığı için bu oranda tehlikeli olabilen radon gazı yeryüzünden çıkarak atmosfere yayılmaktadır. Radon gazı potansiyeli olan dolayısıyla insan sağlığı için tehlike oluşturabilecek yerlerin belirlenmesinde gama-ışını spektrometri etütlerinden yararlanmak olanaklıdır (Grasty 1988).

DİĞER UYGULAMALAR

Gama-ışını spektrometri, radyoaktif element konsantrasyonlarının yeryüzünde oluşturabileceği ısı miktarlarının hesaplanması ile topraktaki nemlilik oranı ve su eşdeğerli kar kalınlığının hesaplanmasında kullanılmaktadır. Bu hesaplamalar yerbilimin çeşitli disiplinlerine, tarım, orman ve enerji sektörlerine önemli katkılar sağlanmaktadır.

GAMA-IŞINI ÖLÇMELERİ

Her jeofizik yöntemde olduğu gibi gama-ışını spektrometride de ölçümleri etkileyen faktörler, ölçümlere uygulanan bazı düzeltmeler ve ölçümlerin indirgendiği bazı



Şekil 9. Spektrometrik veri ile birlikte diğer yardımcı verilerinde kaydedildiği bir örnek.

Fig. 9. An example showing the recorded spectrometric and auxiliary data.

değerler vardır. Bu düzeltmeler ve indirgemeler için spektrometre ile birlikte uçuş yüksekliğinin bir altimetre, havanın ısısının bir termometre ve hava basıncının da bir barometre ile ölçülüp kaydedilmeleri gerekmektedir (Şekil 9).

Dış Etkenler

Normal şartlarda yeryüzünün herhangi bir noktasındaki radyasyon, her türlü kaynaktan yayılan radyasyonların toplamıdır. Bir cismin veya bir yerin radyasyonunu tam olarak bilebilmek için, o cismin veya o yerin dışındaki kaynaklardan gelen radyasyonun da ölçülmesi veya hesap edilmesi gerekmektedir.

Bir gama-ışını spektrometrik etütte, spektrometrenin her bir penceresinde veya kanalında ölçülen gama ışıma sayısı, yerden ve yerdışı kaynaklardan gelen gama ışımaları toplamıdır. Yerdışı (background) radyasyon kaynakları kozmik ışınlar, spektrometrenin yapıldığı malzeme ile taşıyan aracın (uçak, jeep, vb.) yapıldığı malzemenin bileşiminde bulunan radyoaktif maddeler ve havadaki radon gazıdır.

Diğer taraftan, gama-ışınlarının kendi doğal özellikleri nedeniyle spektrometrelere uygulanan bazı kalibrasyon işlemleri gerekmektedir. Örneğin, toryum izotopu olan Tl-208 den yayılan 2.62 MeV enerjili gama-ışınları, toryum penceresinin yanısıra daha düşük enerjili kanal veya pencerelerde de kendilerini gösterirler. Bu olaya Compton olayı denildiği daha önce açıklanmıştı. Buna göre, uranyum penceresinde ölçülen bir değer, uranyum orijinli 1.76 MeV lik gama-ışınlarının oluşturduğu ışıma sayısı ile Compton olayı nedeniyle daha düşük enerjili (örneğin toryum orijinli ve 2.62 MeV enerjili) gama-ışınlarının oluşturduğu ışıma sayısının toplamıdır.

Herhangibir penceredeki net ışıma sayısının bulunması için diğer pencerelere ait gama-ışını etkilerinin giderilmesi gerekir. Bunun için özel kalibrasyon blokları kullanılır ve üzerinde spektrometre ile ölçüler almak suretiyle her pencerenin gama ışınının diğer pencerelere etkisi belirlenir. Spektrometrik ölçmeleri etkileyen bir diğer etken, yer ile spektrometre arasındaki uzaklıktır. Herhangibir penceredeki ışıma sayısı spektrometre ile yer arasındaki uzaklığa bağlı olarak üstel olarak azalır. Bunun için spektrometrik ölçmeler yerden belli bir yüksekliğe indirgenir.

Spektrometrik Ölçmelerdeki Düzeltmeler

Gama-ışını spektrometrenin bir penceresindeki ve ho yüksekliğine indirgenmiş net ışıma sayısı Nn, aşağıdaki eşitlik ile verilebilir

$$Nn = (N_o - N_b) \cdot N_s \cdot \exp(\mu(h-h_o)) \quad (1)$$

Burada, N_o; herhangibir penceredeki ölçülen sayımı, N_b; yerdışı radyasyon kaynaklarının neden olduğu sayımı,

N_s; Compton nedenli sayımı, μ ; spektrometrenin herhangibir penceresine ait uzaklık ile azalma katsayısını, h; uçuş yüksekliğini, h_o; indirgeme yüksekliğini göstermektedir.

Yerdışı radyasyondan gelen sayım N_b ise, (2) eşitliği ile verilebilir

$$N_b = D + R \quad (2)$$

Bu eşitlikteki R atmosferdeki radonun neden olduğu sayımı tanımlamaktadır. D ise izleyen şekilde verilir:

$$D = A + b \cdot C \quad (3)$$

Burada A; uçağın kütlelerinden ileri gelen radyasyonun neden olduğu sayımı, C; 3.0-6.0 MeV enerji düzeyleri arasındaki kozmik penceredeki sayımı tanımlar. b ise kozmik penceredeki her bir sayımın, Compton nedeniyle herhangi bir pencerede oluşturabileceği sayımı tanımlayan bir katsayıdır.

D'nin bulunması için yeryüzü kaynaklı radyasyonun ulaşmadığı 3000-15000 feet yükseklikler arasında bir dizi uçuş yapılır. D, sözkonusu yükseklerde herhangibir penceredeki sayım, C kozmik penceresindeki sayım olacaktır. İlgili pencere ile kozmik pencere arasında, (3) eşitliğindeki gibi kurulan doğrusal eşitliklerden b ve A bulunur.

Atmosferdeki radon gazının neden olduğu spektrometre pencerelerindeki sayımın belirlenmesi için izlenen birkaç yol vardır. Bunlardan en çok başvurulanı, etüt sahası içinde radyoelement konsantrasyonu düşük ve radyoelement dağılımı düzgün olan bir küçük sahada günde en az iki defa ölçü alma yöntemidir. Bununla saha içindeki radon değişimi izlenmeye çalışılır. Bir diğer usul, daha küçük hacimli ve alt bölümüne kurşun levha yerleştirilen ek bir kristal kullanarak sadece havadaki radon kaynaklı radyasyonu belirlemeye çalışmaktır.

Spektrometrenin herhangibir penceresindeki net ışıma sayısını bulmak için yapılacak düzeltme ve indirgeme işlemlerinin sırası şöyle olmalıdır.

1- Yerdışı radyasyonun yok edilmesi,

a. Uçak ve kozmik nedenli radyasyon

b. Atmosferdeki radonun neden olduğu radyasyon

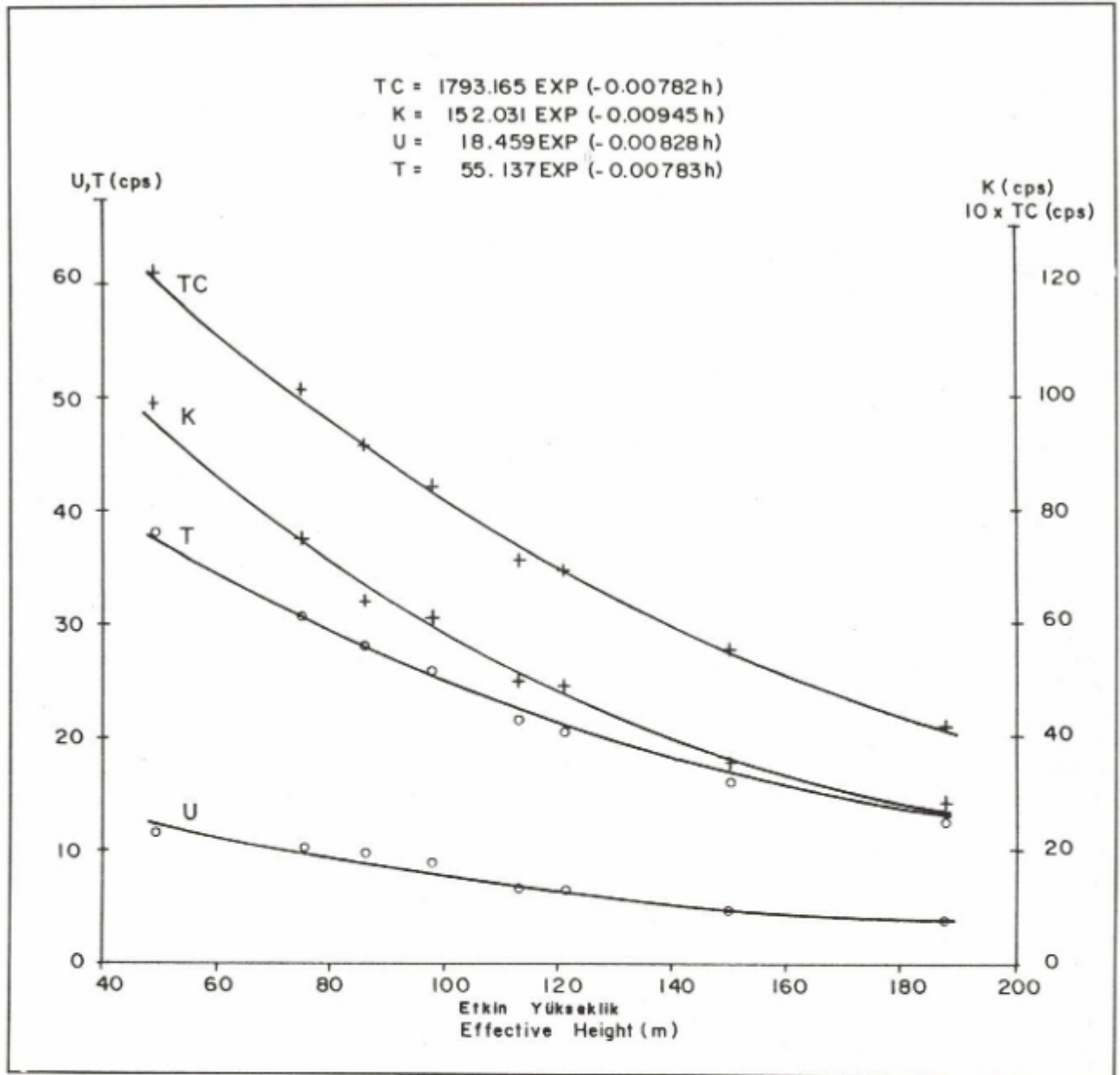
2- Pencerelerdeki karşılıklı etkileşimin enden olduğu radyasyon yok edilmesi,

3- Ölçümlerin belli bir yüksekliğe indirgeme işlemi,

4- Net sayımların radyoaktif element konsantrasyonlarına dönüştürme işlemi.

Pencerelerdeki karşılıklı etkileşimin neden olduğu sayımın belirlenip, yerdışı radyasyon düzeltmesi yapılmış değerlerden çıkarılması işlemine gama-ışını spektrometresi literatüründe "Strippig" işlemi denmektedir.

Bunun için, içerdiği K, U ve Th konsantrasyonları bilinen 4 adet kalibrasyon bloğuna gerek vardır. Türkiye'de MTA Genel Müdürlüğü tarafından 1987 yılında inşaa edilen Kalibrasyon Blokları Ankara-Etimesgut'ta bulunmaktadır. Bu blokların en ve boyları 8 metre, kalınlığı 0.375 metre ve aralarındaki mesafe 15 metredir. Ankara-Etimesgut kalibrasyon bloklarının radyoaktif element konsantrasyonları Çizelge 5 de verilmiştir. Stripping işlemi için gerekli olan Stripping katsayıları (4) de verilen düzey eşitliğinden elde edilir.



Şekil 10. Dinamik test uçuşu verisi dökümü ve yükseklik sönmüm katsayıları (Orta Anadolu).
 Fig. 10. Dynamic test flight data and height attenuation coefficients (Central Anatolia).

Çizelge 5. Ankara-Etimesgut kalibrasyon bloklarının radyoaktif element konsantrasyonları.

Table 5. Radioactive element concentrations of Ankara Etimesgut calibration pads.

Blok	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)
B- Blok	1.22	1.65	6.98
K- Blok	7.04	0.56	0.99
U- Blok	1.22	23.37	6.98
T- Blok	1.17	2.59	50.15

K, U ve T blokları üzerinde yapılan K, U ve Th pencereleri ölçümlerinden B bloku üzerinde yapılan K, U ve Th pencereleri ölçümleri çıkartılarak, her pencere için yerdışı radyasyondan arındırılmış ışıma sayısı dizeyi N elde edilir.

$$(S) = (N) (C)^{-1} \quad (4)$$

B bloku konsantrasyon değerleri K, U ve T blokları konsantrasyon değerlerinden çıkartılarak C dizeyi elde edilir. (4) eşitliğinin çözümünden elde edilen S dizeyi değerleri yardımıyla da stripping katsayıları bulunur. (1) eşitliğindeki Ns in hesaplanmasına da stripping katsayılarından yararlanılır (Grasty 1979).

Spektrometrik ölçmelerin bir düzleme indirgenebilmesi için belli bir enerji aralığındaki gama-ışınlarının uçuş yüksekliğine bağlı olarak ne oranda sönüme uğradıklarının bilinmesi için, bu pencerelere gelen gama-ışınlarının sönüm katsayıları da farklı olacaktır (Grasty 1975, Grasty et. al 1979).

(1) eşitliğinde yeralan μ sönüm katsayısının her bir pencere için hesaplanabilmesi amacıyla, yerden 50-1000 feet arasındaki yüksekliklerde bir dizi uçuş yapılır ve her bir yükseklikteki sayımlar kaydedilerek (5) eşitliği kurulur. Buradan da μ değerleri hesap edilir. Şekil 10'da Orta Anadolu havadan spektrometre etüdünde kullanılan gama sönümü katsayılarının elde edildiği uçuş değerleri ile bunların grafik dökümü görülmektedir.

$$N = N_0 \cdot e^{-\mu h} \quad (5)$$

N ; herhangi bir penceredeki kaydedilen sayımı, μ ; ilgili pencerenin gama sönüm katsayısını, h ; ölçü yani uçuş yüksekliğini ifade eder. N_0 ise ilgili pencerenin yeryüzündeki sayımıdır.

Ölçümlere uygulanan en son düzeltme işlemi, herhangi bir pencerenin net sayım değerinin radyoaktif element konsantrasyonuna dönüştürülmesi işlemidir. Örneğin, uranyum penceresinin net sayımını, o sayımı verecek uranyum konsantrasyonu olarak tanımlamak gerekir. Bunun içinde radyoaktif element konsantrasyonları bilinen bir saha üzerinde ölçüm yapılır, ölçümlere tüm düzeltme ve indirgeme işlemleri uygulanır ve elde edilen herhangi bir pencere değeri sahanın ilgili radyoaktif element konsantrasyon miktarına bölünür. Bulunan değer sepetrometrenin o penceresinin ilgili radyoelemente duyarlılığını verir. Daha sonra, etüt verileri tüm düzeltme ve indirgeme işlemlerinden sonra spektrometrenin duyarlılık sabitine bölünerek radyoaktif element konsantrasyonlarına dönüştürülmüş olur.

SONUÇ

Bu yazı ile gama-ışını spektrometresinin tanıtımı yapılarak Türkiye'deki jeofizikçilerin konuya eğilmeleri, konunun kuramsal gelişimine ve uygulama tekniklerine katkı getirmeleri amaçlanmıştır. Gama-ışını spektrometresi bugün dünyanın pek çok ülkesinde yerbilimi ile ilgili pek çok sorunun çözümünde başarıyla uygulanmaktadır. Özellikle son yıllarda çevresel radyoaktivite kirliliğinin belirlenmesi veya izlenmesi uygulamalarında çok büyük gelişmeler sağlanmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu yazının hazırlanması, şekillerinin çizilmesi ve bilgisayarla yazılmasında emeği geçen Hacer ASLAN, Ayla ARIN ve Arzu SEVİNÇ'e teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Amstrong, F.E. and Heemstra, R.J. 1972, Radiometrics proposed for exploration. Oil and Gas Journal, V. 88-97, and p. 152-161.
- Amstrong, F.E. and Heemstra, R.J. 1973, Radiation halos and hydrocarbon reservoirs: a review. Information Circular 8579, Bureau of Mines, U.S. Dept. of Int.
- Aydın, I. 1990, Orta Anadolu Uranyum aramaları Havadan Gamma Ray Spektrometri Etüdü Raporu. MTA rapor No. 9146, Ankara.
- Barasch, G.E. and Beers, R.H. 1971, Aerial Radiological Measuring Surveys of the Nuclear Fuel Service Plant, West Valley, New York, 1968 Rep. ARMS 68-6-9, EG and G. inc., Las Vegas.
- Charbonneau, B.W. 1988, Spectrometric and magnetic anomalies associated with Cu-U mineralization, Faber Lake Volcanic Belt, District of Mackenzie, NWT. Paper 88-1C, Geol. Surv. Of Canada
- Charbonneau, B.W. and Swettenham, S.S. 1986, Gold occurrence in radioactive calc silicate float at Sandybeach Lake, Nueltin Lake Area, District of Keewatin, Paper 86-1a, Geological Survey of Canada.
- Clark, S.P. Jr, Peterman, Z.E. and Heiers, K.S. 1966 Abundance of Uranium, Thorium and Potassium. Handbook of Physical Constants. Geol. SEC. of Am. memorial 97.
- Darnley, A.G. and Grasty, R.L. 1971, Mapping from the air by gamma ray spectrometry. Can. Inst. of Mining and Metallurgy. Geochemical Explo. 11, 1-16.
- Grasty, R.L. 1975, Uranium measurement by airborne gamma-ray spectrometry. Geophysics 40, 503-519.
- Grasty, R.L. 1979, Gamma-ray Spectrometric Methods in Uranium Exploration-Theory and Operational Procedures. Economic Geology Report 31, Geological Survey of Canada.
- Grasty, R.L. 1988, The relationship of geology to radon in homes. GSC forum, Geological Survey of Canada (unpublished)
- Grasty, R.L., Glynn, J.E. and Grant, J.A. 1985, The analysis of multichannel airborne gamma-ray spectra, Geophysics, 2611-2620.
- Grasty, R.L. and Multala, J. 1991, A correlation technique for separating natural and man-made airborne gamma-ray spectra, Paper 90-1D, Geological Survey of Canada
- Gross, W.H. 1952, Radioactivity as a guide for ore. Economic Geology 47, 722-742.
- Harshman, E.N. 1974, Formation of uranium ore deposits, Sm-183-4, IAEA, Vienna.
- Hutchison, R.D., Lucarelli, L.B. and Hartman, R.R. 1962, Türkiye'nin Müntehep Sahalarında Maden Kaynaklarının Kıymetlendirilmesi Hakkında İstikşaf Programı. MTA Rapor, Ankara.
- IAEA 1979, Gamma-Ray Surveys in Uranium Exploration. Technical Report Series No. 186, Vienna.
- IAEA 1991, Airborne Gamma Ray Spektrometer Surveying Technical Report Series No. 323, Vienna.

- Kaplan, H. 1976, Eskişehir-Sivrihisar-Kızılcaören köyü Güneyi Nadir Toprak Elementleri-Toryum Kompleks Yatağı Üzerine 1975 Yılında Yapılmış Çalışmalar Hakkında ara Rapor. MTA Rad. Min. ve Köm. Dairesi rapor No 464, Ankara.
- Kerr, R.A. 1988, Indoor radon-the deadliest pollutant. Sci. Am. 240, 606-608.
- Moxam, R.M., Foote, R.S. and Bunker, C.M. 1965, Gamma ray spectrometer studies of hydrothermally altered rocks. Economic Geology, 60, 653-671.
- Pitkin, J.A. 1968, Airborne measurements of terrestrial radioactivity as an aid to geological mapping. Paper 516-F, USGS.
- Potts, M.J. 1976, Computer methods for geological analysis of radiometric data, SM-208-46, IAEA, Vienna.
- Shideler, G.L. and Hinze, W.J. 1971, Utility of carbonne radiometric surveys in petroleum exploration of glaciated regions. Geophysical Prospecting of 19, 568-585.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sherriff, R.E. and Keys, D.A. 1976, Applied Geophysics, Cambridge Un. Press, Cambridge.
- Wallin, B. 1984, A Pilot Airborne Gamma-Ray Survey in Yozgat ve Bayburt Area, Anatolia, Turkey. Riso, DK-4000, Roskilde, Denmark.

YAZI VERENLER

HALUK EYİDOĞAN

1950 yılında İstanbul'da doğdu. 1974 yılında İ.Ü.F.F. Jeofizik Bölümü'nü bitirdi. 1975 yılında aynı yerde Lisans-Üstü çalışmasını tamamladı. 1975 yılında İ.T.Ü. Maden Fakültesi Jeofizik Bölümü'nde asistan olarak çalışmaya başladı. Sismoloji dalında 1983 yılında Doktora, 1987 yılında Doçent ve 1993 yılında Profesör ünvanını aldı. Çeşitli yıllarda Japonya'da Tokyo Deprem Araştırma Enstitüsü'nde depremlerle ilgili araştırmalara katılmıştır. Deprem-tektonik ilişkileri, mikrodprem, art sarsıntı kayıt ve değerlendirme ve deprem kaynağının modellenmesi ve kaynak parametrelerinin saptanması üzerine çeşitli ulusal ve uluslararası araştırma ve projelerde çalışmıştır. Bu konularla ilgili olarak yerli ve yabancı bültenlerde makaleler, Türkiye depremleri ile ilgili iki katalog yayınlamıştır. JFMO İstanbul Temsilciliği'nde, Maden Fakültesi Yönetim ve Akademik Kurulu'nda, İnşaat Fakültesi Yapı-Deprem UYG-AR Merkezi Merkez Kurulu'nda üyeliklerde bulunmuştur. Halen, İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Yer Fiziği Anabilim Dalı Başkanlığı ve Yerbilimleri ve Yeraltı Kaynakları UYG-AR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Birimi Yöneticiliği görevlerini yürütmektedir.



İBRAHİM AYDIN

1948 yılında Balıkesir'de doğdu. İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Mezunudur. 1972 yılından beri MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Dairesi'nde çalışmaktadır.



HAKKI ŞENEL

1956 yılında Bursa-Yenişehir'de doğdu. 1978 yılında İstanbul Üniversitesi, Fen Fak., Jeofizik bölümünden mezun oldu. 1979 yılında MTA enstitüsü'nde göreve başladı. 1986 yılında, İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri Fakültesi'nde doktora tezini tamamladı. 1988 yılından itibaren Kocaeli Mühendislik Fakültesi'nde Yard. Doç. kadrosunda görev yapmaktadır. Halen, Kocaeli Üniversitesi Yerfiziği Anabilim Dalı Başkanlığı'nı yürütmektedir.



UĞUR GÜÇLÜ

1936 yılında Elâzığ'da doğdu. İlköğretimini Diyarbakır'da, orta ve lise öğrenimini İstanbul'da yaptı. 1960 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Lisans dalından mezun oldu. 1961 yılında İ.T.Ü. Sismoloji Enstitüsü'nde göreve başladı, 1967-1969 yılları arasında vatani görevini yaptı. Bu tarihten sonra İ.T.Ü. Arz Fiziği Enstitüsü'ndeki görevine döndü. 1973 yılında Jeoloji Yüksek Mühendisliği yönetmeliği uyarınca Yüksek Mühendislik formasyonunu tamamladı. Halen İ.T.Ü. YBYK UYG-AR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Birimi'nde görev yapmaktadır. Deprem istatistiği, Sismite ve Makrosismik konularında çalışmıştır. Bu konularda 14 yayına katkıda bulunmuştur.



TEZ ÖZETLERİ

YÜZEY DALGALARININ ÖZELLİKLERİ VE SİSMİK KESİTLERDEKİ ETKİLERİ

Murat YILMAZ

Bu çalışmada, Sismik yansıma yöntemlerinde kaynak tarafından üretilen ve yüzey dalgaları olarak bilinen Rayleigh dalgalarının kaynak derinliğine bağlı olarak yayılım özellikleri incelenmiştir. Bu amaç için Ayrık Dalga Sayısı (Discrete Wave Number) Yöntemi ile elde edilen yapay sismogramlar ve gerçek saha verileri kullanılmıştır. Yapay sismogramların elde edilmesinde frekansa bağlı soğurma ve yayılım kayıpları dikkate alınmıştır.

Model çalışmaları için, 50 metre aralıklı 24 jeofondan oluşan bir alıcı düzeni ile derinliği değişken bir nokta kaynak ve tabakalı ortam modeli kullanılmıştır. Ayrık Dalga Sayısı Yöntemi ile elde edilen iğnecik cevapları (unit impulse response) Gabor dalgacığı ile evrişime sokularak yapay sismogramlar elde edilmiştir. Gerek yapay sismogramların gerekse gerçek verilerin incelenmesi aşağıdaki sonuçları vermiştir;

- i) Yüzey dalgaları ancak belirli şartların sağlanması ile dispersiv olabilir. Bu şartlar;
 - a) Ortamın tabakalı olması
 - b) Yüzey dalgasının dalga boyu ilk tabaka kalınlığına göre yeterli büyüklükte olmalıdır.
- ii) Yüzey dalgalarının büyüklükleri (amplitüt) kaynak derinliğinin artması ile azalmaktadır.

Yüksek Lisans Tezi (1992)

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Veli Kara

BOUGUER ANOMALİ HARİTASINA UYGULANAN İŞLEMLER VE ENKÜÇÜK KARELER YÖNTEMİ İLE YÜZEY UYDURULMASI

Aysel ŞEREN

Gravite yöntemi, yeryüzünde bulunan farklı yoğunluktaki kütlelerin yeryüzünde meydana getirdiği çekim etkisi değişiminin ölçülmesinde kullanılır. Yeryüzünde yapılan ölçüm değerlerine bir takım düzeltmeler uygulandıktan sonra elde edilen Bouguer belirti (anomalı) değerleri, sıg (rezidüel) ve derin yapısal (rejyonal) etkilerin toplamından oluşur. Çalışmanın amacı-na göre, bu etkiler birbirinden ayrılmalıdır. Şöyle ki, daha derin ve bölgesel bir yapı ile ilgileniliyor ise sıg etkilerin, yok yü-zeye yakın etkilerin araştırılması ile ilgileniliyor ise , derin etkilerin Bouguer anomalisinden atılması gerekir. Bunun için çe-şitli yöntemler geliştirilmiştir.

Bu çalışmada, sıg ve derin etkilerin birbirinden ayrılması için süzgeçleme, yukarı analitik uzanım, ikinci türev ve yüzey uydurma işlemleri yapılarak elde edilen sonuçlar birbirleri ile kıyaslanmıştır. Süzgeçleme işleminde, süzgeç operatör-leri Fuller ve Hankel dönüşümü ile belirlenmiştir. Yukarı analitik uzanım, aşağı analitik uzanım ve ikinci türev işlemlerinde Fuller dönüşümü kullanılmıştır. Yüzey uydurma işleminde ise enküçük kareler yönteminden yararlanılmıştır. Burada kullanı-lan yöntemler önce yapay bir veri üzerinde denendikten sonra Kuzey Adıyaman yöresine ait Bouguer belirti haritasına uygu-lanmıştır. Elde edilen sonuçlardan bölgenin yapısal jeolojisi hakkında bir yoruma gidilmiştir.

Yüksek Lisans Tezi (1992)

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Veli Kara

TAHRAN'IN KUZEY VE GÜNEYİNDEKİ HAVADAN MANYETİK HARİTALARIN DEĞERLENDİRİLMESİ

Mehrnaz MOURTAZAVI

İran'da Tahran civarında havadan manyetik haritaların Amol, Tahran, Aran ve Kashan paftalarındaki veriler kullanılarak yüzeyde ve derinde yeralan manyetik kayaç birimleri incelenmiştir. Bölge, kuzeyde Alborz ile orta İran ana birimlerinin oluşturduğu bir kıta içi çarpışma kuşağı üzerindedir. Tahran civarındaki doğu-batı yönlü Musha-Fasham fayı ile Kum-Erdekan çöküntüsü bölgenin ana yapısal özellikleridir.

33° - 37° kuzey enlemleri ile 51° - 52°30' doğu boylamları arasında kalan bölgede seçilen yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda dört doğrultu boyunca toplam manyetik indüksiyon değerleri B_i örneklenmiş, Blackman penceresi uygulanarak genlik ve güç yoğunluğu spektrumları hesaplanmıştır. Her profilin boyu yaklaşık 300-400 km arasında ve örnekleme aralığı 1.25 km seçilmiştir.

Verilerin spektrumunda beliren üç ayrı eğim, üç ayrı manyetik birim derinliğine karşı gelmektedir. Birinci grubun üst yüzey derinliği yaklaşık 10 km, ikinci grup 5 km ve üçüncü grup ise yaklaşık 1-1.5 km dir. Birinci grup derinlikler daha çok Prekambrien yaşlı metamorfik temel kayaca, ikinci ve üçüncü grup derinlikler ise yüzeyel Senozoik yaşlı volkaniklere karşı gelmektedir.

Bölgede gözlenen Kashan manyetik anomalisi bir dayk yapısı ile modellenmiş olup yapılan değerlendirmede 2.5 km derinde 45 km kalınlığında ve yaklaşık K 18° D yönünde kuzey batı doğrultusunda 101° lik dalım açısına sahip uzanan bir düşey katman (veya sokulum) tespit edilmiştir.

Yüksek Lisans Tezi (1993)

İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. O. Metin İlkışık

VLF ÖLÇÜMLERİ VE DEĞERLENDİRİLMESİ

Murat BAYRAK

Radyo-Dalgası Yöntemi VLF (10-30 kHz) bandında yayın yapan radyo vericilerini kullanır. Bu yayınlar ölçü noktası civarında yayının yönüne dik yatay bir birincil manyetik alan oluştururlar. Yeraltında bir süreksizlik ya da iletken varsa yüzeyinde indüklenen akımlar farklı şiddet ve yönde ikincil bir manyetik alan üretir. Böylece süreksizlik civarında bileşke vektörün yönü ve şiddeti değişir. Bu değişim çeşitli biçimlerde izlenerek yeraltı yapısı incelenir. VLF yöntemi yaklaşık 5-50 m arasındaki sığ iletken yapıları araştırmada oldukça hızlı ve ucuz bir yöntem olduğu için madencilikte, yeraltısuyu, zemin araştırmaları, çevre sorunları ve arkeolojide kullanılmaktadır.

Ülkemizde bir Türk ekibi tarafından ilk olarak uygulanan VLF yöntemi ile, 15.0-30.0 kHz frekans aralığında yayın yapan radyo istasyonlarını belirlemek amacıyla İ.Ü. Avcılar Kampüsü'nde 7 Eylül 1992 ve 13 Ocak 1993 tarihlerinde VLF yayın spektrumları elde edilmiştir. Görülen odur ki VLF spektrumlarında çok çeşitli frekanslarda yayın yapan radyolar vardır ve bu ise araştırmaların yürütülmesi için yeterlidir. Ayrıca VLF ölçümlerinin yön'e bağlı olarak nasıl değiştiğini belirlemek amacıyla 19.0, 20.3 ve 22.3 kHz frekansları ve 10 m elektrod aralığı için üç farklı yönde 4 VLF ve 3 öz direnç parametresi ölçülerek gerekli karşılaştırma yapılmıştır.

Daha sonra VLF Yöntemi ile İ.Ü. Avcılar Kampüsü'nde jeofizik deneme alanında belirlenen doğrultu boyunca 16.0 kHz ve 19.6 kHz frekansları için doğu-batı (EW) ve kuzey-güney (NS) doğrultularında ölçümler alınmıştır. 10 m elektrod aralığı ile 46 noktada 4 VLF ve 3 öz direnç parametresi ölçülmüştür. EW ve NS yönleri için 16.0 kHz ve 19.6 kHz frekanslarında elde edilen parametreler grafikler üzerinde izlendiğinde seçilen doğrultu üzerinde olası iletken yeri belirlenmiştir.

Yüksek Lisans Tezi (1993)

İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. O. Metin İlkışık

YAPAY SİSMOGRAMLARLA MARMARA BÖLGESİ'NDE YERKABUĞU YAPISININ ARAŞTIRILMASI

Ömer SAYAR

Bu çalışmada, cisim dalgalarının önemli kabuksal fazlarının varış-zamanlarından yararlanarak Marmara Denizi ve çevresindeki yerkabuğu yapısı belirlenmeye çalışılmıştır.

Bunun için, Marmara Denizi ve çevresinde oluşan 18 adet depremin Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi İstanbul (ISK) sismoloji istasyonundaki kayıtları kullanılmıştır. Kayıtlar, üç bileşen ve sayısaldır.

Kabuksal fazların daha iyi bir şekilde belirlenebilmesi için yapay sismogramlar kullanılmıştır. Özellikle faz varışları ile ilgilenildiğinden yapay sismogramlar ışın-izleme yöntemi ile hesaplanmıştır. Yerkabuğu modelleri gözlemsel ve yapay sismogramların faz varışlarının karşılaştırılması ile belirlenmiştir.

İnceleme alanında yerkabuğu yakın uzaklıklarda önemli ölçüde değişmektedir. Bu nedenle, bölge depremleri beş farklı azimutal gruba ayrılarak ele alınmıştır. Modellemede, eğimli arayüzey olasılığı da dikkate alınmıştır. İncelenen depremlerin episantr uzaklıklarının eğimli yapı modellemesi için büyük olması nedeniyle yatay tabakalı modeller daha iyi sonuçlar vermiştir. Bundan dolayı, yerkabuğu yatay tabakalı olarak modellenmiştir.

Marmara Bölgesi için üç tabakalı yerkabuğu modelleri yeterli yaklaşıklık sağlamıştır. Bu şekilde belirlenen modellerde toplam kabuk kalınlıkları 27 km ile 33 km arasında değişmektedir. Kabuk İstanbul civarında en ince (≈ 27 km) olup, güneye ve batıya doğru kalınlaşmaktadır (32-33 km). Belirlenen üst manto hızları P dalgaları için ortalama $\approx 7.8-8.13$ km/sn S dalgaları için ise $\approx 4.5-4.6$ km/sn kadardır.

Yüksek Lisans Tezi (1993)

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Mithat Fırat Özer

DÜŞEY SİSMİK PROFİL YÖNTEMİNDE DALGA ALANLARININ AYRIMI

İhsan Nuri KARAGÜL

Düşey sismik profil (DSP) yönteminin diğer sismik yöntemlerden olan farkı, sismik olayların zaman ve derinliğin fonksiyonu olarak kaydedilmesidir. Bu yöntem son yıllarda, petrol araştırmalarında kuyuların çevresindeki jeolojinin yüksek ayrımlılıkla görüntülenmesi ve kayaçların fiziksel özelliklerinin belirlenmesi amacıyla yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır.

Çalışmanın amacı; başta yüzey sismiği olmak üzere, diğer sismik prospeksiyon verilerinin doğru bir şekilde yorumlanmasına yardımcı olması bakımından, zaman-derinlik (t-z) ortamında, ara sınırlarda, ardışık yansımalar sonucu oluşan aşağı ve yukarı giden dalga alanlarının frekans-dalgasayısı hız süzgeçleme tekniği ile, frekans-dalgasayısı (f-k) ortamında bastırılarak birbirinden ayırt edilmesidir.

Bu çalışma için öncelikle 47 tabakalı bir Model DSP verisi hazırlanmış ve modelde 30 m aralıkla 32 seviyede sismik izler hesaplanmıştır. Daha sonra, dalga alanlarının ayrılmasının sağlanabilmesi için, model veri 2-boyutlu (2-B) Fourier dönüşümü ile frekans-dalgasayısı ortamına aktarılmıştır. Burada, dalga alanlarının ayrılmasının sağlanmasından sonra, zaman-derinlik ortamına dönüldüğünde, meydana gelebilecek yanlış olayları (Rieber karışması) minimumda tutabilmek için en uygun atma bandı (f-k) ortamında belirlenmiş ve dalga alanlarının ayrılması hızlı, etkili ve doğru bir şekilde elde edilmiştir.

Yüksek Lisans Tezi (1993)

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Doç. Dr. Özer Kenar

İKİ VE ÜÇ BOYUTLU AKUSTİK DALGA YAYILIMININ SONLU FARKLAR, HARTLEY VE FOURIER METODLARI İLE MODELLENMESİ

Yusuf BAYRAK

Yapay sismogram üretilmesi konusundaki çalışmalar uzun yıllardan beri sürmektedir. Bilgisayarların gelişmesi ile dalga denklemleri sayısal yöntemlerle çözülerek yapay sismogramlar üretilmeye başlanmıştır.

Bu çalışmada iki ve üç boyutlu akustik dalga denklemleri sonlu farklar, Hartley ve Fourier metodları ile çözülmüştür. Ayrıca sismik prospeksiyonda önemli olan ayrımlılık konusu ele alınmış, düşey ve yatay yöndeki ayrımlılık kriterleri incelenmiş, basit iki tabakalı yeraltı modeli için yöntemler karşılaştırılmış ve çeşitli kompleks yapılar modellenmiştir.

Sismik prospeksiyonda elde edilen verilerin doğru bir şekilde yorumlanmasına yardımcı olan yapay sismogram modellenmesinde son yıllarda sık olarak kullanılan sonlu farklar, Hartley ve Fourier metodları karşılaştırılmıştır. Hartley metodunun gerek iki boyutlu gerekse üç boyutlu modelleme için hız ve bellek bakımından en avantajlı metod olduğu sonucuna varılmıştır. Fourier ve Hartley metodları ile yapılan modelleme için sadece pencere sınırları kullanılabilir. Bu yüzden sismogramlarda ilk ve son izlerde bazı olaylar sönümlenmektedir. Oysa, sonlu farklarda kullanılan sınır şartlarından dolayı tüm izlerde olaylar gözlenebilmektedir. Bu yüzden, kompleks yapıların modellenmesinde hız ve bellek dezavantajına rağmen sonlu farklar metodu tercih edilmiştir.

Yüksek Lisans Tezi (1993)

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Veli Kara

ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI	SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI
1206	Alev DURAL	1233	Emine TAMCAN
1207	Mustafa ŞAHİN	1234	M. Murat UĞURAL
1208	C. İbrahim GÜNAY	1235	Zafer MAVİGÖZ
1209	Erkan AY	1236	Ömer AKBAŞ
1210	Ayhan TOLAY	1237	Murat ÇETİN
1211	Tolga PULAT	1238	Osman ONUR
1212	Aynur TAVUKÇUOĞLU	1239	M. Murat ERİŞMİŞ
1213	Meltem ÇALIŞKAN	1240	H. Osman YILDIRIM
1214	Ömer SAYAR	1241	Davut AYYILDIZ
1215	E. Aysun BOZTEPE	1242	İbrahim ŞENEL
1216	A. Osman VERİLMİŞ	1243	Salih DURSUN
1217	Hüseyin ARAS	1244	Emine AKTAŞ
1218	Fatih DİZDAR	1245	Göknur ALTINBAŞ
1219	Mustafa AKGÜN	1246	İsmail GELİNCİK
1220	Mehmet KONUKSEVEN	1247	Türkan AKSOY
1221	Orhan D. POLAT	1248	Arzu YAŞIN
1222	A. Hüsnü ERONAT	1249	Aslı AKAL
1223	Şahin SELVİ	1250	Kaan TUĞTEKİN
1224	Sevilay BAYRAM	1251	Erbil AKSOY
1225	Engin ÖZER	1252	F. Şahika AĞAR
1226	H. Dilek KARAN	1253	Mehmet Safi YILDIZ
1227	Ali KARAN	1254	İlhan HARMAN
1228	Veli YILDIRIM	1255	İbrahim PALAZ
1229	C. Aşkın BOYUER	1256	İlker MİLDAN
1230	Birol AKCAN	1257	Ayhan EKEN
1231	Ertan PEKŞEN	1258	Bekir SAKAR
1232	İ. Ethem ÖZTÜRK	1259	M. Okan ŞERAFETTİNOĞLU

Leading-edge technology for
fast, efficient operations in
sensitive environments.



CGG operates the most sophisticated 3D seismic tools and methods worldwide.

MASS

Tel: (617) 644 730 00
Fax: (617) 644 739 70

LONDON

Tel: (44-81) 899 2400
Fax: (44-81) 899 2500

MOSCOW

Tel: (7-095) 230 20 71
Fax: (7-095) 230 26 63

HOUSTON

Tel: (1) 713/784 07 40
Fax: (1) 713/266 97 54

RIO DE JANEIRO

Tel: (55-21) 224 59 79
Fax: (55-21) 252 77 39

SINGAPORE

Tel: (65) 235 97 33
Fax: (65) 232 76 16

EXPLORATION INNOVATORS FOR TOMORROW'S ENERGY



Heavy weight drilling rig, type P 5001



Vibrators, type VVCA, during a 3D survey

GECO-PRAKLA is an international geophysical company within the Schlumberger Group and offers a wide range of seismic acquisition, data processing and interpretation services.

GECO-PRAKLA is one of the world's leading geophysical contractors with more than 25 survey vessels, 40 land crews, 15 processing centers, 3 petroleum laboratories and 8500 employees.

GECO-PRAKLA operates a major region office in Hannover, coordinating all land seismic activities for its Europe, CIS and Middle East Region (ECM).

Schlumberger

GECO-PRAKLA

For information contact the GECO-PRAKLA office in Ankara:

PRAKLA-PETROL ARAMA ŞİRKETİ

Uğur Mumcu Caddesi No: 87/12 Gaziosmanpaşa 06700 Ankara/TURKEY

P.O. Box 41, Kavaklıdere 06691 Ankara/TURKEY

Telephone: ++90 (312) 447 05 44 Telefax: ++90 (312) 446 77 36 Telex: 42906 Scha Tr