

JEOFİZİK

CİLT 1, SAYI 2 / EYLÜL 1987

VOL.1, NO.2 / SEPTEMBER 1987

Prof. Dr. HÜSEYİN SOYSAL'ın ANISINA

Anizotropik Ortamlarda T Profil Metodu ile Difraksiyon
Noktasının Bulunması
Turan KAYIRAN

İstanbul Boğazı'nda Sismik Çalışmalar
Atilla ULUĞ, Erdeniz ÖZEL ve Günay ÇİFTÇİ

Jeofizik Yöntemle Haliç Sualtı Yapısı
Ahmet ERCAN, Mehmet UTKU ve
Mehmet YILMAZER

Nokta Kart Yönteminin Sabit Dik-Kesitli Bir Maden
Yatağının Manyetik Belirtisinin Değerlendirilmesinde
Kullanımı
İbrahim ONUR

Türkiye ve İran'ın Kretase ve Eosen Paleomagnetik
Verilerinin Değerlendirilmesi
Naci ORBAY

Hasançelebi Yöresi Üst Kretase Volkaniklerinin
Paleomagnetizması
N. ORBAY ve N. BAYDEMİR

Radon Ölçümleriyle Depremlerin Önceden Saptanması
Selahattin A. GÖKSEL, E. Muhsin KÖKSAL,
Sedat YAŞAR ve Hasan ALKAN

A Method of Finding the Diffraction Point in
Anisotropic Media
Turan KAYIRAN

Seismic Studies in the Bosphorus
Atilla ULUĞ, Erdeniz ÖZEL and Günay ÇİFTÇİ

Submarine Structure of Golden Horn by Geophysical
Method
Ahmet ERCAN, Mehmet UTKU and Mehmet YILMAZER

The Use of the Dot Chart Method for the Calculation of
Magnetic Field of a Mineral Deposit Having a Constant
Cross-Section
İbrahim ONUR

Interpretation of the Cretaceous and Eocene
Paleomagnetic Data from Turkey and Iran
Naci ORBAY

The Paleomagnetism of the Upper Cretaceous Volcanic
Rock from Hasançelebi Region
N. ORBAY and N. BAYDEMİR

Radon Monitoring in Earthquake Prediction
Selahattin A. GÖKSEL, E. Muhsin KÖKSAL,
Sedat YAŞAR and Hasan ALKAN



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TURKEY



UPDATE YOUR SEISMIC EQUIPMENT

A NEW GENERATION OF ACQUISITION SYSTEMS

- The SN 368 telemetry recording unit, particularly suitable for 3-D work, with a maximum configuration of 1200 channels
- The SN 358 digital recording unit, for land and marine operations, with the optional DMX demultiplexing unit for marine applications
- MYRIASEIS*, a radiotelemetry acquisition system for land/sea transition zone surveys
- The CS 2502 field correlator - stacker

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



The TD 500 truck-mounted drill.



One of the satellite probes of the Multilock system.

* CGG-IFP trademark and product development

** CGG trademark

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



The SN 368 telemetry recording unit.

MARINE SEISMIC SYSTEMS

CGG has equipped over 40 seismic vessels

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

HEAVY DUTY LAND SEISMIC EQUIPMENT

- Vibrators
- Truck-mounted and heliportable drills
- Amphibious and rough terrain buggies
- Fiberglass products, such as recording cables etc.

WELL SEISMIC EQUIPMENT

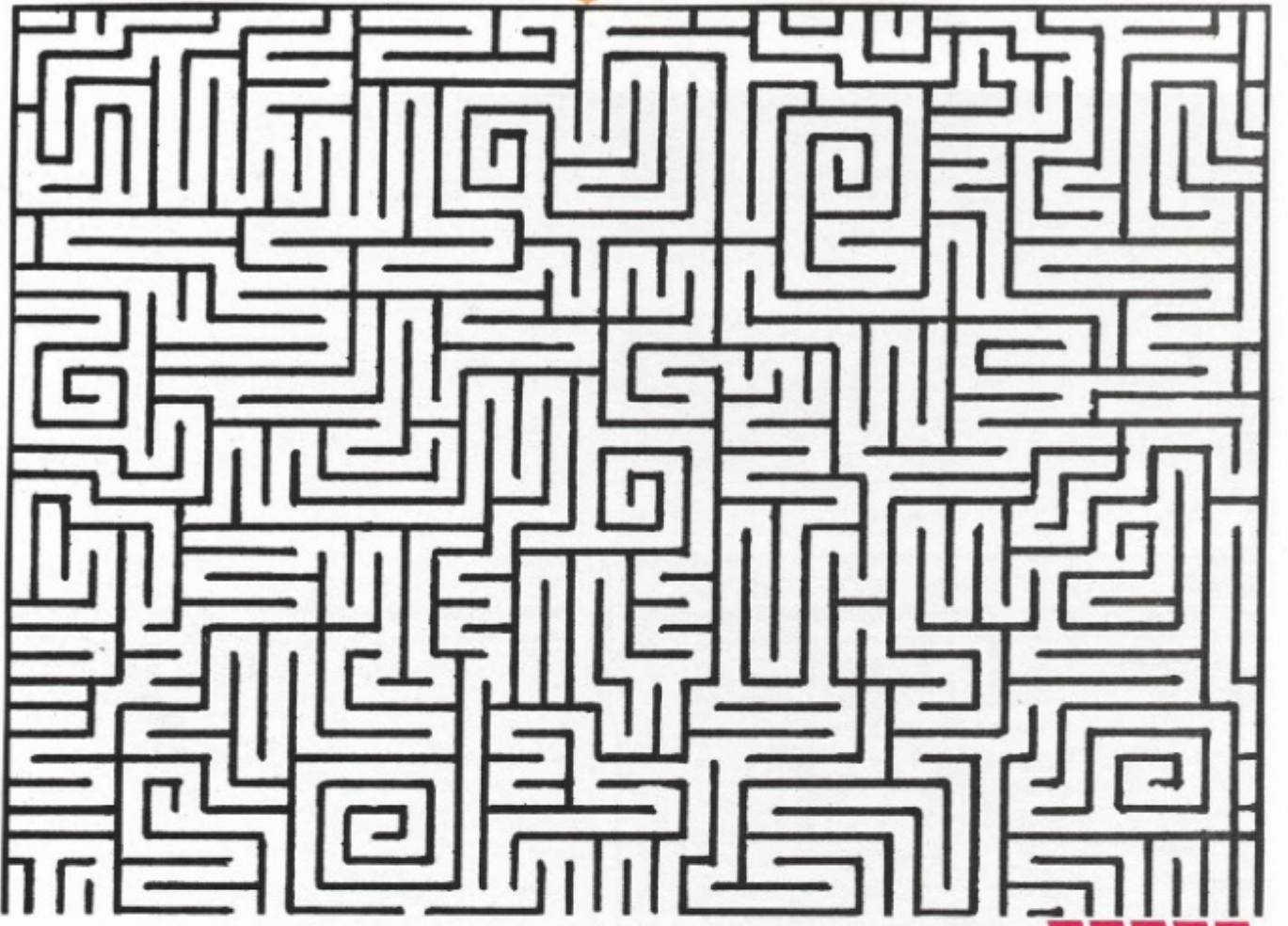
- GEOLOCK⁽¹⁾ H, a three-component hydro seismic probe
- MULTILOCK, a multi-level analog or digital geophone system for VSP acquisition which reduces rig downtime by providing multiple measurements
- ASAP, an on-site quality control and processing system for VSP data, using a 32-bit microprocessor

PROCESSING AND INTERPRETATION

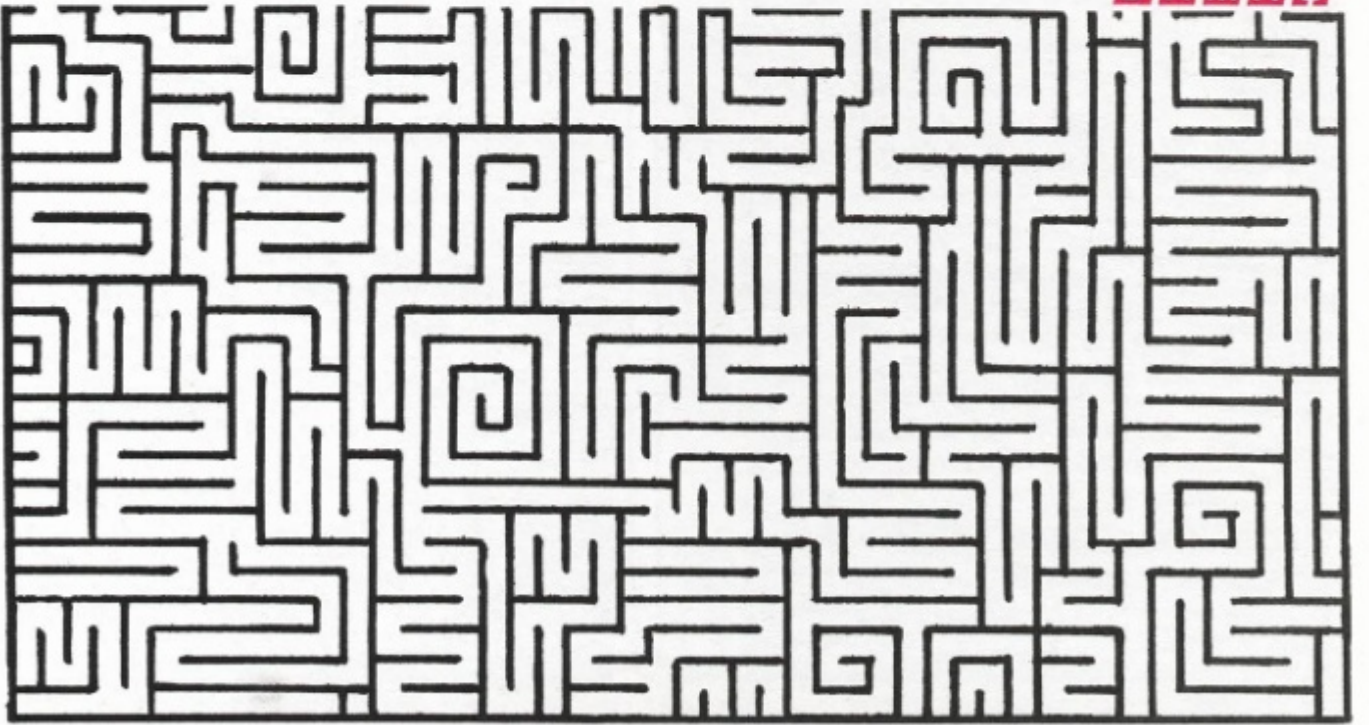
GEOMAX** 2000, a modular system providing 2-D and 3-D seismic processing, interactive 2-D interpretation, modeling, mapping, interactive processing, etc. Various configurations can be chosen to meet specific requirements.

All these items and equipment have proved their reliability in use by CGG worldwide.

- CGG head Office : 1, rue Léon Migaux - 91341 Massy Cedex - France Ph : (33 1) 64 47 30 00 Telex : 692442F
- CGG Representative : Damas Ticaret Mühendislik ve Sanayi A.Ş.
Atlar sokak, Kent Sitesi C Blok No. 6 Gaziosmanpaşa - Ankara - Turkey Ph : (41) 27 58 48 Telex : 42591 DAPA TR



SERVİS & EKİPMAN TEMİNİNDE KISA YOL

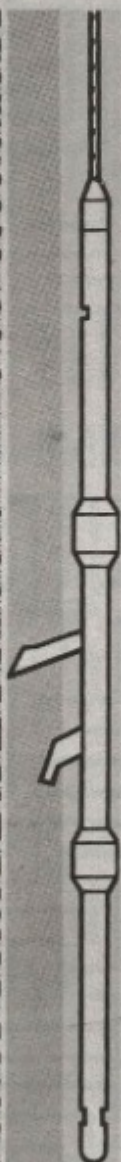


DAMAŞ TİCARET MÜHENDİSLİK VE SANAYİ A.Ş.

Attar Sok. Kent Sitesi C Blok No. 6 Gaziosmanpaşa - Ankara - Türkiye
Tel : (41) 27 58 48 - 26 64 95 Telefax : (41) 27 07 38 Telex : 42 591 DAPA TR

Schlumberger

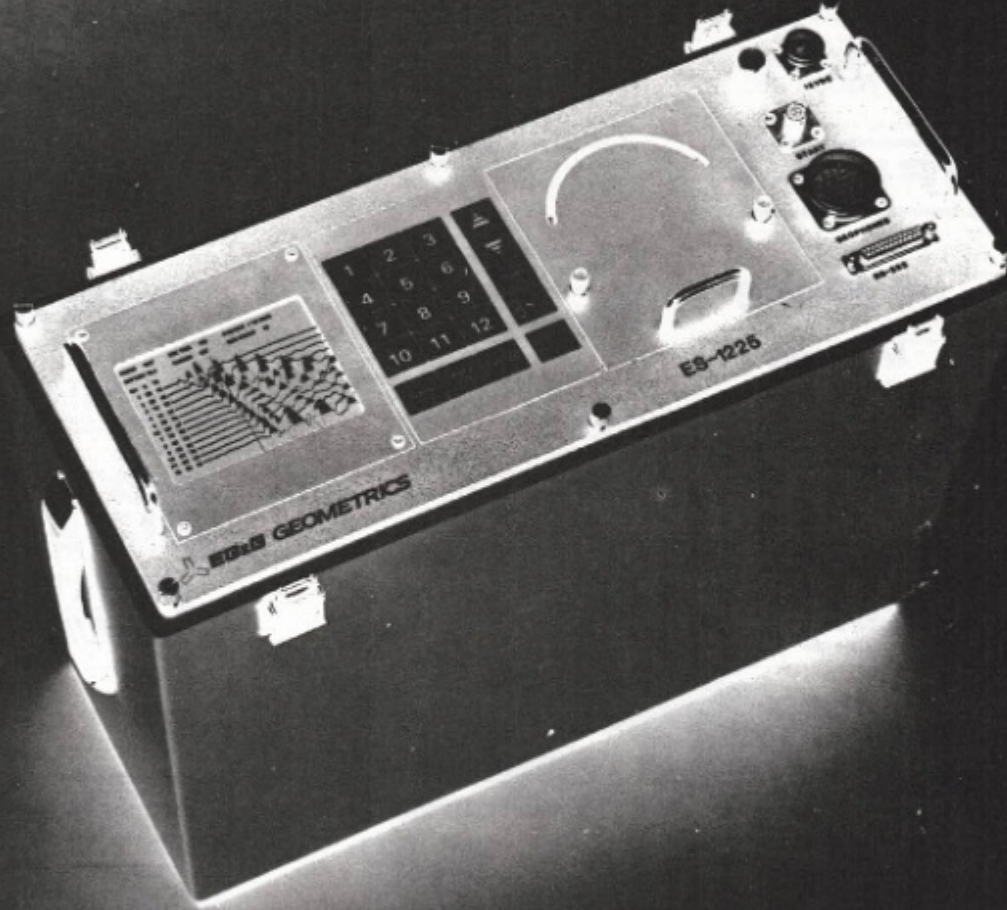
WELL SEISMIC



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

DÜNYANIN EN EKONOMİK, EN KULLANIŞLI,
12 KANALLI - PORTATİF TEK SİSMOGRAFI :
EG&G GEOMETRICS MODEL ES-1225 SİNYAL
BİRİKTİRMELİ SİSMOGRAF

STOKTAN TESLİM



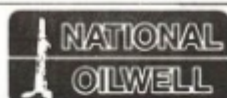
ES-1225 Exploration Seismograph

GÜÇLÜ ADIM DESTEĞİYLE ŞİMDİ TÜRKİYE'DE

ADIM ANADOLU DIŞ TİCARET A.Ş.



Nenehatun Cad. No: 97 06700 - Gaziosmanpaşa-ANKARA Tel: (4) 136 30 32 Tlx: 46 374 aadı tr.
II. Taşocağı Cad. Maya sk. No: 4/6 80300 Mecidiyeköy-İSTANBUL Tel: (1) 172 11 36-(1) 172 32 13 Tlx: 27135



**TEXAS
INSTRUMENTS**



**VAREL
MANUFACTURING
COMPANY**



**BOWEN
TOOLS INC.**

LUFKIN

Tri-State



**Maloney
Pipeline
Products**

BOLT

bulk oil

PETSAN is the only representative company to uniquely combine high quality equipment in petroleum, mining, and water well drilling with the latest computer technology and professional petroleum engineering consulting. PETSAN'S experienced legal and accounting consultants are available to advice and assist in any legal or financial matter on the related industries. In over 20 years of continued service, PETSAN has been associated with only the 'Cadillac' of equipment companies.

PETSAN continues to participate in ALL equipment purchase tenders in the petroleum, mining, and water well industries in Turkey.

PETSAN is the representative company to contact for the best equipment, service and information in Exploration, Drilling, Testing, Production Completion, and Refining.

Longyear



**Power-Flow
International Sales, Inc.**

**ENDIEM
OIL TOOLS LTD.**



**Howe-Baker
Engineers, Inc.**

TECHNIFLUIDS

Rexnord

**UNITED
PUMPS**



**Petrol Sanayi ve Ticaret Ltd. Şti.
Petroleum Industry & Trade Co. Ltd.**

Office Address:

Olgunlar Sokak No: 2/13

Bakanlıklar

06640 ANKARA

Tel.: (90) (4) 125 34 31

125 34 32

125 34 33

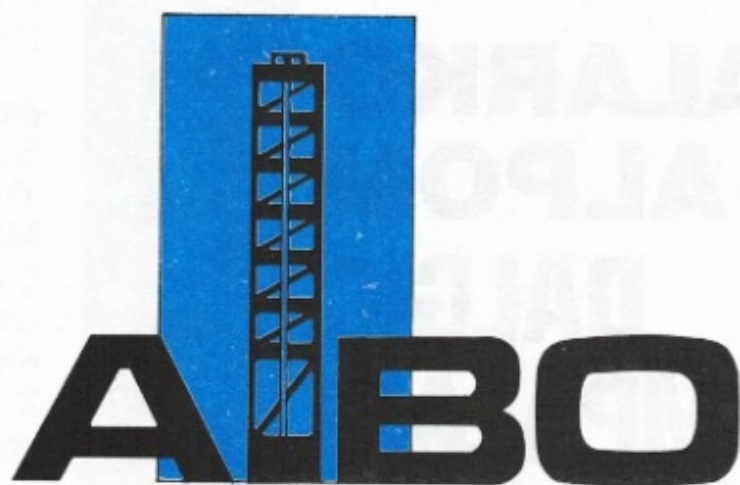
TLX: 42636 reb tr

TLG: ERBALI

Mailing Address:

P.O. Box 433 - KIZILAY

06424 ANKARA



Allgemeines Bohrunternehmen Wathlingen GmbH

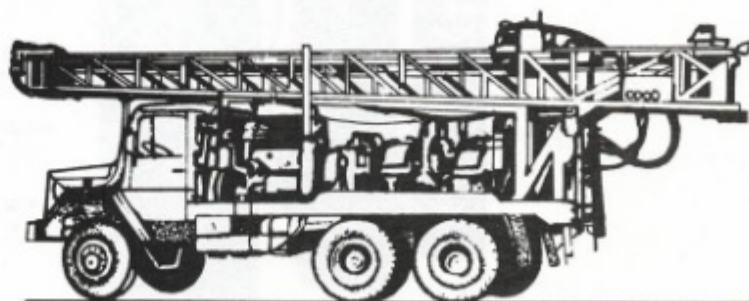
3101 WATHLINGEN POSTFACH 31, TELEFON: 051 44 - 3343

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

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

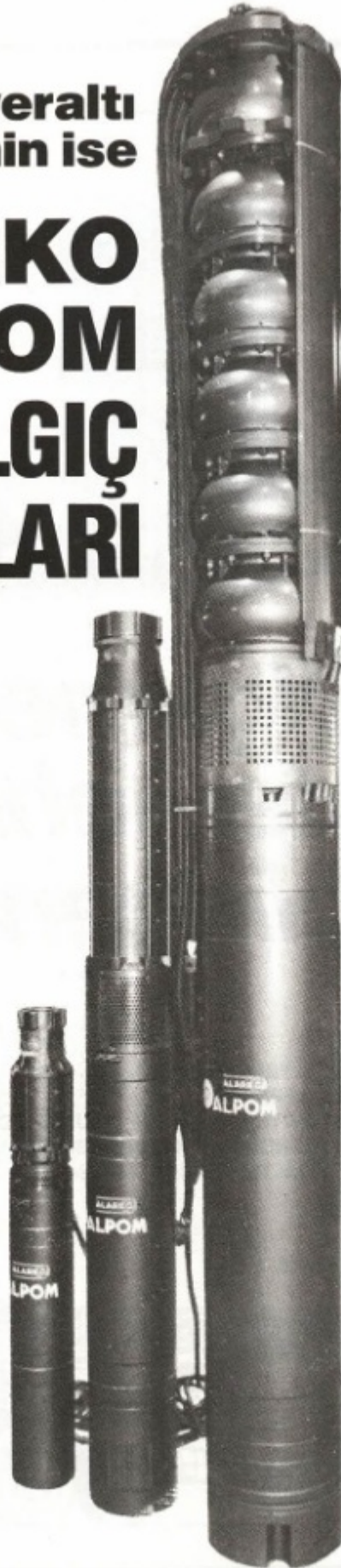
BUILDING GROUND WATER DESCENDING - GEOPHYSICS AND SEISMIC

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



**Sorun, yeraltı
suyunu temin ise**

ALARKO ALPOM DALGIÇ POMPALARI



400 m³/h debi
330 mSS basınç ve
220 HP motor gücüne kadar
230 değişik tipe

Az yatırım, bol ve ucuz su
Sürekli çalışma
Yüksek verim
Montaj kolaylığı
Çabuk servis
Devamlı yedek parça
Kaliteli imalat
Zirai kredilerle satınalma
imkânı

Bir yıl ALARKO garantisi



**ALARKO
ALPOM**

ALARKO SANAYİ VE TİCARET A.Ş.
POMPA VE MOTOR İMALAT MÜESSESESİ

TSEK

HABERLEŞME VE SATIŞ:



**ALARKO
ALFENAŞ**

ALARKO FENNİ MALZEME SATIŞ VE İMALAT A.Ş.

İSTANBUL:

Necatibey Cad. No. 84 (80030) Karaköy - İstanbul
Tel: 151 84 00-4 hat Tlx: 24006 alfe-tr Fax: 144 15 23

ANKARA:

Atatürk Bulvarı No. 165 (06680) Kızılay-Ankara
Tel: 117 22 08-10 hat Tlx: 42383 asa-tr Fax: 117 22 17

İZMİR:

Cumhuriyet Bulvarı No. 38/A (35250) Konak-İzmir
Tel: 14 57 41 - 13 29 97 Tlx: 53582 ağı-tr Fax: 25 25 13

ADANA:

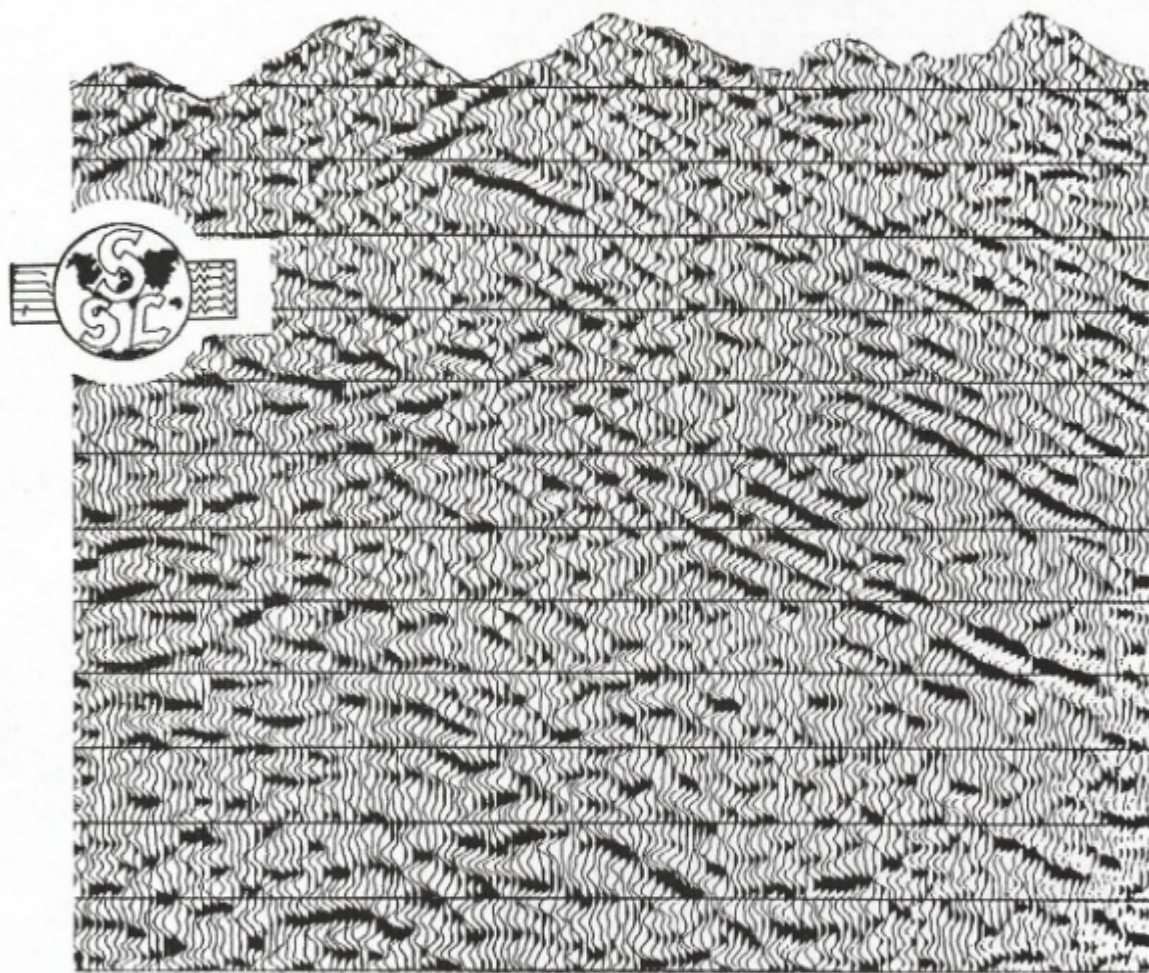
Gazipaşa Bulvarı Yunus Bey Ap. No. 9/1 (01120) Adana
Tel: 41581-82, 31342 Tlx: 62785 alad-tr Fax: 30584

ANTALYA:

Kenan Evren Bulvarı Güneş Ap. No. 9/2 (07050) Antalya
Tel: 27 343 - 15 020

USTA

SEISMIC ACQUISITION AND DATA PROCESSING SERVICES



SEISMOGRAPH SERVICE LTD

NENEHATUN CADDESİ No. 66
GAZİOSMANPAŞA
ANKARA, TURKEY
TELEPHONE NO. 28 38 59

MÜHENDİSLİK JEOFİZİĞİNDE
(SİSMİK REFRAKSİYON-REZİSTİVİTE) ORTADOĞU
ÜLKELERİNDE YAZILMIŞ 80 RAPORLA EN DENEYİMLİ
ELEMENLARI BÜNYESİNDE BULUNDURAN KURULUŞ

minesan

MİNERAL SAN. VE TİC. A.Ş.

- * Jeolojik-Jeofizik-Hidrojeolojik Yöntemlerle
Kömür-Yeraltısuyu-Maden-Zemin Etüdleri
- * Topoğrafik Ölçüm ve Haritalama
Yeraltı-Yerüstü Dekapaj, İmalat, İnşaat, Maden Ölçümleri
- * Sondaj
Zemin-Kömür-Kil-Heyelan-Enjeksiyon-Minikazık
- * Laboratuvarında Kimyasal Analizler
Kil-Kömür-Kromit vb.

Prof. N. Mazhar Öktel Sk. Lale Palas No. 18/1 80260 Şişli/İSTANBUL
Tel : 133 00 95 Tlx: 27829 yer/23075 Umg tr.



JEOFİZİK

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

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
Mehmet B. ATEŞ

L DÖNEM YÖNETİM KURULU Executive Committee

Mehmet B. ATEŞ
Oğuz ÜZEL
Erden ERCAN
Hamit KARAHACIOĞLU
Yavuz DİLBAZ
Tamer GURSOY
İsmet SİNCER

YAYIN KURULU Publication Committee

Dr. Edip BAYSAL
Dr. Ahmet T. BAŞOKUR
Muharrem TURKARSLAN
İbrahim AYDIN
Sami ZÜNBL

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Mithatpaşa Cad. 45/15
P.K. 255 Kızılay - Ankara - TURKEY
Tel: (41) 135 13 79

BASILDIĞI YER

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

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

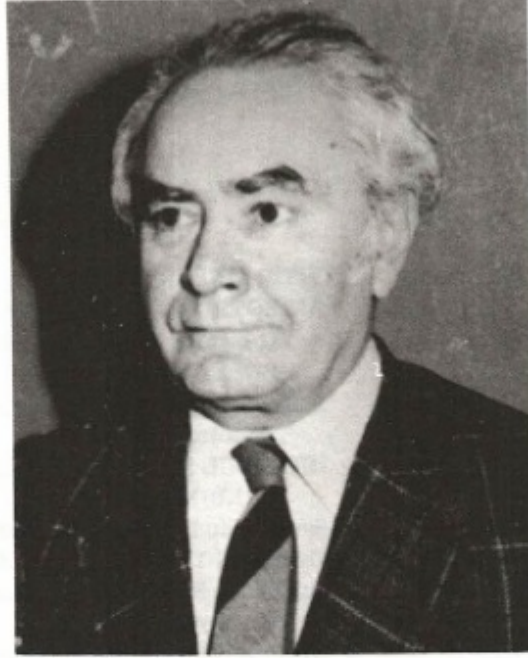
CİLT 1, SAYI 2 / EYLÜL 1987

VOL.1, NO.2 / SEPTEMBER 1987

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

YİTİRDİKLERİMİZ	124
ANİZOTROPİK ORTAMLARDA T PROFİL METODU İLE DİFRAKSİYON NOKTASININ BULUNMASI	125
A Method of Finding the Diffraction Point in Anisotropic Media	
İSTANBUL BOĞAZI'NDA SİSMİK ÇALIŞMALAR	130
Seismic Studies in the Bosphorus	
JEOFİZİK YÖNTEMLE HALIÇ SUALTI YAPISI .	145
Submarine Structure of Golden Horn by Geophysical Method	
NOKTA KART YÖNTEMİNİN SABİT DİK-KESİTLİ BİR MADEN YATAĞININ MANYETİK BELİRTİSİNİN DEĞERLENDİRİLMESİNDE KULLANIMI	154
The Use of the Dot Chart Method for the Calculation of Magnetic Field of a Mineral Deposit Having a Constant Cross-Section	
TÜRKİYE VE İRAN'IN KRETASE VE EOSEN PALEOMAGNETİK VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ	160
Interpretation of the Cretaceous and Eocene Paleomagnetic Data from Turkey and Iran	
HASANÇELEBİ YÖRESİ ÜST KRETASE VOLKANİKLERİNİN PALEOMAGNETİZMASI	167
The Paleomagnetism of the Upper Cretaceous Volcanic Rocks from Hasançelebi Region	
RADON ÖLÇÜMLERİYLE DEPREMLERİN ÖNCEDEN SAPTANMASI	176
Radon Monitoring in Earthquake Prediction	
YAZI VERENLER	183
ODA'DAN HABERLER	186
ODA ÜYELERİ	188

YİTİRDİKLERİMİZ



Prof. Dr. Hüseyin SOYSAL
1921 - 1987

Prof. Dr. Hüseyin Soysal Artvin'in Kılıkçıkaya köyü'nde doğdu. İlkokulu aynı köyde, orta öğrenimini Erzurum'da tamamladı. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Matematik-Astronomi bölümünden 1948 yılında mezun oldu. 1949-1954 yılları arasında Elazığ ve Erzurum Liseleri ile Zonguldak Maden Teknik Okulu'nda Matematik öğretmenliği yaptı ve bu arada askerlik görevini tamamladı. 1954 yılında, İ.Ü.F.F. Jeofizik Enstitüsü'ne asistan olarak atandı. 1956 yılında altı ay süre ile "Compagnie General de Geophysique"de Uygulamalı Jeofizik konusunda staj yaptı. 1958 yılında "Yer Çekirdeğinin Yapısı Hakkında Kulu Hipotezinin Neticeleri" konulu teziyle doktora-sını tamamladı. 1959-60 ders yılında Fransız Hükümetinin bursuyla Paris Üniversitesi Physique du Globe Enstitüsü Sismoloji Laboratuvarında araştırmalarda bulundu.

Soysal "Yer İçinde Manto-Çekirdek Ayrımının Yoğunluk Değişimsiz Relaksasyon Olayı ile İncelenmesi" konulu tezi ile 1966 yılında Doçentlik ünvanını kazandı. 1968 yılında İ.Ü.F.F. Jeofizik Enstitüsü'ne Eylemli Doçent olarak atandı. 1972 yılında İngiltere'de Imperial College Civil Engineering Section'da ve Edinbourg Global Seismology Unit'de araştırmalarda bulundu. 1978 yılında İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi'nde kurucu üye olarak görev aldı. Aynı fakültede 1980 yılında Üniversite Profesörlüğü ünvanını kazandı. 1982 yılına kadar Yerbilimleri Fakültesi'nde dekan yardımcılığı görevinde bulundu. Daha sonra Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi'nde görevlendirildi. 1983 yılında tekrar İ.Ü. ne dönen Prof. Soysal, Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Yer Fiziği Anabilimdalı Başkanı oldu.

1985 yılında İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeofizik Bölümü Başkanı olan Prof. Soysal bu görevini 1987 yılındaki ölümüne kadar sürdürmüştür. Fransızca ve İngilizce bilen Soysal, evli ve iki çocuk babası idi. Prof. Dr. Hüseyin Soysal, öğretim görevliliği yaptığı yıllar boyunca Yeriçi Fiziği, Titreşim ve Sahnımlar, Elastik Dalga Yayınımı, Jeofizikte Matematik Yöntemler, Sismotektonik, Jeofiziğe Giriş, Mukavemet ve Uygulamalı Sismik derslerini vermiştir. Prof. Dr. Hüseyin Soysal'ın jeofizik alanında ve bilahare deprem konusunda oldukça yoğun bilimsel çalışmaları ve yayınları mevcuttur.

ANİZOTROPİK ORTAMLARDA T PROFİL METODU İLE DİFRAKSİYON NOKTASININ BULUNMASI

A Method of Finding the Diffraction Point in Anisotropic Media

Turan KAYIRAN*

ÖZET

Sismik defleksiyonda difraksiyonun önemi çeşitli araştırmacılar tarafından daha önce vurgulanmıştır. Çok sayıda örnek içinden difraksiyonun fay ve süreksizlerle ilgisini inceleyen Krey (1952) ve Haagedorn'u (1954) gösterebiliriz. Ayrıca difraksiyon noktasının yatımlı ve sabit hızlı ortamlarda, yüzey ölçümlerinden hareket ederek, nasıl bulunabileceğini analitik olarak veren Hubral'dan (1975) söz edilebilir.

Bu çalışmada ortamın anizotrop olması halinde difraksiyon noktasının bulunması konusuna eğileceğiz. Ortam eliptik anizotrop alınacak ve üç boyutta çözüme gidilecek, ayrıca sentetik bir örnekte verilecektir.

ABSTRACT

The importance of diffractions in seismic reflection has been emphasized by various authors. Relation of diffraction with faults and geological discontinuities has been studied by Krey (1952) and Haagedorn (1954). In addition, Hubral (1975) who analysed two dimensional situation and proposed a solution to the problem of locating a point diffractor below plane layer of constant velocity and varying dip may be mentioned.

In this paper we discuss the problem of localizing the diffraction point when the media is elliptically anisotrop. A synthetic example is also given.

TEMEL BİLGİ VE KABULLER

β eğimli bir yüzey altında anizotropik özellik gösteren bir ortam olsun (Şekil 1). Ortam içerisinde bir O difraksiyon noktası kabul edelim. Ortamdaki hız dağılımını veren hız elipsoidinin dönme eksenini; ortamı yanal izotrop (eliptik anizotrop) aldığımızı göre, en uygun kabul olarak; tabaka alt sınır düzlemine dik varsayılacaktır. Bu düzlem herhangi bir eğimde olabilir. Biz problemi yatay-düşey koordinat sisteminde ele alacağız ve dolayısıyla elipsin dönme eksenini düşey olacaktır. Bu çözümden eğik taban düzlemine bir koordinat dönüşümü ile kolayca geçilebileceğinden genellemede bir değişiklik yoktur.

Bilindiği gibi ortamın homojen olması halinde difraksiyon noktası zaman-uzaklık eğrisinin minimum olduğu noktada profile dik doğrultudadır. Ortamın anizotrop olması halinde ise hiperboloidin minimum olduğu noktaya göre bir kayma söz konusudur. Yalnız ekvator

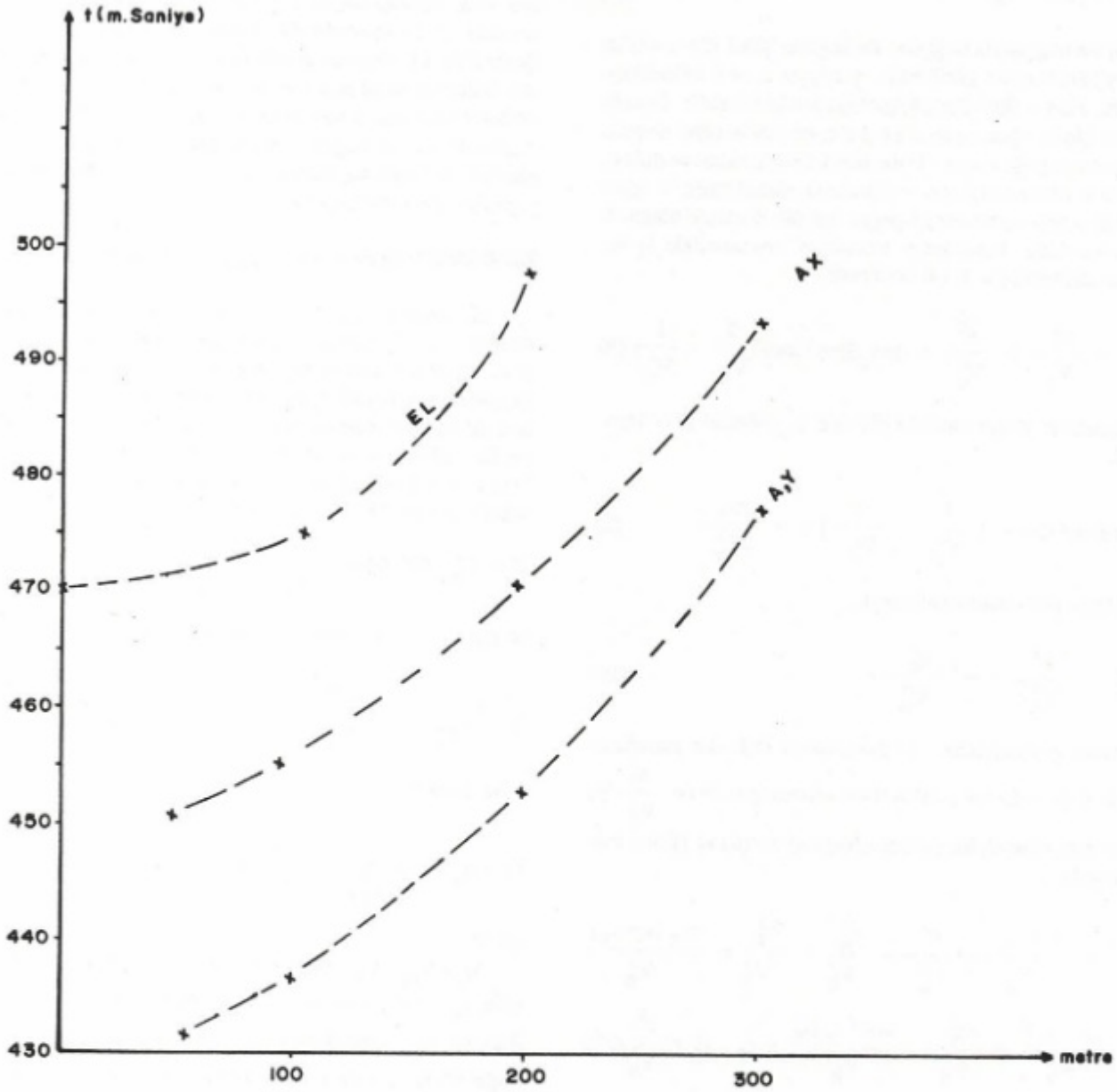
düzlemine paralel doğrultudaki kayıtlarda bu kayma yoktur. Bu özelliği ileride göstereceğiz ve çözümde ondan yararlanacağız.

Ortamın eliptik anizotrop özelliği bilinmemekte, fakat hız dağılımı bilinmemektedir. Hız elipsoidinin iki asal eksen boyunca değerleri iki profil kaydından bulunabilir. Bu kayıtları sıfır ofset ve tek zamana indirgenmiş zaman-uzaklık grafikleri gibi ele alacağız. Gelişigüzel bir Ax profilinde gözlenen (Şekil 2) difraksiyon hiperbolü, en büyük eğim doğrultusunda A_1y ve ona dik doğrultuda EL üzerinde de kaydedilmiştir.

HIZ ELİPSOİDİNİN BELİRLENMESİ

Hız elipsoidinin belirlenmesi için zaman-uzaklık bağıntısından yararlanacağız. Şekil 3'teki O difraksiyon noktası ile Ax profilini içeren düzlemi göz önüne alalım. Ax boyunca kaydedilen hiperbole ait hız elipsi bu düzlem üzerindedir. OC ve OD'ye bağlı koordinatları c ve

* Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 06100, Beşevler, ANKARA



Şekil 4. E1, Ax, A ve y profilleri üzerindeki difraksiyon eğrileri
Fig. 4. Diffraction curves on E1, Ax, A and y profiles

şeklinde ifade edebiliriz. F noktası hiporbolün minimum değerine karşılık geldiğine göre $AF = x_c$ uzunluğunu formüle etmeye çalışalım. Bunun için (5)'te her iki yanın differansiyelini alıp, $x = 0$ koyarsak,

$$2t \, dt = \frac{2x_c \, dx}{V_b^2} + 2e \sin \gamma' \cos \gamma' \left(\frac{1}{V_c^2} - \frac{1}{V_d^2} \right) dt \text{ dir.}$$

$$\frac{dt}{dx} = \left[\frac{x_c}{V_b^2} + e \sin \gamma' \cos \gamma' \left(\frac{1}{V_c^2} - \frac{1}{V_d^2} \right) \right] / t = 0$$

şartından,

$$x_c = e V_b \sin \gamma' \cos \gamma' \left(\frac{1}{V_d^2} - \frac{1}{V_c^2} \right) \quad (6)$$

elde edilir. Bu ifade Gassman'ın (1964) verdiği formüle benzer. Ancak farklı olarak problem üç boyutta ele alındığından, V_d hızı elipsoidin asal eksenine karşılık gelen hız olmayıp eğik bir düzlem üzerindeki hız elipsine ait olmaktadır.

Diğer taraftan, Ax'in yatayla yaptığı açıyı γ ile gösterirsek (Şekil 2); eğik düzlemdeki yatayla Ax'in veya Ax'e paralel OB'in yatayla yaptığı açı γ' ; γ ve eğik düzlemin yatayla yaptığı açı θ 'ya,

$$\operatorname{tg} \gamma / \sin \theta = \operatorname{tg} \gamma' \quad (7)$$

gibi bir bağıntıyla bağlıdır. Bu bağıntı Şekil (2) ve (3)'ün incelenmesinden görülebilir. γ değeri α ve β bilindiğine göre, $\sin \gamma = \sin \beta \cos \alpha$ bağıntısından bulunabilir. Burada β en büyük eğim açısı, α ise Ax 'in en büyük eğim doğrultusu ile yaptığı açıdır. (7)'de difraksiyon noktası ve dolayısıyla θ bilinmediği için γ 'nü bulmak olanaksızdır. O halde difraksiyon noktasından geçen bir dik düzleme ulaşmak gerekecektir. Hiperbolün minimum noktasındaki t_f zaman değeri (5)'te $x = 0$ koyarsak

$$t_f^2 = \frac{x_c^2}{V_b^2} + \frac{e^2}{V_a^2} + 2ex_c \sin \gamma' \cos \gamma' \left(\frac{1}{V_c^2} - \frac{1}{V_d^2} \right) \quad (8)$$

yazılabilir. Diğer taraftan (6)'daki x_c değerini (8)'e taşırsak,

$$2e \sin \gamma' \cos \gamma' \left[\frac{1}{V_c^2} - \frac{1}{V_d^2} \right] = - \frac{2x_c}{V_b^2} \quad (9)$$

olduğu göz önünde tutularak,

$$t_f^2 = \frac{e^2}{V_a^2} - \frac{x_c^2}{V_b^2} \quad (10)$$

olarak gösterilebilir. (5) denklemini (10)'dan yararlanarak daha sade bir şekilde ifade etmek için, (5)'e $\frac{x_c^2}{V_b^2}$ 'yi bir defa ekleyip bir defada çıkararak ve (6) ve (10)'u kullanarak

$$\begin{aligned} t^2 &= \frac{(x + x_c)^2}{V_b^2} + \frac{e^2}{V_a^2} - \frac{x_c^2}{V_b^2} + \frac{x_c^2}{V_b^2} = \frac{2x_c(x + x_c)}{V_b^2} \\ &= \frac{(x + x_c)^2}{V_b^2} + \frac{x_c^2}{V_b^2} - \frac{2(x + x_c)x_c}{V_b^2} + t_f^2 - t_f^2 + \frac{x^2}{V_b^2} \quad (11) \end{aligned}$$

elde edilir.

Bu sonuç Gassmann (1964)'ün verdiği ifadenin üç boyutta karşılığıdır. (11) hiperbol denkleminin eğik asimtotlarının,

$$t = \pm \frac{x}{V_b} \quad (12)$$

olduğu görülür. Hiperbolün herhangi bir x noktasında t ve x bilindiğine göre V_b değeri bulunabilir, yani Ax 'e paralel doğrultudaki hız bulunabilir. Daha önce hız elipsoidinin dönme ekseninin taban düzlemine dik olduğunu kabul etmiştik. Bu en olası varsayımdır. Elipsoidi tanımlamak için ikinci bir hız bilgisine gerek vardır. Bu açıdan bakıldığında (15) formülü, yatay düzlemdeki V_c hızının

yatay doğrultuda kaydedilmiş difraksiyon hiperbolünden elde edilebileceğini göstermektedir. Aynı zamanda (6)'daki γ' ; EL için sıfır olduğundan EL'ye ait $x_c = 0$ 'dır. Şekil 2'de EL doğrultusunda kaydedilen hiperbol yatay hızı bulmaya ve difraksiyon noktasından geçen düşey bir düzlemi saptamaya yardımcı olacaktır. V_b ; V_c ve dik düzlemde bu iki doğrultu arasındaki γ açısı bilindiğine göre (4) kullanılarak düşey V_z bulunur ve bu suretle hız elipsoidi tayin edilmiş olur.

DİFRAKSİYON NOKTASININ BULUNMASI

EL doğrusu için $\gamma' = 0$ olduğundan bu profilde (6)'dan $x_c = 0$ olduğu görülür, yani difraksiyon noktası E de EL'e dik düzlem üzerindedir böyle bir profili A_1y ile gösterirsek (Şekil 2) bu profil üzerindeki veri ile problem iki boyuta indirgenmiş olur. T şeklindeki bu bir çift profil, yöntemin temelini oluşturmaktadır. Şekil 2'de O'OA açısı β olacağından (4) kullanılarak V_{a_1} hızı bulunabilir. Ax profili için bu olanaksızdır.

$$W = V_{b_1} \sin \beta \cos \beta \left(\frac{1}{V_z^2} - \frac{1}{V_c^2} \right) \quad (13)$$

ve $OA_1 = e_1$ koyarsak $x_{c_1} = e_1 W$ yazılabilir. O takdirde

$$t_{f_1}^2 = \frac{e_1^2}{V_{a_1}^2} - \frac{e_1^2 W^2}{V_{b_1}^2} = e_1^2 \left[\frac{1}{V_{a_1}^2} - \frac{W^2}{V_{b_1}^2} \right] \quad (14)$$

olur. Buradan

$$e_1 = t_{f_1} / \left(\sqrt{\frac{1}{V_{a_1}^2} - \frac{1}{V_{b_1}^2}} \right) \quad (15)$$

çıkar.

t_{f_1} ; V_{a_1} ; V_{b_1} bilindiğine göre e_1 (15)'ten bulunabilir. $x_{c_1} = e_1 W$ 'den de x_{c_1} elde edilir. Şekil 2'de F_1 'den itibaren x_{c_1} uzaklığında A_1 ; A_1 'den de A_1y 'ye dik doğrultuda e_1 uzaklığında O difraksiyon noktasına varılmış olur.

SAYISAL UYGULAMA

Şekil (2) ve (3)'e uygun olarak düzenlenmiş model aşağıdaki parametreleri içermektedir:

$$\alpha = 30^\circ; \quad \beta = 10^\circ; \quad V_c = 1500 \text{ m/s}; \quad OO' = 521 \text{ m.};$$

$$OA = 550 \text{ m}; \quad EG = 200 \text{ m.}; \quad AG = 300 \text{ m.};$$

$$V_z \text{ (dönme eksenini doğrultusunda)} = 1175 \text{ m/s.}$$

Bu model Şekil 4'deki difraksiyon hiperbollerini vermektedir. (12)'yi kullanarak bu hiperbollerden V_c ve V_b hızları 1500 m/s ve 1200 m/s olarak elde edilir.

(4)'ten $V_z = 1174$ m/s bulunur. E de EL'e dik düzlem O noktasını içereceğinden A_1y üzerindeki hiperbolden V_{a_1} ; V_{b_1} hesaplanır. (6) kullanılarak x_{c_1} bulunur. Ve nihayet (15) formülü A_1y 'ye uygulanarak e_1 elde edilir. Sonuçlar aşağıdaki gibidir.

$$V_{b_1} = 1486 \text{ m/s} ; \quad x_{c_1} = 54 \text{ m.} ; \quad A_1O = 512 \text{ m.} ;$$

$$AO = 550.8 \text{ m.} ; \quad x_c = 49.8 \text{ m.} ; \quad OO' = 521 \text{ m.}$$

Görüldüğü gibi modele çok yakın değerler elde edilmektedir.

KAYNAKLAR

- Cressman, K.S. 1968, How velocity layering and steep dip affect C.D.P., *Geophysics* 33, 399-411.
- Daley and Hron, F. 1979, Reflection and transmission coefficients for seismic waves in ellipsoidally anisotropic media, *Geophysics* 44, 27-38.
- Gassman, F. 1964, Introduction to seismic travel time methods in anisotropic media, *Pure and Applied Geophysics* 58, 53-112.
- Haagedorn, J.G. 1954, A process of seismic reflection interpretation: *Geophysical Prospecting* 2, 85-127.
- Hubral, P. 1975, Locating a diffractor below plane layers of constant interval velocity and varying dip, *Geophysical Prospecting* 23, 313-322.
- Krey, T. 1952, The significance of diffractions in the investigation of faults, *Geophysics* 17, 843-858.
- Levin, F.K. 1978, The reflection, refraction, and diffraction of waves in media with a elliptical velocity dependence, *Geophysics* 43, 528-537.

İSTANBUL BOĞAZI'NDA SİSMİK ÇALIŞMALAR

Seismic Studies in the Bosphorus

Atilla ULUĞ*, Erdeniz ÖZEL* ve Günay ÇİFTÇİ**

ÖZET

İstanbul Boğazında yapılması planlanan Tüp Geçiş İnşaatı için gerekli jeolojik ve jeoteknik bilgileri toplamaya yönelik çalışmalar çerçevesinde sismik yansıma ve kırılma etüdüleri yapılmıştır. R/V K. Piri Reis araştırma gemisinin ekipman ve Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'nün elemanları tarafından gerçekleştirilen deniz araştırmalarında, geminin konumu sismik yansıma ölçümlerinde "Trisponder Navigasyon Sistemi", kırılma çalışmalarında ise kılavuz seyri ile "Açı Kestirim Yöntemi" kullanılarak saptanmıştır.

Airgun kaynaklı sismik yansıma çalışmalarında alıcı olarak tek kanal streamer kullanılmış ve bu şekilde sıfır açılımlı sürekli yansıma profilleri ölçülmüştür. Böylece, ölçüm hatları boyunca değişik derinliklerdeki denizaltı katmanlarına ait yansıma zamanları ölçülebilmektedir. Sismik kırılma ölçümlerinde akustik enerji kaynağı olarak yine airgun kullanılmış ve kırılma sinyalleri sonobuoy tarafından birimlerinde kaydedilmiştir. Kırılma çalışmalarında yol-zaman grafiklerinden denizaltı katmanlarına ait ölçülen sismik hızlar ile, yansıma çalışmalarından bulunan gidiş-geliş zamanları kullanılarak tabakaların kalınlıklarını hesaplamak mümkün olmuştur.

Bu yöntem ile bulunan tabaka kalınlıkları bölgede yapılan deniz sondajları ile karşılaştırılmış ve böylece bölgenin jeolojik ve sedimentolojik yapısı açıklanmaya çalışılmıştır. Sismik verilerden yararlanılarak oluşturulan jeolojik kesitler üzerinde İstanbul Boğazının çalışılan bölgedeki anakayasını oluşturan Trakya Formasyonundaki faylar ve Boğaz Grabeni işaretlenerek "İstanbul Boğazı Deniz Altı Jeoloji ve Tektonik Haritası"nın geliştirilmesine katkıda bulunulmuştur.

ABSTRACT

Seismic reflection and refraction surveys have been carried out to obtain the necessary geological and geotechnical data for the proposed Tube-Tunnel crossing. The marine surveys were carried out by the staff of the Institute using the available equipment in the R/V K. Piri Reis. The position of the vessel was determined by the trisponder navigation system during the seismic surveys and the angle intersection method during the refraction studies.

Single channel streamer has been used during the seismic reflection surveys with airgun seismic source and thus, the two-way travel times were measured for the different seismic layers along the reflection profiles. Airgun was also used as the seismic energy source for the refraction surveys and the refracted signals were received by the sonobuoy and then transmitted to the telemeter system and these were recorded by the recording units of the vessel. It was possible to determine the layer thicknesses from two-way travel times obtained from the reflection records using the layer velocities calculated from the time-distance graphs of refraction surveys.

The layer thicknesses obtained from the described methods were compared with the marine borehole data in the region and then it was tried to explain geologic and sedimentologic structure of the area. The geological section drawn by means of seismic data, enabled the identification of the faults existing in the Trakya formation and the Bosphorus graben in the investigation area and contributed to the development of the sea bottom geology and tectonic map of the Bosphorus.

* D.E. Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, S.S.K. Tesisleri, D Blok, Kat: 2, Konak - İZMİR

** D.E. Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, JEOFİZİK Anabilim Dalı, Bornova - İZMİR

GİRİŞ

İstanbul Boğazı'nın Sarayburnu-Üsküdar-İnadiye mevkiileri arasında, Avrupa yakası ile Anadolu yakasını Boğazın altından bağlaması planlanan Tüp Demiryolu Tüneli inşaatı için İstanbul Tren/Tünel Müşavirler Konsorsiyumu (I.R.T.C.) tarafından burada bir seri etüdler yaptırılmıştır. D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü de bu kapsamda bölgenin jeolojik, jeofizik ve jeomorfolojik yapısını incelemek amacı ile bazı etüdler yapmıştır. Bu çalışmada, Tüp Geçiti güzergahında, sedimentlerde ve bölgedeki anakayayı oluşturan Karbonifer yaşlı, kumtaşı (grovak), silttaşı, kiltası araldanmalarından oluşan Trakya Formasyonunda sismik hızları saptamak ve denizaltı katmanlarının kalınlıklarını hesaplayarak jeolojik kesitleri çıkarmak amacı ile yapılan sismik yansıma ve kırılma çalışmalarının sonuçları özetlenmektedir.

I.R.T.C. Jeoloji ve Jeoteknik Grupları bölgenin jeolojisini ayrıntılı olarak araştırmış ve bölgede bir seri deniz ve kara sondajları yapmıştır. Sondaj sonuçları ile sismik sonuçlar karşılaştırılmış ve bunların birbirlerini oldukça iyi bir şekilde destekledikleri görülmüştür.

Şekil 1'de bölgenin 1/50 000 ölçekli jeoloji haritası görülmektedir. Karadaki formasyonlar haritanın sağ tarafında verilen lejanddaki simgeler ile harita üzerine işaretlenmişlerdir. İstanbul Boğazı ve Haliç tabanındaki denizaltı formasyonlarına gelince, bunlar yaklaşık aynı tür çökeller olmasına rağmen aralarındaki farkları belirtmek amacıyla, Haliç ve Boğaziçi Formasyonları olarak adlandırılmaktadır. Haliç Formasyonu, Boğaziçi Formasyonuna kıyasla daha ince malzemeden oluşmuş olup, başlıca kil, çamur ve silt ile kum kapsamaktadır ve tabana doğru da kum ve iri çakıllı düzeylerin varlığına rastlanmaktadır (Eroskay ve Kale 1986). Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü tarafından Yeni Galata Köprüsü için yapılan sismik etüdlere ve bölgede yapılan deniz sondajlarından Haliç çökellerinin yaklaşık 50 m kalınlıkta olduğu bilinmektedir (Uluğ 1985, Eroskay ve Kale 1986).

Boğaziçi Formasyonları ise siltli kum ve kum boyundaki sedimentlerden oluşmuş olup yer yer çakıl ve kavrık kum odacıklarından ibarettir. Boğaziçi formasyonlarının Boğaz Grabeni'nin en derin olduğu yerde yaklaşık 110-110 m'den daha kalın olduğu yapılan sismik ölçümler sonucu bulunmuştur (Uluğ 1986).

Şekil 2'deki İstanbul Boğazı Haritasında, Boğaziçi ve Trakya Formasyonlarındaki sismik hızları saptamak amacıyla kırılma çalışmalarının yapıldığı kuramsal izleme hatları ve Tüp/Tünel geçişi için, denizaltı katmanları hakkında bilgi edinmek ve Trakya Formasyonunun derinliğini ölçmek üzere sismik yansıma çalışmaları yapılan koridorlar görülmektedir. Şekildeki Romen rakamları (I ve II) "Sonobuoy"ların bağlandıkları şamandraları göstermekte olup, harfler (A, B v.b.) ise profil adlarını belirtmektedir. Yansıma çalışmalarının yapıldığı kori-

dorlar 400 m genişliğinde ve yaklaşık 2000 m uzunluğundadır. Bunlardan güney tarafta olan 1. Alternatif, kuzeyde olanı ise 2. Alternatif Koridor olarak adlandırılmaktadır. Bu koridorlarda 50 m aralıklı 9'ar adet boyuna hat ile, 100 m aralıklı yaklaşık 16'şar adet enine hat bulunmaktadır.

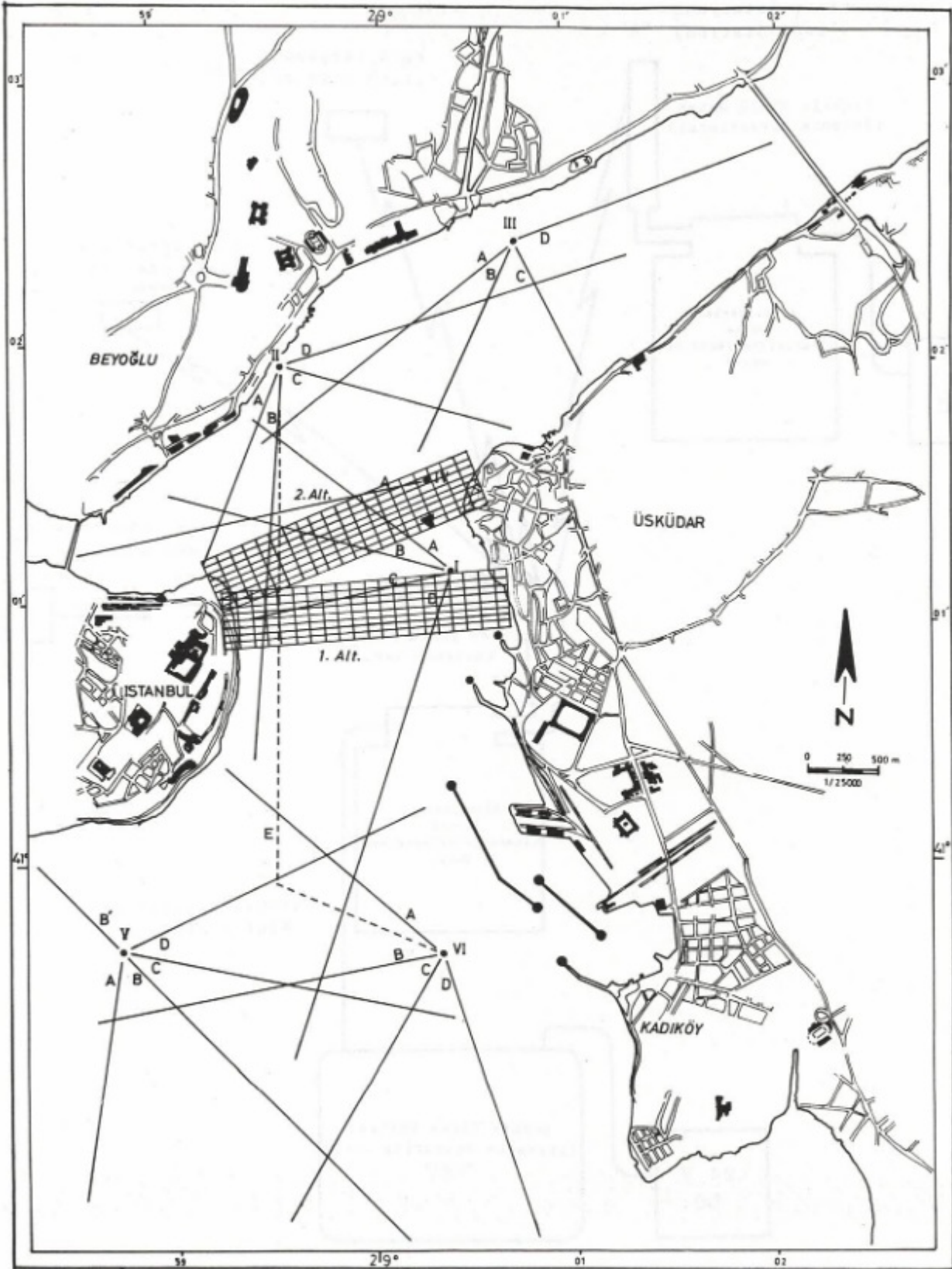
İstanbul Boğazı, özel konumu ve diğer özellikleri nedeniyle sismik kırılma çalışmaları için uygun bir bölge değildir. Bilindiği gibi denizde yapılan kırılma çalışmalarında alıcı birimi olan sonobuoy sabit, enerji kaynağı ise hareketlidir. Ölçüler, gemi durağan sonobuoydan uzaklaşırken veya ona yaklaşırken yapılmaktadır. Ancak Boğazın 2-2.5 Knot'u geçen akıntıları nedeni ile denize atılmış olan bir sonobuoyun o noktada sabit bir şekilde kalması beklenemez. Bu nedenle sonobuoyun denizdeki sabit bir şamandraya bağlanması gerekmektedir. Ancak, İstanbul Boğazı'nda sabit bir şamandranın atılmasına olanak bulunmadığından, bu çalışmalar için bölgede varolan şamandralar kullanılmıştır.

Şekildeki kırılma hatları boyunca aynı zamanda sürekli yansıma ölçüleri de alınmış olup bunların değerlendirilmeleri ve kullanım yerleri daha sonra anlatılacaktır. Profiller boyunca, kontrol açısından hem sonobuoy noktasından itibaren uzaklaşırken, hem de dönerken olmak üzere ikişer ölçü alınmıştır. Bunlar arasında daha iyi kalitede olanlar değerlendirilmek üzere seçilmiştir.

ÖLÇÜ ALIMI

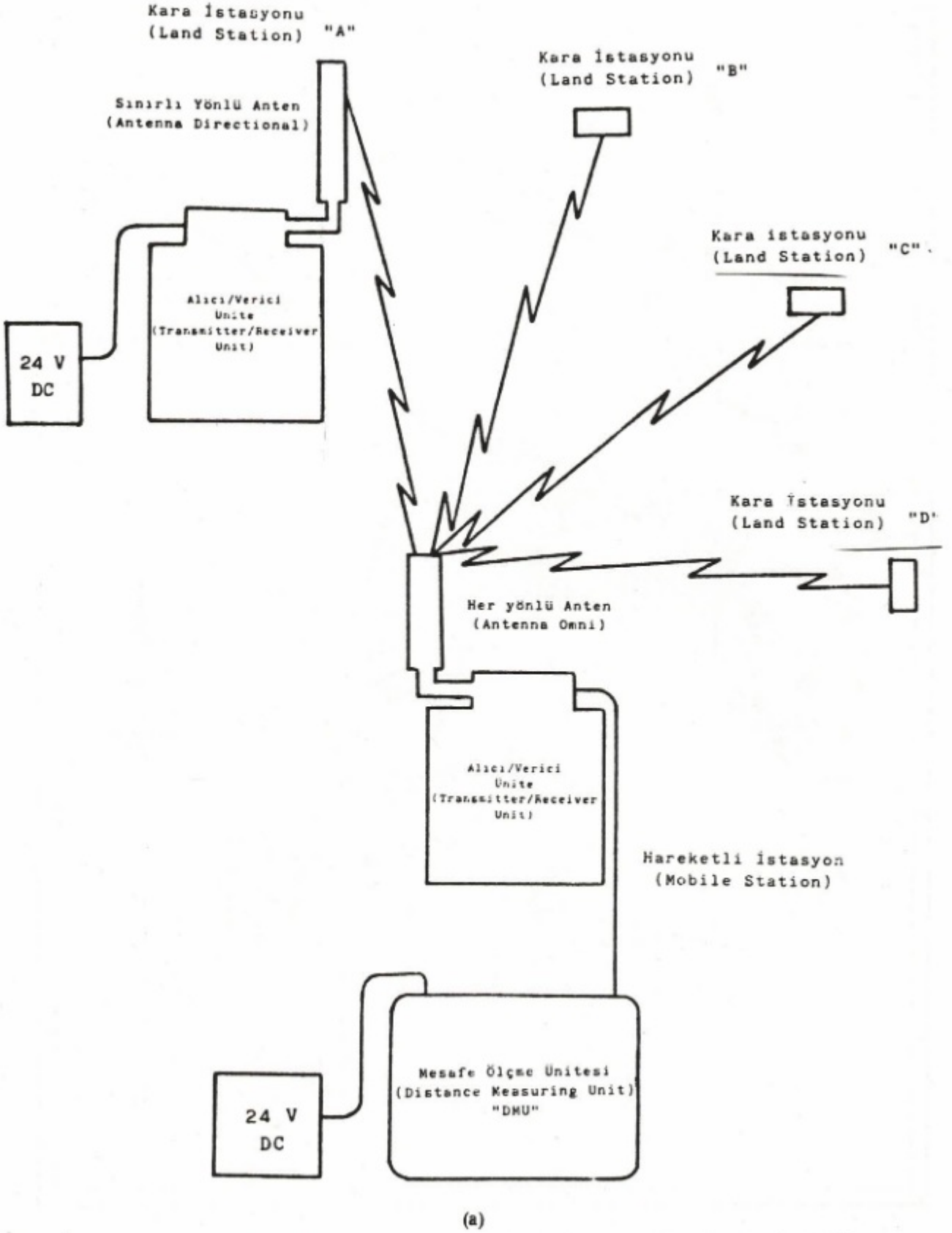
Deniz araştırmalarında, özellikle jeofizik, jeomorfolojik ve zemin örnekleri alınması gibi işlemler esnasında geminin seyir ve durma anındaki konumunun doğru bir şekilde bilinmesi gerekir. Sismik yansıma çalışmalarında bu amaçla, bir hareketli istasyon ve dört kara istasyonundan (transponder) oluşan "Decca Trisponder Sistemi" kullanılmıştır. Sistem, radarlarda olduğu gibi (x) bandında sinyaller göndererek ve sayısal ölçme tekniklerini kullanarak geminin konumlarını belirli bir koordinat sistemine göre hesaplamaktadır.

Yansıma çalışmalarında kullanılan trisponder sistem grubu ve uzaklık ölçüm tekniği Şekil 3'de şematik olarak gösterilmektedir. Buradaki hareketli istasyon, kara istasyonları için kodlanmış olan pulsları sırası ile, saniyede iki defa olmak üzere gemi direğindeki her yönlü (omni) anten ile yayınlar. Kara istasyonları da gelen sinyalleri sınırlı yönlü antenleri ile alırlar ve gelen pulslardaki kodları çözerek yanıt pulslarını biraz daha farklı frekanslar ile hareketli istasyona tekrar geri gönderirler. Bu pulslar hareketli istasyon tarafından algılanarak uzaklık ölçme birimine gönderilir. Burada, geminin kara istasyonundan olan uzaklığı (s), sinyalin ölçülen gidiş-dönüş zamanı (t) ve bilinen dalga yayılım hızından (v) yararlanılarak, uzaklık ($s = v \cdot t/2$) hesaplanır, aygıt üzerindeki ışıklı sayısal göstergede okunur ve aynı zamanda bilgisayar, dört kara istasyonundan olan uzaklıkların bilinmesinden yararlanarak geminin konumunu duyarlı bir şekilde sap-



Şekil 2. Kırılma ölçülerinin alındığı profiller ve yansıma çalışmalarının yapıldığı koridorlar.

Fig. 2. Seismic refraction profiles and alignments for seismic reflection studies.

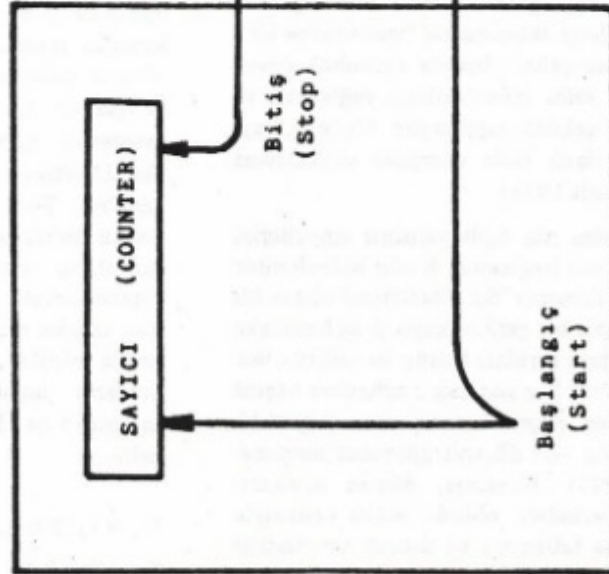


Şekil 3. a) Trisponder Sistem Grubunun şematik gösterimi. b) Trisponder Sisteminin temel prensibi.
Fig. 3. a) Schematic representation of trisponder system set-up. b) Basic principle of trisponder system.

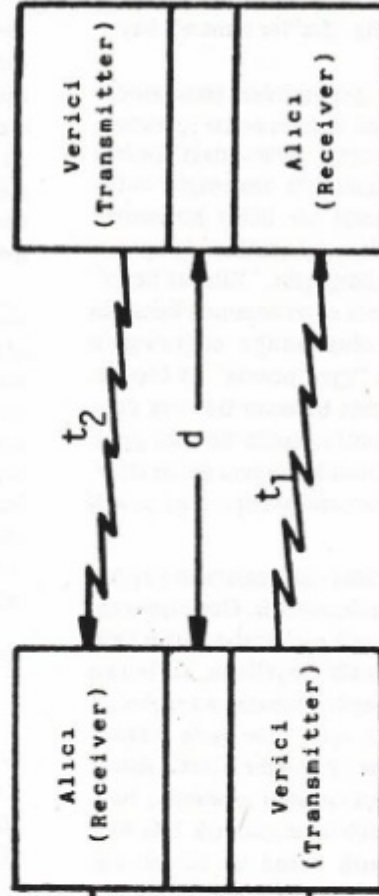
KARA İSTASYONU
(LAND STATION)

HAREKETLİ İSTASYON
(MOBILE STATION)

Mesafe Ölçme Ünitesi
(Distance Measuring Unit)



Alıcı/Verici Ünite
Transmitter/Receiver Unit



$$d = \frac{t_1 + t_2}{2} \times \text{Dalga yayılım hızı (Velocity of propagation)}$$

(b)

tar, çizicide geminin seyrini harita üzerinde gösterir ve manyetik kasetlere kaydeder. Ayrıca, istenildiğinde yazıcıdan koordinat çıktıları alınabilir. Tüm yansıma çalışmaları sırasında geminin konumu sürekli olarak hesaplanmış ve belirli aralıklarla "fix"ler alınarak kayıtlar üzerine işaretlenmiştir.

Sabit kara istasyonlarına yerleştirilen transponder antenleri yalnızca belli yönlerde ve belli açılar içerisinde yayını yapabilmektedir. Çalışma sahasındaki kırılma profillerinin uzunluğu ve dağınıklığı nedeniyle bütün transponderların odaklanabileceği bir bölge bulunamamıştır. Bu nedenle, sismik kırılma çalışmalarında konum belirleme işi, daha önce değinildiği gibi, "Kılavuz Seyri" yöntemi ile yapılmıştır. Geminin seyri sırasında karadaki sabit bir nokta ile geminin oluşturduğu doğrultunun kuzey ile yaptığı azimut açısı "gyro pusula" ile ölçülür. Buna göre pratik olarak bir anda bulunan iki veya daha fazla doğrultunun harita üzerindeki kesim noktası geminin konumunu vermektedir. Özellikle kıyıya yakın seyirlerde bu yöntem ile yapılan konum belirleme işi yeterli duyarlılıkla yapılabilmektedir.

Denizdeki yansıma ve kırılma çalışmalarının yapılışı Şekil 4a'da şematik olarak görülmektedir. Geminin arkasından çekilen ve belirli aralıklarla patlamalar yapan hava tabancasından yayınlanan akustik sinyallerin, su içinde ve denizaltı katmanlarında yayılıp tabaka sınırlarından yansıyıp dönenlerini algılamak için, yine gemi arkasından çekilen bir streamer birimi kullanılır. Gerek sismik yansıma ve gerekse kırılma çalışmaları sırasında, hava tabancası için kullanılan basınçlı hava yaklaşık 130 Atm olarak alınmış ve airgun odacık hacmi ise 40 inç-küb olarak seçilmiştir. Patlatma derinliği 2 m olarak seçilen airgun, her saniyede bir tetiklenmiştir. Bu şekilde, seyir sırasında gemi hızının yaklaşık 4 Knot olmasıyla her 2 metrede bir patlamalar olmuş, yani 2 metrede bir sismik kayıt alınmıştır.

Sismik yansıma çalışmalarında daha fazla ayrımlılığa ulaşabilmek için hava tabancasına "wave-shape kit" takılmış, ancak kırılma çalışmalarında ayrımlılık (resolution) yerine derine erim (penetration) yeğlenmiş ve patlamalar normal bir şekilde yapılmıştır. Böylece, kaynaktan % 30 kadar daha fazla enerjinin yayılmasına olanak sağlanmıştır (Bolt 1974).

Katmanlardan gelen dik açılı yansıma sinyallerini kaydeden alıcı birim, seri bağlanmış 8 adet hidrofondan oluşan tek kanal bir "streamer"dır. Elektriksel olarak bir seri kapasitörden oluşan bir gerilim kaynağına benzeyen hidrofon elemanlarındaki gerilim, basınç ile doğru orantılıdır. Bu şekilde 1 Volt baz alınarak 1 mikrobar başına desibel (dB) cinsinden düşen kazanç olan duyarlılık (sensitivity) bu cihazda -63 dB/volt/mikrobar mertebesinde (E.G.G. 1977). Streamer, dümen suyunun doğrudan dalgalar üzerindeki olumlu etkisi nedeniyle iskele bumbadan, hava tabancası ise sancak tarafındaki bumbadan denize verilmiştir.

Enerji kaynağından çıkan sinyallerden tabaka sınırına belli bir kritik açı ile gelenler ikinci ortama geçerek sınır boyunca alttaki tabakanın hızı ile yayılırlar. Bu sinyaller uygun kaynak-alıcı uzaklıklarında baş dalgaları (head waves) halinde üstteki tabakaya geri dönerler ve sonobuoyda bulunan hidrofonlar tarafından algılanırlar. Burada, bir ön yükseltilmeden sonra modüle edilerek radyo sinyali halinde yayınlanan sinyaller, gemi direğinde mevcut anten ile alınırlar ve sismik telemetri birimine gelirler. Demodüle edilip ve tekrar süzülerek yükseltildikten sonra kaydedilmeye üzere kayıt aygıtlarına gönderilirler (Fairfield 1981).

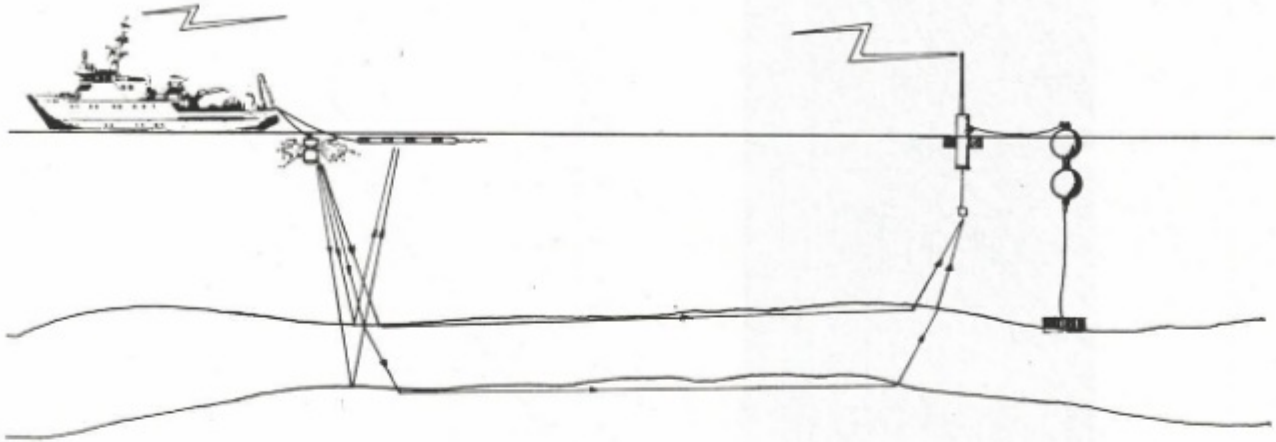
Kayıt birimlerine gelen sismik sinyaller yükseltilip süzülükten sonra elektrostatik kuru kağıt üzerine grafik olarak kaydedilirler. Ancak, verilerin daha sonra işlenmesi ve gerektiğinde defalarca değişik seçenekler ile dökümünün sağlanması amacıyla sismik veriler aynı zamanda manyetik kasetlere herhangi bir süzgeçleme yapmadan ham veri olarak da kaydedilirler. Şekil 4b'de bu durum şematik olarak gösterilmektedir. Bu şekilde, kasetlere kaydedilen geniş-band sismik verileri arşivlenerek daha sonra yapılacak olan değerlendirmeler için saklanmaktadır.

DEĞERLENDİRMELER

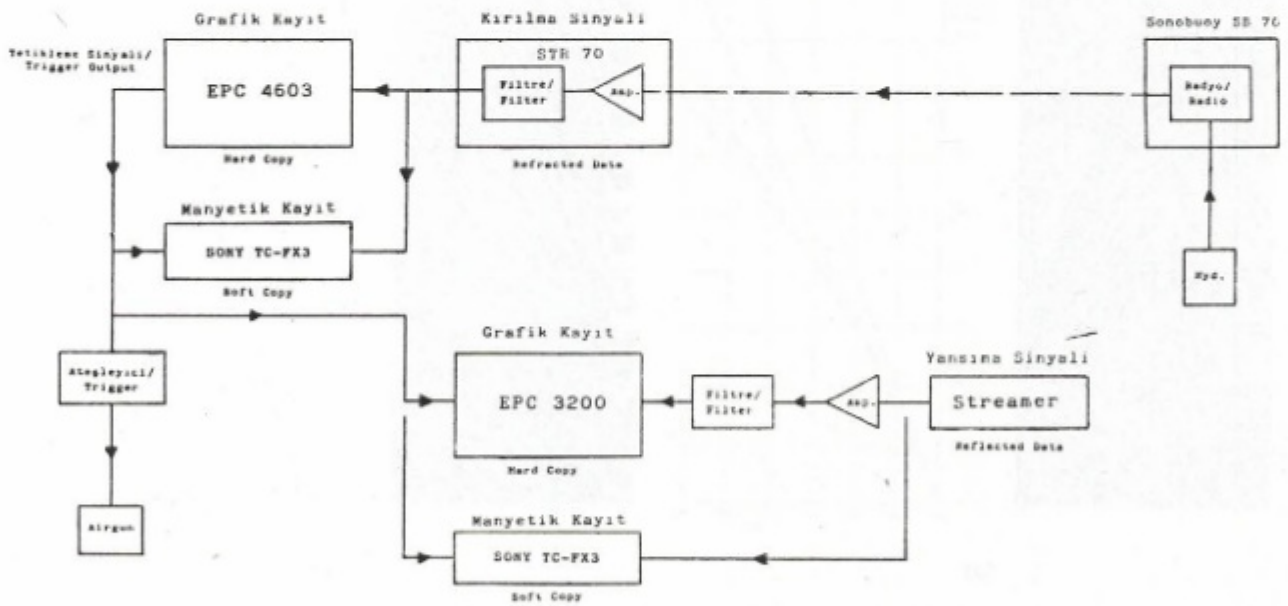
Şekil 5a'da IB profiline ait sismik kırılma grafiği (solda) ve bunun değerlendirilmesi (sağda) görülmektedir. Ölçünün giderken veya dönerken alınmasına bağlı olarak, profil adlandırılmalarında üçüncü harf G veya D olmaktadır. Şekildeki yol-zaman grafiklerinde, düşey eksen baş dalgalarının geliş zamanlarını (milisaniye), yatay eksen ise uzaklıkları (metre) göstermektedir. Tabakalara ait hızlar, bu yol-zaman grafiklerindeki kırılma doğrularının eğimlerinden doğrudan hesaplanabilmektedir. Bu değerler metre/saniye cinsinden hesaplanarak, sağdaki şekildeki kırılma doğruları üzerlerine yazılmıştır. Tabakaların eğimli olduğu durumlarda yol-zaman grafiklerinden okunan hızlar birinci tabakanın hızı dışında, görünür hızlardır. Bunların belli bir şekilde düzeltilmeleri ve gerçek hızların hesaplanması gerekmektedir. Bu hesaplama, eğim-aşağı ve eğim-yukarı dediğimiz karşılıklı atışların yapılması ile olanaklı olmaktadır. Ancak, İstanbul Boğazı'nda yapılan kırılma çalışmalarında, yoğun Boğaz trafiği, sabit şamandraların atılamaması ve akıntıların yarattığı zorluklar nedeniyle karşılıklı atışlar yapılamamıştır. Gerçek hızların hesaplanmasında gerekli olan tabaka eğimlerinin saptanması için kırılma çalışmalarıyla birlikte, sürekli yansıma verileri de alınmıştır. Bunların yapılışı ve hesaplamada kullanılan analitik bağıntılar Şekil 6'daki simgeleme ile aşağıda verilmektedir.

$$V_2 = V_1 / \sin \beta_{12} \quad , \quad (1)$$

$$\beta_{12} = \sin^{-1} (V_1 / V_{2a}) + \theta_1 \quad .$$



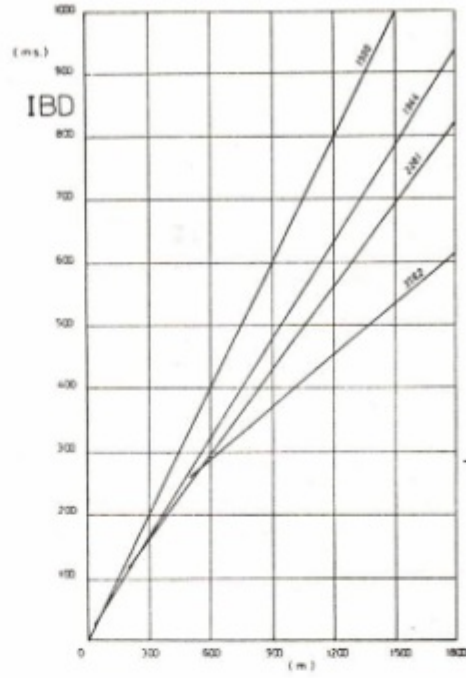
(a)



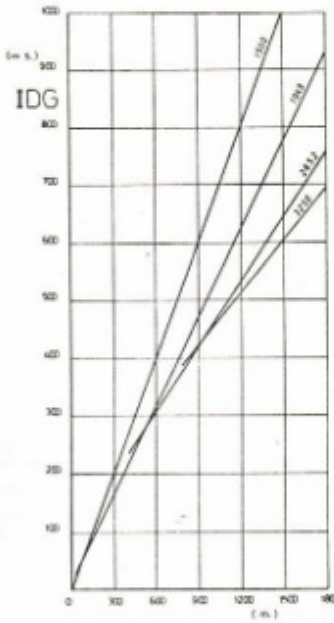
(b)

Şekil 4. a) Denizde yapılan sismik yansıma ve kırılma çalışmalarının şematik gösterimi. b) Tek-kanal sismik kayıt alım tekniği.

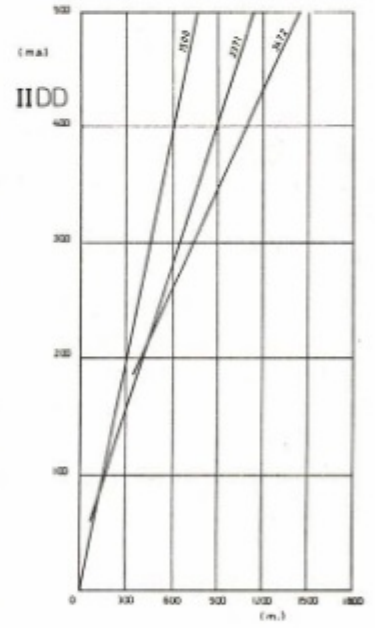
Fig. 4. a) Schematic representation of marine seismic reflection and refraction studies. b) Single-channel seismic recording technique.



(a)



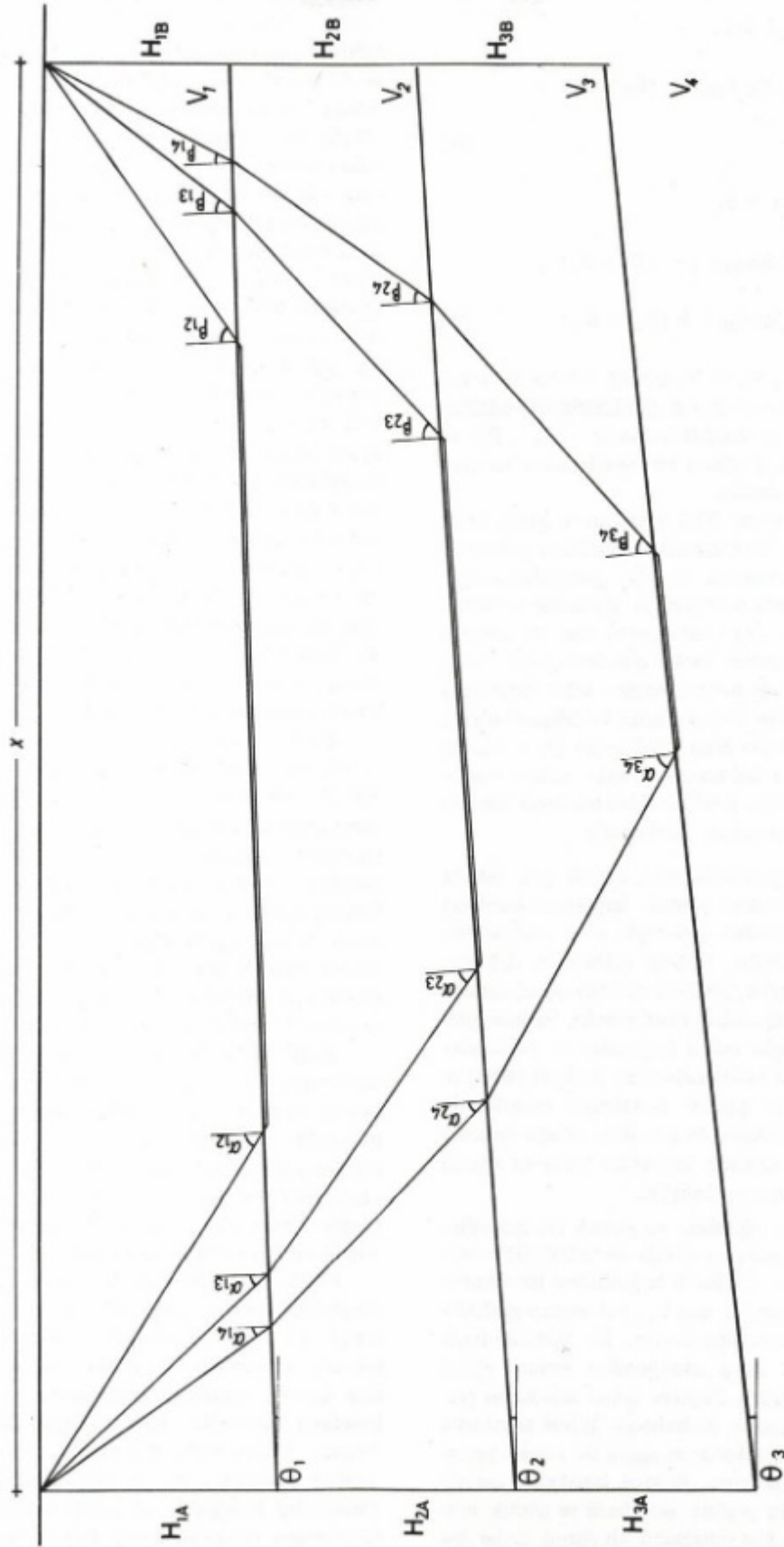
(b)



(c)

Şekil 5. a) IBD Profiline ait orijinal sismik kırılma grafiği ve bunun değerlendirilmesi (yol-zaman grafiğindeki rakamlar m/s cinsinden görünür tabaka hızlarıdır). b) IDG Profiline ait orijinal sismik kırılma grafiği ve bunun değerlendirilmesi (hızlar m/s cinsinden verilmiştir). c) IIDD Profiline ait orijinal sismik kırılma grafiği ve bunun değerlendirilmesi (hızlar m/s cinsinden verilmiştir).

Fig. 5. a) The original travel-time curve of the IBD profile and its interpretation (the figures given in the travel-time curve are apparent layer velocities in m/s). b) The original travel-time curve of the IDG profile and its interpretation (layer velocities are given in m/s). c) The original travel-time curve of the IIDD profile and its interpretation (layer velocities are given in m/s).



Şekil 6. Eğimli dört tabaka durumunun şematik olarak gösterimi.
Fig. 6. Schematic representation of four dipping layer case.

$$V_3 = V_2 / \sin \beta_{23} \quad (2)$$

$$\beta_{13} = \sin^{-1} (V_1 / V_{3a}) + \theta_1$$

$$\beta_{23} = \sin^{-1} (\sin \beta_{13} / \sin \beta_{12}) + (\theta_2 - \theta_1) \quad (3)$$

$$V_4 = V_3 / \sin \beta_{34} \quad (3)$$

$$\beta_{14} = \sin^{-1} (V_1 / V_{4a}) + \theta_1$$

$$\beta_{24} = \sin^{-1} (\sin \beta_{14} / \sin \beta_{12}) + (\theta_2 - \theta_1)$$

$$\beta_{34} = \sin^{-1} (\sin \beta_{24} / \sin \beta_{23}) + (\theta_3 - \theta_2) \quad (3)$$

Burada, V_1 , V_2 , V_3 ve V_4 gerçek tabaka hızlarını, V_{2a} , V_{3a} ve V_{4a} ise yol-zaman grafiklerinden okunan görünür tabaka hızlarını simgelemektedir. θ_1 , θ_2 ve θ_3 tabaka eğimleri ve β açıları ise "Shell Yasası"na göre hesaplanan kırılma açılarıdır.

Şekil 5b'deki örnekte IDG profiline ve Şekil 5c'de ise IIDD profiline ait ölçülen kırılma grafikleri (solda) ve bunların değerlendirilmeleri (sağda) gösterilmektedir. Düşey eksenindeki zaman ölçeği aygıt üzerinden seçilebilmesine karşın, yatay (x) eksenini gemi hızı ile orantılı olduğundan yatay ölçekler farklı olabilmektedir. Gemi hızı çalışmaları sırasında hemen hemen sabit tutulmaya çalışılmış, ancak yoğun Boğaz trafiği ve bölgesel olarak değişen akıntı nedeniyle bazı profillerde gemi hızının değiştirilmesi zorunda kalınmıştır. Hatta, zaman zaman ölçümler yarıda kesilmiş, profilin sabit bir hızla tamamlanabilmesi için tekrarlanması gerekmiştir.

Sismik kırılma çalışmalarında, eğimli çok tabaka problemlerini çözmek üzere gerekli bağıntılar, bunların uzun ve karmaşık olmaları nedeniyle ders kitaplarında verilmemektedir. Örneğin, Dobrin (1960) ve Jakosky (1960) eğimli iki tabaka, Heiland (1968) ise üç tabaka problemi ile ilgili bağıntılar vermişlerdir. Eğimli çok tabaka problemleri için temel bağıntılar ve yöntemler bazı özel çalışmalarda bulunabilmekte (Palmer 1980) ve ilgili bağıntılar benzer şekilde türetilerek çıkartılabilmektedir. Çalışma sahasında en çok dört tabaka durumu ile karşılaşıldığından analitik bağıntılar yalnızca eğimli dört tabaka durumu için verilmiştir.

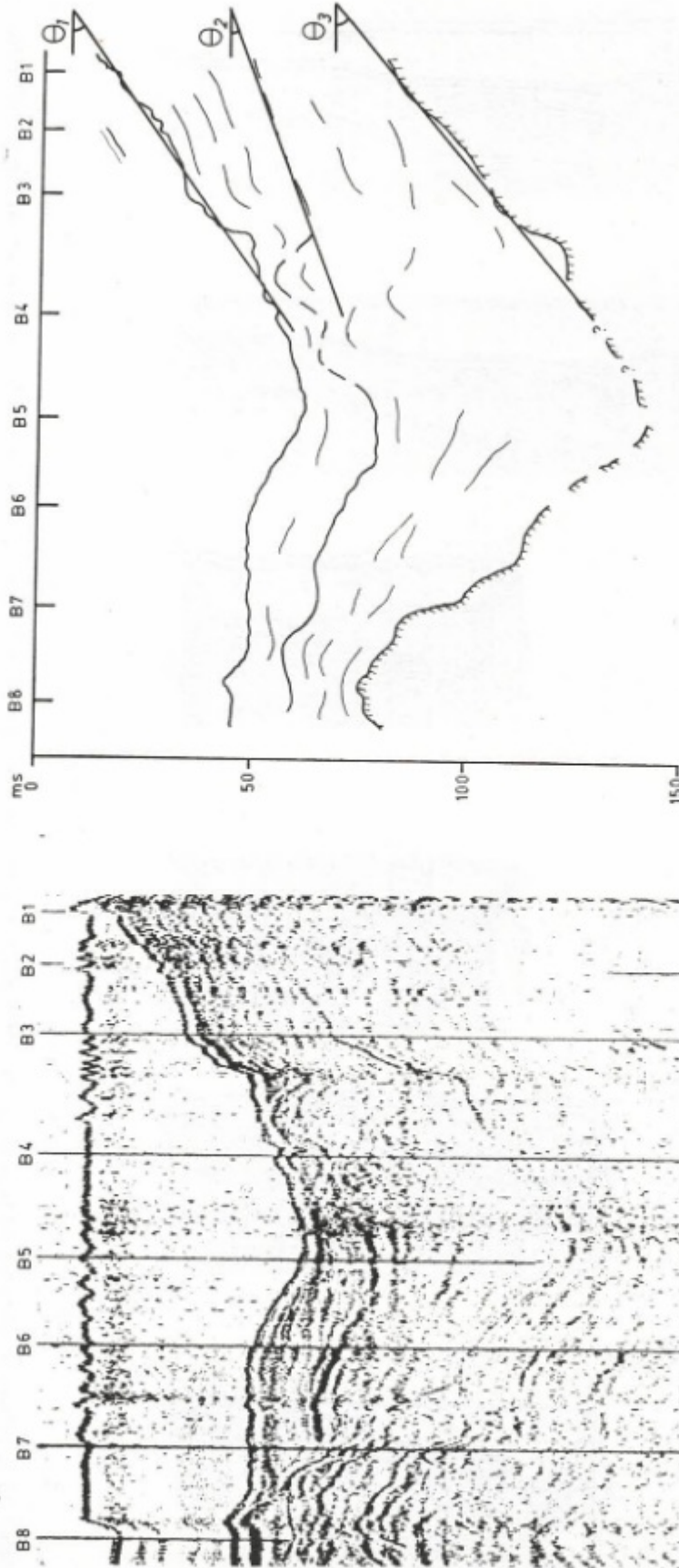
Üstteki tabakanın eğiminin ve gerçek hızının bilinmesiyle alttaki tabakanın gerçek hızının kolaylıkla hesaplanabileceği (1), (2) ve (3) no'lu bağıntıların incelenmesiyle görülebilir. İlk tabaka hızı V_1 , yol-zaman grafiklerinden doğrudan okunabilmektedir. İlk tabaka deniz çalışmalarında deniz suyu olduğundan bunun eğimi kolaylıkla bulunmaktadır. Böylece ikinci tabakanın gerçek hızı V_2 , (1) bağıntısı ile bulunur. İkinci tabakanın gerçek hızı bilinip, bu tabakanın eğimi de sürekli yansıma verilerinden hesaplanırsa, üçüncü tabakanın gerçek hızı da bulunabilir. Bu şekilde, dördüncü ve sismik verilerde farkedilebilen bütün tabakalara ait sismik hızlar, bu

işlemin sürdürülmesiyle bulunabilirler. Aslında, sürekli sismik yansıma verilerinde göç (migration) işlemi yapılmamış olduğundan bulunan tabaka eğimleri gerçek eğimler olmayıp, görünür eğimlerdir. Bu suretle hesaplanan gerçek tabaka hızlarında bir miktar yanlış vardır. Ancak, bunlar arasındaki fark o kadar küçüktür ki, her zaman ihmal edilebilecek düzeydedir. Bir örnek olması bakımından şu inceleme yapılabilir: Gerçekte, eğimi 5° olan bir tabaka üzerinde alınan sürekli sismik yansıma kesitinden göç işlemi yapılmadan tabaka eğimi yukarıdaki yöntemle göre hesaplanmak istenirse tabaka eğimi 4.981° bulunur. Tabakanın eğimli olmasından dolayı gerçekte 2200 m/s olan tabaka hızı eğim-yukarı atış durumunda 2437 m/s gibi bir değere ulaşacaktır. Şimdi, bu görünür tabaka hızında eğim düzeltmesi yapılırken gerçek tabaka eğimi olan 5° kullanılırsa gerçek tabaka hızı, beklendiği gibi, 2200 m/s bulunur. Fakat, tabaka eğimi olarak eğer görünür eğim olan 4.981° kullanılırsa, hesaplanan tabaka hızı da 2200.78 m/s olarak bulunur. Buna göre, bulunan hızlar arasındaki hata binde 0.35 kadardır. Bu hata miktarı tabaka eğimi ve hızının artırılması durumunda da daima binde 1'in altında kalmaktadır. Ölçü alınırken, kayıtlarında ve dökümünde yapılan sistematik ve aletsel hatalar her zaman bu miktarın üzerinde kaldığından gerçek hız hesaplamasında kullanılan sürekli yansıma verilerinde bu nedenle göç işleminin yapılmasına gerek görülmemiştir.

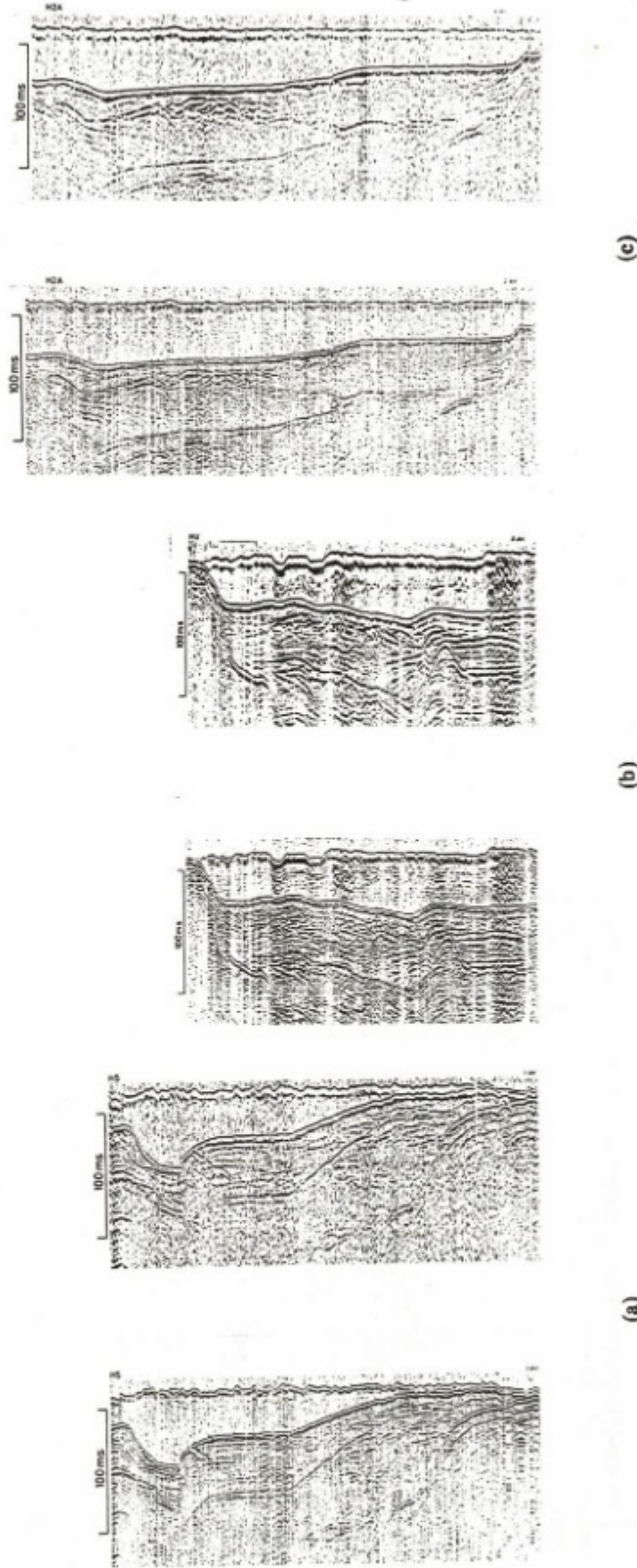
Sürekli sismik yansıma verilerinden yararlanılarak tabaka eğiminin hesaplanması Şekil 7'de gösterilmektedir. Bu verilerde yatay (x) mesafesi, başka bir deyişle sismogramları üzerindeki "fix"ler arası uzaklıklar metre cinsinden bilindiğinden ve eğimi hesaplanmak istenen tabakanın gerçek hızının önceden hesaplanıp bu tabaka kalınlığının (m) cinsinden hesaplanabilmesinden faydalanarak, tabaka eğimi trigonometrik bağıntılar ile açı cinsinden kolayca bulunur. Şekil 7'de verilen örnekte IBD profili için sol tarafta ham veri ve sağ tarafta ise bunun yorumu ile hesaplanan tabaka eğimleri gösterilmektedir.

Şekil 8a'da, konumları Şekil 2'de gösterilen koridorlardaki jeolojik yapının çıkartılması amacı ile yapılan sismik yansıma çalışmalarından alınan bazı veriler görülmektedir. Kesitlerden üstte olanı, 50-500 Hz arasında süzülmüş sinyalleri, altta olanı ise 100-1500 Hz arasında süzülenleri göstermektedir. Bu veriler, Şekil 2'de görülen koridorlardan altta bulunan 1. Alternatif Koridor sahadaki 5 no'lu profile ait kesitlerdir.

Sismik enerjinin deniz tabanı ile deniz yüzeyi arasındaki tekrarlı yansımalarının giderilmesi için herhangi bir sayısal veri-işlem yapılmamıştır. Ancak, tekrarlı yansımalar kesitlerin yorumlanmasında fazlaca önemli zorluklar çıkartmamıştır. Zira, manyetik kasetlere kaydedilen ham verilerin değişik ölçekler ve frekans bandlarında dökümünün mümkün olması ile kesitler üzerinde ikinci ve üçüncü katmanlara ait gerçek yansımalar kolaylıkla görülebilmektedir. Ham verilerin kasetlerden dökümü, enerji kaynağının geniş olan fre-

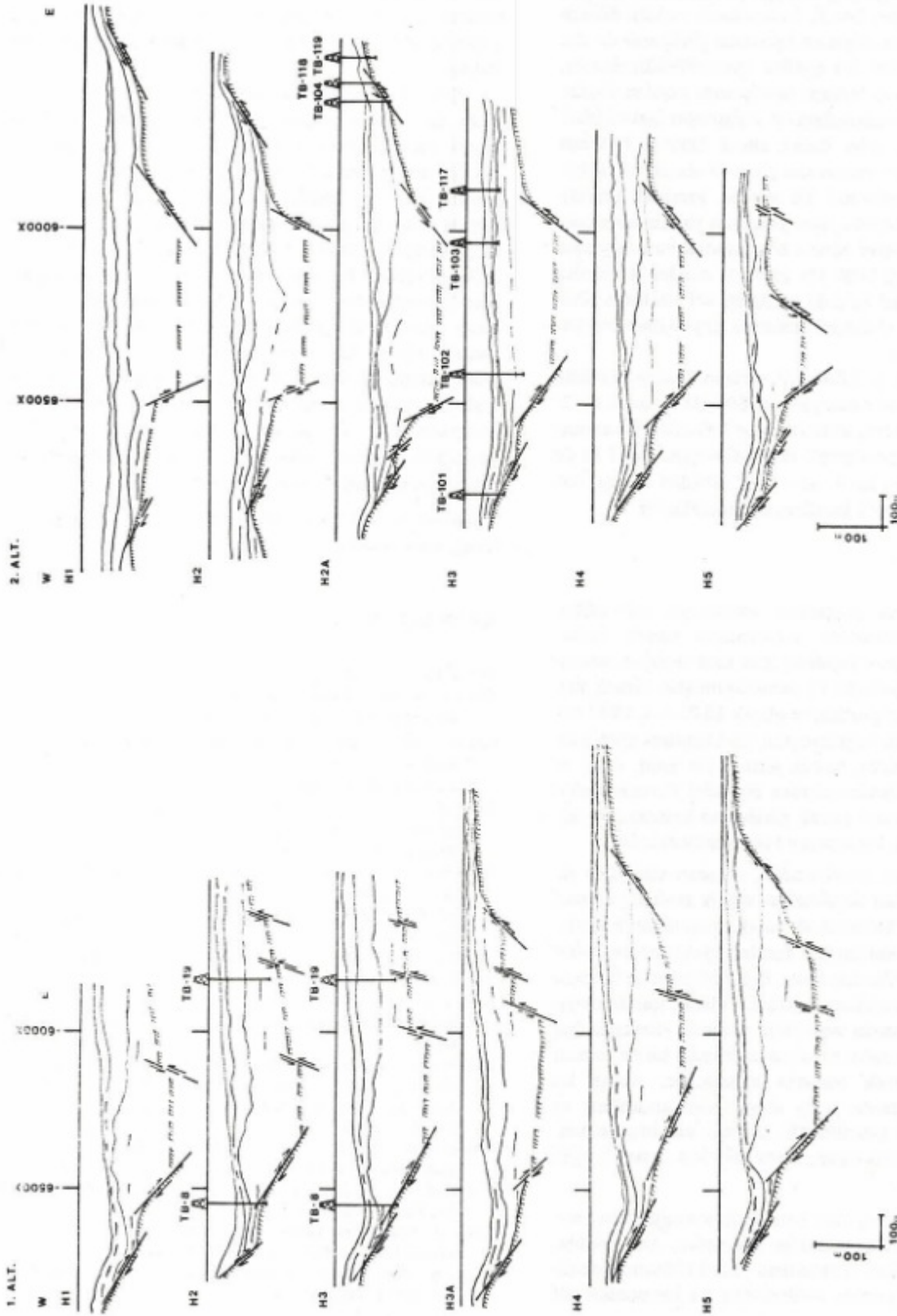


Şekil 7. IBD Profile ait orijinal sürekli sismik yansımaya kesiti ve bunun değerlendirilmesi ile bulunan tabaka eğimleri.
Fig. 7. The original continuous reflection section of the IBD profile and the dip-angles of layers from its interpretation.



Şekil 8. a) 1. Alternatif sahanın 5 no'lu profile ait sürekli sismik yansma kesitleri (üstteki kesitte sismogramlar 50-500 Hz arasında, alttaki kesitte 100-1500 Hz arasında süzölmüştür). b) 2. Alternatif sahanın 2 no'lu profile ait sürekli sismik yansma kesitleri (üstteki kesitte sismogramlar 50-500 Hz arasında, alttaki kesitte 100-1500 Hz arasında süzölmüştür). c) 2. Alternatif sahanın 2A no'lu profile ait sürekli sismik yansma kesitleri (üstteki kesitte sismogramlar 50-500 Hz arasında, alttaki kesitte 100-1500 Hz arasında süzölmüştür).

Fig. 8. a) Continuous seismic reflection sections of the Profile 2 of the 2nd alternative alignment (the seismicograms are filtered between 50-500 Hz in the upper section and 100-1500 Hz in the lower section). b) Continuous seismic reflection sections of the Profile 2A of the 2nd alternative alignment (the seismicograms are filtered between 50-500 Hz in the upper section and 100-1500 Hz in the lower section). c) Continuous seismic reflection sections of the Profile 2A of the 2nd alternative alignment (the seismicograms are filtered between 50-500 Hz in the upper section and 100-1500 Hz in the lower section).



(a)

(b)

Şekil 9. a) 1. Alternatif sahadaki bazı profillerin değerlendirmelerinin toplu halde gösterimi. b) 2. Alternatif sahadaki bazı profillerin değerlendirmelerinin toplu halde gösterimi.

Fig. 9. a) Collected representation of the interpretations of some profiles from 1st alternative alignment. b) Collected representation of the interpretations of some profiles from 2nd alternative alignment.

kans bandı içinde kalmak koşuluyla, alt sınırlardan başlayarak yüksek seviyedeki frekans bandlarına kadar pek çok kere yapılmıştır. Düşük frekanslarda yapılan döküm sonucunda ince tabakalara ait ayrıntılar görülmese de ana tabaka sınırları güzel bir şekilde ayırtedilebilmektedir. Buna karşılık yüksek frekans bandlarında yapılan döküm sonucunda ise ince tabakalara ait yansımalar farkedilebilmekte (ayrımılık daha fazla), ancak derinde bulunan katmanlardan gelen yansımalar göreceli olarak yitirilebilmektedir (derine erim az). Bu şekilde, karşılıklı avantajlardan faydalanarak en uygun yorumun yapılmasına çalışılmıştır. İyi örnekler olması bakımından burada yalnız 50-500 Hz ile 100-1500 Hz arasında süzülen dökümler verilmektedir. Şekil 8a'daki kesitlerin sol tarafında görülen atlama, kaset değişimi sırasında kaybedilen veriden kaynaklanmaktadır.

Şekil 8b'deki 2. Alternatif sahanın 2 no'lu profiline ait kesitlerden üstte olanı yine 50-500 Hz arasında süzül-müş sismogramlardan, altta olan ise 100-1500 Hz arasında süzülen sismogramlardan elde edilmiştir. Şekil 8c'de yine aynı özellikler ile 2. Alternatif sahadan alınmış 2A no'lu profile ait sismik kesitler gösterilmektedir.

SONUÇLAR

Sismik kırılma çalışmaları sonucunda elde edilen yol-zaman grafiklerinden katmanların sismik hızları saptanmış ve bölgede yapılmış olan kara ve deniz sondajları ve bölgenin jeolojisi ile dengeştirilmiştir. Sismik hızlar, deniz suyu hariç ortalama olarak 1870 m/s, 2240 m/s ve 3550 m/s olarak bulunmuştur. Bu bulgulara göre üstte kil, silt ve ince kum, bunun altında ise kum, çakıl ve bozuşmuş kumtaşıdan oluşan Boğaziçi Formasyonları ile altta sismik temel olarak görülen ve kumtaşı-grovak' tan oluşan Trakya Formasyonu simgelenmektedir.

Bütün yansıma kesitlerinden, yansıtıcı yüzeylere ait gidiş-geliş zamanları ölçülerek ve sismik kırılma yöntemi ile bulunan hızlar kullanılarak tabaka kalınlıkları hesaplanabilmiş olup, sonuçlardan bazıları Şekil 9a ve 9b'de toplu halde gösterilmektedirler. Kesitler üzerinde bölgede yapılmış deniz sondajları da ölçekli olarak işaretlenmişlerdir. Sismik yansıma verilerinin alınması esnasında her ne kadar gemi hızı sabit tutulmaya çalışıldı ise de, zaman zaman değiştirilmek zorunda kalınmıştır. Ancak bu şekillerdeki kesitlerde yatay eksen normlandırılmış ve hepsi aynı ölçeğe getirilmiştir. Derinlik eksenini yine metre cinsinden verilmiş olup, düşey abartma yatay ölçeğin iki katı alınmıştır.

Bölgede yapılmış olan bazı deniz sondajlarının üzerinden geçebilmek mümkün olmuştur. Bu şekilde, sondajlar ile geçilen katmanların kalınlıklarının öğrenilmesi ve sismik yansıma verilerinden bu katmanlara ait

gidiş-geliş yansıma zamanlarının ölçülebilmiş olmasından faydalanılarak hesaplanan tabaka hızlarının, sismik kırılma yöntemi ile bulunan hızların karşılaştırılması yapılmış ve bunların birbirleri ile uyum sağladıkları görülmüştür.

Şekil 9a ve 9b'deki kesitlerde Trakya Formasyonu sınırı taramalarla gösterilmiştir. Bu sınırlamadan kesin olarak görülen yerler düz çizgi ve taramalarla, gözlenemediği ancak muhtemelen var olduğu sanılan yerler ise kesikli çizgi ve taramalarla gösterilmiştir. Kesitlerde, sismik verilerde görülen faylar burada da işaretlenmiş olup bunların, İstanbul Boğazının kuzey-güney yönlü faylarla oluşan bir nehir vadisi olduğu, ya da graben olarak oluşup deniz akıntıları ile şekillendirildiği görüşlerini desteklediği görülmektedir (Scholten 1974, Pfannenstiel 1944). Kesitlerde gösterilen fayların Şekil 1'deki jeoloji haritası üzerine işlenmesiyle bölgenin denizaltı jeolojik ve tektonik haritasının geliştirilmesinde katkıda bulunulmuştur. Bu şekilde, İstanbul Boğazının diğer yerlerinde yapılan çalışmalardan da benzeri bilgilerin çıkartılarak harita üzerine işlenmesi sonucu bir gün "İstanbul Boğazı Deniz Altı Jeoloji Haritası"nın kazanılacağı kuşkusuzdur.

KAYNAKLAR

- BOLT 1974, Par Airgun, Bolt Assoc. Inc. Bulletin, Norwalk.
- Dobrin, M. 1960, Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw-Hill Book Comp., New York.
- E.G.G., 1977, Seismic Profiling Instruments and Systems for Marine Engineering Surveys, EG and G Inc. Bulletin, Waltham, Massachusetts.
- Eroskay, O ve Kale, S., 1986, İstanbul Boğazı tüp geçişi güzergahında jeoteknik bulgular, Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi Bülteni 8, 2-7.
- FAIRFIELD 1981, Seismic Telemetry Receiver, Fairfield Industries, Dallas, Texas.
- Heiland, C.A. 1968, Geophysical Exploration, Hafner Pub. C., New York.
- Jakosky, J.J. 1960, Exploration Geophysics, SEG Publications, Tulsa, Oklahoma.
- Palmer, D. 1980, The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation, SEG Publications, Tulsa, Oklahoma.
- Pfannenstiel, M. 1944, Die Diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosphorus, Geolog. Rundschau, Bd. XXXIV, Heft 7/8 (Sonderdruck).
- Scholten, R. 1974, Role of the Bosphorus in Black Sea Chemistry and Sedimentation-in The Black Sea, Geology, Chemistry and Biology, ed. E.T. Degens, D.A. Ross, AAPG Memoir 20, Tulsa-Oklahoma.
- Uluğ, A. 1985, Yeni Galata Köprüsü Temel Zemin Araştırması Sismik Etüdü, DBTE Raporları 052, İzmir.
- Uluğ, A. 1986, İstanbul Boğazı Tüp Geçit Projesi Sismik Etüdüleri, DBTE Raporları 054, İzmir.

JEOFİZİK YÖNTEMLE HALİÇ SUALTI YAPISI

Submarine Structure of Golden Horn by Geophysical Method

Ahmet ERCAN*, Mehmet UTKU* ve Mehmet YILMAZER

ÖZET

Haliç Atatürk Köprüsü boyunca denizde, doğru akım yerelektrik öz direnç ve doğal uçaşma çalışmaları yapılmıştır. Elektrik öz dirençlerine göre Haliç; temiz su, kirli su, çamur ve temel ile birlikte dört katmanlıdır. Haliç ortasında temiz su 1.5, kirli su 26, çamur 14 metre kalınlıktadır. Temelin en derin yeri 69 metre olup, yüzeyi 10-15 metreyi bulan engebeli bir görüntüdedir. Üst akıntılar, Haliç'ten Boğaza doğru olup -50 mV ve 90 mV/m'ye varan Doğal Uçaşma belirtileri vermiştir. Toplam 7 kanaldan oluşan akıntı yerleri, Unkapanı yakasında egemendir.

ABSTRACT

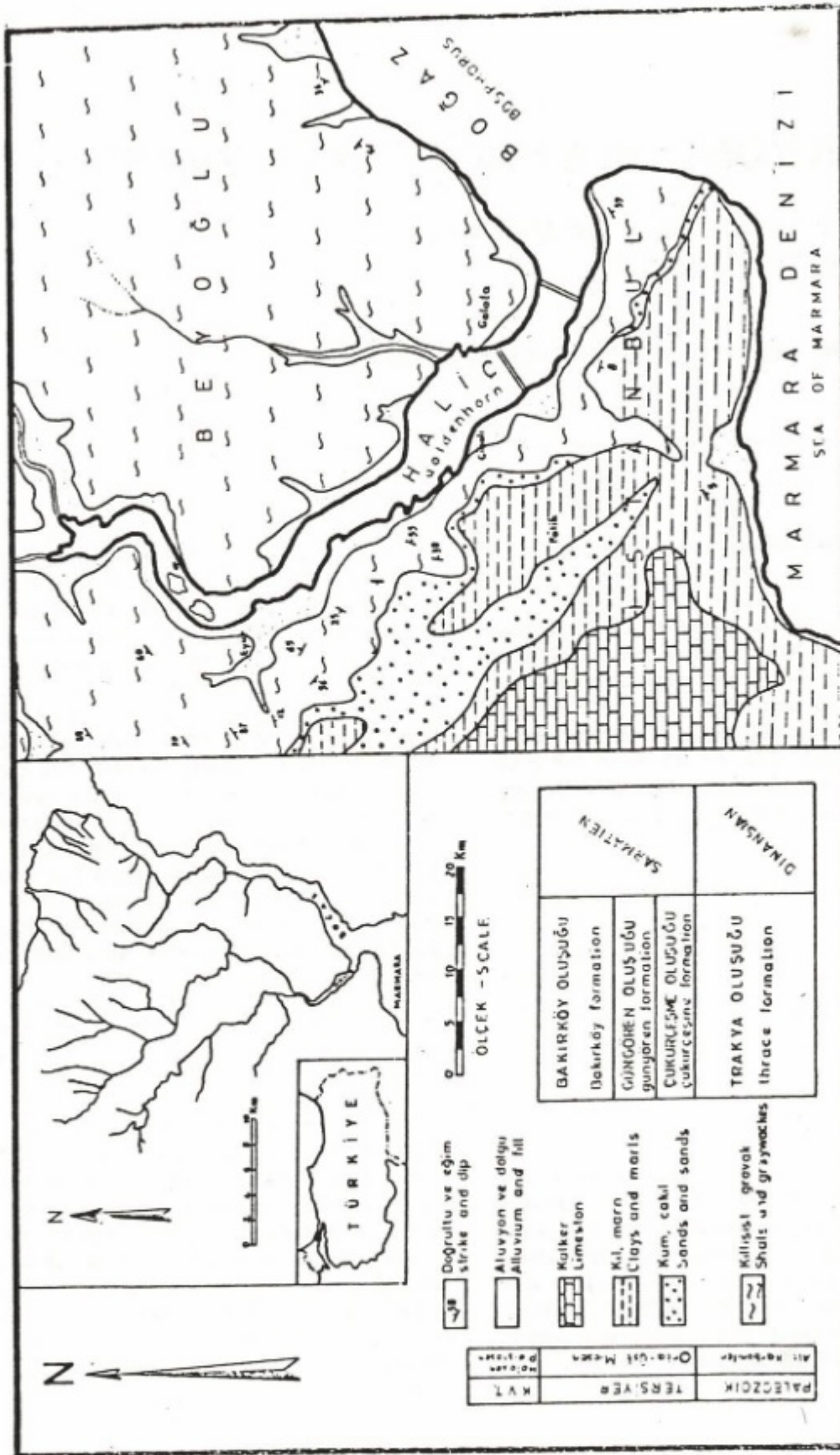
D.C. resistivity and Natural Polarization measurements were conducted along the Atatürk bridge in Golden Horn bay area. In terms of electrical resistivities Golden Horn bay consists of four layers which are clear water, dirty water, mud and electrical basement, from top to bottom. Thickness of layers are 1.5 m, 26 m and 14 m, respectively. Minimum depth along the bridge was estimated to be 69 m, and its surface topography has steep and broken form appearance. Undulations of the surface is about 10-15 m. Direction of surfacial water flow is from Golden Horn to Bosphorus causing of -59 mV and 90 mV/m anomalies of Natural Polarization. The flows consist of seven channels which are dominate at Unkapanı side. It is clearly observed that basement gets shallow from Unkapanı to Galata side.

GİRİŞ

Haliç, Alibeyköy'den Sarayburnu'na değin KD doğrultusunda uzanan boğaza bağlı bir su birikintisidir (Şekil 1). Denetimsiz endüstrileşme ve yerleşme sonucu kirlenerek doğal biçimini yitirmiştir. Haliç'i önceki özelliklerine yeniden kavuşturmak için günümüzde çok yönlü uğraşlar İstanbul Belediyesi'nce düzenlenmektedir. Araştırma ve uygulamaları yönlendirmek için öncelikle, Haliç'in bugünkü alt yapısının bilinmesi gereklidir.

Bu amaçla İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği bölümünde 17 Mayıs 1986 Cumartesi günü 12 saatlik bir çalışma sürdürülmüştür. Yapılan deneysel jeofizik çalışmaların amacı, Haliç'in elektrik görüntüsüne bakarak yüzeyden temele değin yeralan ayrı fiziksel özellikteki katmanları ve kalınlıklarını, temel yükseltilerini, kimyasal kirlenme bölgelerini, doğal su akış oluklarını, derinlik ve yönlerini ve varsa olası batıkların yerlerini belirlemektir. Bu amaca yönelik olarak elektrik ve uçaşma (polarization) ölçüleri alın-

* İTÜ Maden Fak. Jeofizik Müh. Böl. Maçka - İSTANBUL



Şekil 1. Haliç'in yeri ve dolayındaki yapısal birimler (Sayar 1969'dan).
Fig. 1. Location of Goldenhorn and geology of its surrounding (After Sayar 1969).

mıştır. Haliç çalışması süresince 98 doğal uçlaşma, 90 elektrik kaydırma ve 1 noktada 25 ölçümle elektrik delgi ölçüleri alınmıştır.

YERYAPISI

Galata yakasında en yaygın birim Paleozoik'in Karbonifer döneminde gelişen Trakya oluşuğudur (Ct) (Baykal ve Kaya 1963, Kaya 1969). Bu oluşuk, kumtaşı, silttaşı, konglemera, kilitaşı, mikali kumtaşı ardalaması içerir. Unkapanı yakasında ise, (Ct)'nin salt ince kıyı kuşağı boyunca uzandığı gözlenmektedir. Eminönü yarımadasının Fatih yakası ve batısı Senozoyik'in Tersiyer döneminin Miyosen evresinde oluşmuş Süleymaniye (Ts) ve İkitelli (Ti) oluşuklarınca örtülmüştür. Bu oluşuklar çoğunlukla mavi kil ve sarı kum silt ve çakıdır. Haliç yakın kıyısı ise Kuvaterner (güncel) yaşlı alüvyon ve karışık gereç dolgusuyla kaplıdır. Genelde bir çöküntü çukuru olan Haliç'in sınırlarından birini Perşembe pazarı boyunca, diğeri Eminönü boyunca olmak üzere iki normal kırık oluşturur.

Dolayısıyla Haliç ortasında yapısal kütüğün üst bölümünde killi çamur-dolgu, temelinde ise (Ct) Trakya oluşuğu ve kavkılıların kabuklarından oluşan katmanlar vardır.

Haliç yöresinde karşılaşılan kayaçlar grovak, grovak şist, killi şist, silisli şist ve kireçtaşlarından oluşan Paleozoyik yaşlı birimlerdir. Bu kayaçlar üzerine özellikle yüksek yerlerde, deniz basması ile uyumsuz olarak Neojen kum, çakıl, kil ve marn katmanları gelmiştir. Üst Paleozoyik çökel katmanları kıvrımlı, kırıklı, çatlaklı ve damarlı görünüştedirler (Sayar 1976). İstanbul'un diğer yerlerinde de gözlemlendiği gibi, bunlar arasında yer yer andezit ve diyabaz dayakları yer almaktadır. Kumtaşları ve killi şistler ayrıştıkları yerlerde sarımsı-kahverengi killi-şistli topraklar biçiminde izlenir.

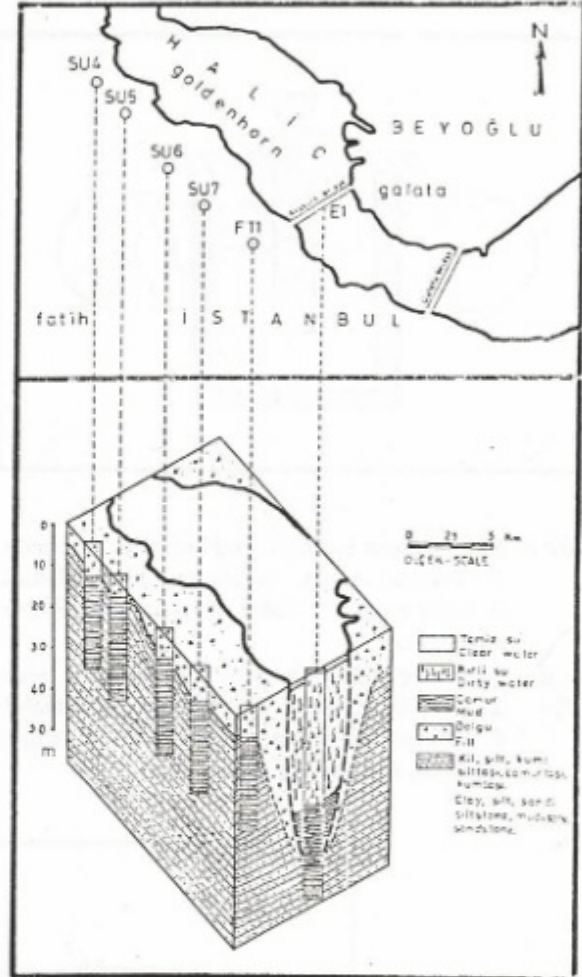
Güncel olarak, Alibey ve Kağıthane derelerinin taşıdığı tortulların yanı sıra kıyılardaki çeşitli üretim merkezlerinin kimyasal artıkları körfezi dolduran ve küçülten gereçlerdir.

Katmanlar çoğunlukla 30 ile 90° eğimli olup, Paleozoyik kıvrım eksenleri kabaca K-G doğrultuludur. Kırık ve çatlak gibi süreksizlik düzlemleri ise KB-GD ve KD-GB doğrultusunda gelişmiştir (Sayar 1976). Grovaklar genellikle çatlaklı ve damarlı bir yapı içerirler. Genç katman serileri çok az bir eğimle GD ve GB'ya dalmalıdır.

Karada karşılaşılan Haliç kökenli kalıntılar Haliç kıyı çizgisinin zamanla Haliç orta yerine doğru gerilediğini gösterir. Bunun nedeni, yanal doldurmalar ya da Haliç altında sürediden çökme-oturma sürecidir.

Haliç'in Unkapanı yakasına koşut doğrultuda, kıyından yaklaşık 300-350 m içeride açılan delgilerden alınan karotlar ve arazi örneklerinin incelenmesi sonucun İstanbul Yarımadasının genel çökşel kesiti, dolgu (doğal ve yapay); kil, silt, kum fosilli kireçtaşı (Senozo-

yik-Neojen); Silttaşı, Çamurtaşı, Kumtaşı (Paleozoyik-Karbonifer) olarak gözlenmiştir (Erguvanlı ve diğ. 1983) (Şekil 2). Kıyıda yapılan delgilerde karşılaşılan dolgu kalınlıkları 4-9.50 m arasında değişmektedir. Kıyıya doğru dolgu kalınlığının arttığı gözlenmiştir. Senozoyik ve Paleozoyik yaşlı birimler çok çatlaklı, kırıklı ve kıvrımlı bir yapıdadır.



Şekil 2. Haliç kıyısı boyunca açılan delgiler ve yerelektrik delgi.

Fig. 2. Drills along the Goldenhorn, Unkapanı side and geoelectrical sounding.

Yapılan deneylerle çamurtaşının % 6.16, silttaşının % 1.46 ve kumtaşının % 3.40 boşluk içerdikleri saptanmıştır. Aynı kayaçların bozmuşları için boşluk yüzdeleri sırasıyla 13.01, 2.34 ve 4.83 olarak bulunmuştur.

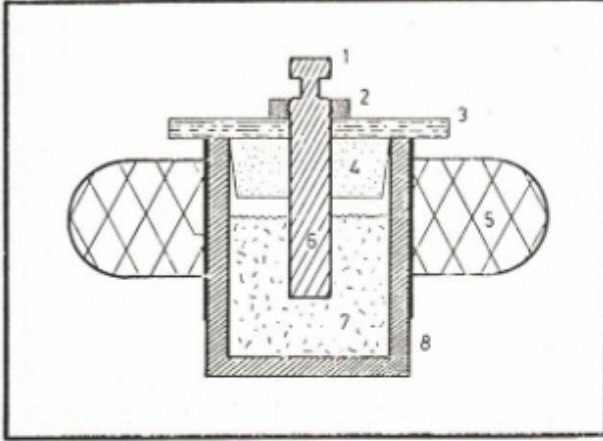
ELEKTRİK ÖLÇÜMLER

Oluşukların elektrik akımını iletme özelliklerinden yararlanarak bu yöntem ile Haliç altının elektrik iletkenlik yapısının ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Bu kap-

samda, köprünün orta yerinde (50'ci nokta) bir elektrik delgi ve köprü boyunca 16-60'cı noktalar arası elektrik kaydırma yapılmıştır. Kullanılan dizilim Wenner, ölçü aygıtı ise Megger yerdirenç ölçeri ve yüzzer elektrotlardır (Şekil 3 ve 4).

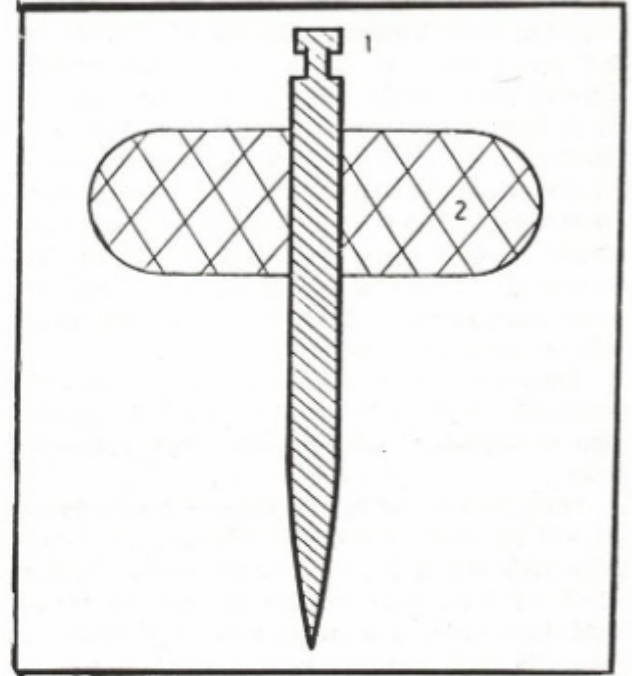
Haliç'te kirli-temiz su ayırma derinliği, tortul kalınlığı, çamur kalınlığı ve temel derinliğini bulmak için denizaltı elektrik delgisi alınmıştır. Kullanılan dizilim Wenner, en küçük açılım 1, en büyük 70 metre tutula-

rak ortamın R direnci ölçülmüştür (Şekil 5). R değerleri, 0.02 ile 0.18 Ohm arasında değişmektedir. Dizilim orta yeri olarak Atatürk köprüsünün ortasında Eyüp yakasındaki 50'inci nokta alınmış; açılım köprü boyunca elektroliz fincanlarını ve akım uçlarını yüzdürerek yapılmıştır. Bunun sonucu olarak KH-türü bir yerelektrik tepkisi elde edilmiştir (Şekil 6). Böylece elde edilen Haliç elektrik delgisinin değerlendirilmesiyle ortamın 4 katmanlı olduğu bulunmuştur. Sözü edilen katman-



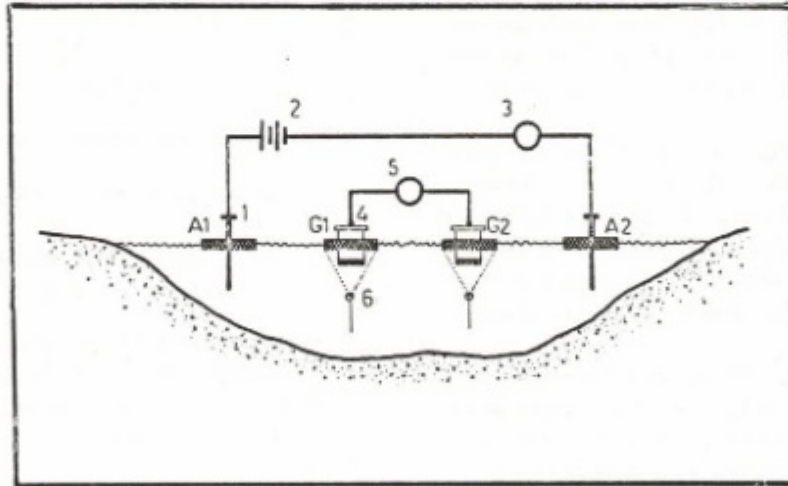
Şekil 3. Yüzer Fincan kesiti. 1- Bağlantı ucu, 2- Somun, 3- Yalıtkan kapak, 4- Mantar, 5- Yüzdürücü, 6- Bakır çubuk, 7- Bakır sülfat çözeltisi, 8- Porselen fincan.

Fig. 3. Section of an hydropot. 1- Connection edge, 2- Nut, 3- Insulator lid, 4- Cork, 5- Floater, 6- Copper electrode, 7- Solution of copper sulphide, 8- Porcelain pot.



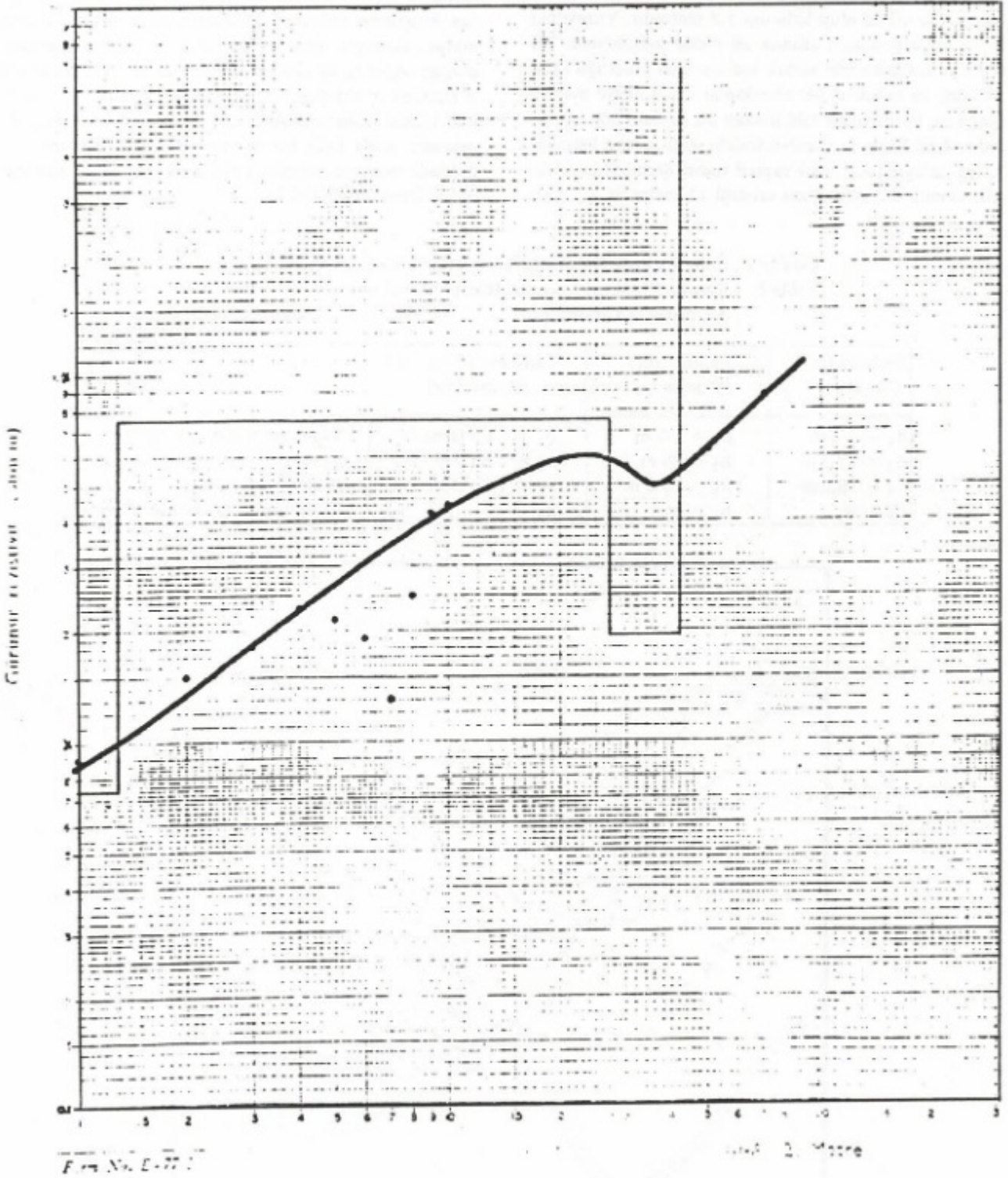
Şekil 4. Yüzer akım çubuğu. 1- İletken çelik çubuk, 2- Yüzdürücü.

Fig. 4. Hydroelectrode, 1- Electrode, 2- Floater.



Şekil 5. Haliçte kullanılan yüzzer deniz elektrik dizgesinin yerleşimi ve donanım birimleri. 1- Yüzer akım çubuğu, 2- Üreteç (0.3 Hz), 3- Akım ölçer, 4- Yüzer elektroliz fincanı, 5- Gerilim ölçer, 6- Dengeleyici.

Fig. 5. D.C. Geoelectrical measuring configuration and peripheral units used in Goldenhorn bay. 1- Hydroelectrode, 2- Generator (0.3 Hz), 3- Amp. meter, 4- Hydropot, 5- Voltmeter, 6- Balancer.



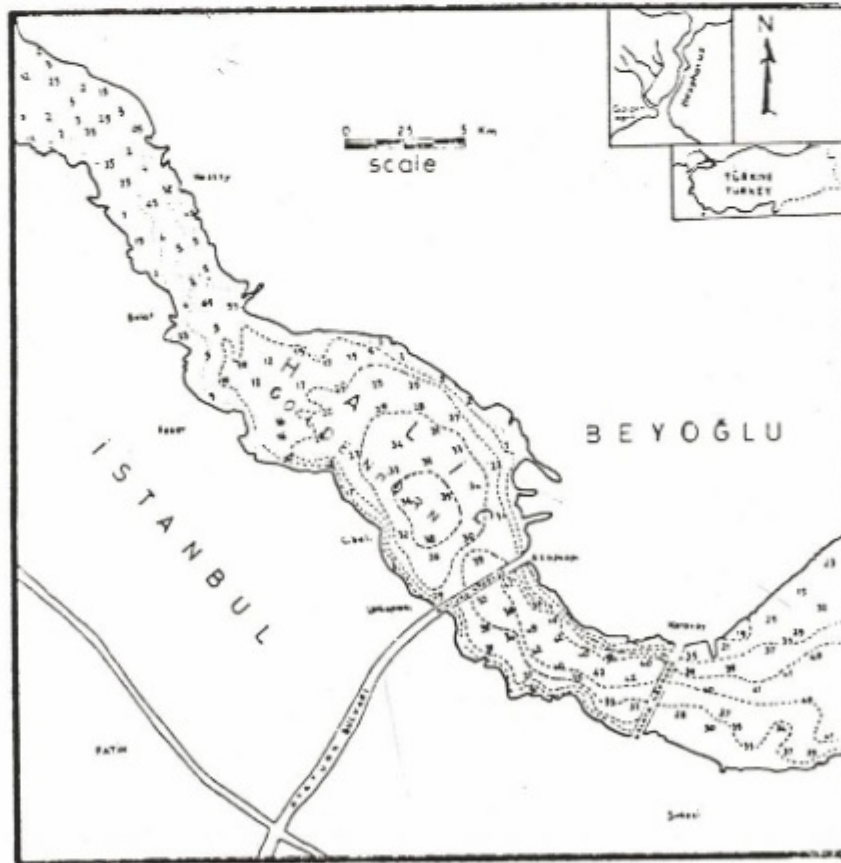
ların d derinlikleri, h kalınlıkları ve ρ elektrik özdirençleri Çizelge 1'deki gibidir.

Jeofizik yoruma göre yüzeydeki 0.75 Ohm-m'lik katman temiz su olup kalınlığı 1.3 metredir. Yüzeydeki temiz su katmanının altında 26 metre kalınlığında 7.5 Ohm-m özdirençinde sarkık tortullardan oluştuğu sanılan kirlı su katmanı yer almaktadır. 27.3 metre derinliğinde ise bu tortullar killi iletken bir çamura dönüşmektedir. 1.95 Ohm-m özdirençindeki killi-çamur kalınlığı 13 m dolayındadır. Asıl yapısal temel derinliği ise elektrik akımın doygunluğuna eriştiği 41 metredir. 41 met-

redeki temelin Trakya oluşuğu ve dip tortullarından oluşan birlik olduğu sanılmaktadır. Kıyılarda 1-12 m olan bu tortulların, Haliç dibinde yer yer 40-50 metrelik kalınlığa eriştiği bilinmektedir (Sayar 1976). Bu tortulları oluşturan birimler killi-ıştılı-kumlu deniz kökenli midye, istiridye gibi kavkılılardır. Bunların üzerinde, oluşan sıkışmış ve serbest kıvamlı çamurların özdirenci 2 Ohm-m ve kalınlığı 13 metre dolayındadır. Bu karışımın içinde Mollusk kavkılarının bulunması, bu derinlikte ortamın halen belli bir oksijen içerdiğini gösterir. Bu noktada bulunan derinlik 1961'deki Batimetrik sonuçla uyum içindedir (Şekil 7).

Çizelge 1. Haliç Elektrik Delgisinin Yorumuyla Elde Edilen Sonuçlar
Table 1. Results Obtained from the Interpretation of the Geoelectrical Sounding of Goldenhorn

Derinlik (m) (Depth)	Kalınlık (m) (Thickness)	Özdirenç (Ohm - m) (Resistivity)	
$d_1 = 1.3$ m	$h_1 = 1.3$ m	$\rho_1 = 0.75$ Ohm - m	Yüzey suyu (Clean water)
$d_2 = 27.3$ m	$h_2 = 26$ m	$\rho_2 = 7.5$ Ohm - m	Yüzeyaltı Suyu (Dirty water)
$d_3 = 40.9$ m	$h_3 = 13.6$ m	$\rho_3 = 1.95$ Ohm - m	Killi - Çamur (Mud)
$d_4 = \infty$	$h_4 = \infty$	$\rho_4 = \infty$	Kavkılılar ve Temel (Basement)



Şekil 7. Haliç'in 1961 yılındaki batimetrik haritası.
Fig. 7. Bottom topographic map of Goldenhorn, in 1961.

Haliç Yatay Deniz Elektrik Görüntüsü

Haliç temelini temel yükseltilerini belirlemek ve yanal süreksizlikleri saptamak için yapılmıştır. Ölçüler, köprü'nün boğaz yakası boyunca ve Unkapanı'ndan Galata'ya doğru alınmıştır. Ölçü konumlarını Haliç'e bağlamak için köprü'nün trabzanlarındaki kalın dikmeler sayılmıştır. İki dikme arası 4.28 m'dir. Bu durumda ilk kaydırma merkezi olarak, Unkapanı yakasından 16'cı dikmenin olduğu yer alınmıştır. Ölçüler yer yer duba, yer yer kayak kullanılarak alınmıştır (Şekil 5 ve 8).

Kaydırma ölçümü için dizilim boyunu seçmede ilk aşamada tam köprü orta noktasındaki 50'ci dikmede alınan düşey yerelektrik delgisinden yararlanılmıştır. Amaç, temel derinliğini belirlemek olduğundan, Wenner elektrik delgi eğrisinin sağ ucunda $a > 40$ m için oluşan, 40° 'lik akım yoğunluğundan kaynaklanan yükselen kanadından yararlanılmıştır. Buradan bulunan Wenner için S-boyuna iletim değeri

$$S = 1.38 \frac{a}{\rho_a} \quad (1)$$

dan, $a = 50$ m ve $\rho_a = 63$ Ohm-m'den, $S = 1.095$ olarak bulunmuştur. Elektrik delgiden bulunan temel derinliği 41 metre olduğundan S, boyuna iletiminden bulunan ρ ortalama özdirenç değeri 5.2 Ohm-m'dir. Temel ile su yüzeyi arasındaki ortamın elektrik iletkenliğinin değişmediği varsayılırsa, 45° 'lik sonușmaz parça üzerine düşen değerden d, temel derinliği izleyen bağıntı ile bulunabilir.

$$d = \rho \cdot S_a \quad (2)$$

ya da

$$d = a \frac{\rho}{\rho_a} \quad (3)$$

Burada, $a = 45^\circ$ 'lik sonușmaz bölüm içinde düşen Wenner uç açıklığı, ρ_a , a açılımı için ölçülen görünür özdirenç, ρ ortalama elektrik özdirençtir.

Haliç Yatay Elektrik Tepkisi

$a = 50$ m olarak yapılan R-direnç ölçümlerinden Atatürk Köprüsü boyunca Haliç yatay elektrik belirtisi elde edilmiştir. Buna göre Unkapanı kıyısından 50 m Galata'ya doğru elektrik özdirenç değeri 63 Ohm-m'den, yaklaşık 25 m ortaya doğru gidince 5 Ohm-m'lik en küçük değere ulaşmaktadır. 20 ile 40 dikmeleri arasındaki 86 metrelik aralıkta, küçük salınımlarla aynı düzeyde kalan E.Ö. (elektrik özdirenç) 36-39 arası 25 metre yükseklikte 10 metre genişlikte bir süreksizlik yaparak batık izlenimi uyandırmaktadır. 40'dan sonra eğim 55 metre düze-

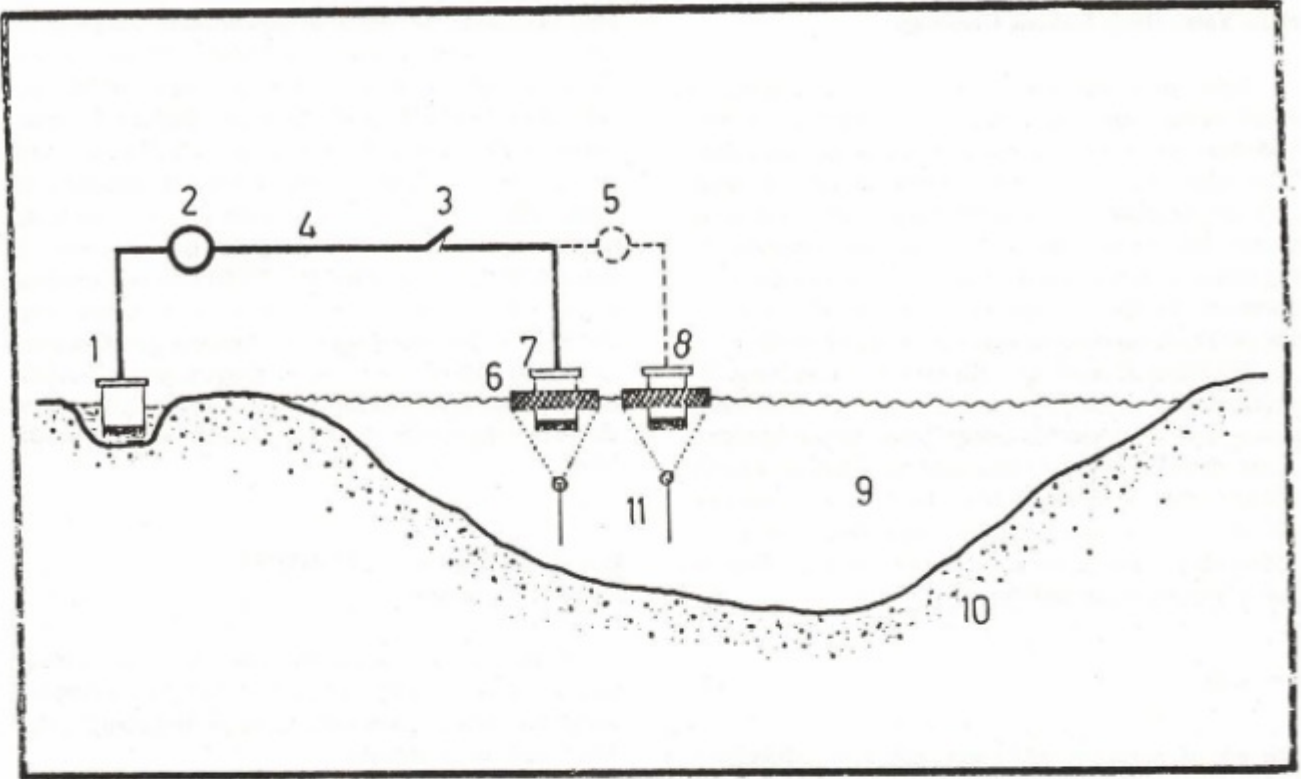
yine ulaşmakta ve küçük dalgalanmalarla Azapkapı'ya varmaktadır. 40-60 noktaları arasındaki 129 metrelik aralıktaki en derin yer 32'inci noktanın altında olup 69 metredir. Bu aşamada, Haliç'in Azapkapı yakasının Unkapanı yakasına göre daha derin olabileceği düşünülebilir. Diğer bir seçenek, Azapkapı yakasının Unkapanı yakasına göre daha derin ve diğeri Azapkapı yakasının Unkapanı yakasına göre daha temiz olabileceğidir. E.Ö. değerleri d, temel derinliğine çevrildiğinde, 16-60 noktaları arasında en sığ yer 39'uncu dikme altında olup 20 metredir. Temelin yer yer gösterdiği 10-15 metrelik girinti çıkıntıları, doğal akıntı olukları ya da temel yükseltisi olabileceği gibi eski batık yığıntıları da olabilir. Bu ayırım, deniz altı elektromanyetik ölçümlerin yapılmasıyla aydınlatılabilir.

DOĞAL UÇLAŞMA ÖLÇÜMLERİ

Natural Polarization

Doğal Uçlaşma ölçümleri Haliç'in akıntı yaptığı yerlerin akıntı yönünü, merkez derinliğini, küflenmiş batıkların yerlerini, kimyasal kirlenme bölgelerini belirlemek üzere uygulanmıştır.

Bu ölçümler için biri yer, diğer ikisi yüzey elektroliz fincanı olarak 3 fincan kullanılmıştır (Şekil 8). Yerfincanı Unkapanı köprü ayağı kıyısında 1'inci dikme hizasında toprağa gömülmüş, diğer yüzey fincan 1'inci dikmeden (Unkapanı), 98'inci (Azapkapı) dikmeye dek 10'ar metre aralarla yüzölçümüyle D.U.G. (Doğal Uçlaşma Gerilimi) yığınsal biçimde ölçülmüştür. Fincan elektrolitinin çözelti yoğunluğu değişimini bulmak için ikinci yüzey fincan 50 metrede bir diğer yüzey fincanla yanyana daldırılarak dengeleme değeri elde edilmiştir (Şekil 8) ve bu değer eşit olarak bu aradaki ölçülere dağıtılmıştır. Unkapanı'ndan, Azapkapı'ya doğru ölçüler D.U.G. ve D.U.E. değerleri Şekil 8'de verilen biçimi almıştır. Unkapanı'ndan, Azapkapı'ya doğru ölçüler -40 mV'luk değerden -480 mV'a duraylı biçimde düşmüştür. Ancak, bu düşüş eğrisi üzerinde 80 mV'luk 20-30 m dalga boylu D.U.G. belirtileri yer almaktadır. D.U.G. belirtilerin oldukları yerde 0 , 180 ve 90° 'lik uçlaşmaları (polarization) simgeleyen, 6 ile 0 mV/m genlikli 20-30 m dalga boylu D.U.E. belirtileri oluşmuştur. 0° ve 180° 'lik uçlaşma veren belirtilerin ters ve düz su akışlarından, 90° — 270° açılı uçlaşmaların küflenme yerlerinden kaynaklanabileceği sanılmaktadır. D.U.G. ve D.U.E. belirtilerinin birleşik yorumundan, akıntı merkez derinliğinin 7 ile 17 metre arasında değiştiği bulunmuştur. Akıntı görülen yerler ise, 10, 21, 32, 42, 62, 83, 93'üncü dikmelerinin izdüşümlerindedir. Bu sonuca göre Atatürk köprüsü dolayında doğal Haliç akıntıları özellikle Unkapanı yakasında baskındır. Ölçülerden anlaşıldığı üzere, köprü dubaları Haliç'e su akışını kısmen engellemektedir. Yüzey akışı olduğu sanılan bu suların akış yönü Haliç'ten Boğaz'a doğrudur.



Şekil 8. Haliçte kullanılan Doğal uçaşma dizgesinin yerleşim düzeni ve donanım birimleri, 1- Yerelektroliz fincanı, 2- Gerilim ölçer, 3- Devre aç-kapat düğmesi, 4- Fincanlar arası yalıtılmış bakır tel, 5- Gerilim ölçer, 6- Yüzdürücü, 7- Yüzer fincan, 8- Yüzer karşılaştırma fincanı, 9- Deniz, 10- Kara, 11- Dengeleyici.

Fig. 8. Natural Polarization system configuration and peripheral units at Goldenhorn Bay. İstanbul, Turkey. 1- Non polarizing electrode, 2- Voltmeter, 3- On-of key, 4- Voltmeter, 6- Floater, 7- Hydopot, 8- Reference hydro-pot, 9- Sea, 10- Land, 11- Balancer.

51 noktasında 90° 'lik uçaşma veren belirtinin olduğu yerde, elektrik kaydırma ölçümlerinde 7 Ohm-m'lik bir belirti ve elektrik delgi eğrisinde de 3 Ohm-m'lik bir belirti oluşmuştur. Bu belirtinin çok iletken bir süreksizliğe ya da olası bir batığa denk gelmesi beklenebilir.

D.U. süreksizliklerinin, E.Ö. kaydırma eğrilerinde düşük özdirençli 5 ile 15 Ohm-m genlikli belirtilerine denk gelmesi ilginçtir.

Ayrıca D.U.G. eğrisinin Unkapanı'ndan Azapkapı'ya gittikçe azalması, bu yönde temelin derinleştiğinin önemli diğer bir kanıtıdır.

SONUÇLAR

Haliç içinde R direnci 0.02 - 0.18 Ohm, özdirenç 0.75 - 70 Ohm-m, kıyıya göre en büyük doğal uçaşma gerilimi (-50 mV) en büyük doğal uçaşma elektrik alanı ise 9 mV/m dolayındadır. Denizin özdirenç kirliliğine göre 0.75 ile 7.5 Ohm-m arasında değişmektedir. Haliç çamuru (ya da taban temiz suyu) özdirenç 2 Ohm-m dolayındadır. Köprü ortasında 1.3 metre yüzey suyu altındaki, sarkık tortulardan oluşan kirliliği 26 metre olarak bulunmuştur. 27 metrede ise özdirenç 2 Ohm-m olan taban çamurunun kalınlığı 13 metre

dolayındadır. Elektrik temel derinliği ise elektrik ölçümlerden en çok 55 metre dolayında bulunmuştur.

Haliç'in yatay elektrik görüntüsü ve uçaşma ölçümlerinden Atatürk köprüsü dolayında 7 tane doğal su akıntı oluşu varlığı belirlenmiştir. Bunlardan 4'ü Unkapanı yakasında, 3'ü Galata yakasında olup akış yönleri Haliç'ten Boğaz'a doğru, akma derinlik merkezleri ise 7 ile 17 metre arasındadır. Unkapanı yakasında Haliç, Galata yakasına göre daha sığ ve kirlidir.

1961'li yıllarda T.C. Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'nca yapılan çalışmalarda Atatürk köprüsü dolayında verilen 42 metrelik ortalama batimetrik derinliğin, yer yer 55 metreye gerilemesi ya Haliç'te taban oturmasının hızlandığını ya da Haliç'in doğal temizlenme işlemi sürecine girdiğini gösterir.

ÖNERİLER

Haliç altınır Jeofizik yöntemle elektrik görüntüsünün çıkarılması inceleme donanımını geliştirerek sürdürülmelidir. Ölçüler, Galata Köprüsü'nden başlayıp, Ali-beyköy'e dek çapraz biçimde 50'şer metre aralıklı doğ-

rultular boyunca alınmalıdır. Tüm bunları kesen, Haliç eksenini boyunca üç doğrultuda Jeofizik yöntemlerle elektrik ölçüm yapılmalıdır. Böylece, Haliç, altının temel engebeleri, çamur kalınlığı değişimi, temiz-kirli su kalınlığı, doğal su akış oluklarının yer ve derinlikleri, gömülerin yer ve derinlikleri bulunabilir. Ayrıca, ölçümleri belli süreli aralıklarla yineleyerek, Haliç içindeki temizlenmenin zaman içindeki değişimi de izlenebilir.

KAYNAKLAR

- Erguvanlı, K., Yüzer, E. ve Vardar M. 1983, İSKİ-Haliç Tünel Güzergahının Mühendislik Jeolojisi ve Kaya Mekaniği Raporu, İstanbul.
- Baykal, F. ve Kaya, O. 1963, İstanbul Bölgesinde bulunan Karboniferin Genel Stratigrafisi, MTA Dergisi, 61, 1-9.
- Kaya, O. 1969, Karbon Gei İstanbul, N. Jahr. f. Geol. u. Pal. Mh. H3, 160-173, Stuttgart.
- Sayar, C. 1976, Haliç ve Civarının Jeolojisi; Boğaziçi Univ., İstanbul Haliç Sorunları ve Çözüm Yolları Ulusal Sempozyumu, Şubat, 355-374.

NOKTA KART YÖNTEMİNİN SABİT DİK-KESİTLİ BİR MADEN YATAĞININ MANYETİK BELİRTİSİNİN DEĞERLENDİRİLMESİNDE KULLANIMI

The Use of the Dot Chart Method for the Calculation of Magnetic Field of a Mineral Deposit Having a Constant Cross-Section

İbrahim ONUR*

ÖZET

Bu çalışmada, yerçekimi belirtilerinin değerlendirilmesinde kullanılan nokta kart kısaca tanıtılmış ve sabit dik-kesit uzanımı bir maden yatağının manyetik belirtisinin hesaplanmasında kullanılabilirliği araştırılmıştır.

Yöntem, Sivas ili Hekimhan ilçesinin kuzey batısına düşen Karakuz-Kaletepe civarında M.T.A. Enstitüsü tarafından demir yataklarının araştırılması için yapılan manyetik çalışmaya uygulanmıştır. Uygulama sonucu elde edilen veriler, ölçülen ve Çalım (1976) tarafından kuramsal yoldan hesaplanan manyetik veriler ile karşılaştırılmıştır.

ABSTRACT

In this study, after a brief introduction to the dot chart used for the interpretation of gravity anomalies, the applicability of the same dot chart for the calculation of magnetic anomaly of a mineral deposit having a constant cross-section along its longitudinal axis has been investigated.

The dot chart method has been applied to the magnetic survey carried out by the MTA for the investigation of iron mineralizations which are located in the area of Sivas province, Karakuz-Kaletepe situated on the north-west of Hekimhan county. The obtained data have been compared with both the observed magnetic data and the magnetic data computed by Çalım (1976).

GİRİŞ

Uzun zamandır bilinen nokta kart yöntemi, uygulamalı jeofizikte analitik çözüme imkan vermeyen yerçekimi ve manyetik potansiyel fonksiyonlarının integral çözümlerinde bir araç olarak kullanılabilir (Nettleton 1940, Helbig 1964). Bu yöntem, özellikle arazi verilerinin yerinde değerlendirilmesinde yerçekimi ve manyetik belirtilerin kolay ve hızlı bir şekilde hesaplanmasını sağlar.

Mıknatıslanma özelliği gösteren bir cismin manyetik alan bileşenleri, yerçekimi potansiyelinden, Poisson bağıntısı kullanılarak elde edilebilir (Ergin 1973). Bu

ilişkiden yararlanılarak yerçekimi etkisinin hesaplanması için kullanılan nokta kart, manyetik alanın hesaplanması için de kullanılabilir (Millett 1966).

Bir maden yatağının manyetik alan etkisinin hesaplanması için, bu maden yatağı için kabul edilen model dik-kesitinin içerdiği, belirli açısız ayırmalı ışınal (radial) çizgilerle belirli ölçekte çizilen yatay düzeylerin kesişmesinden oluşan alanları (solenoidleri) saymak (Hubbert 1948) yerine, noktalar sayılır (Millett 1966). Nokta kart üzerindeki her noktanın ölçü noktasına olan etkisi aynıdır. Bu etki değeri, dik-kesitin içerdiği nokta sayısı ile dik-kesitin belirli bir ölçekte mıknatıslanma yönünde kaydırılması durumunda sayılan nokta sayısı

* H.U. Zonguldak Mühendislik Fakültesi, Maden Mühendisliği Bölümü - ZONGULDAK

arasındaki fark ile çarpılarak; modelin ölçü noktasında meydana getireceği manyetik alan etkisi hesaplanmaktadır.

Nokta kart yönteminin en basit uygulaması, şüphesiz, iki-boyutlu olarak kabul edilen yeraltı yapıları içindir. Yöntem, nokta kartın üzerine bölücü daireler ve ek grafik ilavesiyle üç-boyutlu yeraltı yapıları için de geliştirilebilmektedir (Morgan ve Faessler 1972).

Sunulan yöntemin tek sınırlaması, model dik-kesitinin maden yatağının uzunluğu boyunca değişmemesi gerektiğidir. Dik-kesit biçimi gelişigüzel olabilir. Nokta kart, maden yataklarının manyetik alanlarının hesaplanmasında kolaylıkla kullanılabilen, yararlı bir araçtır.

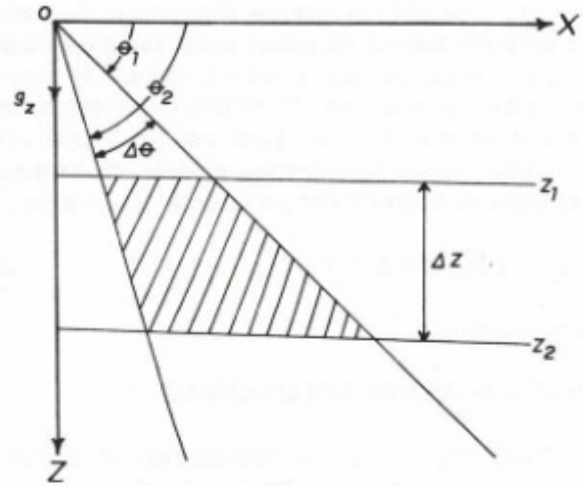
NOKTA KART TANIMI

θ_1 ve θ_2 ışınal çizgileri ile z_1 ve z_2 yatay düzeylerin arasında kalan alanın (solenoidin), yeryüzündeki bir (0) noktasından meydana getireceği düşey yerçekimi etkisi $\Delta g_z = 2 G \rho \Delta \theta \Delta z$ (1)

olarak verilir (Şekil 1).

Burada, $\Delta \theta$ ışınal çizgilerin açısal ayırımı (derece), Δz yatay çizgilerin düşey ayırımı (m), G yerçekimi sabitini (6.67×10^{-8} cgs), ρ = yoğunluğu (gr/cm^3) tanımlanmaktadır. Bu ifade, Hubbert (1948)'in gratikülünün ve nokta kartın temelini oluşturmaktadır (Millet 1966).

Nokta kart çizimi için, sabit z yatay ve θ ışınal çizgilerinin belirli bir ölçekte çizilmesiyle bir $\Delta \theta \cdot \Delta z$ solenoidler mozayigi (gratikül) oluşturulur. Noktalar bu solenoidlerin köşelerine yerleştirilir. Bu şekilde hazırlanan bir nokta kartı Şekil 2'de gösterilmiştir. Kart sınırının dışında görülen n , ışınal çizgilerin sayısını gösterir. θ açısı, $\theta = n \cdot \Delta \theta$ ifadesiyle hesaplanır. Burada $\Delta \theta$, ışınal çizgilerin açısal ayırımıdır ve 1.5 derece olarak alın-



Şekil 1. $\theta_1 - \theta_2$ ve $z_1 - z_2$ düzeyleri ile sınırlanan alanın (solenoidin) yerçekimi etkisi.

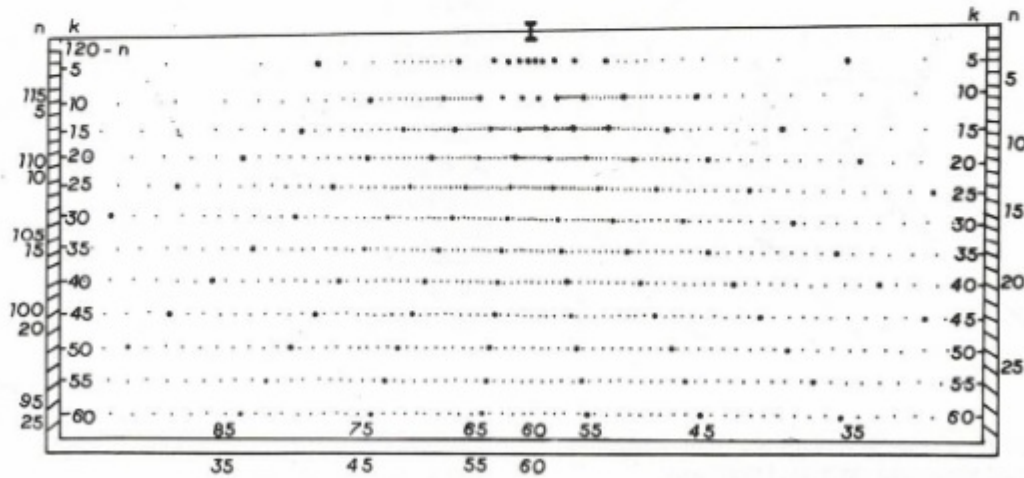
Fig. 1. The gravity effect of a solenoid confined by $\theta_1 - \theta_2$ and $z_1 - z_2$ lines.

mıştır. $\theta > 90$ derece veya $n > 60$ değerleri için, açı değerleri kartın sol kenarında $120 - n$ olarak gösterilir. Kartın iç kenarlarında k ile gösterilen sayılar ise yatay çizgileri belirler ve $z = k \cdot \Delta z$ ifadesiyle hesaplanır. Burada Δz , yatay çizgilerin düşey ayırımıdır. Çizilen nokta kartın Δz değeri, açısal ayırımı 1.5 derece olan bir $\Delta \theta \cdot \Delta z$ solenoidinin, 1 gr/cm^3 yoğunluk sabiti için kartın orijininde 0.01 miligal'lik bir yerçekimi etkisi oluşturacağı göz önüne alınarak hesaplanmıştır. (1) denklemin-den,

$$\Delta z = \frac{\Delta g_z}{2 G \rho \Delta \theta} = \frac{0.01 \times 10^{-3}}{2 \times 6.67 \times 10^{-8} \times 1 \times 0.026}$$

$$\Delta z = 2883.17 \text{ cm}$$

olarak bulunur. Burada, gr/cm^3 yoğunluk, $\Delta \theta = 1.5^\circ = 0.026$ radyan'dır. Böylece $\Delta \theta = 1.5^\circ$ açısal ayırımları



Şekil 2. Bir nokta kartı.

Fig. 2. A dot chart.

ve 1 cm = 28.8317 m ölçeğine göre çizilen düzeylerin her bir kesim noktası, hazırlanan nokta kartın orijininde 1 gr/cm³ yoğunluk sabiti için 0.01 miligallik bir yerçekimi etkisi gösterecektir. Yerçekimi etkisi değeri her nokta için aynıdır. O zaman, yeraltında varlığı kabul edilen maden yatağı için önerilen modelin dik-kesitinin içereceği nokta sayısı N dikkate alınarak, (1) denklemi,

$$\Delta g_z = 2 G \rho \Delta \theta \Delta z N \quad (2)$$

olarak yazılabilir.

MANYETİK ALANIN HESAPLANMASI

Yerçekimi etkisinin hesaplanması için sunulan nokta kartın, manyetik alan verilerinin elde edilmesinde kullanılması, manyetik ve yerçekimi potansiyel ilişkisine dayanır. Düzgün ρ yoğunluklu bir cismin oluşturacağı yerçekimi potansiyeli u ise, cisim I mıknatıslanma şiddeti ile herhangi bir i yönünde düzgün olarak mıknatıslanmışsa, manyetik potansiyel Poisson bağıntısına göre aşağıdaki gibi tanımlanır:

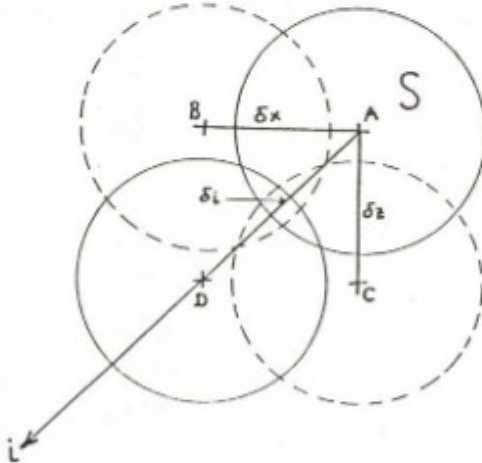
$$W = - \left(\frac{I}{\rho G} \right) \frac{\partial u}{\partial i} \quad (3)$$

Herhangi bir s yönündeki manyetik alan

$$F_s = - \frac{\partial W}{\partial s} = \frac{I}{\rho G} \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial u}{\partial i} \right) \quad (4)$$

bağıntısıyla ifade edilir (Ergin 1973).

Millett (1966) tarafından, A noktasına yerleştirilmiş S dik-kesitli bir cismin manyetik alanının hesaplanabilmesi için grafik bir yöntem geliştirilmiştir (Şekil 3).



Şekil 3. Manyetik alanın hesaplanması için kullanılan grafiksel bir model (Millett, 1966'dan).

Fig. 3. A graphic model used for the calculation of magnetic field (Millett, 1966).

i yönünde düzgün bir mıknatıslanmanın olduğu varsayılırsa, Şekil 3'deki S dik-kesit şeklinin yuvarlak bir silindire kısıtlanması gerekmez, dik-kesit biçimi köşeli şekilde de olabilir ve Poisson bağıntısı kullanılabilir.

Şekil 3'de gösterilen δ_x , δ_z , ve δ_i büyüklükleri, sırası ile, A durumundaki dik-kesitin manyetik kuzey yönünde (+ x) B durumuna yer değiştirme mesafesini, düşey yönde (+ z) C durumuna yer değiştirme mesafesini ve i mıknatıslanma yönünde (+ i) D durumuna yer değiştirme mesafesini gösterirler. (4) bağıntısına göre, manyetik alanın düşey bileşeni

$$F_z = F_s = \frac{I}{\rho G} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial i} \right) \quad (4)$$

şeklinde yazılabilir. Bu eşitlikteki $\partial/\partial z$ ($\partial u/\partial i$) kısmi türevi yaklaşık olarak bulunabilir. A'daki dik-kesitin i mıknatıslanma yönünde D'ye götürülmesiyle meydana gelecek yerçekimi potansiyelindeki değişiklik, aynı yol alındığından, ABD ve ACD yollarındaki yerçekimi potansiyellerine eşit ve $\partial u/\partial z = \Delta g_z$ olduğundan, (2) denklemi yardımıyla,

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial i} \right) = 2 G \rho \Delta \theta \Delta z (N_A - N_D)_z / \delta i \quad (6)$$

bulunur (Millett 1966). O zaman, manyetik alanın düşey bileşeni,

$$F_z = \frac{I}{\rho G} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial i} \right) = \frac{I}{\rho G} (2 G \rho \Delta \theta \Delta z (N_A - N_D)_z / \delta i) \\ F_z = 2 I \Delta \theta \Delta z (N_A - N_D)_z / \delta i \quad (7)$$

elde edilir. Burada, I mıknatıslanma şiddetini gösterir ve birimi cgs cinsinden alındığı zaman manyetik alanın birimi de cgs olur. Gama değerleri istenildiği takdirde, sonuçları 10^5 ile çarpmak gerekir. $\Delta \theta$, nokta kartın ışınal (radial) çizgilerinin açısal ayırımıdır. $\Delta \theta = 1.5^\circ = 0.026$ radyandır. Δz , yatay düzeylerin düşey ayırımıdır ve değeri 28.8317 metredir. N_A , S dik-kesiti A durumundayken, dik-kesit içinde sayılan nokta sayısını gösterir. $(N_A - N_D)$, S dik-kesiti D durumundayken dik-kesit içinde sayılan nokta sayısının, A durumunda S dik-kesiti içinde sayılan nokta sayısından çıkarıldığını ifade eder. Parantez dışındaki z , nokta kartın düşey yönde (+ z) yani $n = 60$ ($\theta = 90^\circ$) çizgisi yönünde alınacağını gösterir. δ_i ise A durumundaki dik-kesitin i mıknatıslanma yönünde D durumuna getirilmesi için alınan mesafeyi gösterir. Çalışmada δ_i mesafesi, 1 : 5000 kesit ölçeğine göre 1 cm = 50 m olarak alınmıştır.

Benzer şekilde hareket edilerek, i mıknatıslanma yönünde manyetik alanın yatay bileşeni

$$F_x = 2 I \Delta \theta \Delta z (N_A - N_D)_x / \delta_1 \quad (8)$$

olarak bulunur (Millett 1966). Nokta kart kullanımı ile manyetik alanın yatay bileşenini bulabilmek için, kartın 90° döndürülmesi, $\theta = 90^\circ$ yani $n = 60$ çizgisinin + x eksen yönünde alınması gerekir.

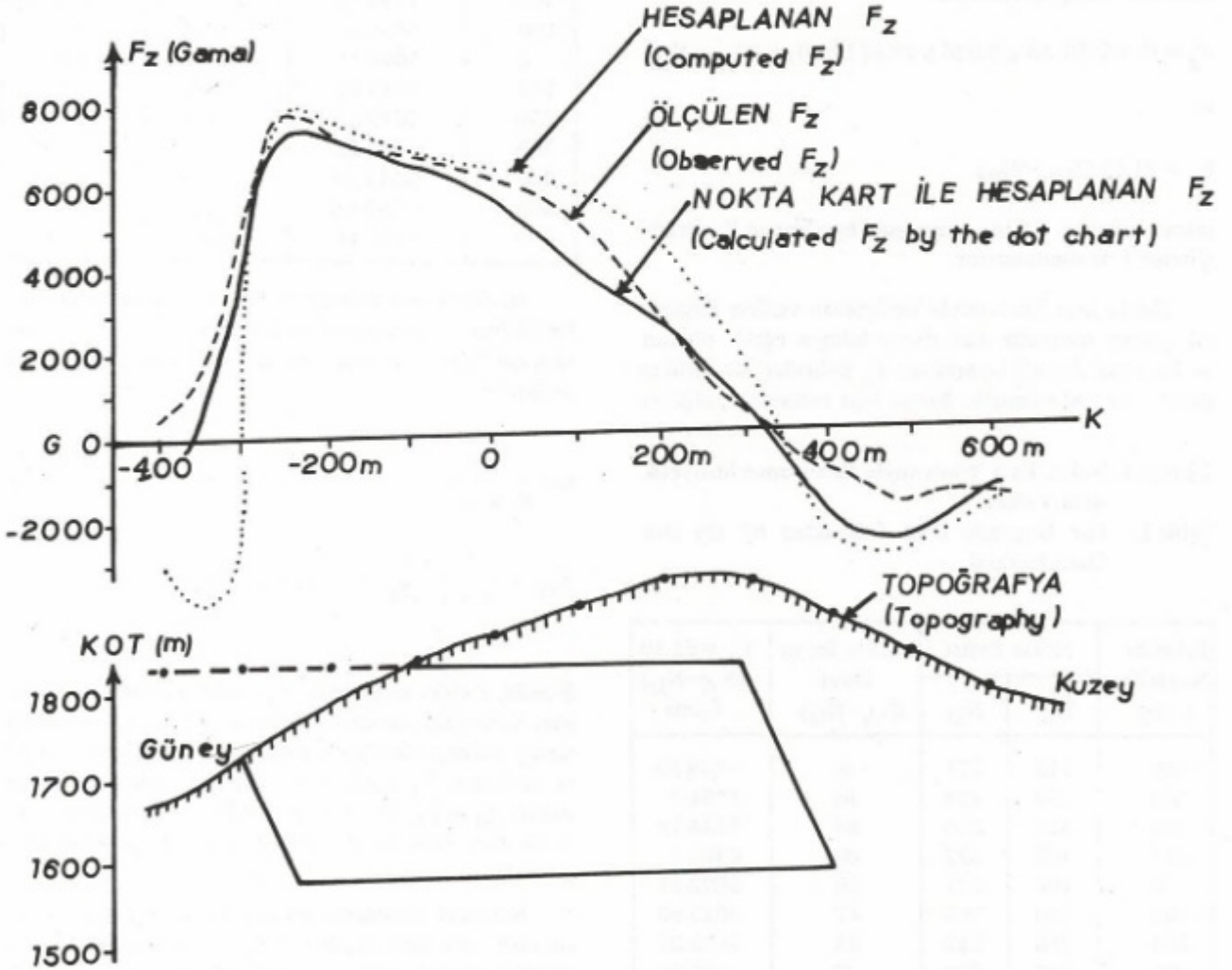
ARAZİ UYGULAMASI VE SONUÇLARI

Uygulama alanı, Sivas ili Hekimhan ilçesinin kuzey batısına düşen Karakuz-Kaletepe civarıdır. Bu bölgede manyetit-hematit mineralleşmesi bulunmaktadır. Demir yatakları yeryüzünde yüzlek oluşturmaktadırlar ve şekil bakımından damar tipindedirler (Çalım 1976).

Çalım (1976) tarafından aynı alanın kuramsal hesaplamalarla değerlendirilmesi için bir model seçimi yapılmış ve bu modelin yaratacağı kuramsal manyetik düşey bileşen belirtisi hesaplanmıştır. Hesaplanan F_z belirtisi,

M.T.A. Enstitüsü'nce hazırlanan 1 : 5000 ölçekli manyetik düşey bileşen haritası üzerinden alınan, ölçülen F_z belirtisi üzerine çizilerek gösterilmiştir (Şekil 4).

Nokta kart yönteminin uygulanması için seçilen modelin dik-kesiti, Çalım (1976) tarafından seçilen modelin aynısıdır. Dik-kesit, araştırılan alanın topografik kesiti altına manyetik düşey bileşen haritasının ölçeğine uygun olarak çizilir. Ancak, yöntemin iyi sonuç verebilmesi için, araştırılan maden yatağının dik-kesit görünümünün uzunluğu boyunca değişmemesi gerekmektedir. Uygulamada, ölçü noktalarının topografik kesit üzerindeki izdüşüm noktaları göz önüne alınır. Nokta kartın ve dik-kesit çiziminin eksenleri birbirine paralel tutularak, belirlenen izdüşüm noktaları nokta kartın merkezine gelecek şekilde çakıştırılır. Bu çakıştırmada, dik-kesit nokta kartın üstüne taşıyorsa, Şekil 4'de görüldüğü gibi -400, -300 ve -200 ölçü noktalarına ait izdüşüm noktaları dik-kesitin üst çizgisi üzerinde alınır. Her bir ölçü



Şekil 4. Nokta kart yöntemi ile elde edilen manyetik belirtinin (düz çizgi), ölçülen (kesikli çizgi) ve hesaplanan (noktalı çizgi) manyetik belirtileri ile karşılaştırılması.

Fig. 4. Comparison of the magnetic anomaly (solid line) obtained by the dot chart method with the observed (dashed line) and computed (dotted line) magnetic anomalies.

noktası için, dik-kesitin içerdiği nokta sayısı N_A ve dik-kesitin düşey yönde, göz önüne alınan ölçeğe uygun olarak, $\delta_1 = 50$ m mesafesi kadar yer değiştirmesi durumunda, dik-kesitin içerdiği nokta sayısı N_D sayılır. F_z verilerinin elde edilmesinde, Çalım'ın (1976) varsayımına uygun olarak, göz önüne alınan modelin mıknatıslanma kabiliyeti (süseptibilite) $k = 0.07126$ e.m.b. (cgs), eğim açısı (inklinasyon) $= 60^\circ$, toplam manyetik alan şiddeti $T = 38000$ Gama olarak alınmıştır. Bu verilere dayanarak, mıknatıslanma şiddeti

$$I = kT$$

bağıntısı ile

$$I = 0.07126 \times 38000 = 2707.88$$

olarak bulunur. (7) bağıntısından yararlanarak, manyetik alanın düşey bileşeni ise

$$F_z = (2 \times 2707.88 \times 0.026 \times 28.8317/50) \times (N_A - N_D)$$

ve

$$F_z = 81.19 (N_A - N_D)$$

olarak bulunur. Bu bağıntıya göre hesaplanan F_z verileri Çizelge 1'de sunulmuştur.

Nokta kart yöntemiyle hesaplanan verilere dayanarak çizilen manyetik alan düşey bileşen eğrisi, ölçülen ve kuramsal olarak hesaplanan F_z belirtileri ile birlikte Şekil 4'de gösterilmiştir. Nokta kart verilerinin, ölçülen

Çizelge 1. Nokta Kart Yöntemiyle Hesaplanan Manyetik Alan Verileri

Table 1. The Magnetic Data Calculated by the Dot Chart Method

İzdüşüm Noktaları X (m)	Nokta Sayısı		Nokta Sayısı Farkı ($N_A - N_D$)	$F_z = 81.19$ ($N_A - N_D$) Gama
	N_A	N_D		
-400	113	121	-8	-649.52
-300	200	154	46	3734.7
-200	323	235	88	7144.72
-100	402	322	80	6495.2
0	406	337	69	5602.11
100	340	293	47	3815.93
200	285	252	33	2679.27
300	226	220	6	487.19
400	185	211	-26	-2110.94
500	113	145	-32	-2598.08
600	70	88	-18	-1461.42

ve Çalım (1976) tarafından hesaplanan manyetik alan verileri ile karşılaştırılabilmesi amacıyla Çizelge 2 hazırlanmıştır.

Çizelge 2. Nokta Kart Verilerinin Ölçülen ve Kuramsal Yoldan Hesaplanan Manyetik Alan Verileri ile Karşılaştırılması

Table 1. Comparison of the Dot Chart Data With the Observed and Computed Magnetic Data

İzdüşüm Noktaları X (m)	Nokta Kart F_z (Gama)	Ölçülen F_z (Gama)	Hesaplanan F_z (Gama)
-400	-649.52	500	-3000
-300	3734.72	5250	3800
-200	7144.72	7400	7700
-100	6495.2	6750	6900
0	5602.11	6100	6450
100	3815.93	5100	5850
200	2679.27	2850	4450
300	487.19	600	1500
400	-2111.94	-800	-2200
500	-2598.08	-1750	-2750
600	-1461.42	-1500	-1900

İstatiksel hesaplamalarda iki veri grubunun karşılaştırılabilmesi için aşağıda verilen ilişki katsayısı (correlation coefficient) ve ortak varyans (covariance) bağıntıları kullanılır:

$$r = \frac{S_{xy}}{S_x \times S_y} \quad (10)$$

$$S_{xy} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_A)(y_i - \bar{y}_A) \quad (11)$$

Burada, r ilişki katsayısını, S_{xy} ortak varyansı, S_x nokta kart verilerinin standart sapmasını, S_y ölçülen ve hesaplanan verilerin standart sapmasını, n veri sayısını, x_i nokta verilerini, $\bar{x}_A$ nokta kart verilerinin aritmetik ortalamasını, y_i ve $\bar{y}_A$ ise, sırasıyla, ölçülen ve hesaplanan manyetik alan verilerini ve bunların aritmetik ortalamalarını gösterir.

İstatiksel hesaplama sonucunda, nokta kart manyetik alan verilerinin ölçülen manyetik alan verileri ile olan ortak ilişki katsayısı $r = 0.987$ (% 98), Çalım (1976) tarafından hesaplanan manyetik alan verileri ile olan ortak ilişki katsayısı ise $r = 0.968$ (% 96) olarak bulunmuştur. Bu değerler, veriler arasında iyi bir ilişkinin olduğunu açıkça göstermektedir.

SONUÇLAR

Nokta kart yöntemi, dik-kesiti gelişigüzel fakat sabit dik-kesit uzanımına sahip maden yataklarının manyetik alanlarının hesaplanmasında kolaylıkla uygulanabilir. Hesaplama kolaylığı ve zaman tasarrufu sağladığından arazi çalışmalarının yerinde değerlendirilmesinde diğer yöntemlere göre daha kullanışlıdır.

Nokta kart yöntemi ile elde edilen manyetik alan verilerinin ölçülen ve kuramsal yoldan hesaplanan manyetik alan verileri ile iyi bir uyum içinde olması, yöntemin kullanılabilirliğini açıkça göstermektedir.

KAYNAKLAR

Çalın, A. 1976, Hekimhan-Karakuz Bölgesi Demir Yataklarının Manyetik ve Gravite Metotları ile İncelenmesi, İstanbul Univ. Fen Fak., diploma tezi (yayınlanmamış).

Ergin, K. 1973, Uygulamalı Jeofizik, İ.T.Ü., İstanbul.

Helbig, K. 1964, Graticules for the complete determination of the Magnetic field of homogeneously magnetized cylindrical bodies with arbitrary cross-section and finite lateral extension, *Geophysical Prospecting* 12, 147-172.

Hubbert, M.K. 1948, A line-integral method of computing the gravitational effects of two dimensional masses, *Geophysics* 13, 215-225.

Millett, F.B. 1966, A Dot Chart for the calculation of gravitational bodies, *Mining Geophysics* 2, 642-657.

Morgan, N.A. and Faessler, C.W. 1972, A two and three dimensional gravity dot chart, *Geophysical Prospecting* 20, 363-374.

Nettleton, L.L. 1940, *Geophysical Prospecting for Oil*, Mc Graw-Hill, New York.

TÜRKİYE VE İRAN'IN KRETASE VE EOSEN PALEOMAĞNETİK VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Interpretation of the Cretaceous and Eocene Paleomagnetic Data from Turkey and Iran

Naci ORBAY*

ÖZET

Bu çalışmada gerek Türkiye'de gerekse İran'da Üst Kretase ve Eosen yaşlı kayalar üzerinde yapılmış olan paleomagnetik çalışmalar ele alınarak birlikte değerlendirilmiştir. Sonuçta, Üst Kretase'den beri Türkiye ve İran'ın Afrika'ya göre sırasıyla saatin tersi yönünde yaklaşık 10° ve saat yönünde 25° ve Eosen'den bu yana da Türkiye'nin Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde $30-35^\circ$ ve İran'ın da saat yönünde 45° dönmüş oldukları görülmüştür. Sözü edilen bu farklı yöndeki dönme hareketlerinin Arabistan levhasının kuzeye hareketi ile oluştuğu açık olarak görülebilir.

ABSTRACT

The upper Cretaceous and Eocene paleomagnetic results from Turkey and Iran are compared together for obtaining relative rotation between them. It can be concluded that the Turkish and Iranian plates have been rotated 10° counter-clockwise and 25° clockwise with respect to Africa since upper Cretaceous, respectively. The rotation amount of the Turkish and Iranian plates for Eocene have also been obtained $30^\circ-35^\circ$ counter-clockwise and 45° clockwise according to Europe, respectively. The different directions of the rotations of these plates are interpreted as being the result of northward movement of the Arabian plate.

GİRİŞ

Afrika ve Avrasya arasında kalan levhaların dinamik etkinliğine bu iki levhanın neden olduğu bilinmektedir. Bu nedenle, bu iki büyük levhanın birbirlerine göre bağıl hareketinden söz etmek yararlı olacaktır. Lavrasia ve Gondvanaland kara kütlelerinin Paleozoyik başlarında bağıl konumları açık bir şekilde belirlenememiştir. Buna neden olarak, Kuzey Amerika ve Avrupa'dan elde edilen Paleozoyik verilerinin tartışmalı oluşu ve güney kıtalardan elde edilen veriler ile aralarında büyük kayma miktarı görülmesi gösterilmektedir. Creer (1970) Paleozoyik verileri dışında elde etmiş olduğu Avrasya kutup değişim eğrisinin Gondvanaland kutup eğrisi ile iyi bir

uygunluk gösterdiğini ortaya koymuştur. Van Hilten (1964), Permian ve Triyas arasında Avrupa ve Afrika kutup değişim eğrilerindeki farklılığı "Tethys twist" olayı ile açıklamıştır. Bu zamandan sonra, son zamanlara kadar Afrika levhası Avrupa'ya göre batı yönünde hareket etmiştir. Bağıl translyasyon Afrika'nın Avrupa'ya göre saatin tersi yönündeki dönme hareketiyle de birleşerek Afrika'nın gerçek hareket yönünü oluşturmuştur. Kretase'yi izleyen zaman içinde Afrika ve Avrupa'nın etkisinde kalmış oldukları hareketler, i) Kuzey Atlanlık havzası içinde bulunan Afrika'nın Avrupa'ya göre kuzeybatıdan güneydoğuya doğru translyasyon hareketi ile birlikte saatin tersi yönünde dönme göstermesi, ii) Afrika'nın Hind okyanusundaki eski konumunun batıya

* İ. U. Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü, İSTANBUL

doğru bir kayma ile bareber saatin tersi yönünde dönme-ye sahip olması şeklinde ifade edilebilir. Van Hilten (1964) ve De Boer (1965) tarafından ikinci hareket tipi desteklenmiştir.

Bu çalışmanın amacı, gerek Türkiye ve gerekse İran'da Kretase ve Eosen yaşlı kayalar üzerinde yapılmış paleomağnetik çalışmaları birlikte değerlendirerek her iki levhanın birbirlerine göre bağıl hareketini ortaya koymaktır.

TÜRKİYE VE İRAN'DA YAPILMIŞ OLAN PALEOMAĞNETİK ÇALIŞMALAR

Türkiye'de Yapılan Paleomağnetik Çalışmalar

Levha tektoniğine yönelik olarak levhaların geçmiş jeolojik devirler boyunca hareketliliğini saptamaya yönelik olmak üzere üzerinde önemle durulan bir çalışma alanı da paleomağnetizmadır. Ülkemizde üzerinde gitgide artan bir yoğunlukla paleomağnetik çalışmalar yapılmaktadır. Bu konuda yapılan ilk çalışma, Gregor ve Zijderveld (1964) tarafından Amasra Permiyen kırmızı kumtaşları üzerinedir. Bu çalışmada, eğim açısının Avrupa Permiyen izoklinleri ile uygunluğunun yanı sıra, sapma açısının Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde 80° lik bir dönme gösterdiği saptanmıştır. Evans ve diğ. (1982) Jura yaşlı Bilecik kireçtaşları üzerinde yapmış oldukları çalışma sonunda Kuzeybatı Anadolu'nun bu bölgesinde dönme miktarının saat yönünde 90° olduğunu belirtmişlerdir. Van der Voo (1968) ise Kuzey Anadolu Fay Zonunun her iki bloku üzerindeki Jura, Kretase ve Eosen yaşlı volkanik ve tortul kayalardan elde etmiş olduğu kutup pozisyonlarını Avrupa, Afrika ve Arabistan kutup pozisyonları ile karşılaştırmış ve sonuçta Türkiye'nin Kretase'den bu yana Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde 50° lik bir dönme gösterdiğini bulmuştur. Yapılan bu çalışmalardan sonra, Orbay (1979), Orbay ve Bayburdi (1979) Kuzey Anadolu Fay Zonunun çeşitli yörelerinin Kretase ve Üst Kretase yaşlı volkanik kayaları üzerinde yaptıkları çalışmalar sonunda Türkiye'nin Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde 50° dönmüş olduğunu saptamışlardır. Orbay ve Baydemir (1987) Hekimhan yöresinin Üst Kretase volkaniklerinin paleomağnetik çalışması sonunda yine benzer sonucu elde etmişlerdir. Sanver ve Ponat (1981) Kırşehir masifinin Üst Kretase ve Eosen volkanik kayaları ile yaptıkları çalışma sonunda Üst Kretase ve Eosen (Lütesyen) arasındaki zaman süresince bölgenin saatin tersi yönünde 90° ve Lütesyen'den bugüne kadar da yine aynı yönde $10-15^{\circ}$ kadar döndüğünü saptamışlardır. Baydemir (1982), Doğu Karadeniz yöresinde Mesudiye ve Sivas ilinin İmranlı bölgelerinden toplamış olduğu Eosen yaşlı volkanik kayalarla yaptığı çalışma sonunda Mesudiye bölgesinin bulunduğu levhanın Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde $15-20^{\circ}$ ve İmranlı bölgesinin bulunduğu levhanın da yine Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde

$40-45^{\circ}$ döndüğünü saptamıştır. Tonger (1979), Kırşehir masifinin Üst Paleojen ve Neojen yaşlı volkanik kayaları ile yapmış olduğu çalışma sonunda, kutup pozisyonlarının günümüz yermağnetik alanının kutup pozisyonu ile çok iyi bir uyum içinde olduğunu ve bu zamanlarda Türkiye'de herhangi bir dönme hareketinin olmadığını belirtmiştir. Benzer sonuç, Sanver'in (1968) Kula, Kayseri, Van Gölü ve Diyarbakır yörelerinden toplamış olduğu Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların kutup pozisyonlarından da elde edilmiştir.

Yapılmış olan bu çalışmaların yanı sıra halen birçok çalışma da yayına hazırlanmaktadır.

İran'da Yapılan Paleomağnetik Çalışmalar

Bina ve diğ. (1977), Afrika ve Avrasya levhalarının etkisi altında kalan İran levhasının hareket miktarını saptamak amacıyla Kuzey İran'ın Orta Elbruz yöresinin (Tahran'ın 40 km NW) Eosen volkanik kayaları üzerinde çalışmışlardır. Elde etmiş oldukları paleomağnetik kutup pozisyonlarının Avrasya ve Afrika'ya ait Alt Tersiyer kutup pozisyonlarından oldukça farklı olduğunu saptamışlardır. Doğal olarak bu sonuç Orta Elbruz yöresinin Eosen'den bu yana sözü edilen her iki levhaya göre hareket ettiğini ortaya koyar. Bu hareket miktarı Avrasya'ya göre saat yönünde 35° ve Afrika'ya göre de yine aynı yönde 50° olarak saptanmıştır. Bir diğer çalışma Bayburdi (1978) tarafından yapılmıştır. Bayburdi, Kuzeybatı İran'ın Anadolu levhası ile birlikte Afrika ve Avrasya levhalarına göre hareketliliğini saptamak amacıyla Kuzeybatı İran'ın Maragheh bölgesinden Kretase ve Eosen yaşlı volkanik kaya örnekleri toplamış ve bu çalışmanın sonunda, Kuzeybatı İran'ın Kretaseden günümüze kadar Afrika'ya göre saat yönünde yaklaşık 70° , Eosen'den günümüze kadar Afrika'ya göre saat yönünde $30-35^{\circ}$, Avrasya'ya göre de yine aynı yönde $20-25^{\circ}$ döndüğünü saptamıştır.

VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Bir önceki bölümde sözü edilen Türkiye ve İran'a ait paleomağnetik çalışmaların Üst Kretase ve Eosen jeolojik devirlerine ait olanlarının sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

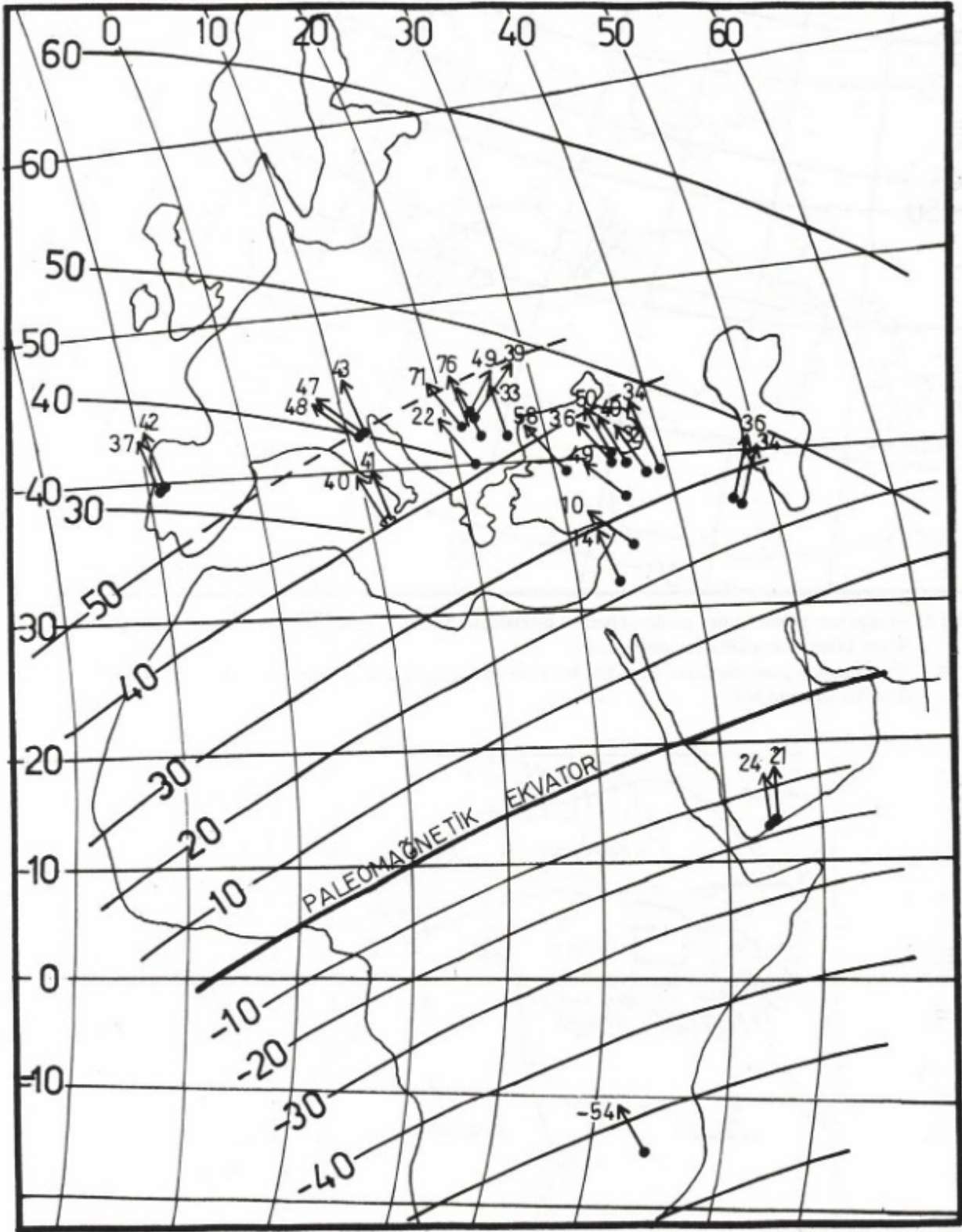
Şekil 1, Afrika ve Avrupa ortalama Kretase kutup pozisyonları kullanılarak çizilmiş paleo-izoklinleri ve Avrupa ve Afrika arasında kalan Akdeniz ülkelerinden aynı zaman için elde edilen ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultularını göstermektedir. Sözü edilen bu ülkelerden elde edilmiş olan verilerin mıknatıslanma doğrultuları (denklinasyon ve inklinasyon açıları), kutup pozisyonları ve güvenlik çemberlerinin yarıçapları Çizelge 2'de verilmiştir. Şekil incelendiğinde, İberik yarımadasından İran'a kadar elde edilmiş ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultularının büyük bir yaklaşıklıkla birbirine paralel olduğunu, ancak Balkanlar'da bu para-

lelliğin bozulduğu görülmektedir. Balkanlar'da kalıntı mıknatıslanma doğrultularında görülen saat yönündeki dönme Karpatlar'ın bükülmesi olarak değerlendirilmektedir (Carey 1958, Stefanovic ve Veljovic 1968). Sözü edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultularından bu blokların duraylı Avrupa'ya göre dönme hareketlerinin saatin tersi yönünde 35-50°'ler arasında değiştiği söylenebilir (Zijderveld ve Van der Voo 1973). Diğer taraftan Türkiye, Lübnan, İsrail ve Arabistan yarımadasına ait kalıntı mıknatıslanma doğrultuları Afrika'ya göre saatin tersi yönünde 9-28°'ler arasında değişen bir dönme göstermektedir. Kuzeybatı İran'a ait Üst Kretase kalıntı mıknatıslanma doğrultusu ise diğer kalıntı mıknatıslanma doğrultularından oldukça farklı görülmektedir. Afrika paleo-izoklinlerine göre konumu incelendiğinde, İran levhasının Afrika'ya göre saat yönünde yaklaşık 25° dönmüş olduğu söylenebilir.

Şekil 2, Avrupa'ya ait Eosen devrine ait ortalama kutup pozisyonlarından yararlanarak çizilmiş olan paleo-izoklinlerini ve Türkiye ile İran'a ait Eosen kalıntı mıknatıslanma doğrultularını göstermektedir. Şekilden açıkça görüldüğü gibi, her iki levhaya ait kalıntı mıknatıslanmaların eğim açıları paleo-izoklinlerle çok iyi uyum içinde olmasına karşın, sapma açıları paleo-izoklinlere dik bulunmamaktadır. Bu da levhaların Avrupa'ya göre dönme hareketi yapmış olduklarını açıkça göstermektedir. Türkiye'ye ait Eosen doğrultularının bir tanesi (47° eğim açısına sahip) Kuzey Anadolu Fayının kuzeyinden (Mesudiye), diğerleri ise fay zonunun güneyinden (Sivas civarı) elde edilmiştir. Mesudiye'ye ait kalıntı mıknatıslanma doğrultusu Avrupa paleo-izoklinlerine daha yakın olmakla beraber saatin tersi yönünde 15-20° dönme göstermesine karşılık Sivas civarından elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultusu saatin tersi yönünde 40-45° dönme göstermektedir (Baydemir 1982). İran'a ait farklı yöreden elde edilen Eosen ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultuları ise birbirleri ile çok iyi uyumluluk göstermektedir. Bu doğrultulardan yararlanarak İran levhasının Avrupa'ya göre saat yönünde 45° dönmüş olduğunu söylemek olanaklıdır.

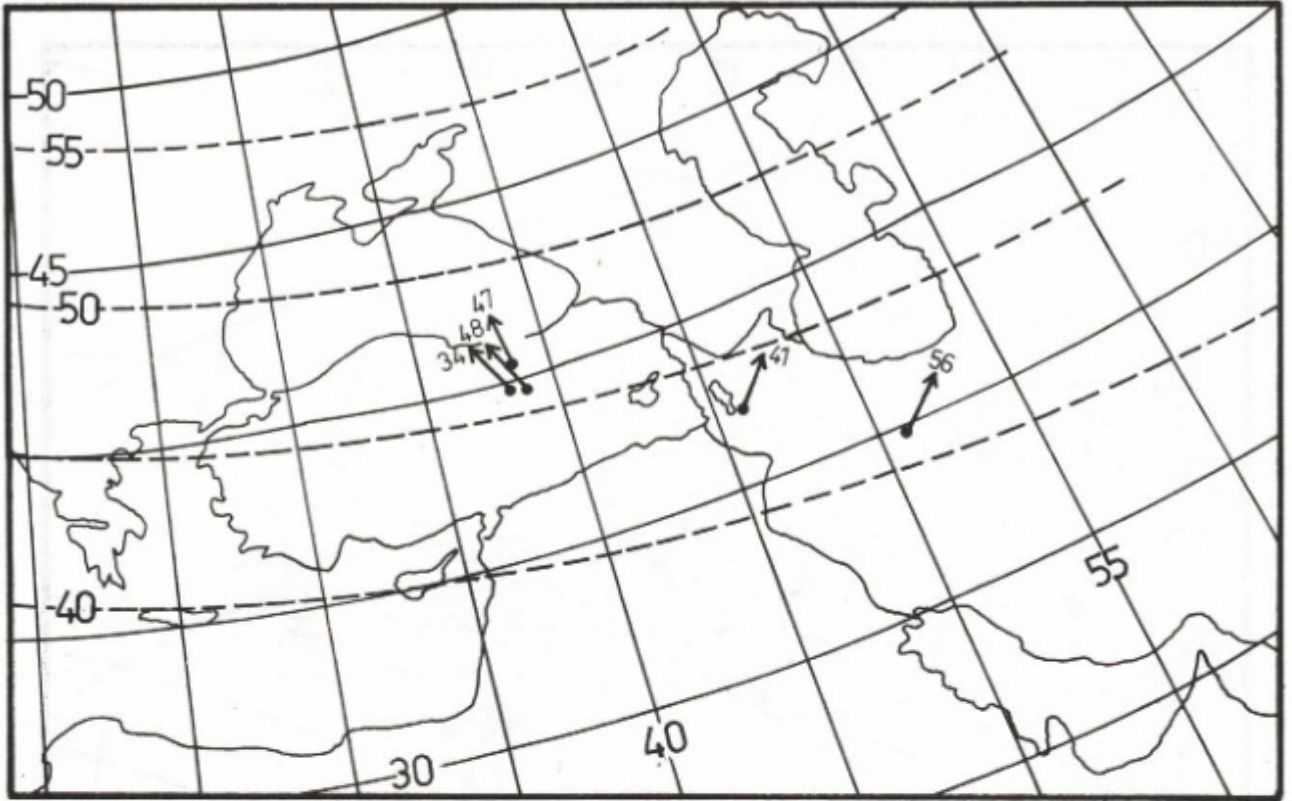
Çizelge 1. Türkiye ve İran'a Ait Paleomagnetik Sonuçlar
Table 1. Paleomagnetic Results from Turkey and Iran

BÖLGE	YAŞ	DEC.	INC.	α 95	PALEO		α 95	KAYNAK
					Lat	Long		
Orta Elbruz	Eosen	51	56	—	49N	125E	10	Bina ve diğerleri, 1977 İRAN Bayburdi, 1978
Maragah	Eosen	44	41	2	51N	143E	4	
Ortalama		47	48.55	13.5	50N	133E	10	
Maragah	Üst Kretase	26	36	1	62N	167E	1	
Mesudiye	Eosen	350	47	8	75N	271E	9	Baydemir, 1982 TÜRKİYE Baydemir, 1982 Van der Voo, 1968
İmranlı	Eosen	326	34	5	54N	283E	5.1	
Tunceli	Eosen	333	48	8.5	65N	264E	6	
Ortalama		336	44	7	65N	274E	11	
Gümüşhane	Üst Kretase	346	40	7	69N	261E	3.5	Van der Voo, 1968 Orbay, 1979 Orbay ve Bayburdi, 1978 Orbay, 1979 Orbay ve Baydemir, 1986 Orbay ve diğerleri, 1983 Orbay ve diğerleri, 1983
Bolu	" "	346	45	13	75N	279E	13	
Mesudiye	" "	347	50	9.6	75N	275E	10	
Varto	" "	339	32	3	62N	279E	3.5	
Hasançelebi	" "	321	49	9	63N	271E	9.5	
Sinop	" "	332	46	—	64N	287E	—	
Sinop	" "	322	40	—	53N	284E	—	
Ortalama	" "	336	44		66N	277E	6	



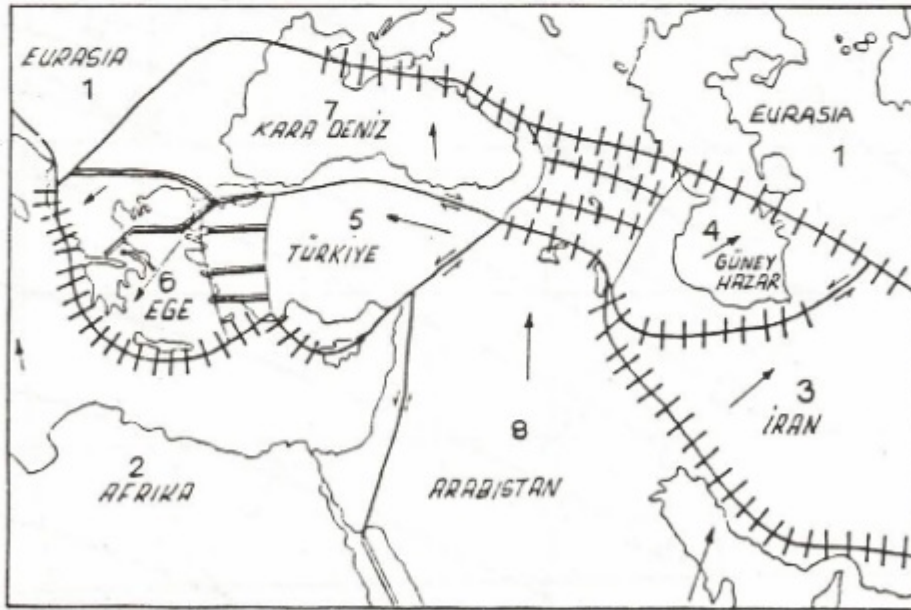
Şekil 1. Avrupa ve Afrika'ya ait Kretase ortalama kutup pozisyonlarından elde edilen paleo-ıçoklinler ve çeşitli ülkelerden elde edilmiş olan kalıntı mıknatıslanma doğrultuları.

Fig. 1. The obtained paleo-isoclines from Cretaceous mean pole positions of Europe and Africa and directions of remanent magnetization from Mediterranean and near east countries.



Şekil 2. Avrupa'nın Eosen kutup pozisyonlarının ortalamasından elde edilen paleo-izoklinler ve Türkiye ile İran'a ait Eosen kalıntı mıknatıslanma doğrultuları.

Fig. 2. The obtained paleo-isoclines from Eocene pole positions of Europe and directions of remanent magnetization from Turkey and Iran.



Şekil 3. McKenzie (1972) tarafından ileri sürülen levhalar ve hareket yönleri.

Fig. 3. The plate model and directions of the movements of the plates (McKenzie 1972).

Çizelge 2. Akdeniz ve Yakınoğu Bölgesine Ait Kretase Paleomağnetik Doğrultular ve Kutup Pozisyonları

Table 2. Cretaceous Paleomagnetic Directions and Pole Positions from the Mediterranean and Near East Regions

BÖLGE	Dec.	Inc.	Kutup Pozisyonları		e ₉₅	Kaynaklar
			Paleolat	Paleolong		
İberik Yarımadası	347.0	37.2	68.7 N	207 E	8° .0	Watkins and Richardson, 1968
(Orta Portekiz)	352.0	42.0	73.5 N	190 E		Van der Voo, 1969
İTALYA	317.0	47.0	51.1 N	270.0 E		Lowrie and Alvarez, 1975
	318.0	49.0	(Mean Pole Position)			Lowrie and Alvarez, 1975
	353.0	43.0				Lowrie and Alvarez, 1975
(SİCİLYA)	348.0	11.0	57.0 N	216.0 E		Barberi, et al, 1974
	343.0	40.0	69.0 N	244.0 E		Barberi, et al, 1974
YUGOSLAVYA	38.0	49.0	56.0 N	100.0 E		Stefanovic and Veljovic, 1968
	49.0	39.0	44.0 N	99.0 E		Stefanovic and Voljovic, 1968
	356.0	76.0	70.0 N	17.0 E		Nazharov and Velevis, 1974
BULGARİSTAN	335.0	71.0	70.0 N	339.0 E		Nazharov and Velevis, 1974
	348.0	61.0	81.0 N	293.0 E		Nazharov and Velevis, 1974
	311.0	67.0	56.0 N	322.0 E		Nazharov and Velevis, 1974
	354.0	73.0	73.0 N	16.0 E		Nazharov and Velevis, 1974
	12.0	38.0	66.0 N	177.0 E		Vollstadt and et al, 1968
YUNANİSTAN	334.0	22.0	53.0 N	248.0 E		Pucher and et al, 1974
TÜRKİYE						
Gümüşhane	346.0	40.0	69.5 N	261.0 E	7° .0	Van der Voo, 1968
"	333.0	36.0	60.5 N	278.0 E	11° .0	Van der Voo, 1968
Niksar	320.0	36.0	51.0 N	244.0 E		Van der Voo, 1968
Bolu	340.0	58.0	73.0 N	338.0 E		Orbay, 1979
Varto	354.0	36.0	70.0 N	238.0 E		Orbay, 1979
"	339.0	32.0	62.0 N	279.0 E	6 .0	Orbay, 1979
Mesudiye	347.0	50.0	75.3 N	275.0 E	10 .0	Orbay and Bayburdi, 1979
LÜBNAN	314.0	10.0	38.0 N	282.0 E	5 .5	Van Dongen and et. al, 1974
İSRAİL	345.0	14.0	42.0 N	264.0 E		Nur and Helsley, 1967
GÜNEY ARABİSTAN	353.0	24.0	83.0 N	310.0 E		Irwing, 1964
	0.0	21.0	81.0 N	255.0 E		Tarling, Sanver, Rutching, 1967
İRAN	26.0	36.0	62.0 N	167.0 E	2° .5	Bayburdi, 1978
AFRİKA (Mozambik)	336.0	54.0	62.0 N	259.0 E	3°	Gough and Opdyke, 1963

SONUÇLAR

Bilindiği gibi, Afrika ve Avrasya arasında kalan levhaların hareketi, Afrika levhasının kuzeye doğru olan hareketi ile çok yakın ilişkilidir. Günümüzde, levha tektoniğine dayalı olarak ileri sürülen görüşler, levhalar üzerinden elde edilen paleomağnetik, jeolojik veriler yanında yakın geçmişte oluşmuş olan depremlerle meydana gelen yer değiştirmelere, depremlere ait odak mekanizma çözümlerine, v.b. dayanmaktadır. Bu verilere dayanarak ortaya birtakım modeller konulmuştur. Türkiye ve İran'da içine alan böyle bir model McKenzie (1972) tarafından verilmiştir (Şekil 3). Şekil incelendiğinde, hem Türkiye hem de İran levhalarının kuzeye hareketli olan Arabistan levhasının etkisinde kalarak, Türkiye'nin batıya, İran levhasının da kuzeydoğuya doğru hareket

ettiği görülmektedir. Nitekim, Şengör (1979) Kuzey Anadolu Fayının gelişimi, Arap levhası ve Rus platformu arasında sıkışarak kalınlaşan Anadolu levhasının bu kompresif stresi daha fazla özümseyemeyerek batıya doğru hareket etmesi şeklinde açıklamıştır.

Türkiye ve İran'dan elde edilen Üst Kretase ve Eosen paleomağnetik verilerinden elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultularının sırasıyla, saatin tersi ve saat yönünde bulunuşları, Arabistan levhasının kuzeye hareketi sonunda Türkiye ve İran levhalarının birbirlerinin aksi yönünde hareketini çok açık bir şekilde ortaya koymaktadır.

KATKI BELİRTME

Çalışmaya olan değerli katkılarından dolayı Sayın Dr. Niyazi Baydemir'e teşekkürü bir borç bilirim.

KAYNAKLAR

- Barberi, F., Civetta, L., Gasparini, P., Innocenti, F., Scandone, P. 1974, Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary, Paleomagnetic and volcanological evidence from Sicily, *Earth and Planet Sci. Lett.* 22, 123-132.
- Bayburdi, A. 1978, Kuzeybatı İran'ın Paleomagnetizması, Doktora tezi, İ.U. Fen Fakültesi, İstanbul.
- Baydemir, N. 1982, Doğu Karadeniz Bölgesi Eosen Volkaniklerinin Paleomagnetizması, Doktora tezi, İ.U. Yerbilimleri Fakültesi.
- Bina, N.M., Prevot, M., Motamed, A., and Daly, L. 1977, Paleomagnetic evidence for a large rotation of central Elbruz (Iran) since Eocene time, IAGA/IAMAP General Assembly, Seattle, Abstracts, GA, 359-104.
- Carey, S.W. 1958, A tectonic approach to continental drift, in *Continental drift, a symposium*, Carey, S.W. (ed.), Tasmania Univ., Hobart, 177-355.
- Creer, K.M. 1970, A review of paleomagnetism, *Earth Sci. Rev.* 6, 369-466.
- De Boer, J. 1965, Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys, *J. Geophys. Res.* 70 (4), 931-44.
- Evans, I., Hall, S.A., Carman, M.F., Senalp, M., and Coşkun, S. 1982, A paleomagnetic study of the Bilecik limestones (Jurassic) northwestern Anatolia, *Earth and Planetary Sci. Lett.* 61, 199-208.
- Gough, D.I., and Opdyke, N.D. 1963, The paleomagnetism of the Lupata alkaline volcanics, *Geophys. J.* 7, 457-468.
- Gregor, C.B., and Zijderfeld, J.D.A. 1964, Paleomagnetism and the alpine tectonics of Eurasia, I. The paleomagnetism of some Permian red sandstones from northwestern Turkey, *Tectonophysics* 1 (4), 289-306.
- Irwing, E. 1964, *Paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems*, Wiley, New York.
- Lowrie, W. and Alvarez, W. 1975, Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian Peninsula, *J. Geophys. Res.* 80, 11-1579.
- McKenzie, D.P. 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 30, 109-158.
- Orbay, N. 1979, The paleomagnetic study of the North Anatolian Fault Zone, *Rev. De la Fac. des Sci. de l'Univ. d'Istanbul (Serie C)* 44, 23-29.
- Orbay, N., and Bayburdi, A. 1979, Paleomagnetism of dykes and tuffs from the Mesudiye region and rotation of Turkey, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 59, 437-444.
- Orbay, N., Özdoğan, İ., Baydemir, N. ve Işıkara, A.M. 1983, Sinop bölgesi Kretase volkaniklerinin paleomagnetizması, T.B.T.A.K. VII. Bilim Kongresi yayını, 147-156.
- Orbay, N. ve Baydemir, N. 1987, Hasançelebi yöresi Üst Kretase volkaniklerinin paleomagnetizması, *Jeofizik* 1 (bu sayı), 167-175.
- Pucher, R., Bannert, D., Formm, K. 1974, Paleomagnetism in Greece: Indications for relative block movement, *Tectonophysics* 22, 31-39.
- Nazharov, P.B. and Velevis, D. 1974, Paleomagnetism of some Upper Cretaceous volcanites in the Timok eruptive region and Srednogiye, *Comptes rendus de l'Academie Bulgare des Sci.* 27 (2), 199-202.
- Nur, A. and Helsley, C.E. 1967, The paleomagnetism of Cretaceous rocks from Israel (Abstract), *Trans. Am. Geophys. Union* 48 (1), 83.
- Sanver, M. 1968, A paleomagnetic study of Quaternary volcanic rocks from Turkey, *Physics Earth Planet Interiors* 1, 403-21.
- Sanver, M. ve Ponat, E. 1981, Kırşehir ve dolaylarına ilişkin paleomagnetik bulgular, Kırşehir masifinin rotasyonu, *İstanbul Yerbilimleri Dergisi* 2 (3/4), 231-238.
- Stefanovic, D. and Veljovic, D. 1968, Paleomagnetism and tectonics of the Carpatho-Balkan arc, *Simpozijio Mohorovicicovm diskontinuitetu*, Zagreb, 331-350.
- Şengör, A.M.C. 1979, The North Anatolian Transform Fault: Its age, offset and tectonic significance, *Geological Soc. of London J.* 136, 269-282.
- Tanling, D., Sanver, M., Hutchings, A.M. 1967, Further paleomagnetic results from the Federation of South Arabia, *Earth Planet Sci. Lett.* 2, 148-154.
- Tonger, S. 1979, Kırşehir Masifinin Paleomagnetizması, Doktora tezi, İ.U. Yerbilimleri Fakültesi, İstanbul.
- Van der Voo, R. 1968, Jurassic, Cretaceous end Eocene pole position from northeastern Turkey, *Tectonophysics* 6 (3), 251-269.
- Van der Voo, R. 1969, Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula, *Tectonophysics* 7 (1), 5-56.
- Van Dongen, P.G., Van der Voo, R. and Raven, T. 1967, Paleomagnetism and the Alpine tectonics of Eurasia, part III, Paleomagnetic research in the Central Lebanon mountains and in the Tartous area (Syria), *Tectonophysics* 4 (1), 35-53.
- Van Hiltten, D. 1964, Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism, *Tectonophysics* 1, 3-71.
- Vollstadt, H., Rother, K. and Nazharov, P. 1968, The paleomagnetic stability and the petrology of some Cenozoic and Cretaceous andesites of Bulgaria, *Earth Planetary Sci. Lett.* 3, 399-408.
- Watkins, N.D. and Richardson, A. 1968, Paleomagnetism of the Lisbon volcanics, *Geophys. J.* 15, 287-304.
- Zijderfeld, J.D.A. and Van der Voo, R. 1973, Paleomagnetism in the Mediterranean area: A review, in *Implications of continental drift to the Earth Sciences*, D.H. Tarling and S.K. Runcorn (ed.), Academic Press, London 1, 133-161.

HASANÇELEBİ YÖRESİ ÜST KRETASE VOLKANİKLERİNİN PALEOMAĞNETİZMASI

The Paleomagnetism of the Upper Cretaceous Volcanic Rocks from Hasançelebi Region

N. ORBAY* ve N. BAYDEMİR*

ÖZET

Hasançelebi yöresinden toplanan Üst Kretase yaşlı 36 el örneğinden elde edilen kutup pozisyonunun daha önce yapılmış çalışmaların sonuçlarıyla büyük bir uygunluk içinde olduğu ve sözü edilen jeolojik devir için bağlı dönme hareketinin Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde $45-50^\circ$ olduğu saptanmıştır.

ABSTRACT

Upper Cretaceous aged 36 oriented rock samples are collected from Hasançelebi region. The obtained mean pole position from these samples are shown very good agreement with other Upper Cretaceous pole positions which are resulted previous works especially Afrika, Israel and Lebanon. As a result, the Turkish plate has been rotated $45-50^\circ$ counterclockwise according to Europe since Upper Cretaceous.

GİRİŞ

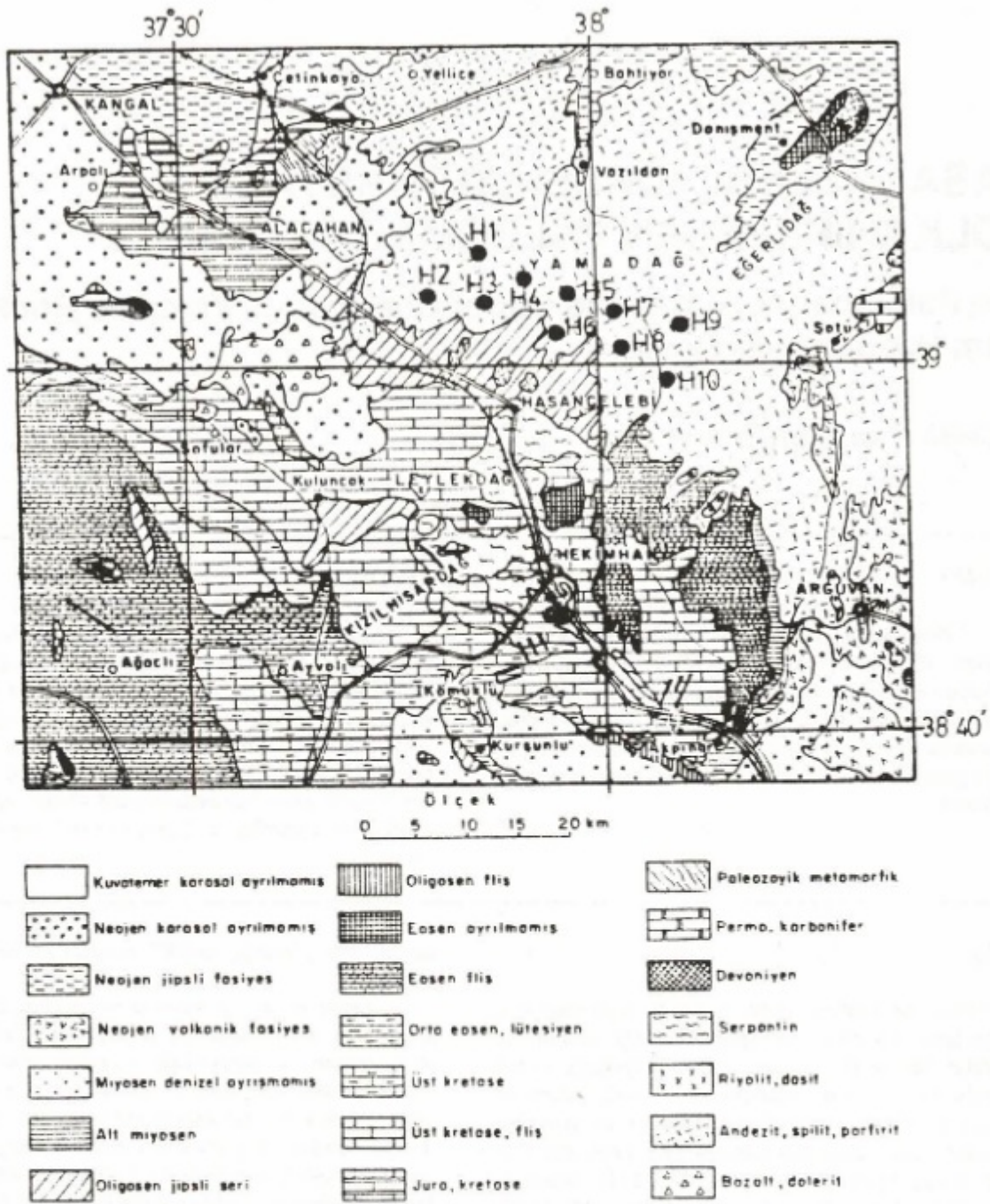
Türkiye'de bugüne kadar yapılmış paleomağnetik çalışmaların sayısının çok fazla olmadığı bilinen bir gerçektir. Sözü edilen bu çalışmaların çoğunluğu Kuzey Anadolu Fay Zonu bölgelerinde ve tektonik bakımdan oldukça aktif olan Üst Kretase dönemine ait kayalar-
dan elde edilen sonuçları içermektedir (Van der Voo 1968, Orbay 1979, Orbay ve Bayburdi 1979, Orbay ve diğ. 1983). Sözü edilen bu çalışmalardan elde edilen kutup pozisyonları Arabistan, Afrika ve Avrupa'dan saptanmış olan kutup pozisyonları ile karşılaştırıldığında, Türkiye kutup pozisyonlarının Avrupa sonuçlarından oldukça farklı, ancak İsrail ve Lübnan kutup pozisyonlarına daha yakın olduğu görülmüştür. Buradan hareketle Türkiye'nin Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde 50° kadar dönmüş olduğu ortaya konmuştur. Ayrıca, Sanver ve Ponat'ın (1981) Kırşehir masifinin Üst Kretase yaşlı volkanik kayaları üzerinde yapmış oldukları çalışma sonunda, bölgenin Üst Kretase'den günümüze kadar

saatin tersi yönünde $90-100^\circ$ dönmüş olduğunu saptamışlardır.

Çalışmanın amacı, Kretase ve özellikle Üst Kretase zamanında oluşan tektonik hareketlerle, Türkiye levhasının konumu ve hareketliliğine açıklık getirecek paleomağnetik veri zenginliğini sağlamak ve ortaya konacak olan tektonik modellerlere ışık tutmaktır. Bu amaçla, Kuzey Anadolu Fay Zonunun oldukça güneyinde bulunan Hasançelebi civarındaki Üst Kretase volkanik kayalarından yönlü el örnekleri alınmıştır. Şekil 1'de çalışma sahasının jeolojik haritası ve el örneklerinin yerleri gösterilmiştir.

Çalışma sahasının Üst Kretase'ye ait stratigrafik yapısı hakkında Kovenko (1940), Caput'un "Voyages d'etudes géologiques et géomorphogéniques en Turquie" adlı eserinde belirttiği stratigrafik çalışmaya dayanarak, Üst Kretase'nin ojitli gabbro unsurlarını ve nadiren eski kalker parçalarını içeren bir temel konglomerası ile başladığını ve konglomeranın üst seviyesinde serpantin çakıllarının bulunduğunu ifade etmektedir. Yazar, seri-

* İ.Ü. Müh. Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, İSTANBUL



Şekil 1. Çalışma bölgesinin jeolojik haritası ve örnek yerleri (S. Ulakoğlu'ndan alınmıştır).
Fig. 1. The geological map of the Hasançelebi area and sampling sites (After S. Ulakoğlu).

nin yeşil ve kırmızı renkli bir tüfoid serisi ile örtülü olduğu ve bu tüfoidin gerçek tüflerden başka bir şey olmadığı ve aralarda tüf ve lav parçalarını içeren konglomera tabakalarının bulunduğunu da belirtmektedir. Kovenko (1940) andezit ve bazalt lavlarıyla birlikte bulunan tüfoid serisinin arasına rüdistli kalker yataklarının girmiş olduğunu, daha yukarı doğru marn ve rüdistli breş kalker serisi ve bunların üzerinde de marnlı greler, daha sonra da şistler

olduğunu belirtmektedir.

Bölgede orojenik hareketlerin önemli bir safhası Üst Kretase'nin başlangıcında olmuş ve bunun sonucunda gabro masifi parçalanmıştır. Bu zamanda Bahçedam masifi olarak adlandırılan mikrosiyenitler yükselmiştir. Bu nedenle, Üst Kretase yaşlı volkanik malzeme Bahçedam masifi üzerinde bulunmamaktadır. Üst Kretase volkanizmasını takiben bölgede Eosen sonlarında volka-

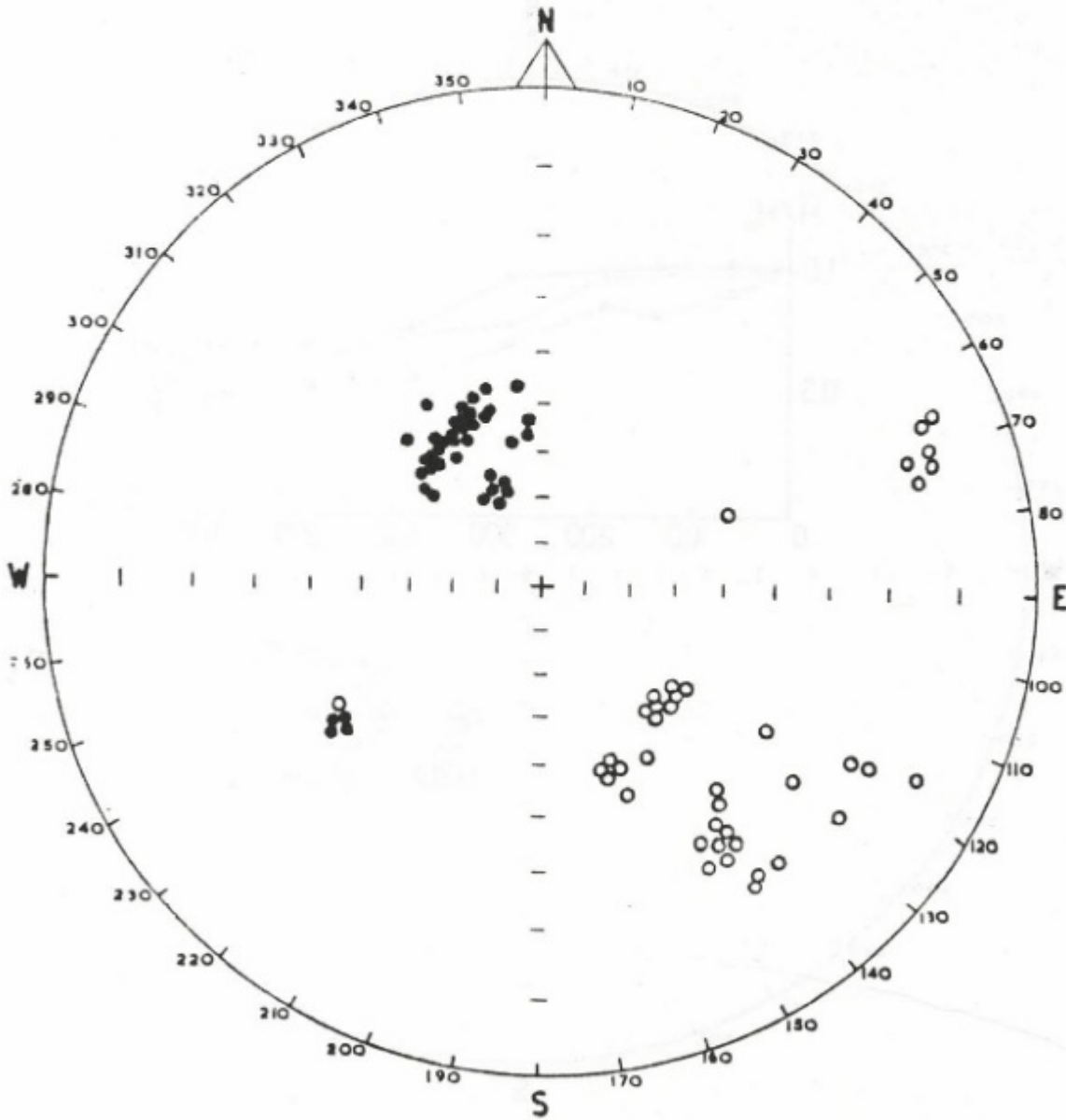
nizma ve plütonizma devam etmiş ve Üst Miyosen'de (Pliyosen) bazalt akıntıları ile son bulmuştur (Kovenko 1940, Stcherinsky 1963).

Şekil 1'de verilen jeolojik haritada Hasançelebi'nin yakın kuzeydoğusunda bulunan ayrılmamış andezit, spilit ve porfirite yayılımı Üst Kretase yaşına sahipken, Vazıldan ve Ereğlidağ yörelerinde Miyosen ve Pliyosen volkanizma egemendir.

KALINTI MIKNATISLANMA ÖLÇÜLERİ

Çalışmada, Şekil 1'den de izlenebileceği gibi, aynı jeolojik formasyonun 10 ayrı yerinden alınan 39 yönlü el örneğinden 118 adet ölçüye hazır silindirik örnek elde edilmiştir.

Elde edilen örneklerin ilk olarak doğal kalıntı mıknatıslanmaları ölçülmüş ve bunların dağılımları Şekil 2'de gösterilmiştir. Şekil incelendiğinde, gerek normal (içi dolu daireler) ve gerekse ters (içi boş daireler) doğal kalıntı mıknatıslanmalarının çok fazla saçılmalarının yanında, her iki tür kalıntı mıknatıslanma dağılımının tam bir dipol özelliğini yansıttığı da görülmektedir. Sözü edilen bu örneklerin gerçek kalıntı mıknatıslanma doğrultularının saptanması amacıyla her bir gruptan seçilen pilot örneğe 50 Oe'den 575 Oe kadar değişen alternatif manyetik alan uygulanmış ve istenmeyen kalıntı mıknatıslanmaların yok edilmesi amaçlanmıştır. Şekil 3'de üç pilot örneğin Wulff projeksiyonunda uygulanan alternatif alan değerlerine göre yön değişimleri ile alternatif



Şekil 2. Örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanma dağılımları.

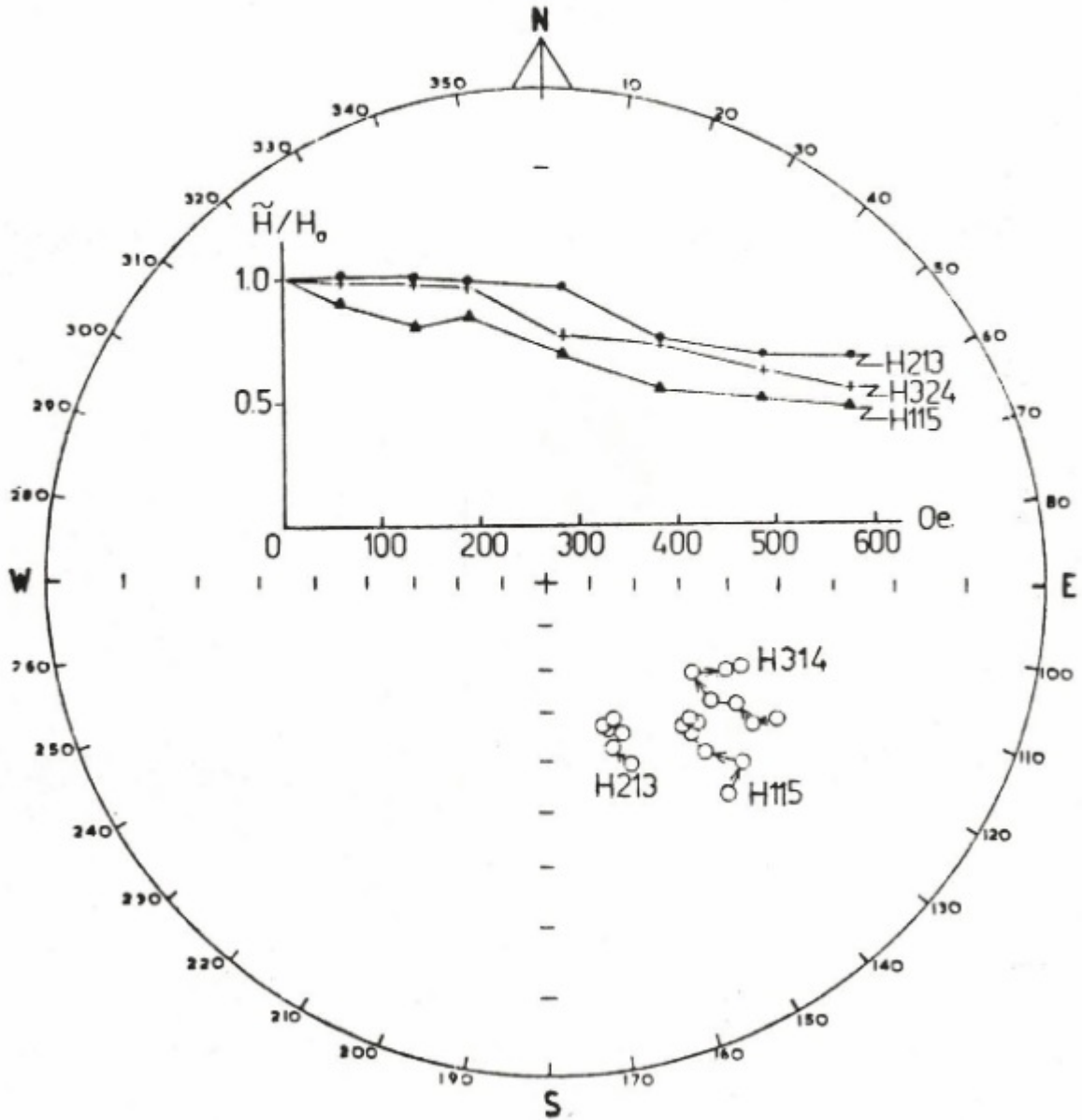
Fig. 2. The distribution of the natural remanent magnetization of the samples.

mağnetik alanla şiddet değişimlerinin grafiği verilmiştir. Aynı örneklerin en uygun temizleme adımını seçmeye olanak veren x, y ve z bileşen değerlerinin ortogonal projeksiyon üzerindeki davranışları da Şekil 4'de gösterilmiştir. Şekil 3 ve 4 birarada incelendiğinde pilot örneklerinin 192-287 Oe'lik alternatif magnetik alanlarda istenmeyen ikincil kalıntı mıknatıslanmalarından kurtulduğu söylenebilir.

Yapılan temizleme işlemleri sonucunda H5 dışında kalan tüm örneklerin duraylı bir kalıntı mıknatıslanmaya sahip olduğu görülmüştür. H5 örneklerinin duraysız olması nedeniyle bu örnekler çalışma dışı bırakılmış ve geriye kalan tüm örneklerin kalıntı mıknatıslanma dağılımları Şekil 5'de verilmiştir.

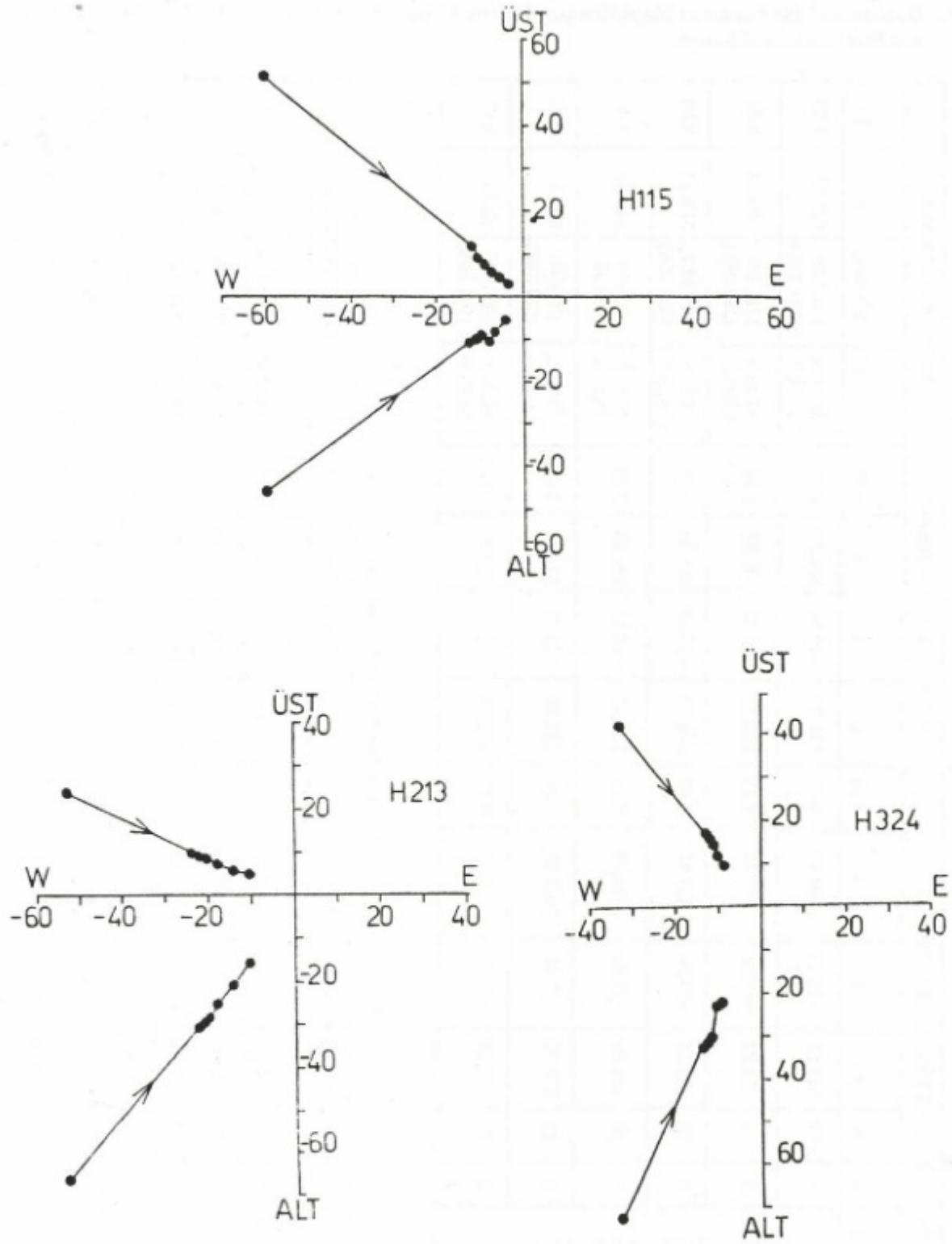
Doğal kalıntı mıknatıslanma dağılımı veren şekille (Şekil 2), Şekil 5 birarada incelendiğinde, istenmeyen mıknatıslanmaların kaldırılması ile kalıntı mıknatıslanma doğrultularının daha iyi gruplandığı görülmektedir. Tüm örneklerin gerçek kalıntı mıknatıslanma doğrultularının bulunabilmesi için uygulanması gereken tektonik düzeltme, söz konusu örneklerin alınmış olduğu formasyonun yatay olması nedeniyle yapılmamıştır.

Çizelge 1'de ele alınan örneklerin normal ve ters kalıntı mıknatıslanmalarına göre gruplandırılarak doğal kalıntı mıknatıslanma ile, temizleme sonrası elde edilen kalıntı mıknatıslanmaların sapma ve eğim açıları, grupların kutup pozisyonu değerleri ve bunlara ait istatistik parametreleri verilmiştir.



Şekil 3. Bazı pilot örneklerinin alternatif magnetik alan temizleme doğrultuları ve şiddetlerinin değişimi.

Fig. 3. The changing of the directions and intensities of the alternative magnetic cleaning of some pilot samples.



Şekil 4. Şekil 3'de verilen pilot örneklerinin x, y ve z kalıntı mıknatıslanma bileşenlerinin ortogonal eksenler üzerindeki değişimi.

Fig. 4. The changing on the orthogonal axes of the x, y and z components of the pilot samples which are given in Figure 3.

Çizelge 1. Temizleme Öncesi ve Sonrası Örneklerin Kalıntı Miknatıslanma Doğrultuları, İstatistiksel Parametreleri ve Kutup Pozisyonları

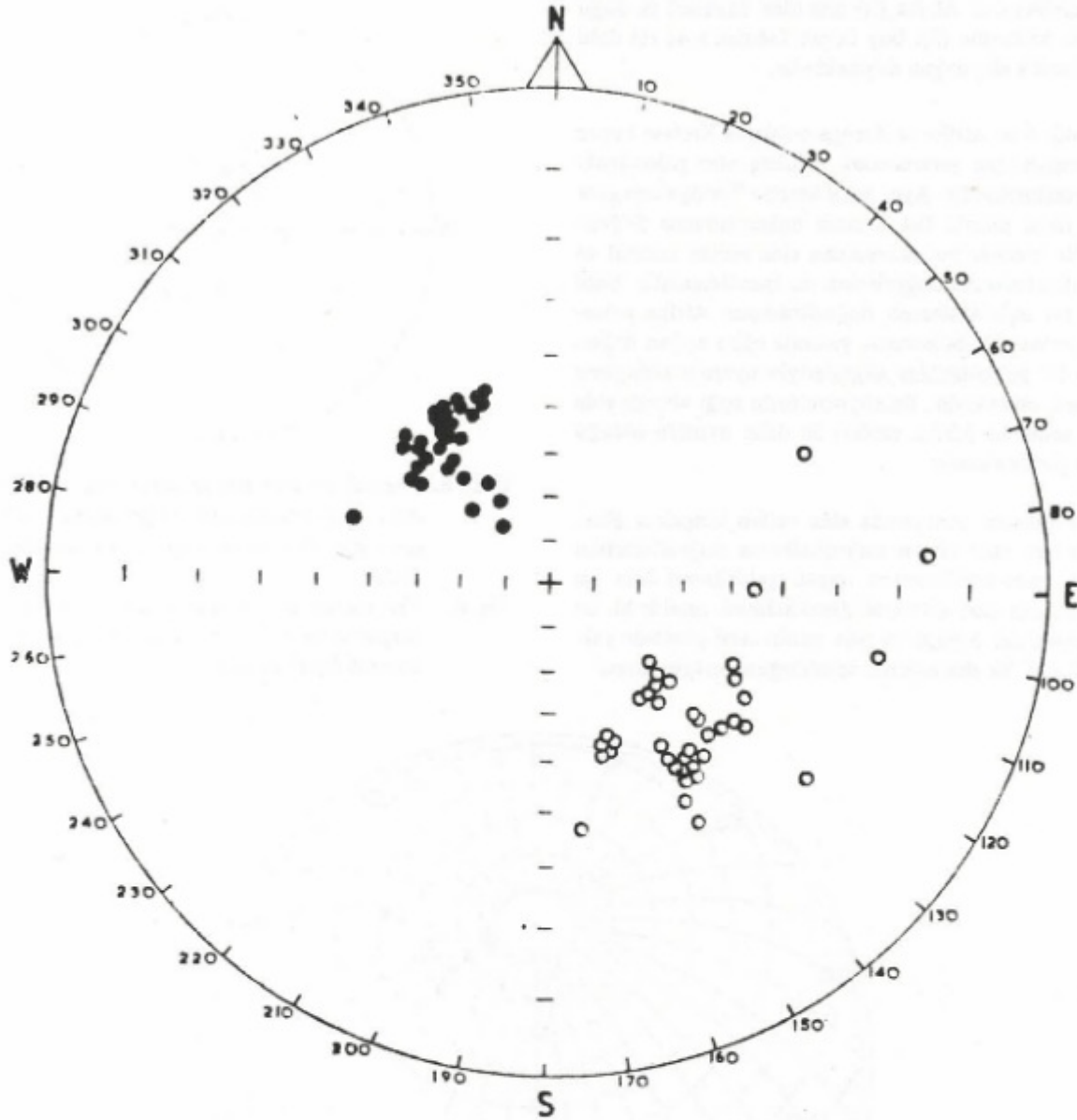
Table 1. Directions of the Remanent Magnetization, Statistical Parameters Before and After A.C. Magnetic Cleaning and Pole Positions of Samples

TERS MIKNATISLANMALAR

DOĞAL KALINTI MIKNATISLANMA										A.C. TEMİZLEME SONRASI				KUTUP POZİSYONLARI			
ÖRNEK KOD NO.	YAŞ	S	N	D	I	k	α 95	D	I	k	α 95	Paleolat.	Paleolang	k	95		
H ₁		4	10	143.45	-23.17	209.19	3.06	141.01	-40.64	381.26	2.26	53.50 S 53.50 N	114.24W (294.24E)	345.82	2.38		
H ₂		4	12	154.22	-42.92	74.61	6.12	153.72	-49.99	90.55	5.56	67.46 S 67.46 N	115.06W (295.06E)	60.30	6.81		
H ₃		4	14	133.14	-50.56	137.87	3.97	135.06	-57.34	965.40	1.50	55.25 S 55.25 N	141.10W (321.10E)	513.27	2.06		
H ₄		4	10	121.93	-19.60	74.69	6.61	123.47	-42.69	184.53	3.89	40.77 S 40.77 N	128.90W (308.9E)	143.62	4.41		
H ₆		4	14	235.00	-37.11	1651.83	1.54	141.36	-33.07	44.36	10.50	50.99 S 50.99 N	107.08W (287.08E)	52.44	9.66		
Ortalama		5	-	152.17	-41.44	5.05	27.85	138.91	-45.15	45.53	9.27	54.21 S 54.21 N	121.85W (301.85E)	42.24	9.63		

NORMAL MIKNATISLANMALAR

DOĞAL KALINTI MIKNATISLANMA										A.C. TEMİZLEME SONRASI					KUTUP POZİSYONLARI			
ÖRNEK KOD NO.	YAŞ	S	N	D	I	k	α 95	D	I	k	95	Paleolat.	Paleolong	k	95			
H ₇		4	15	381.84	53.24	192.90	2.90	315.14	51.08	343.13	2.27	53.25 N	229.10E	241.69	2.71			
H ₈		4	10	333.75	50.57	701.56	1.76	327.60	48.31	611.23	2.00	61.85 N	242.12E	591.17	2.03			
H ₉		4	12	332.87	66.20	796.41	1.87	314.38	63.29	39.54	9.08	57.24 N	205.44E	24.35	11.58			
H ₁₀		4	11	344.27	51.45	113.65	4.64	339.82	46.77	556.21	2.65	70.19 N	259.57E	391.08	3.17			
Ortalama		4	—	332.70	55.71	72.37	8.22	235.50	52.81	59.75	9.05	61.93 N	230.98E	40.63	10.98			



Şekil 5. İkincil mıknatıslanmalarından arındırılmış örneklerin kalıntı mıknatıslanma dağılımları.

Fig. 5. The distribution of the remanent magnetizations of the samples after alternative magnetic cleaning.

SONUÇLAR

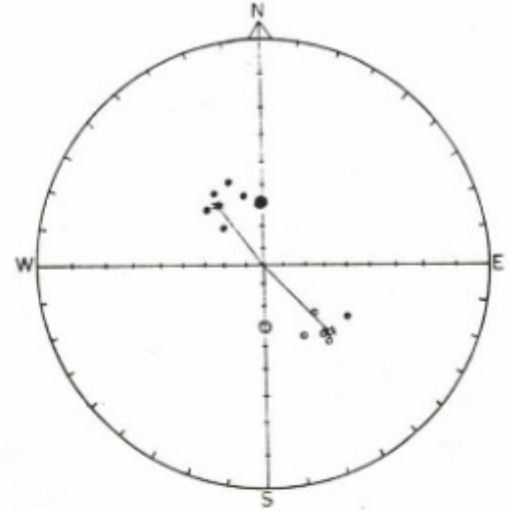
Çizelge 1'de verilen normal ve ters mıknatıslanmaya sahip herbir örnek grubuna ait ortalama mıknatıslanma doğrultuları yanı sıra bu grupların da ortalama değerleri alınarak bulunan normal ve ters mıknatıslanmaların doğrultuları Şekil 6'da gösterilmiştir. Şekil incelendiğinde, ortalama normal mıknatıslanma doğrultusunun günümüzdeki dipol doğrultusuna göre saatin tersi yönünde 36° kadar dönmüş olmasının yanında, ters mıknatıslanmaya sahip örneklerin ortalamasının da buna yakın (42°) bir değerde döndüğü açıkça görülmektedir. Normal

ve ters mıknatıslanma doğrultuları arasındaki 6° 'lik fark temel olarak bu mıknatıslanmalara sahip olan kayaların aynı jeolojik zaman içinde, fakat farklı dönemlerdeki volkanik aktivite sonunda oluşmuş olmasına bağlanabilir. Sözü edilen bu iki grubun ortalama doğrultularından elde edilen kutup pozisyonlarından Üst Kretase için saptanan ortalama kutup pozisyonu ($271^\circ\text{E}; 63^\circ\text{N}$) daha önce yapılmış çalışmalardan elde edilenlerle (Van der Voo 1968, Orbay 1979, Orbay ve Bayburdi 1979, Orbay ve diğ. 1983) birlikte incelendiğinde (Şekil 7) çok iyi bir uyumun olduğu görülmektedir. Şekil 7'den açıkça görüldüğü gibi, Türkiye verileri, Avrupa verilerinden (içi

boş daireler) çok Afrika (içi artı olan daireler) ve doğu Akdeniz verilerine (içi boş üçgen Lübnan'a ve içi dolu üçgen İsrail'e ait) uygun düşmektedir.

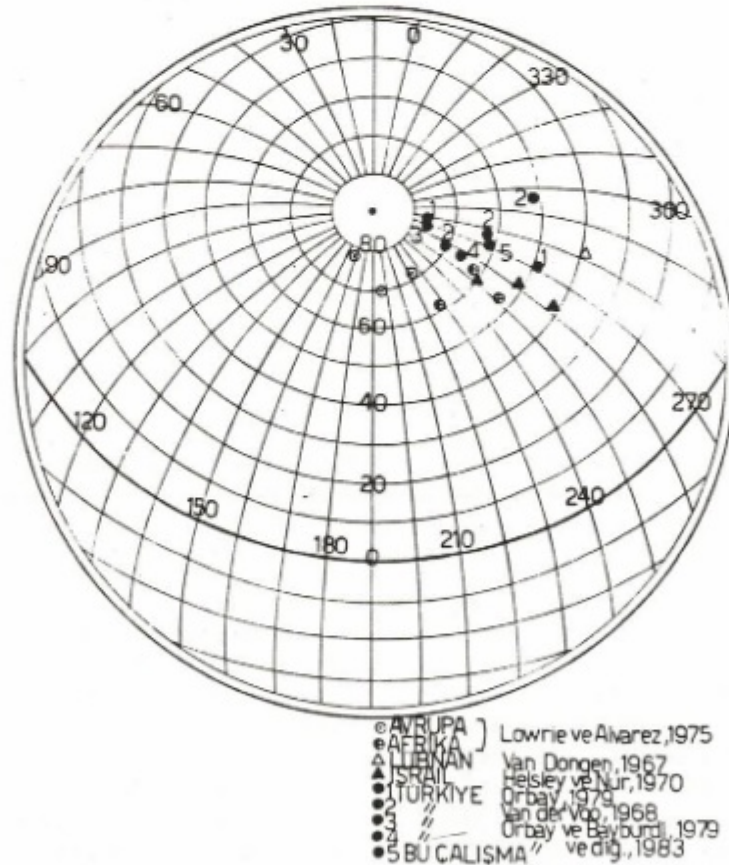
Şekil 8'de Afrika ve Avrupa ortalama Kretase kutup pozisyonlarından yararlanarak çizilmiş olan paleo-izoklinler görülmektedir. Aynı şekil üzerine Türkiye'den elde edilen daha önceki Üst Kretase mıknatıslanma doğrultuları ile birlikte bu çalışmadan elde edilen normal ve ters mıknatıslanma doğrultuları da işaretlenmiştir. Sözü edilen bu mıknatıslanma doğrultularının Afrika paleo-izoklinlerine dik bulunması yanında eğim açıları değerlerinin de paleo-izoklin değerleriyle uyumlu olduğunu söylemek olanaklıdır. Bu söylenenlerin ışığı altında elde edilen sonucun Afrika verileri ile daha uyumlu olduğu açıkça görülmektedir.

Bu çalışma sonucunda elde edilen bulgulara göre, Türkiye'den elde edilen mıknatıslanma doğrultularının Avrupa paleo-izoklinlerine uygun gelebilmesi için bu doğrultuların saat yönünde döndürülmesi gerekir ki, bu da Türkiye'nin Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde yaklaşık $45-50^\circ$ lik dönmesinin varolduğunu ortaya koyar.



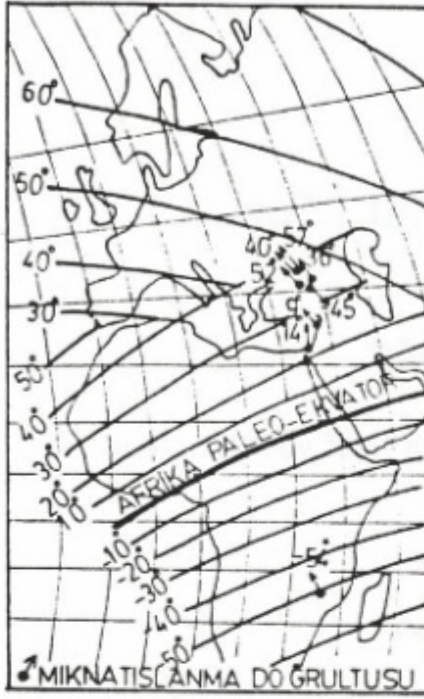
Şekil 6. Normal ve ters mıknatıslanmaya sahip örneklerin grup ortalamaları ile grupların ortalamalarının günümüz dipol doğrultusundan olan farklığı.

Fig. 6. The means of the normal and revers remanent magnetizations and their difference from present dipole direction.



Şekil 7. Türkiye, Lübnan, İsrail, Avrupa ve Afrika'ya ait Kretase kutup pozisyonlarının birbirlerine göre olan konumları (Açıklama için metne bakınız).

Fig. 7. The situations of the Cretaceous pole positions from Turkey, Lebanon, Israel, Europe and Africa (see text).



Şekil 8. Avrupa ve Afrika ortalama Kretase kutup pozisyonlarından elde edilmiş olan paleo-izoklin eğrileri ve Türkiye'den elde edilmiş olan kalıntı mıknatıslanma doğrultularının bu eğrilere göre konumları.

Fig. 8. The paleo-isoclines obtained from Africa and Europe Cretaceous pole positions and the situations of the remanent magnetization directions obtained from Turkey.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın gerçekleşmesinde büyük katkıları olan M.T.A. Enstitüsü, Jeofizik Etüd Dairesi, Mağnetik servis elemanlarına, jeolojik haritanın hazırlanması ve örneklerin ince kesitlerinin incelenmesindeki katkılarından dolayı Yard. Doç. Dr. Semih Ulakoğlu'na teşekkür ederler.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Helsley, C.E. and Nur, A. 1970, The paleomagnetism of Cretaceous rocks from Israel, Earth Planet. Sci. Lett. 8, 403-410.
- İzdar, E. 1963, Doğu Hekimhan-Hasançelebi (Doğu Anadolu) Bölgesinin Yapısı, Mağnetizma ve Cevher Yatakları, M.T.A. yayını.
- Kovenko, V. 1940, Hasançelebi mıntıkası demir yatakları, M.T.A. yayını 5, 1/8, 75-83.
- Lowrie, W. and Alvarez, W. 1975, Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian Peninsula, J. Geophys. Res. 80, 11.
- Orbay, N. 1979, Paleomagnetic study of the North Anatolian Fault Zone, Rev. de la Fac. des Sci. de l'Univ. d'Istanbul (Serie C) 44, 23-29.
- Orbay, N. and Bayburdi, A. 1979, Paleomagnetism of dykes and tuffs from the Mesudiye region and rotation of Turkey, Geophysical J.R. Astr. Soc. 59, 437-444.
- Orbay, N., Özdoğan, İ., Baydemir, N., Işıkara, A.M. 1983, Sinop bölgesi Kretase volkaniklerinin paleomağnetizması, T.B.T.A.K. VII. Bilim Kongresi Yayını, 147-156.
- Sanver, M. and Ponat, E. 1980, Paleomagnetism of the Magmatic Rocks in Kırşehir and Surrounding Area, Publication of Kandilli Observatory.
- Stchepinsky, V. 1944, Malatya bölgesinin jeolojisi ve mineral varlıkları, M.T.A. Yayını 31, 79-93.
- Van der Voo, R. 1968, Jurassic, Cretaceous and Eocene pole position from North eastern Turkey, Tectonophysics 6 (3), 251-269.
- Van Dongen, P.G. 1967, The rotation of Spain: Paleomagnetic evidence from the eastern Pyrenes, Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocal. 3 (4), 417-432.

RADON ÖLÇÜMLERİYLE DEPREMLERİN ÖNCEDEN SAPTANMASI

Radon Monitoring in Earthquake Prediction

Selahattin A. GÖKSEL*, E. Muhsin KÖKSAL*, Sedat YAŞAR* ve Hasan ALKAN*

ÖZET

Radon (Rn-222), yeryüzünden atmosfere normal olarak çok küçük miktarlarda yayılan bir radyoaktif asal gazdır. Radon sızıntısı aktif faylar üzerinde daha fazla olduğu, atmosferik koşullara ve muhtemelen çevredeki sismik faaliyetlere bağlı değişiklikler gösterdiği bilinmektedir. Yeryüzü derinliklerinden gelen radon, depremlerden önce bazı sistematik değişiklikler göstermekte ve yeryüzünde yapılan radon ölçümleri depremlerin önceden saptanmasına yardımcı olma umudu vermektedir.

Radon, potansiyel bir sağlık tehlikesi olarak önemlidir, zira uranyum madenlerinde olduğu gibi yüksek radon konsantrasyonu kansere yol açmaktadır. Ev ve diğer binalarda çok daha düşük konsantrasyonlarda bulunan radonun etkileri bilinmiyor ise de, ısı kaybını önlemek amacıyla izole edilmiş evlerdeki yüksek radon konsantrasyonu kamuoyunda endişe yaratmaktadır. Bu nedenle radonun sürekli izlenmesi için uygun yöntemlerin bulunması gerekmektedir.

Evler içinde radon ölçümleri için bir "Pasif İz Kazıma" yöntemi geliştirilmiştir. Bu yöntemde, küçük bir plastik film parçası bir difüzyon kabı içine yerleştirilerek radon etkisine maruz bırakılmaktadır. Kab içine giren radon gazının yayınladığı alfa parçacıkları film üzerine izler bırakmaktadır. Radonun etkilediği film kimyasal bir yöntemle kazınarak alfa parçacık izleri bir mikroskop altında sayılmaktadır. Ölçülen iz yoğunluğunun radon konsantrasyonu ile orantılı olduğu varsayılarak ortalama radon konsantrasyonu hesaplanabilmektedir.

ABSTRACT

Radon (Rn-222) is a radioactive noble gas constantly emanated from earth into the atmosphere normally in minute amounts. Radon emanation is known to be anomalously large on active faults and to show temporal variations related to changing atmospheric conditions and possibly nearby seismic activities. Radon from deep in the ground has occasionally changed systematically prior to earthquakes, and near-surface measurements show promise of being a potential aid to earthquake prediction.

Radon is important as a possible hazard to health; radon in high concentrations, such as were present in uranium mines, led to lung cancer. The effects of much lower values usually found in houses and other buildings is unknown but public concern on higher radon levels caused by protecting houses against heat losses is increasing. It is therefore necessary to have suitable methods for monitoring radon.

A simple passive track etch method was developed for indoor radon measurements. A small piece of plastic film is placed inside bottom of a diffusion cup to expose to radon emanation. The radon gas move into the cup to emit alpha particles and to leave tracks in the film. The retrieved film is then chemically etched and alpha particle tracks are counted under a microscope. The average radon concentration is then calculated assuming that it is proportional to the measured track density.

* Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi - İSTANBUL

GİRİŞ

Dünyanın sismik bakımdan aktif bölgelerinde yaşayan insanların deprem felaketinden korunması ve meydana gelecek can ve mal kaybının azaltılması, bu tür şiddetli depremlerin meydana geliş zamanlarının yeteri kadar önceden ve yeteri kadar doğrulukla saptanması ile olasıdır.

Depremlerin önceden saptanması konusunda yapılan çalışmaların çoğu, depremlerden önce oluşan bazı fiziksel olayların ölçümüne dayanmaktadır. Bu tür fiziksel olaylar çok çeşitli olduğu gibi sayıca da oldukça fazladır. Bugün, özellikle Sovyetler Birliği, Japonya, Çin ve A.B.D.'de olmak üzere 200'den fazla bu tür deprem öncü işareti saptanmıştır (Cohen 1980, Press 1975).

Bilim ve mühendislik alanlarındaki son ilerlemeler dünyamızın birçok fiziksel karakteristiklerinin duyarlılıkla ölçülmesine olanak vermekte ve bu ölçümler sayesinde depremlerin önceden saptanmasına yönelik çalışmalar yapılmaktadır. Depremlerin önce düzgün değişiklikler gösteren bazı yeryüzü karakteristiklerine "deprem öncü işaretleri" adı verilmektedir. Derin yeraltı kuyu sularındaki radon konsantrasyonu ve yeryüzü radon sızıntısında gözlenen değişimler bu tür deprem öncü işaretleri arasında üzerinde önemle durulan belirtkenlerdir. (Press 1975).

Bu yazının konusu pasif radon detektörleri ile nükleer iz kazıma yöntemiyle aktif faylar yakınında yapılacak radon ölçümleri yoluyla depremlerin önceden saptanması olup, Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi (ÇNAEM) ev içi radon ölçümlerinde kullanılmak üzere geliştirilen pasif radon detektörleriyle Türkiye'de bir "Depremleri Önceden Saptama Sistemi" kurulması olanakları üzerinde durulmaktadır.

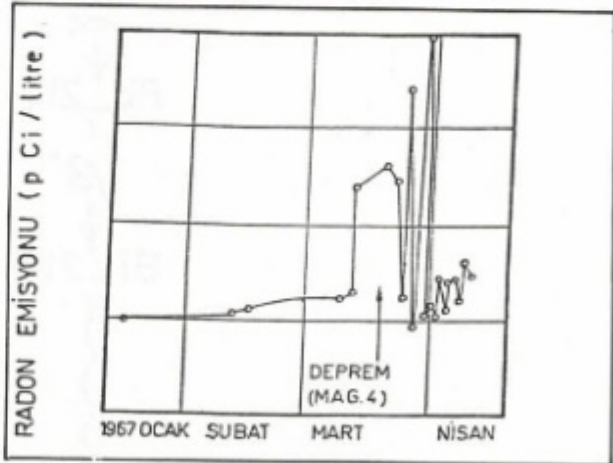
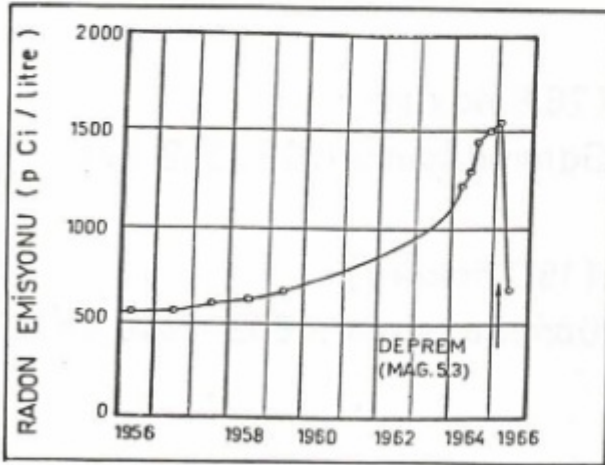
RADON ÖLÇÜMLERİYLE
DEPREMLERİN ÖNCEDEN SAPTANMASI

Radon ($Rn-222$) gazı, yarı-ömrü 4.5 milyar yıl olan radyoaktif Uranyum-238 ailesinin 13 üyesi arasında gaz olan tek element olup, bu ailenin 1600 yıl yarı-ömrü bir üyesi olan radyumun ($Ra-226$) bozulması sonucu meydana gelmektedir. Böylece meydana gelen radon, 3.8 gün yarı-ömrü kimyaca pasif radyoaktif bir asal gaz olmasına karşın, kısa yarı-ömrü bozulma ürünleri $Po-218$, $Bi-214$ ve $Po-214$ kimyaca aktif katı elementlerdir (Eisenbud 1963, Lowder ve Adams 1964).

Yerkabuğunda bulunan az miktardaki (ortalama 3 ppm) uranyumdan meydana gelen radon gazı, kayalar ve topraklar arasından atmosfere yayılmakta ve böylece atmosfer içinde yaklaşık 0.1 pCi/litrelik bir ortalama radon konsantrasyonu bulunmaktadır (Eisenbud 1963).

Diğer yandan yeraltı sularında basınç altında kolayca çözünen radon gazının konsantrasyonu, yüzey sularına göre çok daha yüksek olabilmektedir (Tanner 1964).

Son yıllarda Çin, Sovyetler Birliği ve A.B.D.'de yapılan araştırmalar, sismik bakımdan aktif bölgelerdeki kuyu ve diğer yeraltı sularındaki radon konsantrasyonundaki değişimlerin, depremleri önceden haber veren sinyaller olarak büyük önem taşıdığını göstermektedir (Fleischer 1980, King 1978a, King 1978b, Press 1975, Smith 1975). Yerkabuğundaki şekil değişimleri ve episantr alanı içinde veya yakınındaki kayalarda gerilmeler nedeniyle meydana gelecek genişlemeler sonucu kayalar dan yeraltı su sistemine radon geçişi artmaktadır. Bunun sonucu olarak da sismik faaliyetin başlamasından önce çevredeki kuyu ve kaynak sularındaki radon konsantrasyonunda da bir artış gözlenmektedir. Şekil 1'de 1966 ve 1967 Taşkent depremleri öncesi ve sonrası derin kuyu sularındaki radon konsantrasyonu değişimleri açık bir şekilde görülmektedir (Press 1975).



Şekil 1. Derin kuyu sularında Radon emisyonu değişimleri: Soldaki şekil 1966, sağdaki ise 1967 Taşkent depremleri öncesi ve sonrası radon emisyonlarını göstermektedir.

Fig. 1. Radon emission variations in deep wells water: Figures show Radon variations in Taşkent Earthquakes in 1966 and 1967.

Kuyu ve yeraltı sularındaki radon konsantrasyonu artışı ile bunu izleyen sismik faaliyetler arasında nicel bir bağlantının bulunup bulunmadığını saptamak amacıyla 1975 yılında Kaliforniya Üniversitesi Lawrence Berkeley Laboratuvarı (LBL) ile A.B.D. Ulusal Deprem Araştırma Merkezi'nde ortak bir araştırma ve izleme programı başlatılmıştır (Smith ve diğ. 1975).

Bu araştırmalarda radonun: (a) asal bir gaz olup kimyaca aktif olması; (b) 3.8 günlük radyoaktif yarı-ömrünün, önemli bir bölümünün, radyumdan meydana gelişinden itibaren 2 haftadan fazla bir süre ile mevcut olmasına olanak verecek kadar uzun olması; ve (c) su içinde kolaylıkla çözülmesi gibi özellikleri gözlenmiştir. Bu üç etkenin biraraya gelmesi sonucu radonun yeraltı sularıyla oldukça uzun zaman ve mekân içinde taşınması olasıdır.

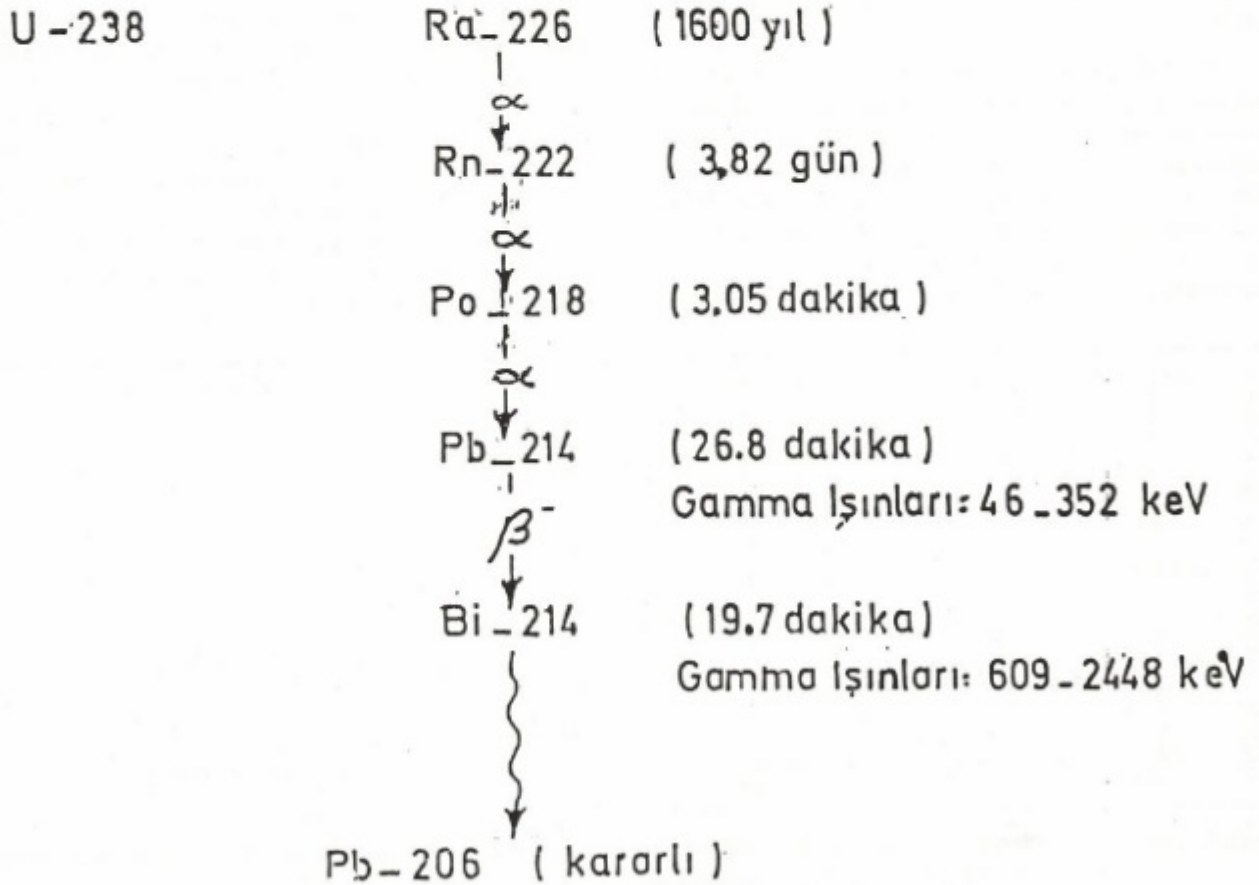
Şekil 2'de radonun ait olduğu Uranyum-238 radyoaktif ailesinin kısaltılmış bozulma şeması görülmektedir (Smith ve diğ. 1975). Şemadan görülebileceği gibi alfa parçacığı yayınlayıcı olan radonun gama ışınlarıyla doğrudan saptanması olası değildir. Bozulma ürünlerinden ikincisinin (Pb-214 ve Bi-214) yaydığı gama ışınlarıyla saptanması olanaklıdır (Alkan ve Göksel 1975, Fleisher ve diğ. 1980, King 1978a, King 1978b, Köksal ve diğ.

1985, Thomas ve Countess 1979, Urban ve Piesch 1981).

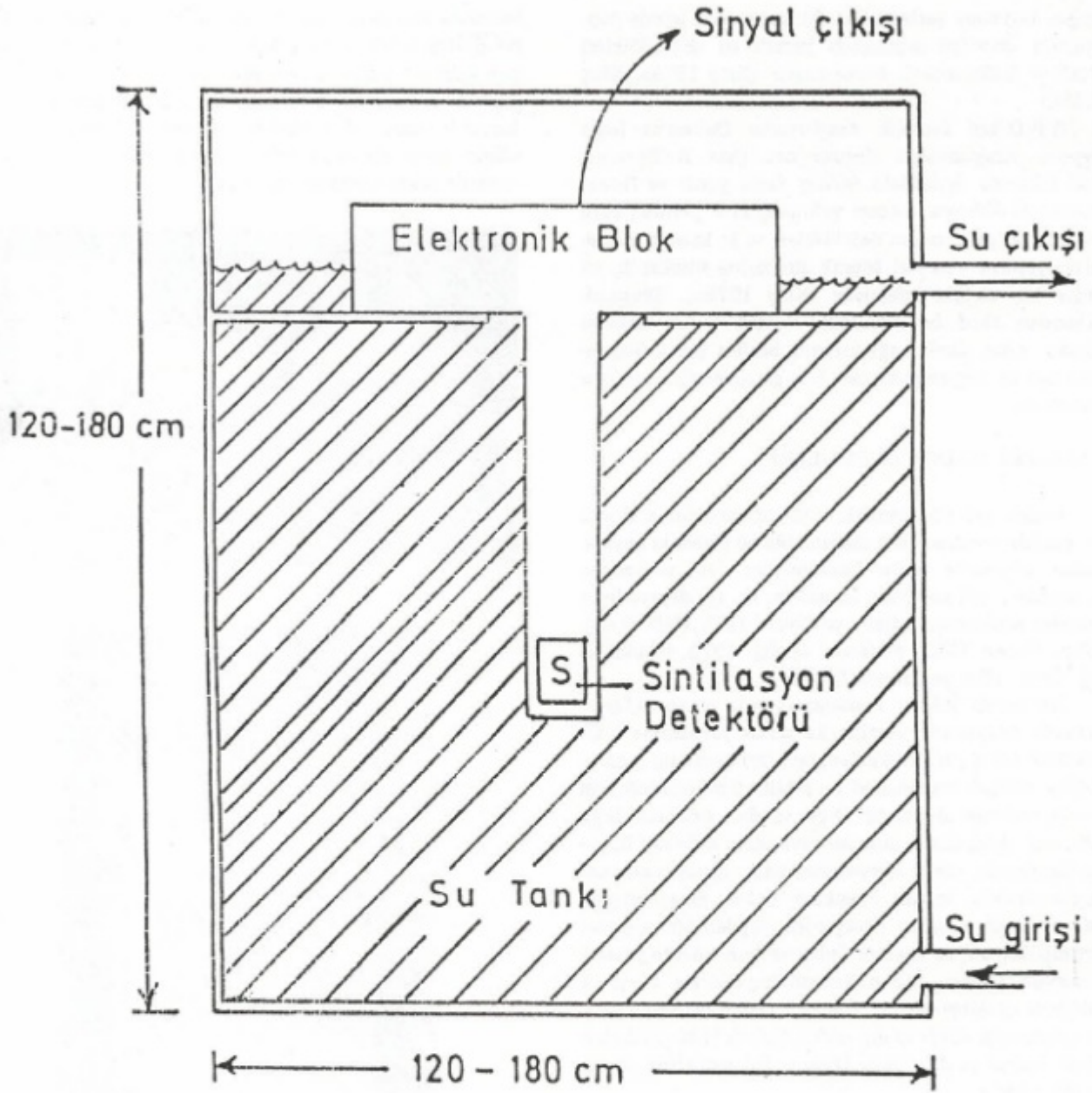
Şekil 3'de LBL'de sulara sürekli radon izlenmesi için geliştirilen bir gamma spektrometrik sistem görülmektedir (Smith ve diğ. 1975).

Bu sürekli radon izleme sistemi ile yapılan ölçümler ve ayrıca sürekli izleme alanları çevresinden alınan su örneklerinin laboratuvar analizlerinin ilk sonuçları, sismik etkinlik ile sulara radon konsantrasyonu arasında karşılıklı bir ilişki bulunduğunu ortaya koymuştur (Fleischer ve diğ. 1980, King 1978a, King 1978b, Smith ve diğ. 1975).

Sularda sürekli radon izlemesi için geliştirilen bu gama spektrometrik yöntemle başarılı sonuçlar elde edilmesine karşın, sistemin arazi uygulamaları için fazla büyük, karmaşık ve pahalı olması kullanılmasını sınırlandırmaktadır. Buna karşın son yıllarda geliştirilen alfa parçacıklarına duyarlı pasif radon detektörleri ve nükleer iz kazıma tekniği ile kuru sondaj deliklerinde radon izlemesi yöntemi giderek önem kazanmaktadır. Bu yöntemde alfa parçacıklarına duyarlı küçük bir plastik film (selüloz asetat, allil diglikol karbonat, v.b.) su bardağı şeklinde bir plastik kabın dibine yapıştırıldıktan sonra, kap 10 cm çapında ve 70 cm derinliğinde bir sondaj çuku-



Şekil 2. U-238 Radyoaktif ailesinin kısaltılmış bozulma şeması.
Fig. 2. U-238 Radioactive decay scheme (shortened).



Şekil 3. Gamma Spektrometrisi yöntemiyle suda sürekli radon izleme cihazının şematik görünüşü.

Fig. 3. Schematic presentation of gamma ray spectrometer for radon monitoring in water.

runa bir hafta süre ile başaşağı şekilde yerleştirilmektedir. Kabin içindeki hava aralığı filmi topraktan yayınlanan alfa parçacıklarının etkisinden korumakta buna karşın radon gaz olduğundan, kap içine girerek filmi etkilemektedir. Bu etkileme sonucu plastik film üzerine alfa parçacık izleri kalmaktadır. Film geriye alındıktan sonra kimyasal bir iz kazıma işlemi uygulanarak söz konusu alfa parçacıklarının izleri mikroskop altında görülür hale getirilmektedir. Görülür hale getirilen alfa izleri yaklaşık 6 mm^2 'lik bir alanda sayılmaktadır. Böylece elde edilen alfa çekirdek izleri sayısı ölçüm süresince delikteki toprak gazı içindeki ortalama radon konsantrasyonu ile orantılı bulunmaktadır (King 1978a,

King 1978b ve Smith ve diğ. 1975).

plastik film üzerine alfa parçacık izleri kalmaktadır. Film geriye alındıktan sonra kimyasal bir iz kazıma işlemi uygulanarak söz konusu alfa parçacıklarının izleri mikroskop altında görülür hale getirilmektedir. Görülür hale getirilen alfa izleri yaklaşık 6 mm^2 'lik bir alanda sayılmaktadır. Böylece elde edilen alfa çekirdek izleri sayısı ölçüm süresince delikteki toprak gazı içindeki ortalama radon konsantrasyonu ile orantılı bulunmaktadır (King 1978a, King 1978b ve Smith ve diğ. 1975).

Pasif radon detektörleri ve nükleer iz kazıma yöntemi 1975 yılında A.B.D.'nin Kaliforniya eyaletindeki San Andreas ve Calaveras faylarının 60 km'lik aktif

bölgesi boyunca yerleştirilen 20 kuru delik içinde depremlerin önceden saptamada yararlı ön değişiklikleri ölçmede kullanılmaya başlanmıştır (King 1978a, King 1978b).

A.B.D.'nin Jeolojik Araştırmalar Dairesi'ne bağlı Deprem Araştırmaları Kurumu'nca Orta Kaliforniya'daki tektonik faylardaki 60'dan fazla yerde ve Hawaii adasındaki Kiluea volkanı yakınındaki 9 yerdeki kuru çukurlarda pasif radon detektörleri ve iz kazıma yöntemiyle yapılan yüzeysel toprak altı radon sızıntısı üç yıl kadar bir süreyle izlemiştir (King 1978b). Tektonik bakımdan aktif bu alanlarda ölçülen radon sızıntısı görülen uzun süreli değişimlerin başlıca yer kabuğundaki basınç değişimlerinden ileri gelebileceği sonucuna varılmıştır.

ÇNAEM'DE RADON ÖLÇÜMLERİ

Radon gazının havadaki konsantrasyonunun doğru bir şekilde ölçülmesi son zamanlarda üç alandaki uygulamaları nedeniyle önem kazanmıştır; (a) radyasyon korunması; (b) uranyum aramaları; ve (c) depremlerin önceden saptanması (Alkan ve Göksel 1975, Cliff ve diğ. 1979, Cohen 1980, Fleischer ve diğ. 1972, Köksal ve diğ. 1985, Miles ve Driscoll 1981).

Havasında yüksek konsantrasyonda radon bulunan yerlerde çalışanların akciğer kanserine yakalanma riskinin fazla olduğu bilindiğinden, önceleri uranyum madenlerinde çalışan madencileri bu tehlikeden korumak için gerekli önlemler alınmıştır. Diğer yandan, evlerde olduğu gibi, çok daha düşük konsantrasyondaki radonun insanlar üzerindeki etkisi bilinmemektedir. Ancak uranyum madencilerinin maruz kaldıkları radon düzeylerinden evlerde ölçülen radon düzeylerine yapılan bir doğrusal ekstrapolasyon, ısı kaybını önlemek için evlerde yapılan izolasyon sonucu radon konsantrasyonunda oluşacak artışların binlerce insanın ölümüne neden olacağını ortaya çıkarmıştır (Cliff ve diğ. 1979, Cohen 1980, Fleischer 1980, Köksal ve diğ. 1985, Miles ve Driscoll 1981, Smith ve diğ. 1981).

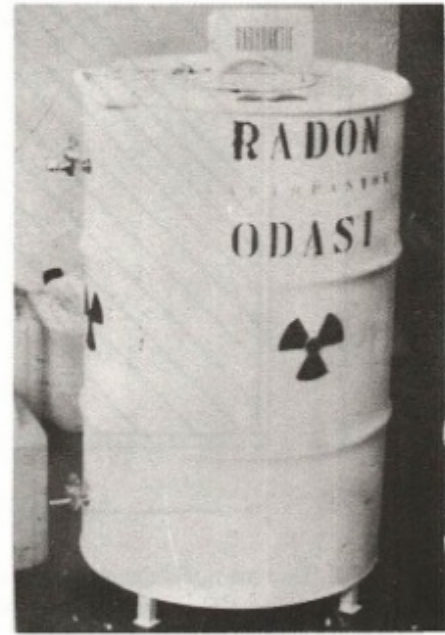
Ülkemiz evlerindeki radon düzeylerinin ölçülmesi ve yüksek düzeyde radon içeren evlerde yaşayanların akciğer kanseri riskinden korunması amacıyla ÇNAEM bir araştırma projesi başlatmış bulunmaktadır. Bir yıldan beri uygulanmasına geçilen bu proje çerçevesinde İstanbul ve yöresinden başlamak üzere çeşitli yapı malzemesinden yapılan evlerin içinde atmosferik radon konsantrasyonları ölçülmektedir. Bu amaçla yapılan radon ölçümlerinde ticari adı CR-39 olan Allil diğlikol karbonat plastiğinden yapılmış yaklaşık 20 mm x 20 mm x 0.25 boyutlarında pasif radon detektörleri su bardağı şeklinde bir plastik kap içine yerleştirilmiştir. "Radon difüzyon kabı" olarak kullanılan bu plastik kabın ağzı pamuklu bir bezle sıkıca kapatılmıştır (Köksal ve diğ. 1985).

Radon difüzyon kabının ağzını kapatan pamuklu bez yalnız radon gazının içeriye girmesine izin vermekte,

havadaki katı radon ürünleri ise bu bez tarafından tutularak difüzyon kabı içine girmeleri engellenmektedir. Difüzyon kabı içine giren radon gazı, plastik detektöre değiştiğinden, radyoaktif bozulması sonucu yayınladığı alfa parçacıklarının izleri plastik üzerinde kalmaktadır. Bu izlerin sayısı difüzyon kabı içindeki radon konsantrasyonu ile orantılı olmaktadır (Şekil 4).



(a)



(b)

Şekil 4. (a) Radon difüzyon kapları ve (b) Kalibrasyon odası

Fig. 4. (a) Radon diffusion cups and (b) Calibration Chamber.

Böylece, belirli bir süre ile havadaki radon gazına maruz bırakılan plastik detektörler yerlerinden alındıktan sonra laboratuvarında özel bir kimyasal iz kazıma işlemiyle mikroskop altında görünür bir duruma getirilmektedir. Mikroskop altındaki belirli alanlarda sayılan alfa izlerinin sayısı, Radon Kalibrasyon Odası'nda bilinen bir radon konsantrasyonuna belirli bir süre maruz bırakılan

plastik filmler üzerindeki iz sayısıyla karşılaştırılarak bilinmeyen radon konsantrasyonu hesaplanmaktadır (Fleischer 1972, Fleischer 1980, Köksal ve diğ. 1985, Piesch ve diğ. 1981).

ÇNAEM Laboratuvarı'nda geliştirilen radon dozimetreleri ile İstanbul'un çeşitli semtlerindeki 45 evin oturma odalarında yapılan radon ölçümleri oturma odalarındaki radon konsantrasyonlarının 0.7 ile 3.5 pCi/litre arasında değiştiğini ortaya koymuştur (Köksal ve diğ. 1985).

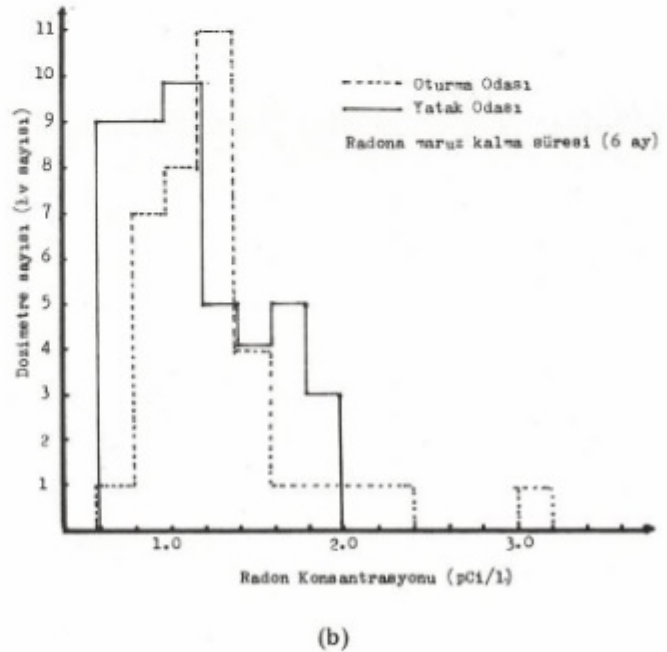
SONUÇLAR

ÇNAEM Sağlık Fiziği Bölümü laboratuvarlarında geliştirilen pasif radon detektörleriyle yapılan ölçümler atmosfer içindeki düşük düzeyli radon konsantrasyonlarının kolay ve güvenilir bir doğrulukla ölçümlerinin olanaklı olduğunu göstermektedir. Bu alandaki çalışmalar sürerken, yöntemin diğer bir uygulaması olarak, önemli bir deprem kuşağı içinde bulunan ülkemizde radon sızıntısı ölçümleri temeline dayanan bir "deprem-

leri önceden saptama sistemi"nin kurulması depremlerde can ve mal kaybının azaltılmasında önemli bir rol oynayacaktır.

Geliştirilen pasif radon dozimetresi sistemi ucuz, kullanılması basit ve güvenilir sonuçlar veren bir sistem olup, herhangi bir aktif fay boyunca açılacak sığ sondaj deliklerine yerleştirilmek suretiyle belirli bir süre (bir hafta kadar) topraktan gelen radon gazı etkisine bırakıldıktan sonra yenileriyle değiştirilmek üzere yerlerinden alınacaktır. ÇNAEM laboratuvarlarında yapılacak kimyasal iz kazıma işleminden sonra görünür hale getirilen alfa izleri mikroskop altında sayılarak radon konsantrasyonları ölçülecektir.

Özellikle, depreme en fazla maruz kalması beklenen aktif faylar boyunca böyle depremleri önceden saptama sisteminin kurulması için Türkiye'de deprem konusunda uzman diğer kuruluşlarla işbirliği yapılmasının zorunlu olacağı açıktır. Bu nedenle radon izleme yoluyla depremleri önceden saptama sistemi ile ilgili kuruluşların bu konuda geliştirilecek bir proje etrafında toplanmalarında büyük yarar vardır.



Şekil 5. (a) Pasif Radon Detektörü üstünde alfa izleri ve (b) Ev içi radon konsantrasyonu dağılımı histogramı.

Fig. 5. (a) Alpha particles tracks on a passive radon detector and (b) Indoor radon measurements histogram.

KAYNAKLAR

- Alkan, H. ve Göksel, S.A. 1975, Türkiye kaplıca ve maden sularının doğal radyoaktiviteleri; sulara radon tayini, T.B.T.A.K. V. Bilim Kongresi Bildirileri, 229-241.
- Cliff, K.D., et al. 1979, Little danger from radon, *Nature* 29, 12.
- Cohen, B.L. 1980, Health effects of radon from insulation of buildings, *Health Phys.* 39, 937-941.
- Eisenbud, M. 1963, *Natural Radioactivity*, McGraw-Hill Book Co., Inc., New York.
- Fleischer, R.L. et al. 1972, Technological applications of science: The case of particle track etching. *Science* 178, 255.
- Fleischer, R.L. et al. 1980, Dosimetry of environmental radon: methods and theory for Low-Dose integrated measurement, *Health Phys.* 39, 957-962.
- Heppenheimer, T.A. 1985, Earthquake to come, *Mosaic* 16, 41.
- King, C.Y. 1978a, Radon emanation on San Andreas Fault, *Nature* 271, 516-519.
- King, C.Y. 1978b, Radon emanation in tectonically active areas, Presented at Natural Radiation Environment III, Houston, Texas.
- Köksal, E.M., Göksel, S.A. ve Alkan H. 1985, Pasif Nükleer İz Detektörleriyle, Alçak Konsantrasyonda Radon Ölçümleri, Türk Fizik Derneği 7. Ulusal Fizik Kongresi Bildirileri, Yıldız Üniversitesi, İstanbul.
- Miles, J.C. and Driscoll, M. 1981, Passive monitoring of radon-222 and gamma-ray exposures in houses, *National Radiol. Prot. Bull.* 42, 14-19.
- Piesch, E., Urban, M. and Hassib, F.M. 1981, Passive Radon Dosimetry Using Track Etch Detectors - A Comparative Study, *Proc. Int. Conf. on Radiation Hazard in Mining*, Colorado, U.S.A.
- Press, F. 1975, Earthquake prediction, *Scientific American* 232, 14-23.
- Smith, A.P., et al. 1975, Investigation of Radon-222 in Subsurface Waters as an Earthquake Predictor, LBL-4445, Lawrence Berkeley Laboratory, Univ. of California.
- Tanner A.B. 1964, Radon Migration in the ground, A Review, and Physical and Chemical Controls on Distribution of Radium-226 and Radon-222 in Ground Water, Near Salt Lake City, Utah, Chaps. 9 and 14 in *Natural Radiation Environment*, G.A.S. Adams and W.H. Lowder, (ed.).
- Thomas, J.W. and Countess, R.J. 1979, Continuous radon monitor, *Health Physics* 36, 734.
- Urban, M. and Piesch E. 1981, Low-level environmental radon dosimetry with a passive track etch detectors device, *Radiation Protection Dosimetry* 41, 97-109.

YAZI VERENLER

NACI ORBAY

10 Kasım 1947 yılında Gelibolu'da doğdu. 1969 yılında İ.Ü. Fen Fakültesi Jeofizik Bölümü'ni bitirdi. 1971 yılında aynı bölüme asistan olarak atandıktan sonra 1974 yılında yüksek lisans, 1976 yılında da doktora çalışmalarını tamamladı. 1977 yılında bir yıl süre ile paleomagnetizma ve kayamagnetizması konularında araştırma yapmak üzere İngiltere Newcastle Upon Tyne Üniversitesi'nde ve 1981 yılında yine aynı konu ile ilgili olarak Belgrad Üniversitesi'nde bulundu. 1982 yılında Doçent ünvanını aldı. Halen İ.T.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Yabancı Anabilimdalı başkanlığını yürütmektedir. Paleomagnetizma, Jeomagnetizma ve depremlerin önceden belirlenmesi konularında yerli ve yabancı bültenlerde yayınları bulunmaktadır.



MEHMET YILMAZER

1956 yılında Niğde'de doğdu. 1982 yılında E.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ni bitirdi. Yedeksubay olarak yaptığı askerlik görevinden sonra, İki yıl İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak çalıştı. Halen özel bir şirkette Jeofizikçi olarak çalışmaktadır.



HASAN ALKAN

1966 yılında İ.Ü. Fen Fakültesi Fizik-Kimya Bölümü'nden mezun oldu. Aynı yıl T.A.E.K. Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi'nde araştırmacı olarak göreve başladı. 1978 - 1980 yılları arasında ABD Teksas Üniversitesi M.D. Anderson Hastanesi ve Tümör Enstitüsü, Ulusal Standartlar Enstitüsü ve Newyork Memorial Sloan Kettering Kanseri Merkezi'nde dozimetri, radyasyon ölçümü ve standardizasyon alanında uzmanlık eğitimi gördü. Halen ÇNAEM'de uzman olarak çalışmakta olup, çevre radyoaktivite analizleri ile radyasyon ölçümü ve standardizasyonu alanında yayınlanmış 30 kadar makale ve bildirisi vardır.



SELAHATTİN A. GÖKSEL

1946 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Fizik-Kimya Bölümü'nden mezun oldu. 1953 - 1955 yılları arasında Paris'teki Institut du Radium ve Saclar Nükleer Araştırma Merkezi'nde radyoizotop eğitimi gördü. 1957 yılında gönderildiği ABD'de Rocherter Üniversitesi'nde Sağlık Fiziki alanında uzmanlık eğitimi gördü ve 1959 yılında bu konuda Master Science (m' Sc.) diploması aldı. Daha sonra aynı üniversitede doktora çalışmalarına devam ederek 1962 yılında Radyobiyojoloji alanında Ph.D. diploması alarak yurda döndü. Yurda dönüşünde Çekmece Nükleer Araştırma Merkezi'nde Sağlık Fiziki Bölümü'nü kurmakla görevlendirildi. Bu görevine ek olarak 1966 - 1980 yılları arasında İTÜ Nükleer Enerji Enstitüsü'nde Radyasyonların Biyolojik Etkileri ve Radyasyon Korunması dersleri verdi. Halen bu bölümün başkanı bulunmakta ve ayrıca OECD Nükleer Ajansı'nın Radyasyon Korunması ve Radyoaktif Artık Yönetimi Komitelerinde Türkiye'yi temsil etmektedir.



İBRAHİM ONUR

Yrd. Doç. Dr. İbrahim Onur, 1952 yılında İzmit'te doğdu. 1977 yılında İ.Ü. Fen Fak. Jeofizik Yük. Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. İzmir Belediyesi Büyük Yatırımlar Dairesinde zemin etüdüleri ile ilgili olarak 1977-1978 yılları arasında çalıştı. Bu arada Z.D.M.M. Akademisi'nce açılan asistanlık sınavını kazanarak 1978 yılında adı geçen kuruma Uygulamalı Jeofizik asistanı olarak tayin oldu.

Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nden 1983 yılında "Doktora" diploması aldı. Halen H.Ü. Zonguldak Müh. Fak. Maden Müh. Bölümü'nde öğretim üyesi olarak çalışmaktadır.



ATILLA ULUĞ

1973 yılında İ.Ü.'de lisans öğrenimini tamamladı. Aynı yıl MTA Elektrik ve Elektromanyetik servisinde Jeofizikçi olarak çalışmaya başladı. 1975 yılında Jeofizik Yük. Müh. diploması aldı. 1975 - 77 yılları arasında E.Ü.M.B.F. Balıkesir Ö.L.Y.O.'da asistan olarak çalıştı. 1977 yılında F. Almanya'ya Doktora eğitimine gitti. "Sismik Dalga absorpsiyonu" üzerindeki çalışması ile F.M.J.W. Goethe Üniversitesi'nden 1983 yılında doktorasını aldı. Aynı yıl Kiel C.A. Üniversitesi'nde deniz sismikliği üzerinde çalışmalar yaptı. Eylül 1983'den bu yana D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'nde çalışmakta olup TMMOB JFMO, TJK, SEG, SSA ve AGI üyesidir.



E. MUHSİN KÖKSAL

1957 yılında Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi'nden mezun oldu. Aynı yıl Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi'nde Sağlık Fizikçisi olarak çalışmaya başladı. 1972 - 1974 yılları arasında Atom Enerjisi Kurumu'ndan burslu olarak İngiltere'nin Surrey Üniversitesi'nde Radyasyon Korunması alanında eğitim görerek M. Sc. diploması aldı. Radyasyon Korunması Alanında ABD ve Doğu Almanya'da kurslara katıldı. 1982 yılında 1 yıl İngiltere'de Oldbury Nuclear Power Station'da Nükleer Santraller Çevresinde Radyolojik Monitoring konusunda çalışmalarda bulundu. Halen Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi Sağlık Fizikçi Bölümü'nde Radyasyon Korunması Uzmanı olarak Rutin ve Araştırma çalışmaları yapmaktadır.



F. ERDENİZ ÖZEL

1955 yılında Ankara'da doğdu. 1980 yılında E.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde lisans öğrenimini tamamladı. Lisansüstü öğrenimini ise 1981-1984 yılları arasında D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'nde bitirdi. Halen aynı kurumda Deniz Jeolojisi ve Jeofizik Programında Doktora eğitimini sürdürmekte ve araştırma görevlisi olarak çalışmaktadır.



GÜNAY ÇİFTÇİ

1960 yılında Tire'de doğdu. Lisansüstü öğrenimini Yıldız Üniversitesi Kocaeli Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde 1983-1984 öğrenim yılında tamamladı. Yüksek lisansını D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Deniz Jeolojisi ve Jeofizik Programı'nda bitirdi. Halen aynı yerde Doktorasını yapmakta olup, D.E.Ü. Müh. Mim. Fakültesi'nde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.



NİYAZİ BAYDEMİR

1947 yılında Kahramanmaraş'ta doğdu. 1973 yılında İ.Ü. Fen Fakültesi Jeofizik Bölümü'nde lisans eğitimini 1975 yılında da Jeofizik Mühendisliği eğitimini tamamladı. 1978 yılında doktora çalışmasını tamamladı. Halen aynı bölümde çalışmakta olup, Jeomagnetizma, paleomagnetizma konularında araştırmalar yapmaktadır.



MEHMET UTKU

1960 yılında Atça/AYDIN'da doğdu. 1983 yılında İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Bölümü'nü bitirdi. 1985 yılında yine aynı üniversiteden Master derecesini aldı. Aynı yıl İ.T.Ü. Maden Fakültesi Jeofizik Bölümü'ne Araştırma Görevlisi olarak atandı. Halen İstanbul Teknik Üniversitesi'nde Doktora eğitimi yapmaktadır. Jeofizik Mühendisleri Odası üyesidir.



TURAN KAYIRAN

1958'de Sorbon Üniversitesi Fen Fakültesi'nden mezun oldu. 1960'da Fransız Petrol Enstitüsü'nde Jeoloji-Jeofizik dalında Mühendislik diploması aldı. 1960 - 1963 arası Fransa'da B.P. de Jeofizikçi olarak 1963'ten itibaren de MTA Enstitüsü'nde çalıştı. 1972'de Paris VI. Ü. Fen Fakültesi'nde doktora derecesini aldı. 1974-1975 yıllarında Cezayir Sonatrach Petrol Şirketi'nde çalıştı. 1980 yılında Doçent oldu. Halen A.Ü. Fen Fakültesi'nde öğretim üyesi olarak görev yapmaktadır.



SEDAT YAŞAR

1962 yılında İ.U. Fen Fakültesi Fizik lisans öğrenimini tamamladı. 1963 - 1964 yılları arasında aynı fakültenin Denel Fizik Kürsüsü'nde asistan olarak çalıştı. 1964 yılında Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi'nde (ÇNAEM) göreve başladı. Aynı kuruluş adına 1967 yılında ABD'ne gönderilerek 1969 yılında radyasyon korunması konusunda master öğrenimini Northwestern Üniversitesi'nde tamamladı. Yine aynı kuruluş adına 1975 yılında İngiltere'nin National Physical Laboratory'de radyasyon dozimetri konusunda 1 yıl eğitim gördü. Halen ÇNAEM'de Standard Dozimetri Laboratuvarı Şefi ve Sağlık Fiziği Bölüm Başkanı Yardımcısı olarak çalışmaktadır.



ODA'DAN HABERLER

ODAMIZIN KURULUŞ SÜRECİ

26 Ocak 1986 tarihinde yapılan, Türkiye Jeofizikçiler Derneği'nin 23. Olağan Genel Kurulu'nda 1986 yılı çalışma dönemi için görevlendirilen Yönetim Kurulu, Genel Kurul'un verdiği görevler doğrultusunda, meslektaşlarımızın desteği ve katkıları ile yürüttüğü çalışmalar sonucunda "TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası"nın kuruluşunu gerçekleştirmiştir.

Bu amaca varışta kuşkusuz daha önceki birikimlerin, girişimlerin ve en önemlisi bütün Jeofizik Mühendisleri'nin inancılı istekleri en büyük etken olmuştur.

Türk Mühendis ve Mimar Odaları Birliği'nin 16-19 Mayıs 1986 tarihleri arasında yapılan 23. Genel Kurulu'nda "Jeofizik Mühendisleri Odası"nın kurulmasına oybirliği ile karar verilmiştir. Kuruluş sürecini tamamlamak üzere TMMOB tarafından atanan Geçici Yönetim Kurulu'nun gerekli işlemleri gerçekleştirmesi sonucu, 29-30 Kasım 1986 tarihlerinde TPAO toplantı salonunda yapılan ilk Genel Kurul ile TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası'nın kuruluş süreci tamamlanmıştır.

Odamızın günümüzde yaşanan toplumsal, ekonomik ve mesleki gelişim sürecinin gereksinimlerine cevap verecek dinamizme ulaştırılması amacıyla tüm potansiyelimizin bir örgüt altında toplanmasının kaçınılmazlığının bilincinde olan üyelerimizin kararları doğrultusunda, 26 yıllık bir geçmişe sahip olan Türkiye Jeofizikçiler Derneği, 10 Ocak 1987 tarihinde yapılan 24. Olağan Genel Kurulu'nda fesh edilerek tüm varlığı TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası'na aktarılmıştır.

Böylece TMMOB'nun bünyesinde 19. Oda olarak yerini alan Odamız, Jeofizik biliminin ülkemizde de gereken etkinliğe ulaştırılması amacı içinde çalışmalarına başlamıştır.

ODA ETKİNLİKLERİ

Bilimsel etkinlikler ;

- o 24 Aralık 1986 tarihinde M. Turhan Taner tarafından "Yığma Öncesi Derinlik Göçü" konusunda bir konferans düzenlenmiştir.
- o 9. Türkiye Jeofizik Bilimsel ve Teknik Kurultayı 23-27 Mart 1987 tarihleri arasında Ankara'da Milli

Kütüphane salonlarında düzenlenmiştir. Uluslararası nitelikte düzenlenen 9. Kurultay'ımızın sergisine yerli firmalarımızın yanı sıra 11 yabancı firma katılmıştır. Kurultay süresince 21 yabancı olmak üzere 68 bildiri sunulmuştur.

- o Ülkemizde Jeofizik biliminin sürekli tek yayını olan "JEOFİZİK" dergisi, yeni bir formata göre düzenlenerek yılda iki kez sürekli olarak çıkartılması karar altına alınmış ve ilk sayısı 9'ncü Kurultayımız sırasında çıkarılarak üyelerimize ve ilgili kurum ve kuruluşlara dağıtılmıştır. Daha sonra yapılan çalışmalarla yayınumıza uluslararası nitelik kazandırılmış olup, bu sayımız itibarıyla yurtdışına da dağıtım yapılarak yayın mübadelesi gerçekleştirilmiş olacaktır.
- o Sürekli yayınumuz dışında, Eğitim Yayınları çerçevesinde "Spektral Analiz" kitabı da bastırılarak üyelerimizin ve meslektaşlarımızın hizmetine sunulmuştur.
- o Nisan 1987 ayında uluslararası nitelikte düzenlenecek olan 10. Türkiye Jeofizik Bilimsel ve Teknik Kurultayı ile ilgili çalışmalar yoğun bir şekilde sürdürülmekte olup, ilk duyuru hazırlanmış ve yurtiçi - yurtdışı dağıtım yapılmıştır.

Yönetmelikler ;

- o Odamızın Mali İşler Yönetmeliği, Bölge ve İl Temsilciliği yönetmelikleri hazırlanmıştır.
- o Jeofizik Mühendisliği Hizmetleri Asgari Ücret Yönetmeliği hazırlanarak TMMOB'ye gönderilmiştir. TMMOB tarafından Resmi Gazete'de yayınlanacaktır.
- o Jeofizik Mühendisliği Serbest Müşavirlik, Mühendislik Hizmetleri Yönetmeliği ile ilgili çalışmalar tamamlanmak üzeredir.
- o Bilindiği üzere Jeofizik bilim dalı ülkemiz yeraltı kaynaklarının araştırılmasında ve her türlü mühendislik yapılarının zemin araştırmalarında ve deprem gibi doğal olayların incelenmesinde, ülkemizin dışa açılımının gereği olarak, zorunlu bir uygulama sahası

bulmuş olmasına karşın, ilgili yasalar, tüzükler ve yönetmelikler de açıklıkla yer almamıştır. Bu durum ise çoğu kez, ekonomi ve teknolojinin gereği olan jeofizik uygulamaların, zaman zaman dışlanmasına sebep olmaktadır.

Günümüz ekonomik anlayışı ve teknolojik gelişmelerin gereği olan jeofizik uygulamaların ülkemizde de kesinkes yerleştirilebilmesi için,

- a) 167 sayılı Yeraltı suları Kanunu ve ilgili tüzüğü,
- b) 3213 sayılı Maden Kanunu, hakkında Odamızın görüşlerini kapsayan çeşitli raporlar hazırlanarak ilgili kuruluşlara, Bakanlıklara ve TMMOB Yönetim Kuruluna gönderilmiş olup gelişmeler yakından izlenmektedir. Diğer taraftan özellikle serbest çalışan meslektaşlarımızı yakından ilgilendiren Mühendislik Kartesi'ne ilişkin çalışmalarımız da sürdürülmektedir.

Temsilcilikler;

- o Odamızın çalışmaları ve etkinliklerini ülke çapına yayabilmek için öncelikle üyelerimizin yoğun olarak bulunduğu İstanbul merkez olmak üzere, İzmit, Adapazarı, Balıkesir, Çanakkale, Edirne, Tekirdağ ve Kırklareli vilayetlerini kapsayan TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Marmara Bölge Temsilciliği kurulmuştur. 25.4.1987 tarihinden itibaren çalışmalarına başlayan Bölge Temsilciliği Yönetim Kurulu; aşağıdaki üyelerimizden oluşmuştur.

Asil Üyeler

Adnan Gül (Başkan)
Doç. Dr. Naci Orbay
Yrd. Doç. Dr.
Haluk Eyidoğan
Dr. Oğuz Gündoğdu
Erhan İçöz

Yedek Üyeler

Süleyman Kovacıoğlu
Mürüvvet Bayrak
Esin Nur Görgülü
Murat Fırat
Şerafettin Şirin

- o TMMOB örgütlülüğünün aktivitelerini yoğun olarak sürdürdüğü Bursa ilinde ise, Odamızın il temsilcisi olarak Nihat Keleş ve yedek üye olarak Hayri Tezel 28.4.1987 tarihinden itibaren çalışmalarına başlamışlardır.

Sosyal Etkinlikler ;

- o Üyelerimiz arasındaki sosyal dayanışmayı ve Odamızın dinamik potansiyelini artıracağına hepimizin hemfikir olduğu ve uzun zamandır gerçekleştirilmesi arzu edilen, oda merkezi ve lokalinin tesis edilmesi doğrultusundaki çabalarımız sonuçlandırılmıştır.

Mithatpaşa Cad. 45/5, Yenışehir — ANKARA adresinde kullanım alanı 220 m² olan bir daire satın alınmıştır. Halen iç düzenlemesi ve dekorasyonu devam eden yeni lokamızın telefon numarası: 135 13 79'dur. Kasım ayı içinde üyelerimizin hizmetine açılacaktır.

ODA ÜYELERİ

SİCİL NO ADI SOYADI

431 Özcan BİLGİNER
432 Şerafettin İNCE
433 Sinegül ÇANAKCI
434 Murat KOÇ
435 Kurultay ÖZTÜRK
436 Nuray TOYGUN
437 Attila AYDEMİR
438 Turan EDİZ
439 Üstün KIYAK
440 Yavuz ERKE
441 Mustafa TANYERİ
442 Ayhan KARAKADIOĞLU
443 Hasan GÜLÜN
444 Mehtap M. CANBAY
445 İbrahim SERTÇELİK
446 Ahmet GENÇOĞLU
447 İlkü YILDIRIM
448 T. Necat ÇAMURDAN
449 N. Leyla ERBAKAN
450 Şahin ÜNAL
451 M. Tefik BATUR
452 Gürsel ARSLAN
453 Şahin CENGİZ
454 Bedri ALPAR
455 Veli ÖZTÜRK
456 Önder TEMEL
457 Mehmet L. ÇAĞIR
458 A. Hakan GÜRBÜZ
459 M. Haluk KUNTER
460 Rıdvan YANIK
461 Mithat F. ÖZER
462 Mehmet ERGİN
463 Günay ÇİFTÇİ
464 Ahmet YILMAZTÜRK
465 Sabahattin U. ÇAĞLAYAN
466 Meliha YAZICI
467 Efdal BARLAS
468 M. Cengiz TAPIRDAMAZ
469 Hasan DOĞAN
470 Cemal ERDEMİR
471 Demir KOLÇAK
472 Serdar TURAN
473 İskender AYBEK
474 Zekeriya MUKU
475 Lütfü SERVAN
476 Hüseyin BAYAT

477 Bilge ATAĞAN
478 Ruhi SAATÇILAR
479 Tuncay TAYMAZ
480 Selahattin SARAÇ
481 Kenan GELİŞLİ
482 Cemil GÜRBÜZ
483 Barbaros BİRİCİK
484 İsmail FINDIK
485 A. Salih ERTUNCAY
486 Murat İ. HAZİNEDAROĞLU
487 Ali Turan GÜR
488 Mahmut ALTAN
489 S. Oğuz SELVİ
490 Gönül EKŞİOĞLU
491 Fethi ERGÜDER
492 Davut AYDOĞAN
493 Nurcan MERAL
494 Süleyman S. NALBANT
495 Ahmet ARGAN
496 Erbuğ GÜRKOL
497 Erdoğan ÇAKIR
498 Mehmet KARA
499 Mehmet TABAKACILAR
500 Yaşar TEKİNER
501 F. Adnan ERDEM
502 Ali PINAR
503 E. Tan GÜRER
504 Erkan TEZCAN
505 Ali Oğuz KOÇ
506 Nezihi CANİTEZ
507 Keziban ALTUNBAY
508 Metin BAYBALI
509 Hüseyin ÖZDEMİR
510 Cüneyt AKIN
511 Cafet ÇIKCIK
512 M. Zeki DİVAN
513 Kemal BOZDAĞ
514 A. Cem YOĞUTÇUOĞLU
515 Kemal KİMVERDİ
516 Kenan KIRLI
517 M. Zeki AKTAR
518 Melek EKER
519 Azmi GÜNGÖR
520 Seyed N. ALAVİ
521 Ali BALTA
522 K. Ahmet GÜLEK
523 Çiğdem KULAÇ
524 Hakan ÇAVAŞ
525 Orhan ÇAĞLAR
526 Metin ÇUHADAR



ASLANTAŞ

İNŞAAT TİCARET KOLLEKTİF ŞİRKETİ
ZEYNEL ASLAN ve ORTAKLARI

- İNŞAAT
- HAFRİYAT
- SİSMİK HAT YOLLARI

TEL: 2571 - 2321 - 4698 - 4579
ATATÜRK BULVARI NO. 11/E ADIYAMAN

ajans iletim 300503



BURAY PETROL LTD. ŞTİ.

İTHALAT - İHRACAT - MÜMESSİLLİK

MESRUTİVEY CAD. 29/18
YENİŞEHİR - ANKARA
TEL : 23 26 86 - 23 24 86

PETROL SANAYİİNİN HİZMETİNDE



GEARHART
THE GO COMPANY



Varco
INTERNATIONAL, INC.



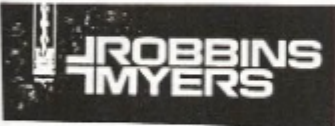
SMITH INDUSTRIES, INC.



TAM INTERNATIONAL



Flow Products Division



DRECO



TRW

Mission Drilling Products Division
TRW Energy Products Group

BETTIS

Actuators and Controls Ltd.

A Galveston-Houston Company



TOM WHEATLEY
VALVE COMPANY

W-K-M JOY
When the pressure's on®

Mailey



A Dresco Company

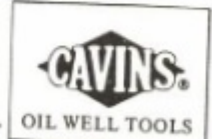


Galveston-Houston Company

MATTCO

TRW

Reda Pump Division



DELAVAL STORK



Drillquip Limited
Manufacturers of Drilling Equipment



TÜRKİYE KÖMÜR İŞLETMELERİ KURUMU GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

**Kömür Işıktır, Isıdır,
Gelişmedir, Kalkınmadır.**

**Türkiye
Kömür İşletmeleri Kurumu
Kömüre İsmi Veren,
Onu Hayata Katan
Önemli Kuruluştur.**

1987 YILINDA 13 MÜESSESESİ İLE
LİNYİT KÖMÜRÜ VE ASFALTİTDE 43
MİLYON TON ÜRETİMİ VE 221 MİLYAR
TL YATIRIMLARIYLA YURT HİZMETİNDE

**10. TÜRKİYE
JEOFİZİK KURULTAYI**

THE TENTH GEOPHYSICAL
CONVENTION OF TURKEY

**4-8 NİSAN 1988
ANKARA**

APRIL 4-8, 1988



**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI**

THE CHAMBER OF
GEOPHYSICAL ENGINEERS

ANKARA-TURKEY

TRANSITION ZONE SURVEY



– a Job for Experts

Our Domain since

Seismic investigation of areas too shallow for standard marine surveys and too difficult for conventional land operations demands utmost **FLEXIBILITY** of methods and **VERSATILITY** of equipment.



What we have to offer:

- a fleet of modern Shallow-Water Vessels built after 1981 (A)
- **Mother-Ships**, serving as bases for men and equipment (B)
- special **Airgun-Pontoons** for areas shallower than shallow (C)
- the **Most Modern Equipment**, such as MYRIASEIS* (D)



Our speciality:

3-D seismics in extremely complicated areas such as harbours, estuaries, and so on.
More than 600 km² have been surveyed – up to now.

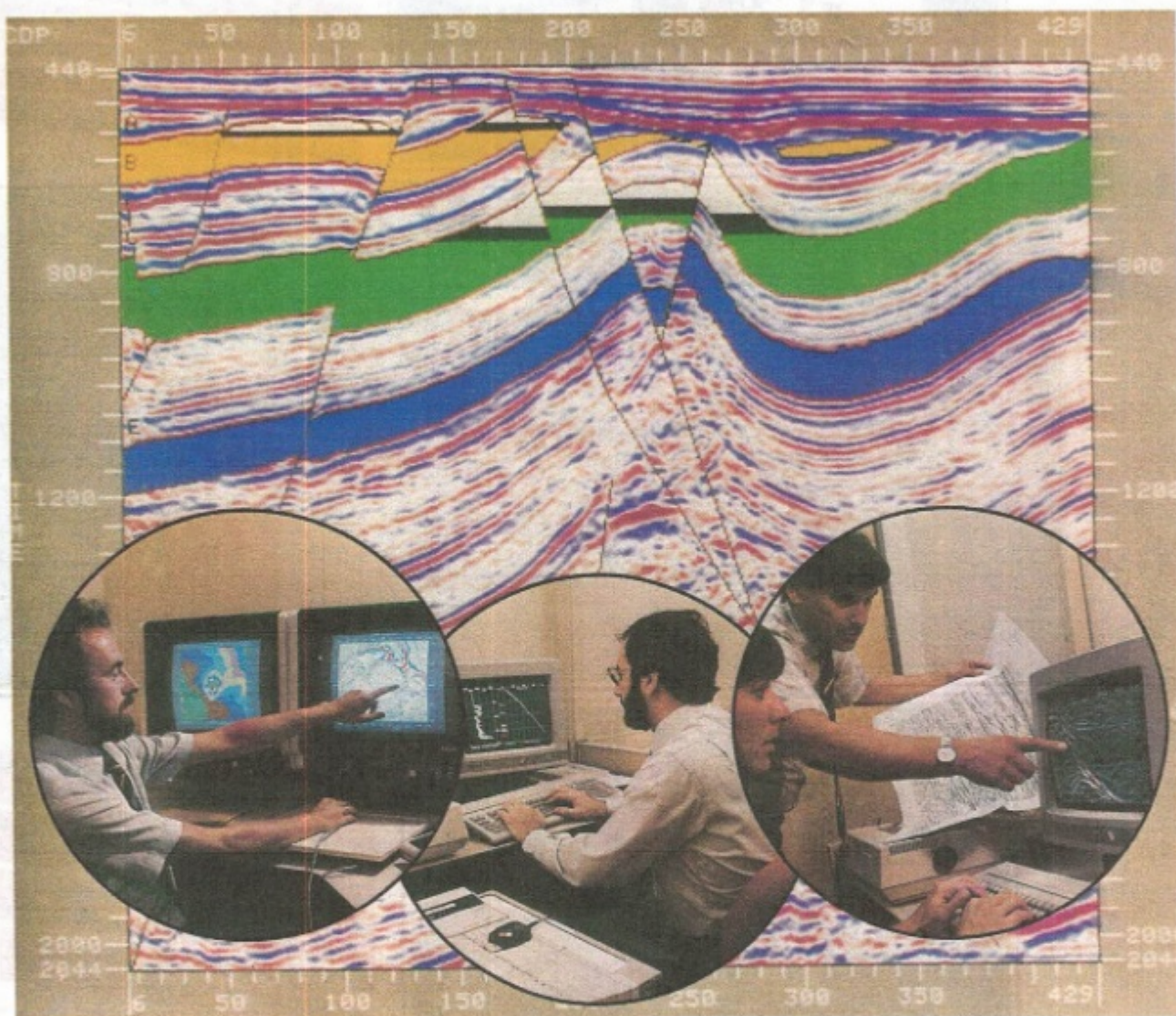
PRAKLA-SEISMOS AG
THE FIRST CHOICE FOR GEOPHYSICS



PRAKLA-SEISMOS AG • BUCHHOLZER STR. 100 • P.O. BOX 510530 • D-3000 HANNOVER
FEDERAL REPUBLIC OF GERMANY • PHONE: (5 11) 64 20 • TELEX: 9 22 847 • TELEFAX: 6 47 66

GSI's MICRO-TIMAP IV™

A MULTI-PURPOSE SYSTEM OFFERING
THE TOOLS FOR BETTER DRILLING
AND DEVELOPMENT DECISIONS



THIS FULLY INTEGRATED STAND-ALONE SYSTEM SUPPORTS:

- INTERACTIVE INTERPRETATION.
- PC-BASED WELL LOG AND VSP PROCESSING AND SEISMIC ANALYSIS PACKAGES.
- SEISMIC PROCESSING AND ANALYSIS SUPPORT.
- SOFTWARE DEVELOPMENT TOOLS FOR CLIENT EXTENSION OF BASIC SOFTWARE PACKAGES.

THE SYSTEM IS BUILT ON GSI'S STANDARD TIPEX™ SEISMIC PROCESSING AND SIDIS™ INTERACTIVE SYSTEM SOFTWARE CAPABILITIES COMPLEMENTED BY A RANGE OF PC-BASED GEOPHYSICAL AIDS.