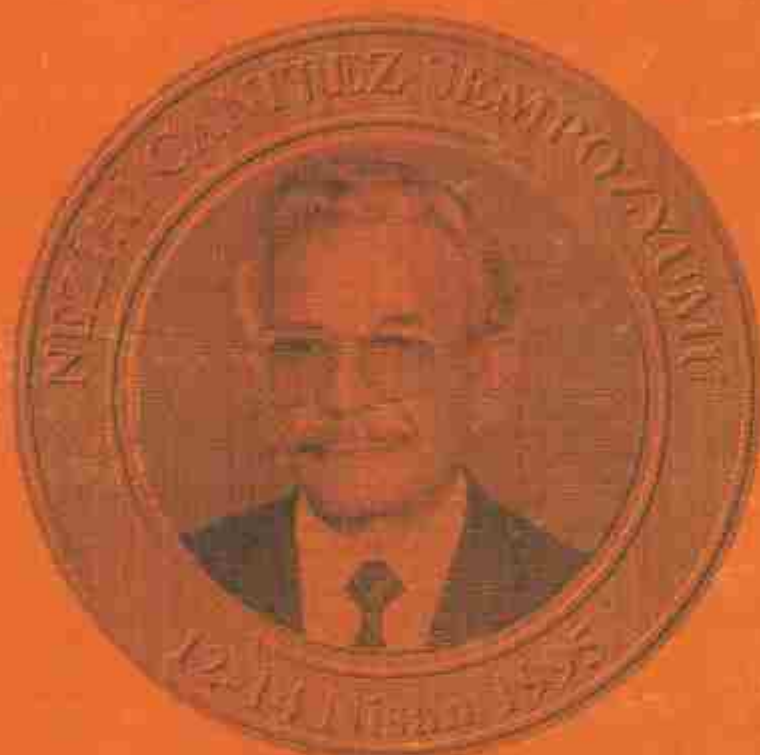


# JEOFİZİK

ÖZEL SAYI

CİLT 9, SAYI 1-2 / MART - EYLÜL 1995 VOL.9, NO.1-2 / MARCH - SEPTEMBER 1995

ISSN 0259-1472



12 - 14 Nisan 1995  
İSTANBUL



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI  
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

# EN DEĞERLİ KÂR ORTAKLARIMIZDAN AKDENİZ FOKU.

Nesli tükenmekte olan Akdeniz Foku, ülkemizin korunması gereken doğal zenginliklerinden biridir. Garanti, gelirimizin bir bölümüyle, Akdeniz Foklarının yaşam ortamı olan kıyıların korunması için çalışan Doğal Hayatı Koruma Derneği'ni destekliyor.



 GARANTİ

TRAKIA  
PROFIZIK NEPHEVOSLERY COASH  
KUTOPHAKHESH  
No 9451C-1



# TRAKIA PROFIZIK NEPHEVOSLERY COASH



TRAKIA  
PROFIZIK NEPHEVOSLERY COASH  
KUTOPHAKHESH

TRAKIA  
PROFIZIK NEPHEVOSLERY COASH  
KUTOPHAKHESH

TRAKIA  
PROFIZIK NEPHEVOSLERY COASH  
KUTOPHAKHESH



# NEZİHİ CANİTEZ SEMPOZYOMU



## Düzenleyici Kurumlar

I.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü T.M.M.O.B Jeofizik Müh. Odası, İstanbul Şubesi

## Yer

I.T.Ü. Maden Fakültesi, Konferans Salonu,  
Maslak-İSTANBUL

## Tarih

12-14 Nisan 1995

### DÜZENLEME KURULU:

Prof. Dr. Muzaffer SANVER

Dr. Oğuz GÜNDOĞDU

Prof. Dr. Silve BÜYÜKKAŞIKOĞLU

Prof. Dr. Haluk EYİDOĞAN

Jeof. Müh. Bilgehan AKKARTAL

(İTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.)

(TMMOB Jeof. Müh. Odası, İst. Şb.)

(İTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.)

(İTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.)

(TMMOB Jeof. Müh. Odası, İst. Şb.)

### YÜRÜTME KURULU:

Prof. Dr. Muzaffer SANVER

Jeof. Müh. Haliluh BİNGÖL

Yrd. Doç. Dr. Emin DEMİRBAĞ

Yrd. Doç. Dr. Berkant ECEVİTOĞLU

Dr. Semih ERGİNTAV

Dr. Sadi KÜLELİ

Araş. Gör. Ayşe ÖZCAN

Jeof. Yük. Müh. Ferhat ÖZÇEP

Araş. Gör. M. Cengiz TAPIRDAMAZ

Araş. Gör. Hüseyin TUR

(İTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.)

(Belirti Danışmanlık Tic. A.Ş.)

(İTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.)

(İTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.)

(TUBİTAK, Yerbilimleri Bölümü)

(BÜ. Kandilli Rasathanesi ve Dep. Arş. Enst.)

(İTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.)

(TMMOB Jeof. Müh. Odası, İst. Şb.)

(İTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.)

(İTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.)

### KATKIDA BULUNAN KİŞİ ve KURULUŞLAR

İTÜ Maden Fakültesi Vakfı

Yurt Madencilikini Geliştirme Vakfı

ATLAS Çevre Sistemleri A.Ş.

BELİRTİ Mühendislik Danışmanlık Ticaret A.Ş.

EGEJEOPFİZİK Sondaj Sanayi ve Ticaret LTD. ŞTİ.

EMA GEOPHYSICS Ekipçülü Mühendislik Araştırma İnş. Ltd. Şti.

GANTEK Bilgisayar Danışmanlık Servis Tic. A.Ş.

GARANTİ BANKASI A.Ş.

Hüseyin TUR - Jeofizik Yüksek Mühendisi

MATE Uluslararası Dış Tic. A.Ş.

MILTEN Mühendislik ve Hafriyat Ltd. Şti.

STFA Temel Araştırma

YERALTI ARAMACILIK Bilişimsel Araştırma Kurumu

YERKÜRE Yeraltı Araştırma Maden Sanayi Ltd. Şti.

SUTAR Mühendislik Ltd. Şti.

TRANSENERGY GEOPHYSICS A.Ş.

TEMPOR Temel İnşaat Tic. San. Ltd. Şti.

YERTEK Yeraltı Araştırma ve Sondajlık San. Tic. Ltd. Şti.





# JEOFİZİK

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

## TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Adına Sahibi ve Sorumlu  
Yazı İşleri Müdürü  
Osman DEMİRAĞ

### YÖNETİM KURULU Executive Committee

Osman DEMİRAĞ  
A. Uğur GÖNÜLALAN  
Caner KOÇYILDIRIM  
Cemal KAYA  
M. Ali AK  
İmam ÇELİK  
Cemil KAVUKÇU

### DERLEME KURULU Compiling Committee

Oğuz GÜNDOĞDU  
Berkan ECEVİTOĞLU  
Emin DEMİRBAĞ  
Cengiz TAPIRDAMAZ  
Ferhat ÖZÇEP  
Ayşe ÖZCAN

## TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K. 255  
Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE  
Tel: (4) 135 13 79

**BASILDIĞI YER**  
MOTİF Matbaacılık  
(0216) 313 15 00

**DİZGİ**  
Ozan GÜNER  
Nurgül UÇAR

**ÖZEL SAYI**  
ISSN 0259-1472

CİLT 9, SAYI 1-2 / MART - EYLÜL 1995

VOL. 9, NO. 1-2 / MARCH - SEPTEMBER 1995

## İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Bu özel sayıdaki makalelerin bilimsel ve teknik içeriklerinden yazarları sorumludur.  
The authors are responsible for technical and scientific contents of the papers published  
in this special issue.

### ARKEOJEOFİZİK

AKÇIOĞ, Zafer, PINAR, Rahmi. Bandırma-Köyceğiz tünelinde manyetik ve SP uygulamaları. DEÜ, Müh. Fak., Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İZMİR.

DRAHOR, Mahmut G., HESSE, A., KAYA, M. A. Sinop Amfiroz atölyeleri üzerinde manyetik çalışmalar. DEÜ, Müh. Fak., Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İZMİR.

ERDOĞAN, Ali, GÜNDOĞDU, Oğuz. Kocaeli Üçtepe Tünelinde jeofizik araştırma. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

ILKİŞİK, O. Metin, BAYRAK, Murat, BAŞARAN, Sait, BAŞOKUR, Ahmet T., ULUGERGERLİ, Emin. Enez-Çataltepe tünelinde elektromanyetik-VLF ve elektrik araştırmalar. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

SAYIN, Nurdan, TUNCER, M. Kemal, ORBAY, Naci, ÖZDOĞAN, Mehmet, ÖZDOĞAN, Aslı, ÖZÇEP, Ferhat, HİSARLI, Mümtaz. Menekşe Çıtağında arkeojeofizik araştırmalar. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

### GRAVİTE - MANYETİK

AKDOĞAN, Nihat. Türkiye - gravite ölçümleri ve bazı sorular. MTA, 06520 ANKARA, FAX: (312) 287 8749

ATEŞ, Abdullah. Kırdıkale, Keskin ve çevresinin havadan manyetik anomalilerinin incelenmesi. A. Ü., Jeofizik Müh. Böl.

AYDIN, İbrahim, KARAT, H. İbrahim. Türkiye aero-manyetik haritalarına genel bakış. MTA, 06520 ANKARA, FAX: (312) 287 8749

DEMİREL, Sinan. İskenderan körfezi manyetik verilerinin değerlendirilmesi. İÜ, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü.

PINAR, Rahmi, AKÇIOĞ, Zafer. Hilbert dönüşümlerinin gravite yönteminde kullanılması. DEÜ, Müh. Fak., Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İZMİR.

TUFAN, Seyfullah, ATEŞ, Abdullah. Sivas havzasının potansiyel alan verisi işleme yöntemleriyle incelenmesi. M.T.A. Jeofizik Etüd. Dairesi.

TUFAN, Seyfullah, ATEŞ, Abdullah. Sivas, Erzurum, Malatya ve Kayseri arasında kalın bölgenin regional gravite ve havadan manyetik anomalilerinin incelenmesi. M.T.A. Jeofizik Etüd. Dairesi.

## JEOLOJİ - JEODEZİ

AKGÜN, Mustafa, ERGÜN, Mustafa. İzmit Körfezi tın yapısı ve Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile ilişkisinin incelenmesi. DEÜ, Müh. Fak., Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İZMİR.

ERGÜN, Mustafa, ORAL, E.Zafer, ÇİFTÇİ, Günay. Doğu Akdenizin tektoniği ve levha tektoniğindeki yeri. DEÜ, Müh. Fak., Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İZMİR.

KORAL, Hayrettin, ÖNCEL, A. Osman. İzmit körfezinin yapısal ve sismolojik özellikleri. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

OKAY, I. Aral, ŞENGÖR, A.M. Celal, GÖRÜR, Naci. Karadenizin açılması ve bunun çevre bölgeler üzerindeki etkisi. İ.T.Ü. Maden Fak., Jeoloji Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL.

SARI, Çoşkun, ÖZEL, Erdemir, ERGÜN, Mustafa. Saros Körfezi bölgesinin tektoniği ve yapısı. DEÜ, Müh. Fak., Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İZMİR.

ŞANLI, D.Ü., DEMİR, C., HEKİMOĞLU, Ş., AYHAN, M.E. Düşey datum belirlemede deniz yüzeyi verilerinin analizi. Y.T.Ü.

YALTIRAK, Cenk. Geñibolu Yarımadasında Fliyo-Kuvaterner sedimantasyonunu denetleyen tektonik mekanizma. İ.T.Ü. Maden Fak., Jeoloji Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL.

YILMAZ, Yücel. Ege bölgesinde genç magmatizmanın oluşumu ile itaferin evrimi arasındaki ilişki üzerine düşünceler. İ.T.Ü. Maden Fak., Jeoloji Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL.

## JEOTERMAL

HISARLI, Mümtaz. Edremit-Sarıoğlu bölgesinin Cüce nokta derinliklerinin saptanması. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

İLKİŞİK, O. Metin, ÖZTÜRK, Sıddık, TOKGOZ, Tuğrul, ŞENER, Çetin. Türkiye'de Jeotermal araştırmalar. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

SERPEN, Umran. Jeotermal kayalarda formasyon değerlendirilmesi. İ.T.Ü. Maden Fak., Petrol Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL.

ŞAHİN, Hüseyin. Akyazı-Kızılkaya jeotermal sahaları jeofizik araştırmaları. MTA, 06520 ANKARA, FAX: (312) 287 8749.

YÜCEL, Mete. Aydın-İzmir Körfezi jeotermal alanın jeofizik düşey elektrik sondaj (DES) ve kontrol kaynaklı manyetotellürik (CSAMT) etüdü. MTA Ege Bölge Müd., P.K. 7, Bornova, İZMİR.

## MÜHENDİSLİK JEOFİZİĞİ

BAYRAK, Murat, İLKİŞİK, O. Metin. Türkiye'de elektromanyetik-VLF yöntemi ile sığ araştırmalar. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

BİNGÖL, Haldun, TEOMAN, Tamer, KÜNTER, Hulusi. Aktüel jeoteknik ölçüm uygulamaları. BELJRTI A.Ş., Alıudulu sok., 2/1, Acıbadem / İSTANBUL.

ÇAVAŞ, Hakan. Time domain spektral IP yöntemi ve arazi uygulamaları. MTA, 06520 ANKARA, FAX: (312) 287 8749.

ERCAN, Ahmet. İstanbul'un su durumu: Yaşlık, Kirlenme, Kazanç ve Çevre Etkileri. İ.T.Ü. Maden Fak., Jeofizik Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL.

GÜMÜŞ, Nekiir. Zonguldak Karbonifer havzasındaki jeofizik kaya ölçüleri ve sonuçları. MTA, 06520 ANKARA, FAX: (312) 287 8749.

KEÇELİ, D. Ali. Sismik yöntem mühendislik parametreleri üzerine Fatih Mah., Yah Cad., Bulut Apt., No:20/17, Küçükçekmece, İSTANBUL.

KHALILI, A. Kerkheh (İRAN) buzaj yeri seçeneklerini etkileyen faktörler. Shahrud Ünrv., Head of Department of Geology, Meydaneh 7 Tir., Box No 36155-316, Shahrud, Iran.

ÖZÇEP, Ferhat. VLF yönteminde akın yoğunluğu dağılımının belirlenmesi. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

ŞARDAR, Seyrun. Batı Anadolu jeoelektrik harita çalışmaları - Örnekler. MTA, 06520 ANKARA, FAX: (312) 287 8749.

YUKSEL, F. Ahmet, ESNAF, Şakir. Mühendislik jeofizikinde Bulanık Küme Teorisi (Fuzzy Set Theory) uygulanması. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

## PALEOMANYETİZMA

İŞSEVEN, Turgay, TAPIRDAMAZ, M. Cengiz, ÖZÇEP, Ferhat, HISARLI, Mümtaz, ORBAY, Naci, SANVER, Muzaffer. Kuzeybatı Anadolu'nun tektoniği ve paleomanyetik sonuçlar. İTÜ, Maden Fak., Jeofizik Müh. Böl., Maslak 80626, İSTANBUL.

TAPIRDAMAZ, M. Cengiz, YALTIRAK, Cenk. Trakya da genç volkanik kayalar üzerinde yapılan paleomanyetik çalışma sonuçları. İ.T.Ü. Maden Fak., Jeofizik Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL.

TATAR, Vasıf, PÖNAT, Ertuğrul, İSİKARA, A. Mete. Armutlu Yarımadası ve Alınacak Dağ'ındaki volkanik kayaların paleomanyetizması. BÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araş. Enst., 81220 Çengelköy, İST.

## SİSMOLOJİ VE SİSMİK UYGULAMALAR

AKINCI, Aybüge, TAKTAK, A.G. Zaman ve frekansla bağlı olarak Çe değişim analizi ve uygulamaları. DEÜ, Müh. Fak., Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İZMİR.

ALÇIK, H. Asaf, GÜRBÜZ, Cemil, ÜÇER, S. Balamir. Kadıköy ve Üsküdar bölgelerinde yapılan mikro-tremör ölçümleri ile mikrobölgeleştirme. BÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araş. Enst., 81220 Çengelköy, İST.

ALTINOK, Yıldız. Erzinan ve yöresinin deprem tehlikesi. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.

BAĞCI, Gürnük. Kuzey Anadolu Fay zonuunun doğu kesiminin deprem riskinin step analizi yöntemi ile belirlenmesi. Afet İşleri Genel Müd., Deprem Araştırma Dairesi, Eskişehir yolu, Lodumlu - ANKARA.

BAĞCI, Gürnük. Doğu Anadolu da sismik aktivite geçişinin incelenmesi. Afet İşleri Genel Müd., Deprem Araştırma Dairesi, Eskişehir yolu, Lodumlu - ANKARA.

BAĞCI, Gürnük. Güneydoğu Anadolu bindirme zonunda deprem oluşumlarının "Gümbel Extrem Dağılımı" ile incelenmesi. Afet İşleri Genel Müd., Deprem Araştırma Dairesi, Eskişehir yolu, Lodumlu - ANKARA.

BEKLER, Tolga, KÜLELİ, H. Sadı, GÜRBÜZ, Cevat. Bakım (Bending) yöntemi ile sismik rpm izleme. BÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araş. Enst., 81220 Çengelköy, İST.

- ECEVİTOĞLU, Berkan, T. PLEVNE, H. KAHRAMAN, E. DEMİRBAĞ, G. ÖZKAN, M. ÇETE, E. CEVİKAYAK, A. GURER, I. ÇELİK, H. KURT, C. GÖÇMEN, C. KAVUKCU. Sığ deniz sismisinde kaynak dalgasının iyileştirilmesi. İ.T.Ü. Maden Fak., Jeofizik Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL.
- GOKAŞAN, Erkan ve Diğerleri. İstanbul Boğazı sığ sismik kesiflerinin bölgedeki jeolojik ve jeomorfolojik incelemelere katkısı. İÜ, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü.
- HÖRASAN, Gündüz A., CANİTEZ, Nezih. Senolitik sismogram akdeni ile Batı Anadolu'da yer kabuğu yapısının incelenmesi. İÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araş. Enst., 81220 Çengelköy, İST.
- KADIOĞLU, Seima, KAYIRAN, Turan Melez (Hybrid) yöntem ile iki boyutlu akustik dalga alanı hesabı ve tekrarli yansımaları içeren dalga alanı benzeri deneyleri. A. Ü., Fen Fak., Jeofizik Müh. Böl.
- KARAGÖZ, Şahin, MUFTUOĞLU, Ertun. Aifano-Tufanbeyli sahasında sismik yöntemle kömür aramaları. MTA, 06520 ANKARA, FAX:(312) 287 8749.
- KAYPAK, Bülent, EYİDOĞAN, Haluk. 13 Mart 1992 Erzurum depremi artışımlarına ait kaynak parametreleri. İ.T.Ü. Maden Fak., Jeofizik Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL.
- KÜLELİ, H. Sadi, ZOR, Ekrem, GÜRBÜZ, Cemil. Sismolojide ters çözümler ile üç boyutlu görüntüleme (seismic imaging). İÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araş. Enst., 81220 Çengelköy, İST.
- ONCEL, A. Osman, ALPTEKİN, Ömer. Fraktal dağılım ve sismolojideki uygulamaları. İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.
- ÖZÇEP, Tazegül, ALPTEKİN, Ömer. Türkiye ve yakın çevresi depremlerinin odak mekanizmaları kataloğu (1963 - 1990). İÜ, Jeofizik Müh. Böl., Avcılar 34850, İSTANBUL.
- PINAR, Ali. Türkiye'de meydana gelen bazı büyük depremlerin sismik moment tenörleri. İÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araş. Enst., 81220 Çengelköy, İST.
- SELVI, Oğuz. Sismik kırılma yönteminde veri-ilem. TÜBİTAK - MAM Yer Bilimleri Bölümü, P.K. 21, 41470 Gebze, KOCAELİ.
- ŞAROĞLU, Fuat, BARKA, Aykut. Deprem sızması meydana gelen uzun dönem yerdeğistirmelerin Önemi. MTA, 06520 ANKARA, FAX:(312) 287 8749.
- SHABESTARI, Khosrow T., BAHAYER, M., LACUS, C., DİYANETI, M. Underground modelling of seismic reflectivity sequences using neural network detectors. IEEE, P.O. Box 19395/3913, Tehran, IRAN.
- TÜRKELLİ, Niyazi, KALAFAT, Doğan, GÜNDOĞDU, Oğuz. 6 Kasım 1992 İzmir (Doğanbey) Depremi saha gözlemleri ve odak mekanizma çözümü. İÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araş. Enst., 81220 Çengelköy, İST.
- ULUĞ, Ahiha, ÖZEL, ŞENÖZ, M., GUNAY, C. İstanbul Boğazı jeolojisinin deniz sismik çalıpmaları ile araştırılması. DEÜ Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enst., 1884/8 Sokak, No: 10, 35340 İnciraltı, İZMİR.
- ZOR, Ekrem, GÜRBÜZ, Cemil, KÜLELİ, H.Sadi, SAATÇILAR, Rahi. Hızın derinlikle değişiminin (p - t) yaklaşımı ile hesaplanması. İÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araş. Enst., 81220 Çengelköy, İST.



## NEZİHİ CANİTEZ

**Nezihî Canitez** 27 Aralık 1931 tarihinde Denizli'de doğdu. İlk okulu Denizli'de bitiren Nezihî Canitez, Ortaokulu **Kadıköy-Yeldeğirmeni Ortaokulunda**, Lise eğitimini de **Haydarpaşa Lisesinde** tamamladı. 1954 Şubat döneminde İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi **Jeofizik Enstitüsüne** kaydoldu ve 1958 Şubat döneminde mezun oldu. Aynı yıl İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi **Jeofizik Kürsüsünde** asistan olarak Prof. Dr. Kazım Ergin gözetiminde doktora çalışmasına başladı.

1962 yılında "*Gravite Anomalileri ve Sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı*" adlı çalışmasıyla **Bilim Doktoru** derecesini aldı. Bu ilk çalışmasında yer kabuğunun Orta Anadolu'dan Karadeniz'e doğru incelendiğini gösterdi.

1968 yılında **Doçent**, 1974 yılında **Profesör** ünvanını aldı.

15 Ocak 1988 yılında yarı-zamanlı statüye geçerek *Belirtti Mühendislik - Danışmanlık Ticaret A.Ş.*'ni kurdu, 15 Mart 1994'te tekrar tam-zamanlı olarak bilimsel faaliyetlerine devam etti.

Yelpazesi geniş bir yerbilimci olan **Nezihî Canitez**, bilimsel yaşamı boyunca jeofiziğin hemen hemen her konusuna ilgi duymuş; gravite çalışmaları ile başlayan araştırmaları sismoloji, neotektonik, ısı akışı ve veri işlem konularında devam etmiştir.

Yerbilimlerinin dışında Osmanlı kaligrafisine ilgi duyan maharetli bir hattat olan Nezihî Canitez Klasik Türk Müziğine de özel bir ilgi duyardı.

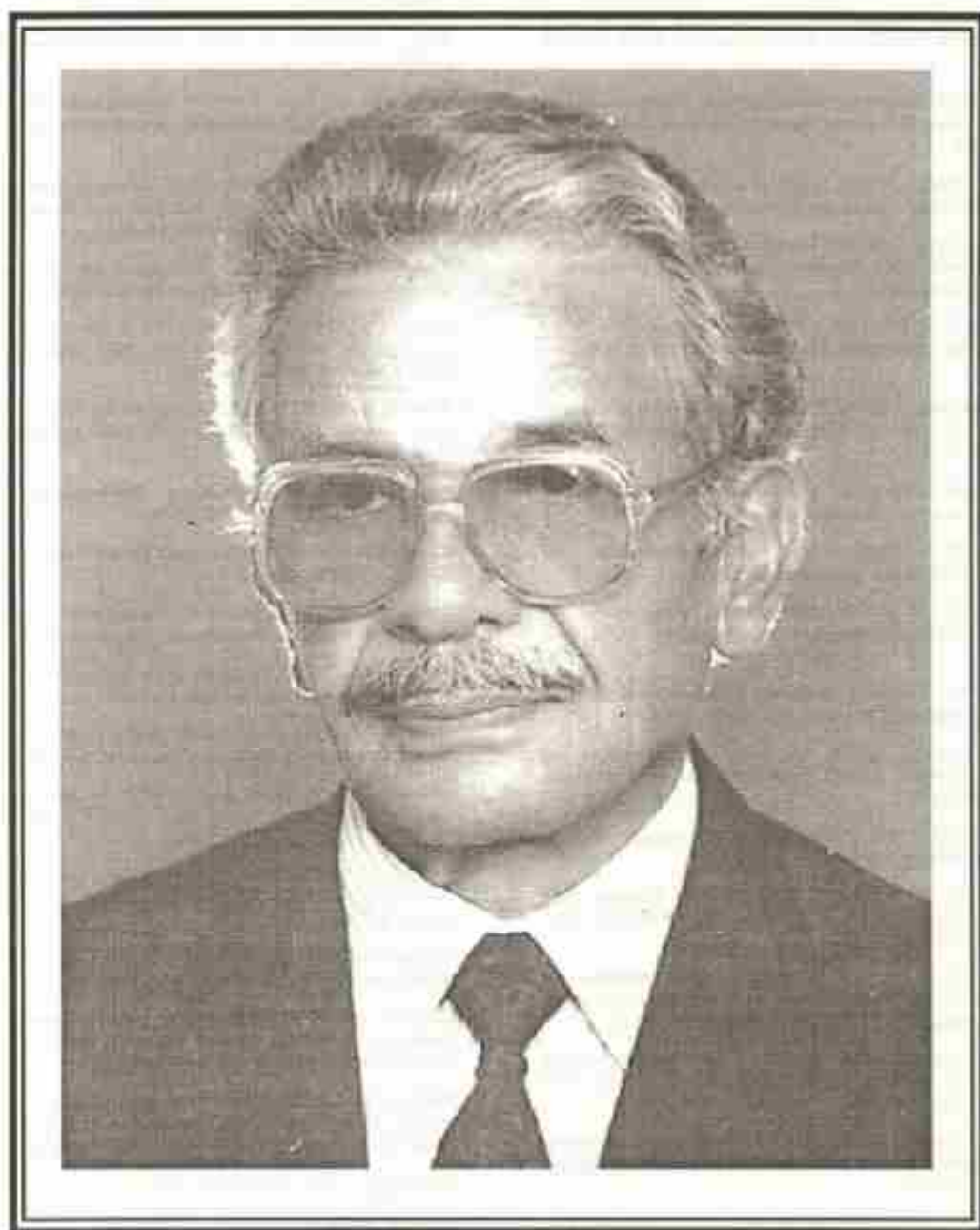
**Nezihî Canitez hocamızı saygı ve sevgiyle anıyoruz.**

### İdari Görevler:

1974 - 75 :	İ.T.Ü. Maden Fakültesi Dekanlığı
1977 - 78 :	K.T.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi Dekanlığı K.T.Ü. Temel Bilimler Fakültesi Dekan Vekilliği K.T.Ü. Elektronik hesap Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü
1978 - 79:	M.T.A. Genel Direktörlüğü
1979 - 80:	Mass. Inst. of Tech., A.B.D. - Misafir Araştırmacı
1980 - 87:	İ.T.Ü. Maden Fakültesi Jeofizik Müh. Bölüm Başkanı
1984 - 87:	TÜBİTAK-MAM Yer Bilimleri Bölüm Başkanı

### Ödüller:

1962	:	PIYALE, " <i>En İyi Doktora Tezi</i> " ödülü.
1986	:	Türkiye Jeoloji Kurumu, " <i>Hamit Nafiz Pamir</i> " ödülü.



*Prof. Dr. Nezih Canitez*  
*(1932 - 1994)*



Prof Dr. Nezih CANTEZ'in makale, bildiri, proje raporları ve kitap olarak yayınları:

- Canitez, N. (1960). Gravitinin İkinci Şakülü Tarevi Hakkında, *Maden Mecmuası*, 7, 25-26.
- Canitez, N. (1960). Faylanma Mekanizması ve 17 Ağustos 1949 Zلزeleninin Byerly metodu ile Fay Düzleminin Tayini, *Maden Mecmuası*, 8.
- Canitez, N. (1962). Gravitte ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da uz kabuğunun yapısı, *İTÜ-Maden Fakültesi Nergiyatı, Doktora Tezi*, 86 sayfa, İstanbul.
- Canitez, N. (1965). Jeofizik problemlerinde elektronik hesap makinelerinin kullanılmasına ait örnek, *Maden Mecmuası*, I-III.
- Canitez, N. and Uçer, S.B. (1967). Improved epicentres in and near Turkey, *9th Assembly of the European Seismological Commission*, 1-7 August 1966, Copenhagen.
- Canitez, N. and Uçer, S.B. (1967). Computer determination for the fault plane solutions in and near Anatolia, *Tectonophysics*, **4(3)**, 235-244.
- Canitez, N. and Uçer, S.B. (1967). A catalogue of focal mechanism diagrams for Turkey and adjoining areas, *İTÜ-Maden Fakültesi Arz Fizik Enstitüsü- No:25*.
- Canitez, N. (1967). Depremler ve uz içinin yapısı, İTÜ-Mimarlık fakültesi, *Yapı Araştırma Kurumu- Deprem Paneli:1*.
- Canitez, N. (1967). Türkiye ve civarındaki depremlerin odak mekanizmaları, *TÜBİTAK 1. Bilim Kongresi*, 4-6 Ekim, Ankara.
- Canitez, N. (1967). P ve S dalgaları yardımı ile ege, anadolu ve yakınındaki zلزelenlerinin odak mekanizmalarına tayini, *TÜBİTAK-MAG-150*.
- Canitez, N. (1969). The focal mechanism in Iran and their relations to tectonics, *Pure and Applied Geophysics*, **75(IV)**, 76-87.
- Canitez, N. (1969). Türkiye ve civarındaki depremlere ait Fundamental Moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler, *TÜBİTAK-MAG-150*.
- Canitez, N. ve Sanver, M. (1969). Türkiye ve civarında 1965 yılı depremin faaliyeti, *Maden Mecmuası* **4(8)**, 3-21.
- Canitez, N., Uçer, Z. ve Güçlü, U. (1969). 22 Temmuz 1967 Adana-Mudurnusuyu vadisi depremi üzerine incelemeler, *İTÜ-Maden Fakültesi Yayınları*, No:27.
- Canitez, N. and Toksöz, M.N. (1970). Source parameters of earthquakes and the regional tectonics of the Eastern Mediterranean, *31st annual Meeting of AGU*, 20-24 April, Washington, D.C.
- Canitez, N. and Toksöz, M.N. (1970). Strain field changes along the North Anatolian Fault Zone, *National Fall Meeting of AGU*, 7-10 December 1970, San Francisco.
- Canitez, N. and Toksöz, M.N. (1971). Focal mechanism and source depth of earthquakes from Body-and Surface-wave data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1969-1979.
- Canitez, N. (1972). Source mechanism and rupture propagation in the Mudurnu Valley (Turkey) earthquake of July 22, 1967, *Pure and Applied Geophysics*, **93**, 116-124.
- Canitez, N. and Toksöz, M.N. (1972). Static and dynamic study of earthquake source mechanism: San Fernando earthquake, *Journal of Geophys. Res.*, **77**, 2583-2594.
- Canitez, N. ve Toksöz, M.N. (1972). Sonlu dislokasyon teorisi yardımı ile kuzey Anadolu'da gerilme dağılımı ve deprem olayları ile ilgisi, *Türkiye'de Deprem Sorunu ve Deprem Mühendisliği Sempozyumu*, 2-5 Şubat, ODTÜ-Ankara.
- Brown, R.M., Toksöz, M.N. and Canitez, N. (1972). A dislocation approach to earthquake prediction, *53rd Annual meeting of AGU*, 11-12 April, Washington DC.
- Ketin, I. ve Canitez, N. (1972). *Yapısal Jeoloji* (Ders Kitabı), İ.T.Ü Kütüphanesi, Sayı:869, 520 sayfa.
- Canitez, N. and Esen, Ü. (1973). Slip rate and stress drop along the North Anatolian fault, *Symposium on earthquake statistics, UNESCO Balkan Project, İstanbul*.
- Canitez, N. (1973). The effect of source geometry on static dislocation fields, *Scientific and Technical Research Council of Turkey, TÜBİTAK-Proje No:MAG-292*.
- Canitez, N. (1973). Statik dislokasyon alanları üzerine deprem odalarının etkileri, *TÜBİTAK Proje no:MAG-292*, 109 sayfa.
- Canitez, N. (1974). Group velocities of seismic surface waves in Asia, Europe and Africa obtained using multi-filter technique, *TÜBİTAK-Proje No:MAG-301*.
- Canitez, N. (1974). Seismotectonics of the North Anatolian Fault zone (invited lecture), *14 th General Assembly-ESC*, 16-22 September, Trieste-Italy.
- Canitez, N. (1975). Üzdirenç problemlerinde matematiksel modelleme, *Jeofizik*, Cilt: IV-3, 63-74.
- Canitez, N. (1975). Progress report for the Turkish programme on Geodynamics, *WG-3a*, July.
- Canitez, N. (1975). Report on the Contemporary Movements, *Inter-Union Commission on Geodynamics, WG-3a*, August.
- Canitez, N. (1977). Optimum filter surface-wave group-velocity determination, *Bull. Seis.Soc.Am.*, **67**, 79-85.
- Canitez, N. (1978). *Matematiksel Jeoloji* (Ders Kitabı), Karadeniz Teknik Üniversitesi Kütüphanesi, Yer Bilimleri Fakültesi, 179 sayfa.
- Canitez, N. and Toksöz, M.N. (1980). Crustal structure beneath Turkey, *AGU-Spring Meeting*, May 22-27, Toronto, EOS, Vol.61, No.17.
- Canitez, N. (1981). An earthquake research programme in Turkey, *Proceedings of the International Centennial Symposium, IUGS, Reston-Wirginia*.
- Canitez, N. (1981). Primary features of seismicity in Turkey, *Journal of the European Union of Geosciences*, Vol.1, No.1.
- Canitez, N. (1981). Physical state, properties and process in the earthquake source region, *Reports from Interdisciplinary Conferences, Earth Evolution Sciences*, Vol.2.
- Canitez, N. (1981). Some characteristic features of the seismic regime of western Turkey, *International Conferences on the Seismicity of the Mediterranean Area*, 16-18 November, Matera-Italy.
- Canitez, N. (1981). Spektral analiz uygulamaları, *Spektral Analiz ve Jeofizikte Uygulamaları Kollokyumu*, 7-10 Temmuz, İTÜ-Maden Fakültesi, İstanbul.
- Canitez, N. ve Gürbüz, C. (1981). Verilerin spektral analiz hazırlanması, örnekleme ve pencereleme, *Spektral Analiz ve Jeofizikte Uygulamaları Kollokyumu*, 7-10 Temmuz, İTÜ-Maden Fakültesi, İstanbul.
- Şengör, A.M.C. and Canitez, N. (1982). the North Anatolian Fault, *AGU Publications Geodynamics Series*, Vol. 7, 205-216.
- Canitez, N. (1983). *Levha tektoniği*, *TÜBİTAK-İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji-Jeofizik Lisansüstü Yaz Okulu Ders Notları*, İTÜ-Maden Fakültesi Ofset Baskı Atölyesi, 789 sayfa.

Canitez, N. (1983). Litoniferde  $\alpha$  iletimi ve levhaların  $\alpha$  yapısı, TÜBİTAK-İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji-Jeofizik Lisansüstü yaz okulu, Levha tektoniği ders Notları, 111-146.

Canitez, N. (1983). Levhaların sınıma ve soğuması ve morfolojik sonuçları, TÜBİTAK-İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji-Jeofizik Lisansüstü yaz okulu, Levha Tektoniği Ders Notları, 147-176.

Canitez, N. (1983). Yayılma merkezleri-Jeofizik, TÜBİTAK-İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji-Jeofizik Lisansüstü yaz okulu, Levha Tektoniği Ders Notları, 383-414.

Canitez, N. (1983). Kıtasal gerilme alanları-Jeofizik, TÜBİTAK-İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji-Jeofizik Lisansüstü yaz okulu, Levha tektoniği Ders Notları, 479-521.

Canitez, N. (1983). Dalm-Batma bölgeleri-Jeofizik, TÜBİTAK-İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji-Jeofizik Lisansüstü yaz okulu, Levha Tektoniği Ders Notları, 577-609.

Canitez, N. (1983). Gerilmeli havzaların oluşumu ve Petrolün olgunlaşması, TÜBİTAK-İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji-Jeofizik Lisansüstü yaz okulu, Levha Tektoniği Ders Notları, 767-792.

Şengül, A.M.C., Büyükaşıkoğlu, S. and Canitez, N. (1983). Neotectonics of the pontides: Implications for "Incompatible" structures along the North Anatolian Fault, *Journal of Structural Geology*, Vol.5-2.

Canitez, N. and Büyükaşıkoğlu, S. (1984). Microearthquake studies in Sinop nuclear power plant site and its vicinity, *Final Report, Project No: TEK-81-11*.

Canitez, N. and Büyükaşıkoğlu, S. (1984). Seismology of the Sinop nuclear power plant site, *Final Report, Project No: TEK-81-22*, July.

Canitez, N. (1984). *Jeofizikte Yeri-İşlem (Cilt I)*, İ.T.Ü Kütüphanesi, Sayı:1298, 301 sayfa.

Özdemir, H. and Canitez, N. (1985). Estimation of potential field data derivatives using Optimum Finite Response<sup>4</sup> (FIR) Differentiators, *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, Vol.38, 67-84.

Canitez, N. and Büyükaşıkoğlu, S. (1986). Seismicity of the Thrace (Thrace) nuclear power plant site, *Final Report, Project No: TEK-81-22*, March, 736 pages.

Canitez, N. (1987). *Spektral Analiz ve Jeofizik Uygulamaları*, TMMOB-Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları No:1, Mayıs.

Canitez, N. (1987). Jeofizikte Spektral Analiz Uygulamaları, *Spektral Analiz ve Jeofizik Uygulamaları Bölüm:10*, 501-570, TMMOB-Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları.

Canitez, N. ve Gürbüz, C. (1987). Spektrum hesaplamalarında ön işlemler ve pencereleme, *Spektral Analiz ve Jeofizik Uygulamaları, Bölüm:4*, 147-220, TMMOB-Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları.

Canitez, N., and Saatçılar, R. (1988). A method of ground-roll elimination, *Geophysics*, 53-7, 894-902.

Canitez, N., Eyidoğan, H., Büyükaşıkoğlu, S. ve Eren, Ü. (1989). Akkuyu nükleer santral yeri mikrodeprem etüdleri, *Konu Rapor Proje No: TEK-84-11*, Mayıs.

Saatçılar, R., Ergintav, S. and Canitez, N. (1990). The use of Hartley Transform in geophysical applications, *Geophysics*, 55, No. 11, 1488-1495.

Canitez, N. (1992). *Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu*, Ders Notları, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları, 1-10 Ocak.

Canitez, N. (1992). Genelleştirilmiş Ters Kusam ve Jeofizikte ters Problem Çözümleri, *Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu*, Ders Notları, 11-32, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları, 1-10 Ocak.

Canitez, N. (1992). Ters problem olarak Jeofizikte Integral (ünlev) denklemleri, *Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu*, Ders Notları, 49-58, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları, 1-10 Ocak.

Canitez, N. (1992). Simülasyonun Ters Problemleri, *Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu*, Ders Notları, 111-125, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları, 1-10.

Ergintav, S. ve Canitez, N. (1992). Yapay sismogram üretimi, *Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu*, Ders Notları, 127-136, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları, 1-10 Ocak.

Kuleli, S. ve Canitez, N. (1992). Sismik Tomografi, *Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu*, Ders Notları, 215-223, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları, 1-10.

Saatçılar, R., Ergintav, S. and Canitez, N. (1992). Sismik Tomografi, *Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu*, Ders Notları, 215-223, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları, 1-10.

Saatçılar, R. and Canitez, N. (1994). The lattice filter in ground-roll suppression, *Geophysics*, 59-4, 623-631.

Ülkemizde Jeofizik Mühendisliği eğitim ve öğretiminin gelişmesine, çeşitli kamu kuruluşları ve özel sektörde jeofizik mühendisliğinin kurumlaşmasına ve özgün bir meslek haline dönüşmesine, ülkemizdeki çeşitli akademik kuruluşlardaki araştırmacıların yetiştirilmesine önemli ve özverili katkılarda bulunan ve yaptığı akademik çalışmalarla ülkemizi yurt dışında başarı ile temsil etmiş olan Prof. Dr. Nezih CANİTEZ'in anısına düzenlediğimiz bu sempozyuma bildiri vererek katılanlara ve katkıda bulunan kişi ve kuruluşlara şükranlarımızı sunarız.

Sempozyum toplam 70 adet sunudan oluşmaktadır. Bu sunulardan 61 adedi TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası yayın organı olan "Jeofizik Dergisi'nin" 1995 yılı birinci ve ikinci özel sayısı olarak basılmıştır. Söz konusu özel sayıda yayınlanan makalelerin bilimsel ve teknik içeriklerinden yazarları sorumludur.

Bildiriler, Arkeojeofizik, Gravite-Manyetik, Jeoloji-Jeodezi, Jeotermal, Mühendislik Jeofiziği, Paleomanyetizma, Sismoloji, başlıkları altında toplanmış ve ilk yazarlarının soyadlarına göre alfabetik olarak sıralanmıştır. Makalelerin basımında da aynı düzen uygulanmıştır.

Sempozyumun gerçekleştirilmesinde katkılarını esirgemeyen İTÜ Rektörlüğüne, İTÜ Maden Fakültesi Dekanlığına, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası ve İstanbul Şubesine, İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümüne ve Literatür Yayıncılık, Pazarlama, Sanayi ve Ticaret Ltd. Şti.ne teşekkür ederiz.

NEZİHİ CANİTEZ SEMPOZYUMU  
Düzenleme Kurulu



Sevgili ve aziz Nezih;

Bu satırları yazmak benim için çok zor. Seni kaybetmek akla sığar bir olay değil. Birden oldu. Son ana kadar ümitleri yitirmemiştik. Ne yazık, ne yazık ki olan oldu. 37 yıllık beraberliğimiz bitti. Sana tanrıdan rahmet ve mağfiret dilerim. Nur içinde yat.

Seninle ilk tanışmamız dersimde olmuştu. Devamsızlar arasında idin. Ne var ki ara-sınav, vize ve yarıyıl sınavlarında hep 20 üzerinden 20 alıyordun. Seni tanımıyordum. Yıl sonunda sana haber gönderip beni görmeni istemişim. Tanıştığımız gün sana asistanlık teklif ettim. Kabul ettin. Başarılı çalışmaların o zaman 1957' de başlamış oldu. Taşkışla binasının üst katında bir odada beraber çalışmaya başladık. Bu beraberliğimiz 1960' da Maçka binasına taşınıncaya kadar sürdü.

Doktora çalışmaların için Etibank'tan bir gravimetre aleti sağlamıştık. Türkiye'de ilk kez bölgesel anlamda gravite profilleri ölçmüştün. Tek başına yürüttüğün bu profiller, Kuzey Anadolu Fay'ını dikey olarak kesiyordu. Bu çalışmalar sonunda fayın kuzey tarafında yerkabuğunun güneyindekinden daha ince olduğunu ortaya çıkarmış oldun. Doktoranı 1962'de aldın. O zaman İTÜ Senatosu doktora tezine bir ödül vermişti.

Doçentlik çalışmalarında Türkiye'de aletsel dönemde kaydedilmiş büyük manyetüdü depremlerimizde fay düzlemi çözümü yöntemini uygulayarak, faylanma türlerini saptamıştın. Bu eserin Türkiye'nin depremselliği konusunda klasik bir yapıt olmuş ve Türkiye'nin tektoniğine büyük katkıda bulunmuştur.

Doçentlik sınavında sıra deneme dersine gelmişti; yıl 1968, dersin konusu "levha tektoniği" idi. Levha tektoniği kavramı yeni gelişmeye başlamış ve kısa zamanda bir paradigam halini almıştı. Hazırlamış olduğun çok sayıda büyük boy şekillerle konuyu takdim etmiştin. Çok başarılı bir ders idi bu. Böylece doçentlik unvanını kazanmış oldun. Dersten sonra Doçentlik Jürisi üyelerinden bir profesör bana yaklaştı ve "Kazım'cıgım bunlar da nereden çıktı" diye sormuştu.

Bunu izleyen yıllarda yüzey dalgalarının dispersiyonu yöntemini kullanarak Türkiye'de ve Ege'de yerkabuğu yapısını; Ege bölgesinde gravite verilerinin yorumu ile yerkabuğu kalınlığı ve daha bir çok konularda araştırmaların, buluşların ve yayınların devam etti.

Hartley dönüşümünün jeofizik problemlerine uygulanması, Ege bölgesinde sismik tomoğrafi, kodadan Q nun hesaplanması, yapay sismogramlar, kaynak fonksiyonu ve moment tansörü v.b... konularda araştırma yaptın ve yaptırdın.

Jeofizikte bilgisayar kullanımını ilk defa sen devreye soktun, öğrencilere öğrettin. Senin bu işe başladığın, yaygın bir şekilde uyguladığın ve öğrettiğin sıralarda, İTÜ'de bir "Bilgisayar Enstitüsü" kurulmakta idi. Senatoda, her fakülteden bir üye isteyip yönetim

kurulunu oluşturmak istemiştik. Faklterlerden biri bizim bilgisayar ihtiyacımız yok diye cevap vermişti.

Bunu jeofizikte veri işlem konusu izledi. Bu konuda yayınlar yapmayı srdryordun. Bu ve diğer konularda yalnız İTÜ'de değil başka üniversitelerde ve kuruluşlardaki tüm meslekdaşlara gelişen jeofiziğin hocalığını, yazarlığını yapıyordun.

"Sinyal Analizi" ve "Levha Tektoniği" sempozyumları ile "Jeofizikte Modelleme" kollokyumunu düzenleyen, yürüten, yol gösteren ve sonunda kitaplar halinde yayınlanmalarını sağlayan da sendin.

Türkiye Jeoloji Kurumu tarafından 1986'da sana verilen Hamit Nafiz Pamir dln kat kat hak etmiştin.

Bütün bu gayretlerinle, yılmadan ortaya koyduğun bulguların, eserlerin sayesinde Türkiye'de jeofiziğin önderi, jeofizikilerin önce ağabeyleri, daha sonra yol göstericisi, öncüleri oldun. Bütün bunları kısa sayılacak bir ömre sığdırdın. Keşke daha yaşayabilseydin. Felek Türkiye'nin en büyük jeofizikisi olan seni aramızdan aldı. Genç jeofizikileri ksz bıraktı.

lmne inanmak zor. Sen bizim içimizde, gönlümüzde yaşıyorsun. Nur içinde yat.

Kazım Ergin



# BANDIRMA-KÖSEMTUĞ TÜMÜLÜSÜNDE MANYETİK ve SP UYGULAMALARI

## Applications of Magnetic and SP Method in Kösemtuğ Tumulous

Zafer AKÇIĞ\* ve Rahmi PINAR\*

### ÖNSÖZ

Arkeolojik aramalarda manyetik yöntem ile doğal potansiyel yönteminin birlikte kullanılarak yapı parametrelerinin saptanması bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır.

Uygulamada, Bandırma yöresinde daha önce saptanmış Kösemtuğ tümülüsünde önce manyetik ölçümler yapılmıştır. Manyetik ölçümler üzerinde modelleme ve güç spektrumu teknikleri uygulanmıştır. Çalışmanın ikinci aşamasında ise araziden alınan doğal potansiyel ölçümleri Hilbert dönüşümleri yardımıyla değerlendirilerek yapı parametreleri elde edilmiştir.

Sonuçta elde edilen yapı parametrelerinin önceden bilinen tümülüsün yapısı ile uyumlu olduğu saptanmıştır.

### ABSTRACT

This study mainly focuses on finding out structural parameters using magnetic method and self-potential method together in archaeological surveys.

First of all magnetic measurements have been made in Kösemtuğ tumulous in pre-determined region in Bandırma. Modelling and power spectrum techniques have been applied to magnetic measurements. In the second step of the survey, structural parameters have been obtained by evaluating the self-potential measurements with the help of Hilbert transform.

Consequently, it has been found that obtained structural parameters are harmonious with the structure of the tumulous.

### GİRİŞ

Arkeolojik alanların fotoğraflarının çekilerek yüzeydeki belirtilerin (Beazeley 1919) yorumlanmasıyla başlayan çalışmalar günümüzde Lanstad fotoğrafları (Avery 1977, vd.) ile sürdürülmektedir.

1950' li yıllarda başlayan arkeojeofizik çalışmalar, 1960' lardan sonra artan bir ivme ile günümüze kadar süregelmiştir. Özellikle manyetik, elektrik, elektromanyetik, IP, sismik ve radar yöntemleri bu konuda geniş uygulama alanları bulmuştur. IP, sismik ve radar yöntemleri bu konuda geniş uygulama alanları bulmuştur. Bu konularda günümüzde yaygın bir kaynakça oluşmuştur (Scollar 1962, Aspinall ve Lynam 1970, Weymouth 1986, Pinar ve Akçığ 1992, vd.).

Gravite yönteminin bu tür aramalarda tek başına kullanılması oldukça sınırlıdır (Linnington 1966). Ancak günümüzde geliştirilen mikrogravite aletleri ile yöntemin uygulanabilirliği daha da artacaktır. Doğal potansiyel (SP) yöntemi ise ilk olarak denizde Corvin (1973) tarafından ve karada da Wynn ve Sherwood (1984) tarafından uygulanarak başarılı sonuçlar elde edilmiştir.

Bu çalışmada ise manyetik ve SP yöntemleri birlikte kullanılarak, elde edilen verilerinden değişik değerlendirme yöntemleri yardımıyla yapı parametreleri saptanmıştır.

### UYGULANAN YÖNTEMLER

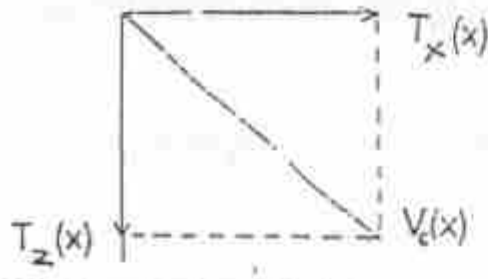
Uygulamada manyetik verilere modelleme ve güç spektrumu teknikleri uygulanmıştır. Modellemede Talwani ve Heirtzler (1964) ve güç spektrumunda da Spector ve Grant (1970) yaklaşımları kullanılmıştır. Ancak literatürde bu yöntemlere ilişkin yaygın bir kaynakça bulunduğundan, burada, bu yöntemlerin ayrıntı ve özelliklerine tekrar değinilmemiştir.

### Hilbert Dönüşümü

İkinci aşamada SP verilerine uygulanan Hilbert dönüşümü (HD); uzunluk veya frekans ortamına eşit genlikli tek ve çift işlevleri birbirine dönüştüren doğrusal bir dizge olarak tanımlanır.

Karmaşık ortamda bir  $V(x)$  fonksiyonu,  $x$  ve  $z$  yönündeki türevlerden elde edilen karmaşık bileşenlerin toplamından oluşur (Şekil 1).

\* DEÜ Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü - Bornova - İZMİR.



Şekil 1: Karmaşık gradiyenin bileşenleri.

Figure 1: The components of the complex gradient.

$$V_0(x) = \frac{\partial V(x)}{\partial x} + i \frac{\partial V(x)}{\partial z} \quad (1)$$

$$V_c(x) = T_x(x) + iT_z(x) \quad (2)$$

$T_x(x)$  ve  $T_z(x)$  arasındaki ilişki ise HD ile kurulur.

$$T_x(x) \xrightarrow{HD} -T_z(x) \quad (3)$$

Genlik ve evre ise sırasıyla,

$$G(x) = \left[ T_x(x) + T_z(x) \right]^2 \quad (4)$$

$$\phi(x) = \tan^{-1} \left[ T_x(x) / T_z(x) \right] \quad (5)$$

bağıntıları tanımlanır.

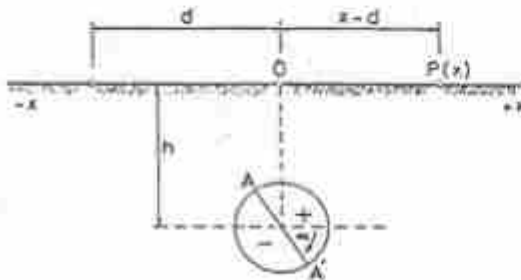
Uygulamada, HD leri Fourier dönüşümleri ve evrişim yöntemi yardımıyla gerçekleştirilir. Bu çalışmada ise HD, evrişim yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Evrişimde kullanılan HD işleci

$$(-\pi x)^{-1} = x^{-1} (1 - e^{i\pi x}) \quad (6)$$

bağıntısı ile tanımlanmıştır (Rabiner ve Gold 1974).

**Silindirik biçimli bir yapının parametrelerin HD ile çözümü**

$\alpha$  açısıyla ucaylanmış silindirik şekilli bir yapının P noktasındaki bağıntısı (Şekil 2),



Şekil 2: SP yönteminde silindir modeli.

Figure 2: Cylinder model in SP method.

$$V(x) = M \frac{x \sin(\alpha) + h \cos(\alpha)}{X^2 + h^2} \quad (7)$$

ile tanımlanır (Heiland 1968). Bağlantıda; M katsayısı,  $\alpha$  ucaylanma açısı, d ölçü başlangıcının silindirin merkezinin izdüşümüne olan mesafe,  $X = x + d$  ve h silindirin odak değerlendirmesidir.

(7) bağıntısı ile tanımlanan potansiyel ifadesinin karmaşık bileşenleri ise,

$$T_x(x) = M \frac{\sin(\alpha)(X^2 + h^2) - 2X[X \sin(\alpha) + h \cos(\alpha)]}{(X^2 + h^2)^2} \quad (8)$$

$$T_z(x) = M \frac{\cos(\alpha)(X^2 + h^2) - 2h[X \sin(\alpha) + h \cos(\alpha)]}{(X^2 + h^2)^2} \quad (9)$$

denklemleriyle verilir. (7) ile verilen yapı parametreleri  $\alpha$ , h, M, ve d (7), (8) ve (9) kullanılarak çözülür. Bu çözümler aşağıda sıra ile verilmiştir.

a)  $V(x) = 0$  için (7) nin çözümünden,

$$X_1 = -h \cotan(\alpha) \quad (10)$$

b)  $T_x(x) = 0$  için (8) den,

$$X_1 = \frac{h \cos(\alpha) + h}{\sin(\alpha)} \quad (11)$$

$$X_2 = \frac{h \cos(\alpha) - h}{\sin(\alpha)} \quad (12)$$

(12)

c) (8) ve (9) un  $T_x(X) = 0$  ve  $T_z(X) = 0$  için çözümlerinden,

$$T_x(X=0) = M \frac{\sin(\alpha)}{h^2} = c \quad (13)$$

$$T_z(X=0) = -M \frac{\sin(\alpha)}{h^2} = e \quad (14)$$

d)  $X=0$  değeri de  $G(X=0)$  dan,

e)  $\alpha$ , h ve M'de (11), (12), (13) ve (14) bağıntılarından yararlanarak sırasıyla,

$$X_m = X_1 - X_2 \quad (15)$$

$$X_m = \frac{2h}{\sin(\alpha)} \quad (16)$$

$$\alpha = -\cos^{-1} \left( \frac{2X_m}{X_m} \right) \text{ veya } \alpha = -\tan^{-1} \left( \frac{c}{e} \right) \quad (17)$$

$$h = \frac{-X_m}{\cotan(\alpha)} \quad (18)$$

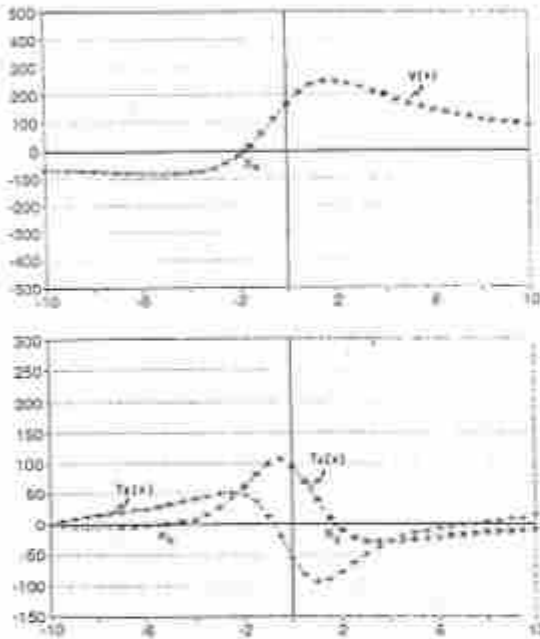
$$M = \frac{V(x=0)h}{\cos(\alpha)}$$

(19).

yardımıyla tanımlanır.

Yapılan çözümlerin amacıyla bir silindirin potansiyel anomalisi, yatay ve dikey gradientleri (7), (8) ve (9) bağıntıları yardımıyla hesaplanmıştır. (Şekil 3). Elde edilen eğriler (15), (16), (17), (18) ve (19) yardımıyla değerlendirilerek yapı parametreleri hesaplanmıştır (Çizelge 1). Çizelge 1 incelendiğinde hesaplanan ile teorik değerler arasında oldukça iyi bir uyumun varlığı görülmektedir.

Uygulamada kullanılan çubuk modeli çözümleri için de aynı yaklaşımlar geçerlidir. Ancak öngörülen çubuk modelinde uygulamada başarılı sonuç elde edilmediğinden burada ayrıntılı çözümler verilememiştir.



Şekil 3: Kuramsal potansiyel eğrisi ve karmaşık gradientleri.

Figure 3: Theoretical potential curves and its complex gradients.

Çizelge 1: Silindir modeli analitik uygulama sonuçları.

Table 1: Analytical application results of cylinder model.

Parametreler	$\alpha(^{\circ})$	h(m)	M	d(m)
Kuramsal	60	3	1000	10
HD Sonuçları	60.3	3.07	1032	10.5

## UYGULAMALAR

İki aşamalı olarak yapılan uygulamalarda manyetik ölçümler AA', BB' ve CC' profillerinde, SP uygulamaları ise AA' ve BB' profillerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 4). Gerek manyetik gerekse SP ölçümlerinde örnekleme aralığı 0,5 m olarak seçilmiştir.



Şekil 4: Lokasyon haritası.

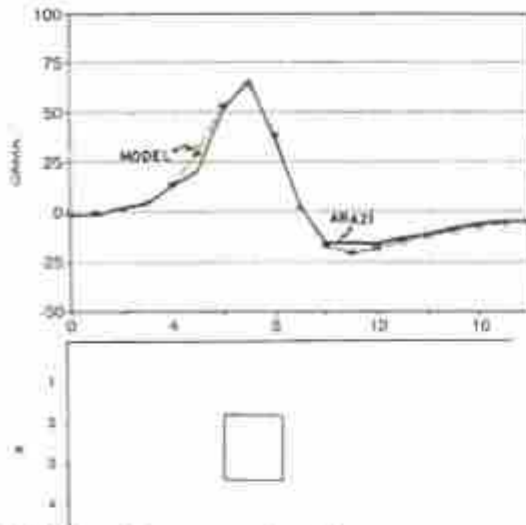
Figure 4: Location map.

Dromos (mezara giden yol) ve mezar odasına ait AA' ve BB' profillerine ait manyetik modelleme uygulamaları Şekil 5 ve 6 da verilmektedir. Yine aynı profillere ait güç spektrumu uygulama sonuçları ise Şekil 7' de görülmektedir. Elde edilen parametreler karşılaştırıldığında gerçek yapı ile oldukça iyi bir uyumun varlığı gözlenmektedir. CC' profilinde ise bir anomali elde edilmediğinden herhangi bir değerlendirme yapılmamıştır.

Sp uygulamalarında ise araziden elde edilmiş potansiyel anomalisine önce x yönünde türev uygulanarak yatay gradient elde edilmiş daha sonrada HD yardımıyla dikey gradient elde edilmiştir. Bu yaklaşım kullanılarak AA' ve BB' profillerine ait sonuçlar Şekil 8 ve 9' de görülmektedir. Köklerden yararlanarak yöntem bölümünde açıklanan izlençe (silindir model) uyarınca saptanan yapı parametreleri de Çizelge 2 de verilmiştir. Çizelgeden görülebileceği üzere elde edilen sonuçlar gerçek bulgularla iyi bir uyum sunmaktadır.

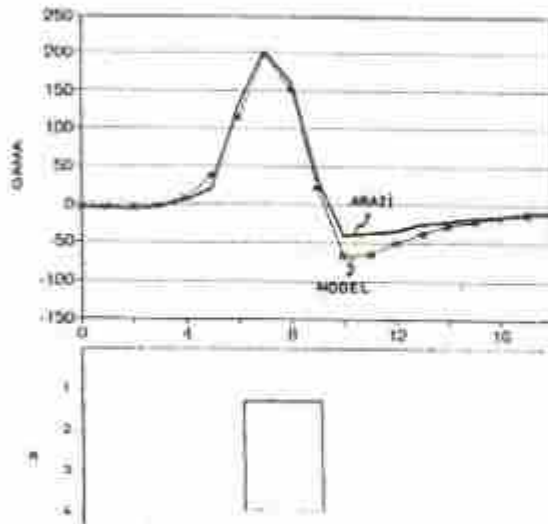
Çubuk modeline ilişkin uygulamada ise silindir çözümünden elde edilen parametreler kullanılarak bir çubuğun oluşturacağı potansiyel anomalileri (AA' profili) hesaplandığında gerçek arazi verileri ile uyuşmadığı görülmektedir (Şekil 10). Bu nedenle çubuk modeli için parametre çözümleri yapılmıştır.





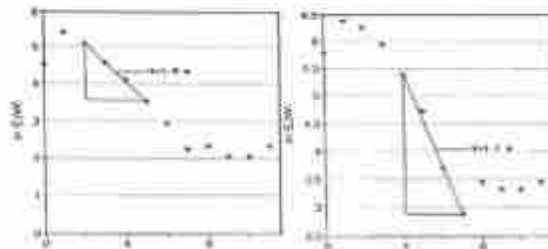
Sekil 5: AA' profiline ait manyetik model.

Figure 5: Magnetic model belongs to AA' profile.



Sekil 6: BB' profiline ait manyetik model.

Figure 6: Magnetic model belongs to BB' profile.



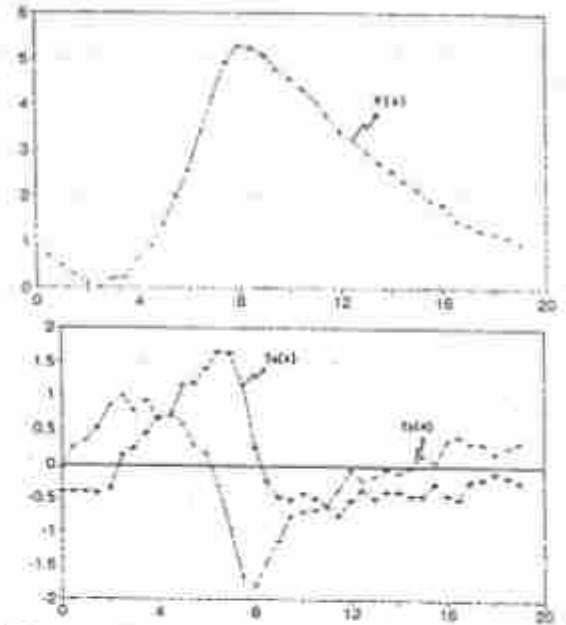
Sekil 7: AA' ve BB' profillerinin güç spektrumu grafikleri.

Figure 7: The power spectrum graphs AA' and BB' profiles.

Çizelge 2: Silindirik modelin sayısal uygulama sonuçları.

Table 2: Numerical application results of cylindrical model

Parametreler	$\alpha(^{\circ})$	h(m)	M	d(m)
Dromos (AA')	84	3.0	3.6	9.5
Mezar odası (BB')	69	3.5	5.3	8.0



Sekil 8: AA' profiline ait potansiyel anomalisi ve karmaşık gradyanları.

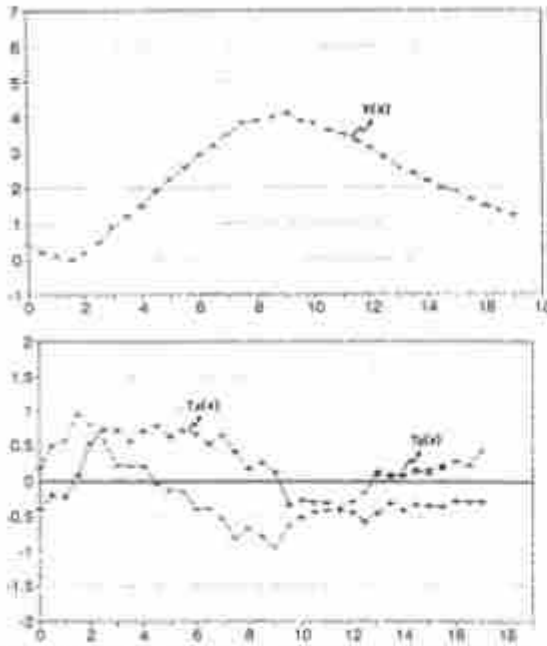
Figure 8: The potential anomaly and complex gradients belong to AA' profile.

## SONUÇLAR

Son yıllarda gerçekleştirilen çalışmalar, genelde derin aramalara yönelik jeofizik sığ araştırmalarda da etkin olarak kullanılabileceğini göstermektedir. Ancak arkeolojik problemler kendilerine özgü özellikler sunduğundan seçilecek yöntemlerin ve uygulama türlerinin çok dikkatli seçilmesi gerekir. Bu yaklaşımların ışığında Bandırma-Kösemtaş tümülüsünde gerçekleştirilen tüm çalışmaların sonuçları aşağıda verilmektedir.

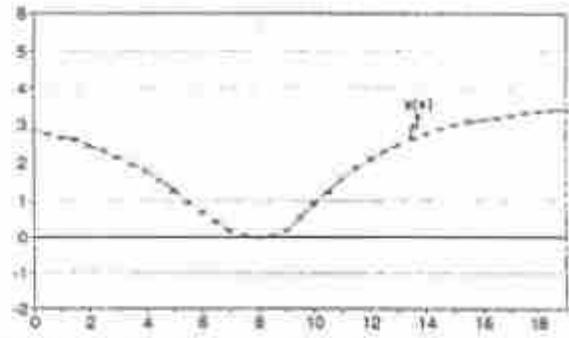
1. Manyetik yöntem bu tür yapı gösteren tümülüslerde (kiler içinde andeziten yapılmış) oldukça başarılı sonuçlar vermiştir.
2. Modelleme ve güç spektrumu gibi değerlendirme teknikleri bu tür alanlarda da başarı ile kullanılabilir.
3. SP uygulamalarında, dirençsiz ortamdaki dirençli ortama geçişte gözlenen anomali türü elde edilmiştir.

4. Model uygulamalarında SP' de silindir modeli yapıyı gerçekçi biçimde yansıtmaktadır. Bu modelden yola çıkarak yapılan parametre kestiriminde oldukça sağlıklı sonuçlar elde edilmiştir.



Sekil 9: BB' profiline ait potansiyel anomalisi ve karmaşık gradyanları.

Figure 9: Potential anomaly and complex gradient belong to BB' profile.



Sekil 10: Çukuk modeli potansiyel anomalisi.

Figure 10: Potential anomaly of the dike model.

#### KAYNAKLAR

- Aspinall, A. and Lynum, J.T., 1968, Induced polarization as a technique for archaeological surveying, *Prosop. Archaeol.*, 3, 91-93.
- Beasley, G.A., 1919, Air photography in archaeology, *Geographical J.*, 53, 330-335.
- Corvin, R.E., 1973, Offshore application of self-potential prospecting, Ph. D. dissertation, Univ. of California, Berkeley.
- Holland, C.A., 1968, Geophysical exploration: Hafner Publishing Co.
- Linsington, R.E., 1966, Test use of a gravimeter on Etruscan chamber tombs at Cervetri, *Prosop. Archaeol.*, 1, 37-41.
- Lynum, T.R. and Avery, T.E., 1977, Remote sensing: A handbook for archaeologist and cultural resource manager, U.S. Govern. Print. Off.
- Pinar, K. ve Akyüz, Z., 1992, Kozanşuğ simülasyonun jeofizik yöntemlerle araştırılması, VIII. Uluslararası Arkeometri Sempozyum Toplantısı Kitabı, 133-155.
- Rabiner, L.R. and Gold, B., 1975, Theory and application of digital signal processing: Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall.
- Scollar, L., 1962, Electromagnetic prospecting method in archaeology in Gangary, *Geophysics*, 51, 561-567.
- Spector, A. and Grant, F.S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 25, 293-302.
- Talwani, M. and Heinsler, J.R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape in computers in the mineral industries, Part I: Stanford University Publications, Geol. Sciences, 8, 464-480.
- Weymouth, J.W., 1986, Archaeological site surveying program at the Univ. of Nebraska, *Geophysics*, 51, 530-552.
- Wynn, J.C. and Sherwood, S.L., 1984, The self-potential (SP) method: an inexpensive reconnaissance and archaeological mapping tool, *Jour. of Field Archaeology*, 11, 193-204.





# SİNOP AMFORA ATÖLYELERİ ÜZERİNDE MANYETİK ÇALIŞMALAR

## Magnetic Studies on Amphorae Workshop Sites at Sinop

M. G. DRAHOR<sup>\*</sup>, A. HESSE<sup>\*\*</sup> ve M. A. KAYA<sup>\*\*\*</sup>

### ÖZET

1993 yılında yapılan Sinop seramik atölyeleri araştırması, Sinop'un Antik çağda Karadeniz'deki en önemli ve en büyük seramik üretim ve dağıtım merkezi olabileceğini göstermiştir. Araştırma sonuçları; en yaygın yüzey malzemesinin Demirci köyü yakınında olduğunu da ortaya çıkarmıştır.

Bu atölyelerin yerlerini saptamak için jeofizik çalışmalara gereksinim duyulmuştur. Bu amaçla; Mayıs 1994 ve Ağustos 1994 tarihlerinde Demirci bölgesindeki alanlar, manyetik açıdan araştırıldı. Araştırmanın ilk aşamasında, arkeolojik araştırma sonuçlarına göre olumlu bulunan iki alan üzerinde (Sinop A ve B) manyetik alan ve manyetik duyarlılık (susceptibility) ölçümleri yapılmıştır. Manyetik alan ölçümlerde G-816 proton manyetometresi, duyarlılık ölçümlerinde ise EM15 Geonics aleti kullanıldı. Manyetik alan verileri 2x2m grid aralıklarında toplanarak, haritalandırılmış ve yüksek manyetik özellik gösteren alanlar belirlenmiştir. Özellikle birkaç belirti (anomaly), tipik fırın ya da ocak belirtisi niteliğine sahiptir. Elde edilen sonuçlar doğrultusunda araştırmanın ikinci aşamasında, sadece manyetik alan ölçümleri yapılmıştır. Veriler; 2x2m grid aralıkları ve 60 ile 120cm altı yüksekliğinde gradyent ölçü düzeninde alındı. Ölçümlerde, Geometrics G-856 proton manyetometresi kullanılmıştır. Elde edilen verilerin ön değerlendirme ve haritalandırılmalan sonucunda, ocak ve fırınlardan kaynaklandığı düşünülen belirtiler saptanmıştır. Heyelan tehlikesi altında bulunan A alanındaki bir belirti üzerinde yapılan arkeolojik kazılarda, değişik arkeolojik evrelere ilişkin bir fırınlar sistemi bulundu. Ayrıca bu belirtinin yanındaki ikinci bir belirti üzerindeki kazılarda da içleri seramik artıklarıyla doldurulmuş pythos'lar ortaya çıkarılmıştır. Yapılan araştırmaların yöntem ve dizgesinin Sinop amfora atölyelerini ortaya çıkarmada etkili olduğu görüldü.

### ABSTRACT

The archaeological research of the Sinop pottery workshop in 1993 showed that Sinop may be one of the important production and export center of ceramics in the Black sea region during the antique era. This research also showed that widespread pottery materials were found at the surface around the Demirci village.

Magnetic investigations have been carried out on the areas near the Demirci village in May 1994 and August 1994. Initially the magnetic surveys were carried out at two different areas (Sinop A and B) with G-816 Geometrics proton magnetometer (2x2m grid interval). In addition, magnetic susceptibilities of the soil were measured with EM 15 Geonics equipment over certain portions of these areas. After the mapping, the regions containing high magnetic properties were determined on the maps. Particularly, certain anomalies were indicative of the kiln and furnace features. The second investigation was carried out with Geometrics G-856 proton magnetometer (on the areas B, C, D, E, F, G and H) using the gradient measuring technique (sensor height: 60-120cm and grid interval: 2m). After the archaeological excavation, a very large amphorae workshop was found on the site indicated with a very strong magnetic anomaly on the Area A. This site was excavated immediately because it has the risk of landslide. In addition, some pythos were also found at the another excavation area in the region. These were filled up with pottery remains which create secondary magnetic anomalies. As a result, it can be said that the methods used here were effective for discovering amphorae workshops in the Sinop region.

<sup>\*</sup> DEÜ Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 31500 Bornova - İzmir

<sup>\*\*</sup> Centre de Recherches Géophysiques, C.N.R.S. Garchy, 58150 Pouilly Sur Loire, France

<sup>\*\*\*</sup> SDÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Isparta.



Fotoğraf: Kazı sonucu bulunan anfora fırını

Photo : Amphora oven found in excavation.

## GİRİŞ

1993 yılında yapılan arkeolojik yüzey araştırmaları; Sinop'un antik çağda Karadeniz'deki en önemli ve en büyük seramik üretim ve dışsattım merkezi olduğunu göstermiştir. Bu araştırmada Sinop Körfezinin güney kıyısındaki Çakıroğlu burununa değin olan 20km'lik alan incelenmiştir. İncelemeler sırasında 7 ayrı bölgede atölye alanları olduğu belirlenerek, bu alanlarda anfora, kiremit ve az oranda da günlük ince seramik üretildiği saptanmıştır (Şekil 1).

Bu alanlar içerisinde en yaygın seramik buluntusunun Demirci Köyü yakınındaki yaklaşık 1 km'lik kıyı şeridinde olduğu gözlemlenmiştir. Bölge seramik yığılımı açısından 11 ayrı alana ayrılarak ayrıntılı araştırılmış. Toplanan örnekler MÖ 175 yılından MS 2.-3. yüzyıla değin uzanan bir tarihlendirmeyi göstermiştir. Yapılan bu çalışmalar; bölgede seramik üretiminde kullanılmış birçok fırın ve ocağın olabileceğini gösterdiğinden, bunların yerlerinin belirlenmesi arkeolojik kazı açısından büyük bir önem taşımaktadır. Ama; bu ocakların ve fırınların yaygın kil birimi içerisinde gömülü olması ve yüzeyde bunları belirleyebilecek belirti olmasından dolayı, arkeolojik araştırma ve kazılarla ortaya çıkarılma olasılığı en aza indirgendi. Bu nedenle bölgedeki arkeolojik kalıntıları belirleyebilmek için, jeofizik çalışmalara gereksinim duyulmuştur. Bilindiği gibi jeofizik; 1940'lı yıllardan beri arkeolojik alanlarda başarılı bir biçimde uygulanmaktadır. Böylece; belirlenmesi oldukça zor olan gömülü birçok arkeolojik nesne kolayca saptanabilmekte ve ortaya çıkarılmaktadır. Manyetik yöntem üzerine ilk araştırma, Belshe (1957) tarafından yapılmış ve halen arkeolojik alanlarda en çok kullanılan yöntemlerden biridir.



Şekil 1: Sinop seramik atölyeleri yerbuluburu haritası.

Figure 1: Location map of Sinop ceramic workshops.

Prehistorik yerleşimlerin, eski çağın maden işleme ve seramik üretim atölyelerinin belirlenmesinde manyetik özel bir yeri vardır. Türkiye, tarihsel yerleşimler açısından çok zengin bir ülkedir ve son yıllarda bu tür yerlerin araştırılmasında uygulanan jeofizik yöntemlerin payı her geçen gün hızla artmaktadır. Seramik atölyeleri açısından oldukça zengin olan Reşadiye yarımadası üzerinde Hesse (1991, 1992) ve Hesse ve Doğer (1993) tarafından yapılan manyetik çalışmalar sonucunda, birçok seramik atölyesi ortaya çıkarıldı. Bu çalışmalar; bu tür alanlarda manyetik yöntemlerin, atölyelerin saptanmasında oldukça başarılı olduğunu ortaya çıkarmıştır. Önceki çalışma sonuçlarının başarısı gözönüne alınarak, Sinop seramik atölyelerinin yerlerinin belirlenebilmesi amacıyla; 1994 yılında Sinop-Demirci bölgesinde manyetik çalışmalar yapıldı.

## ARKEOLOJİK ALANLARDA MANYETİK BELİRTİ DOĞURAN NEDENLER

Manyetik, arkeolojik araştırmalarda en yaygın kullanılan yöntemlerden biridir. Ocak, fırın ve yanma çukurları ile seramik, kiremit ve anfora yığılımlarının içerdiği ısı kalıcı (thermoremanent) mıknatıslanma yoluyla mıknatıslanan cisimler ile mıknatıslanmayan cisimlerin birbirlerinden ayrılması sağlar. Arkeolojik alanlarda diğer önemli mıknatıslanma oluşturan ortamlar ise; manyetik özellikli kayalardan yapılmış yapı temelleri, demirli metallerin yığılımı ve depolama



çukurları gibi organik çevrede oluşan demir oksitlerin bulunduğu temel birimlerdir. Ayrıca, yerleşim birimleri üzerindeki manyetik duyarlılığın (susceptibility) varlığından dolayı gömülü nesnelere belirlenebilir.

Arkeolojik aramalarda ısı kalıcı manyetizasyon, nesnelere belirlenmesindeki en temel özelliktir. Bu genellikle kil'in ısıtılması sonucunda oluşur. Böylece arkeolojik alanlarda yaygın olarak bulunan seramik; üretimi sırasında geçirdiği yanma süresine bağlı olarak manyetik özellik kazanır. Isıtılma işlemi sırasında; kil'in içindeki manyetit kristalindeki manyetik domenler hareket ederek, gelişigüzel bir yönelim kazanırlar. Daha sonra soğumaya bırakılan bu materyaldeki domenler, o günkü yerlere manyetik alanında bir yönelimye sahip olurlar. Bu konuda, Gibson (1986) tarafından ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmaların sonuçlarına göre; manyetik özelliğe sahip bir kayaç yalnız bir yanmadan sonra saptanabilir bir manyetik alan üretirken, ocak ve fırınların en az üç kezlik bir yanmadan sonra anlamlı bir belirti ürettiği görülmüştür. Gibson (1986)'ın çalışmalarına göre; yanma sayısının artması ve sürekli bir özellik kazanmasıyla, güçlü manyetik belirtiler oluşmaktadır. Ayrıca Gibson (1982) tarafından seramik grupları üzerinde yapılan çalışmalarda da; seramik gruplarının belirli alanlardaki yığılımlarının güçlü manyetik belirtiler doğurduğu gözlenmiştir.

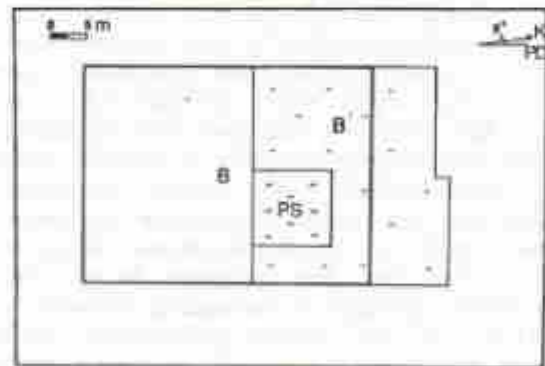
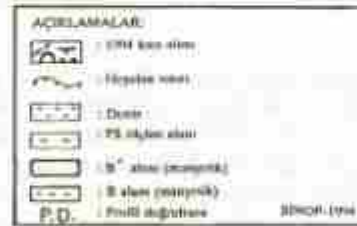
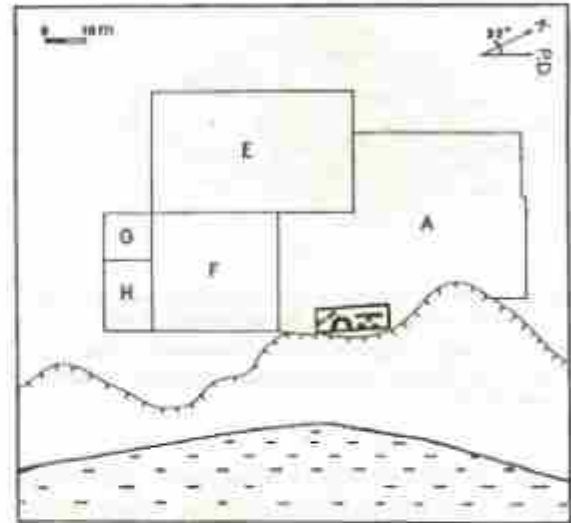
#### VERİ TOPLANMASI VE DEĞERLENDİRME

Sinop-Demirci seramik atölyeleri üzerindeki manyetik çalışmalar iki ayrı aşamada tamamlanmıştır. Ön çalışmalar; Mayıs-1994 tarihinde Demirci A ve B alanları üzerinde G-816 proton manyetometresiyle 60 cm yükseklikli sensör kullanılarak yapılmıştır. Bu çalışmada veriler 2x2m grid aralıklarında toplandı. (Şekil.2).

Eldedilen verilerin haritalandırılması sonrasında, A alanındaki yüksek genlikli ve tipik ocak belirtisi özelliği gösteren belirtilerin yoğunluğu, bu alanın aranan ocaklar ve fırınlar açısından oldukça elverişli olabileceğini göstermiştir (Şekil.3).

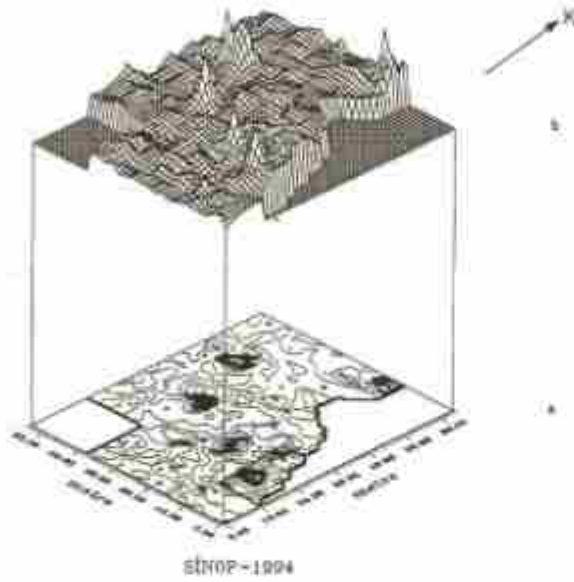
B alanı üzerindeki çalışmalarda ise, çok daha güçlü bir belirtinin varlığı ortaya çıktı. Belirti, tipik bir ocak belirtisine benzemektedir ve oldukça duraylı bir alanın içerisinde belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil. 4). Ayrıca sonuçları desteklemek amacıyla, Geonics EM15 ile manyetik duyarlılık çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda; Demirci bölgesindeki yüzeydeki kahverengi kil katmanlarının  $63.2 \times 10^{-5}$  U.S.I., daha derindeki sarı kil katmanlarının ise  $60.8 \times 10^{-5}$  U.S.I. değerlerinde olduğu görüldü. Sonuçlar, arkeolojik araştırmaları desteklediğinden daha ayrıntılı bir manyetik araştırmaya yapma gereksinimi ortaya çıkmıştır. Bu amaçla, Ağustos 1994 tarihinde ayrıntılı çalışmalara başlandı ve araştırma; 2x2m grid aralıklarında B, C, D,

E, F, G ve H olarak adlandırılan alanlar üzerinde Geonics G-856 proton manyetometresiyle yapıldı (Şekil.2). Veriler; 60 ve 120 cm'lik yüksekliklerde iki ayrı sensör yoluyla, gradyent ölçüsü biçiminde toplandı. Verilerin haritalandırılmasından sonra; B, E, F, G ve H alanları, üzerinde yüksek manyetik genlikli birçok belirti grubu gözlemlendi. B alanı; Mayıs-1994'de B alanındaki ocak türü belirtinin başladığı yerden kuzeye 30m uzatılmasıyla oluşturulmuştur. Veriler haritalandırdıktan sonra her iki sensör yanıtlarında da ocak belirtisinin açık bir biçimde ortaya çıktığı görüldü.



Şekil 2: Sinop-Demirci seramik atölyeleri manyetik araştırma alanları.

Figure 2: Sinop-Demirci ceramic workshops magnetic exploration areas.



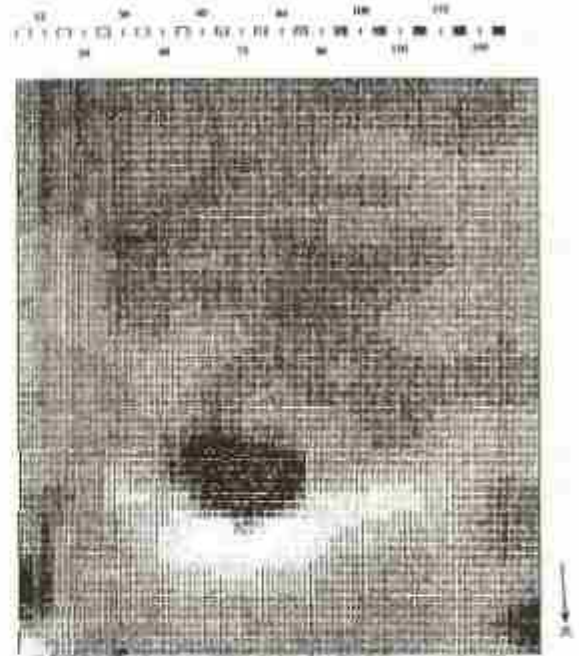
Şekil 3: A alanı manyetik ölçüm sonuçları. (a) manyetik alan haritası. (b) üç boyutlu manyetik gösterim (Kontur aralığı: 10 nT)

Figure 3: Results of magnetic exploration in area A. (a) magnetic anomaly map. (b) three-dimensional magnetic display (Contour interval: 10 nT).

Ayrıca, haritaların KB bölümlerinde daha öncede görülen belirti grupları burada da yine ortaya çıkmıştır. Elde edilen gradyent haritası, ana belirti ile birlikte diğer belirti lerinde açıkça belirlenmesini sağladı. (Şekil. 5-A).

Veriler değişik sinyal analiz işlemlerinden geçirilerek, ocak tipi belirti ile diğer belirti lerin ayrılmasına çalışılmıştır. Şekil.5-B'de alt sensörden alınan verilerin sırasıyla alçak geçiş (f:0-0.2), yüksek geçiş (f:0.4-0.5) ve çapraz ilişki sonuçları görülmektedir. Çapraz ilişki, Alder (1988)'de verilen bağıntı yoluyla; yeryüzünden 1m derinlikte gömülü ve 2m genişlikli bir yapının (firin modeli) modellenmiş belirtisi ile alan verilerinin işleme sokulması ile elde edilmiştir. İşlem sonucunda; fırından kaynaklandığı sanılan belirti özelliğini korumasına karşın, diğer belirti lerin etkilerinin daha da azaldığı görüldü. Alan oldukça duraylıdır ve belirti ler açıkça ayırd edilebilmektedir. Bu nedenle; süzgeçleme sonuçlarından çok belirgin iyileştirmeler beklenmedi. Benzer işlemler; tek bir alan durumunda birleştirilen E,F,G ve H alanları içinde yapılmıştır. Bu alan, daha fazla belirti yoğunluğu ve karmaşıklığı içermekte ve Şekil.6-A.a' da alan haritası görülmektedir. Harita sırasıyla ikinci türev (Şekil.6-A.b), band geçiş (f:0.25-0.45) (Şekil.6-A.c), yüksek geçiş (f:0.4-0.5) (Şekil.6-A.d), alçak geçiş (f:0-0.2, f:0-0.4) (Şekil.6-B.a,b) ve çapraz ilişki (Şekil.6-B.c) işlemlerinden geçirilmiştir.

Çapraz ilişkide yine benzer model kullanılmıştır. Haritanın güneyinde bulunan ve olası olarak bir ocaktan kaynaklandığı sanılan belirti, diğer belirti lerin etkisinin azalmasına karşın, güçlü bir biçimde görülmekte. Ayrıca, süzgeçlemeler sonucunda istenilen ayırmalar elde edilmiştir. Bu işlemler sonucu; yüzeye yakın bir yapıdan kaynaklandığı sanılan D-B ve K-G yönlü, aynı

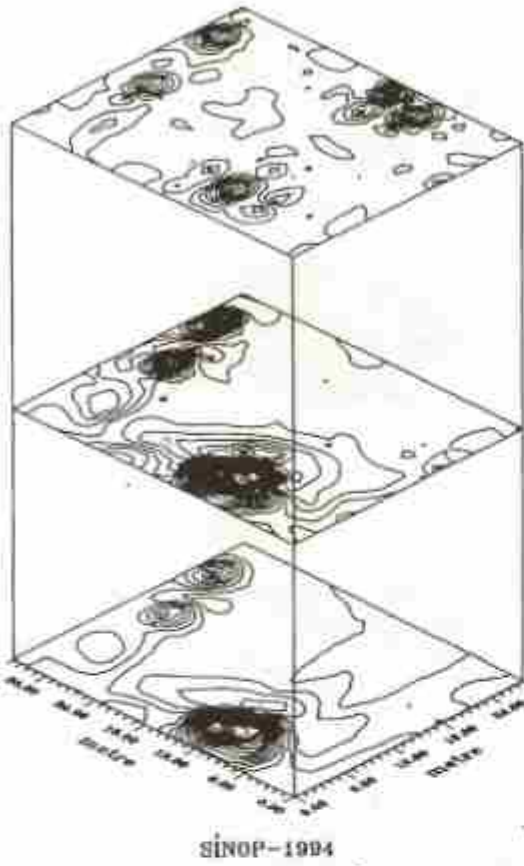


Şekil 4: B Alanı manyetik alan haritası (Kontur aralıkları: 12 nT).

Figure 4: Magnetic anomaly map of area B (Contour interval: 12 nT).

konturlanmalar gösteren belirti grupları daha da belirginleşmiştir. Bu belirti lerin, bölgedeki bir üretim atölyesinin kalıntılarından oluşabileceği düşünülebilir. Bölge, diğer alanlara göre oldukça yüksek manyetik belirti gruplarına sahiptir. Böylece, bölgenin yoğun bir üretim alanı olabileceği sanılıyor. Bu belirti lerin tümüyle kil ile dolu alanlar içinde bulunması, ocak ve fırınlar açısından yoğun olabileceğini göstermektedir. Ayrıca; bölgenin bir seramik üretim alanı olduğu göz önüne alındığında ise, daha düşük genlikli ve ocak belirti lerine benzemeyen diğer belirti lerinde seramik yığılımlarından kaynaklanabileceği düşünülebilir.





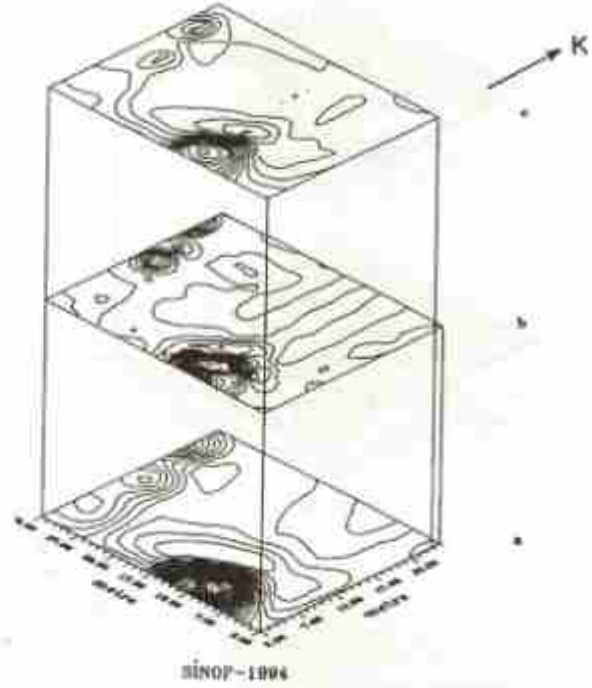
SİNOP-1994

Şekil 5-A: B' alanı manyetik alanı haritaları (a) alt sensör, (b) üst sensör, (c) gradyenti (Kontur aralıkları: 4nT)

Figure 5-A: Magnetic anomaly maps of area B'. (a) lower sensor, (b) upper sensor, (c) gradient (Contour interval: 4 nT)

## SONUÇLAR

1994 yılında Sinop-Demirci antik seramik atölye alanları üzerinde yapılan manyetik çalışmalar; B, B', E, F, G ve H alanlarının üretim yerleri açısından çok olumlu olabileceğini ortaya çıkarmıştır. Ayrıca, alanlar üzerinde elde edilen ve model çalışmalarıyla türetilen ocak ve fırın belirtilerine benzer belirtilerin yoğunluğu da bu görüşü güçlendiriyor. Yine, alanda seramik yığışım gruplarından kaynaklanan birçok belirtinin bulunduğu da sunulmaktadır.

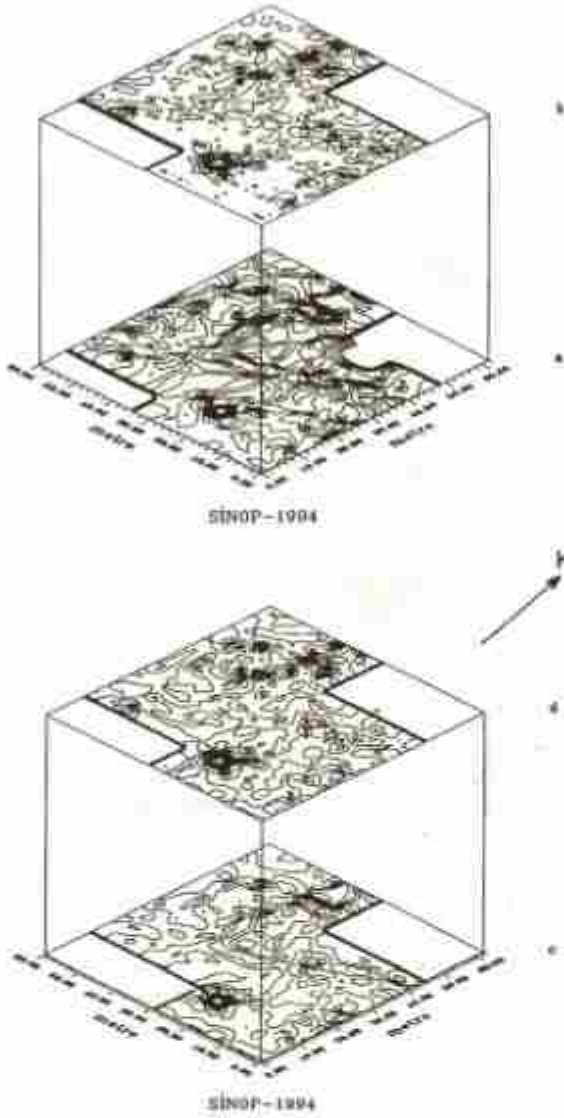


SİNOP-1994

Şekil 5-B: Sinyal analizi sonuçları (alt sensör). (a) düşük geçiş, (b) yüksek geçiş, (c) çapraz ilişki (Kontur aralıkları: 4nT)

Figure 5-B: Signal analysis results (lower sensor). (a) low-pass, (b) high-pass, (c) cross correlation (Contour interval: 4 nT)

Çalışmaların olumlu sonuçlarına bağlı olarak Ağustos 1994 tarihinde A alanının güney doğusunda Şekil.3'de çizilerek gösterilen ve ocak belirtisi benzeri belirti üzerinde yapılan arkeolojik kazıda; değişik arkeolojik evreleri içeren bir fırınlar sistemi ortaya çıktı. Fırının üst yüzü yaklaşık 40-50cm, tabanı 3m ve çapı ise 2.5m'yi bulmaktadır. Fırının Helenistik çağdan, Erken Bizans dönemine değin kullanıldığı sanılmakta ve bu ise, ne kadar uzun süreli ve çok yanma geçirdiğinin belirtisidir. Ayrıca, belirtinin kuzeyindeki düşük genlikli belirtilerin elde edildiği alandaki kazılarda ise; içleri seramik artıklarıyla doldurulmuş pythos'lar ele geçmiştir. Böylece, seramik yığışımları üzerinde de anlamlı belirtilerin elde edildiği görülmüştür. Bu sonuçlar ve jeofizik veriler doğrultusunda, bölgenin önemli bir seramik üretim alanı olduğu söylenebilir. Yapılan manyetik araştırmaların yöntem ve dizgesinin, Sinop amfora atölyelerinin belirlenmesinde etkili sonuçlar verdiği görülmüştür.

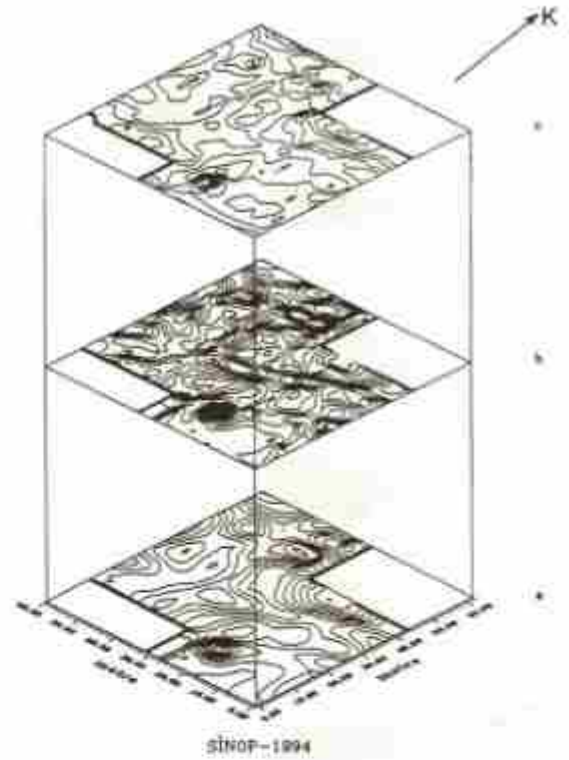


**Sekil 6-A:** E, F, G, H alanı sinyal analizi sonuçları (altı sensör). (a) arazi verisi (kontur aralığı: 5 nT), (b) ikinci türev (kontur aralığı: 40 nT), (c) bant geçişi (kontur aralığı: 4 nT), (d) yüksek (kontur aralığı: 2 nT)

**Figure 6-A:** Signal analysis result of E, F, G, H areas (lower sensor). (a) field data (Contour interval: 5 nT), (b) second derivative (Contour interval: 40 nT), (c) band pass (Contour interval: 4 nT), (d) high-pass (Contour interval: 2 nT)

## TEŞEKKÜR

Araştırmamızı destekleyen C.N.R.S. ve İstanbul Fransız arkeoloji enstitüsüne, Prof. Dr. Yvon Garlan, Assoc. Prof. Dr. Dominique Kassab Tezgör ve Sinop arkeoloji müzesi müdürü İsmail Tatlıcan ile tüm kazı elemanlarına yardımlarından dolayı teşekkür ederiz.



**Sekil 6-B:** (a) alçak geçiş (f:0-0.2), (b) alçak geçiş (f:0-0.4), (c) çapraz ilişki (kontur aralıkları: 4 nT).

**Figure 6-B:** (a) low-pass (f:0-0.2), (b) low-pass (f:0-0.4), (c) cross correlation (Contour interval: 4 nT).

## KAYNAKLAR

- Alder, M.J. 1983. Locating archaeological features in magnetic data by cross correlation. *Archaeometry* 10, 145-154.
- Gibson, T.H. 1982. Magnetic survey and archaeological site assessment. M.A. thesis, Univ. of Alberta.
- Gibson, T.H. 1986. Magnetic prospection on prehistoric sites in western Canada. *Geophysics* 51, 353-360.
- Hesse, A. 1991. Datça yarımadası, Regadiye ve Hisarözü seramik atölyelerinde jeofizik araştırmalar ile keşfedilen fırınlar ve diğer arkeolojik yapılandımlar. VII. Arkeometri Sonuçları Toplantısı Kitabı, 131-145.
- Hesse, A. 1992. A comprehensive archaeological and geophysical survey of a kiln and pottery workshop of amphorae in Regadiye, Datça peninsula, Turkey. 25<sup>th</sup> International Symposium on Archaeometry, Los Angeles 1992, abstracts, 170.
- Hesse, A. et Doğer, E. 1993. Ateliers d'amphores Rhodoniens et constructions en pierre à Hisarözü (Turquie): un cas original de prospection électro-magnétique. *Revue d'Archéométrie*, 17, 5-10.



# KOCAELİ ÜÇTEPELER TÜMÜLÜSÜNDE JEOFİZİK ARAŞTIRMA

## Geophysical Investigation at Kocaeli, Üçtepe Tumulus

Ali ERDOĞAN\* ve Oğuz GÜNDOĞDU\*

### ÖZET

Arkeolojide kazı çalışmalarının planlanması aşamasında Jeofizik araştırmalarının önemi büyüktür. Kocaeli Üçtepe Köyü Bölgesi'nde Roma Dönemi'ne ait olduğu tahmin edilen büyük tümülüste jeo elektrik yöntemlerinden öz direnç profil çalışmaları yapılmıştır. Homojen ortam içerisinde bulunan üç boyutlu bir yapının (mezar ve giriş kısmının) geometrik konumu saptanmıştır. Kazı çalışmalarından elde edilen bulgular, jeofizik verilerin doğruluğunu kanıtlanmıştır.

### ABSTRACT

Exploration geophysics has practical importance in preliminary planning of excavations at archaeological sites. Apparent resistivity profile measurement were made at the most grand tumulus dating from the Roman Age in Üçtepe village of Kocaeli. From the measurements, the position and extension of three-dimensional building in an homogeneous medium were clearly defined. The archaeological results of excavations agreed with the geophysical data.

### GİRİŞ

Eski medeniyetlerin yaşam, kültür ve teknolojik etkinliklerinin araştırılması arkeoloji biliminin temel amaçlarındandır.

Arkeologlar yeraltındaki gömülü olan insanlığın yaşamları ile ilgili tüm bilgilerin aydınlatılmasında, kazı çalışmaları yaparak, bu yapısal dağılımları incelemeleri gerekir. Ancak, kazı çalışmalarının nasıl, ne şekilde ve ne kadar süre içerisinde yapılabileceğinin önemi büyüktür. Çünkü, kazı olayının ekonomik boyutu da oldukça fazladır. Jeofizik bilim dalının yeraltında gömülü bulunan yapıların ve ekonomik değere sahip kaynakların araştırılmasında uğray vermekte olduğu bilinmektedir. Arkeoloji alanındaki araştırmaların artması, günümüzde Arkeojeofizik sözcüğü ile karşılaşmamızı getirmiştir.

Bu çalışmaların amacı, jeofizik yöntemlerinden, elektriksel öz direnç yöntemiyle, Kocaeli Etnoğrafya Müze Müdürlüğü'nün koruma alanı içerisinde olan Üçtepe Köyü Bölgesi'nde en büyük tümülüsteki mezar odası ve dromosun (giriş kısmının) araştırılmasıdır. Tümülüs üzerinde, Gürbüz ve diğerleri (1991) tarafından sismik ve magnetik ölçümler yapılarak Müze Müdürlüğü'ne sunulmuştur. Bu raporda, mezar yerinin tahmini ve dromosun kuzey-batı yönünde olduğu belirtilmiştir. Tümülüs araştırmaları olarak ülkemizde, bu konuda yayına rastlanmamakla beraber XIV Arkeometri Sempozyumu'nda (1992) iki adet bildiri sunulmuştur. Bu bildiriler, Pınar ve Akçıl'ın Kösemtaş ve Drahor'un

Ahmetli Çiftlikarı tümülüslerinde yapılan öz direnç araştırmalarının özetleri şeklindedir.

### ARAŞTIRMA SAHASININ GÖZLEMSEL ÖZELLİKLERİ VE UYGULANAN YÖNTEM

Araştırma yapılan saha, Kocaeli'nin kuzeyinde şehir merkezine yaklaşık 5 km. uzaklıkta Üçtepe Köyü içerisinde Eski İstanbul yolu üzerinde yer almaktadır (Şekil-1). Üçtepe Köyü tarihi eser yönünden oldukça zengindir. Bölgede, 7 adet tümülüs görülmektedir. Tümülüslerden, Aytepe olarak adlandırılan bölgede 4 yıl önce açılmış ve arkeologlar tarafından Roma dönemine ait olduğu saptanan bir mezar bulunmaktadır. Bu tümülüsteki mezar odasının boyutları 3.25x3 metre civarında olup ön kısmında yer alan dromosun boyutları da 1.5x10 metredir. Yapı, mermer ve kireçtaşlarından yapılmıştır. Genellikle, bu tip yapıların tek düze (yağma toprak) bir ortam içerisinde yer aldığı ve prizmatik bir şekle sahip olduğu gözlemlenmiştir. Yapının öz direnci yüksek bir kayaktan oluştuğu ve içerisi boş olduğundan elektriksel öz direnci çevresine nazaran oldukça yüksek olmalıdır.

Bir ortamın öz direnci ( $\rho$ ), o ortamdaki elektrik alanının davranışını belirleyen fiziksel özelliklerinden sadece birisidir. Bu anlamda, homojen ve izotrop bir ortam içerisindeki elektriksel akım ( $I$ ) kaynağının tek bir nokta civarındaki ( $r$ ) potansiyel denklemi, doğrusal (lineer) OHM kanunundan hareketle,

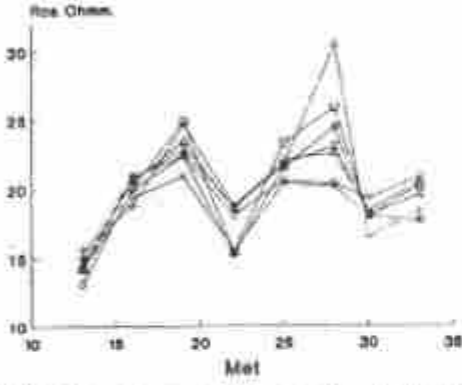
$$V = Ip / 2\pi r$$

\* İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeolojik Mühendisliği Bölümü Avcılar - İstanbul

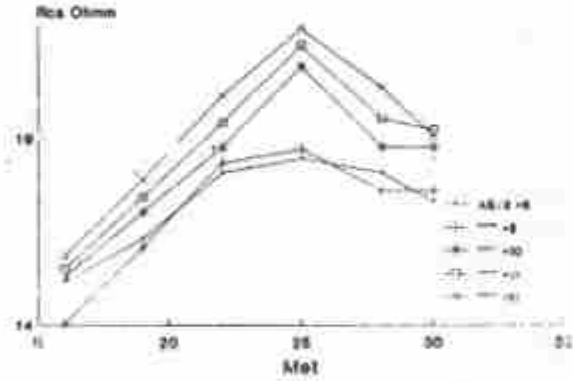




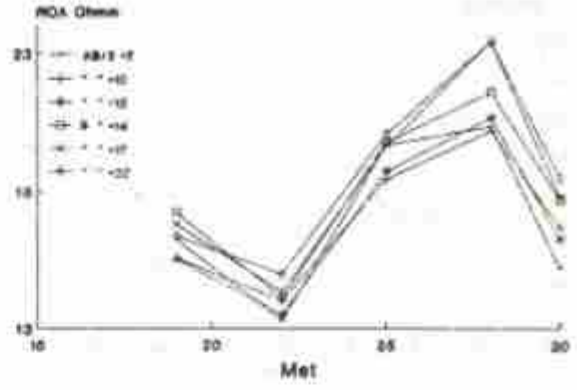
yüksek olan bir yapının olabileceği düşünülerek N2 profilinde 10, 12, 14, 17 ve 20 metrelik akım elektrod açıklıkları için ölçümler sürdürülmüştür. Şekil-3'de görüldüğü üzere, N1 profilinde N13-N14 noktaları arasında bulgular N2 profilinin N22-N23-N24 noktalarında da izlenmiştir. Daha açık bir biçimde belirtmek istersek, yüksek öz dirençli yapının varlığı bu noktalarda da saptanmaktadır. Ancak N16-N17 noktalarında görülen yüksek öz dirençli kesim N2 profilinde kaybolmuştur. N13, N14, N22, N23 ve N24 noktalarındaki yapının bu doğrultudaki uzanımını görebilmek için N3 profili seçilmiştir. N3 profili üzerinde ölçümlere devam edilmiş ve Şekil-4'deki öz direnç profili elde edilmiştir. N3 profili üzerinde de N32-N34 noktaları arasında öz direnç yüksek olan bir yapının varlığı belirgin olarak görülmektedir.



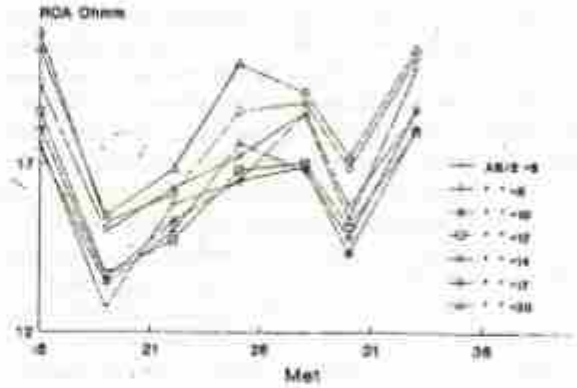
Şekil 2: N2 profili üzerindeki görünür öz direnç ölçümleri.  
Figure 2: Apparent resistivity measurement over profile N2.



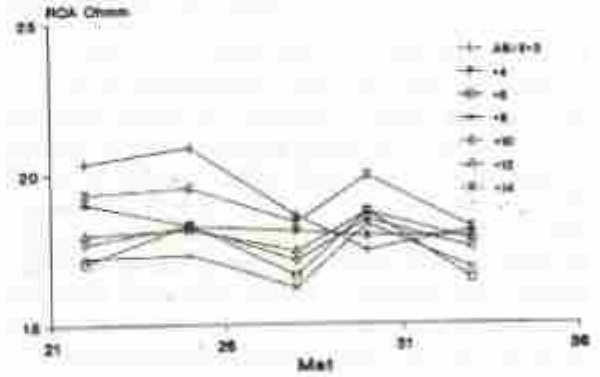
Şekil 3: N2 profili üzerindeki görünür öz direnç ölçümleri.  
Figure 3: Apparent resistivity measurements over profile N2.



Şekil 4: N3 profili üzerindeki görünür öz direnç ölçümleri.  
Figure 4: Apparent resistivity measurements over profile N3.

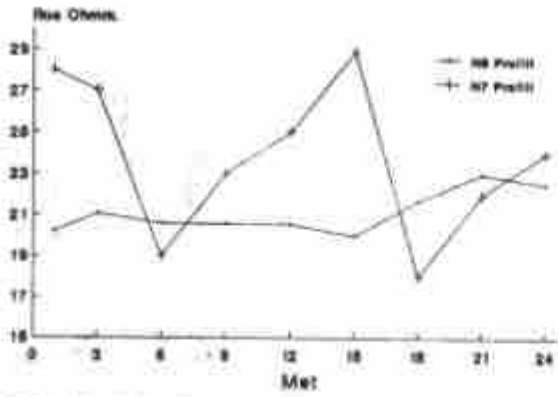


Şekil 5: N4 profili üzerindeki görünür öz direnç ölçümleri.  
Figure 5: Apparent resistivity measurements over profile N4.



Şekil 6: N5 profili üzerindeki görünür öz direnç ölçümleri.  
Figure 6: Apparent resistivity measurements over profile N5.





Şekil 7: N6 ve N7 profilleri üzerindeki görünür öz direnç ölçümleri.

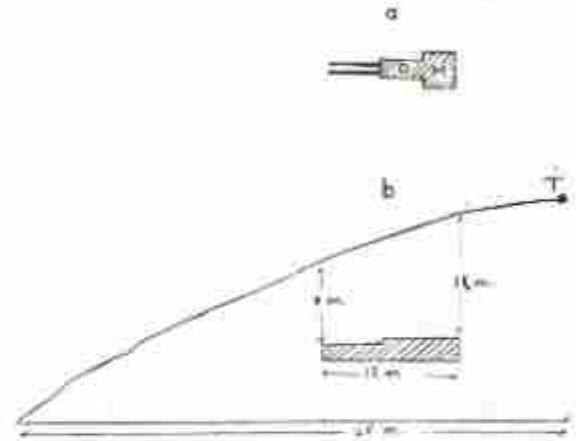
Figure 7: Apparent resistivity measurements over profile N6-N7.

Yapılan araştırmanın temel amacı tümülüste bulunan mezar yerinin ve bunun ön kısmındaki dromos doğrultusunun saptanmasıdır. N1, N2 ve N3 profillerinde, öz direnç değerlerinin yüksek olduğu noktalar mezar yeri ve Dromos'un doğrultusu olarak saptanmıştır. Arkeolojik bilgilere göre Aytepe bölgesindeki tümülüste daha büyük bir mezar odası ve dromos beklenmektedir. Dromos boyunun ne kadar devam ettiğinin belirlenmesi için N4 ve N5 profillerinde ölçümler yapılmıştır. Şekil-6 ve Şekil-7 de ölçüm sonuçları verilmiştir. N4 profilinde N43 ve N44 noktalarında daha küçük değişimler, N5 profilinde ise çeşitli gürültüler içeren küçük öz direnç değerleri elde edilmiştir. Kazı çalışmalarından önce yapılan yorum bu kesimin dromos önünde bulunan duvarlar olduğu biçimindedir.

Arkeolojik yönden yapay olan bu tepe içerisinde büyük bir yapı varsayılmaktadır. Ancak, verilen doğrultuda N4 profiline kadar yapılan kazı çalışmaları sonucunda beklenen yapıya rastlanılmamıştır. Bu aşamada kazı çalışmalarına ara verilmesi istenmiş ve olası bir farklılığa araştırmak amacıyla Şekil-8 de verilen N6 ve N7 profilleri üzerinde akım elektrodunun 10 metrelik açılımları için ölçümler yapılmıştır. N6 profili üzerindeki tüm noktalarda elde edilen görünür öz direnç değerleri yaklaşıkyla aynı değerdedir. Diğer taraftan, N7 profili üzerinde elde edilen N74, N75 ve N76 noktalarında görünür öz direnç değerleri yüksek olarak ölçülmüştür. Bu sonuç N1, N2 ve N3 profillerinde mezar ve dromos şeklinde tanımladığımız yüksek öz dirençli kesimlerle ilgili olduğu izlenimini vermektedir. N7 üzerinde elde edilen bu anomali, yapının verilen doğrultuda bulunma olasılığını daha belirgin bir hale getirmiştir. Bu nedenle de kazı çalışmalarının verilen ilk plan doğrultusunda devam etmesine karar verilmiştir. Devam edilen kazı çalışmaları sonunda dromos önündeki duvarlar N3 profilinde anomalinin belirlendiği yerde ortaya çıkmıştır.

Yapılan öz direnç profil çalışmaları sonucu, yapının N1 profili üzerindeki N13-N14 ve N16-N17 noktaları arasında mezarın ve N2, N3 profilleri üzerinde de, yu-

karıda belirtilen noktalarda, dromosun yer aldığı saptanmıştır. Dromos doğrultusunun  $45 \pm 10$  derece Kuzey-Batı olduğu yorumu yapılmış ve mezarın yüzeyden derinliği 10-12 metre, tepe noktasından 15 metre verilmiştir. Kazı çalışmalarından önce yapılan yorumlardaki tek yanlış, yukarıdaki paragrafta değinilen, N4 profili üzerinde elde edilen anomali olmuştur. Verilen doğrultuda yapılan kazı çalışmaları Jeofizik verilerin doğruluğunu kanıtlamıştır. Şekil-8 yapılan kazı çalışmaları sonucu ortaya çıkartılan, tepe içerisinde yer alan, mezarın geometrik konumunu göstermektedir.



Şekil 8: Kazı çalışmaları sonucu tümülüs içerisindeki mezar ve dromosun geometrik görünümü. (a) Mezarın üstten görünüşü (M-mezar odası, D-Dromos). (b) Mezarın düşey kesiti.

Figure 8: Geometric shape of grave and dromos inside the tumulus after the excavation. (a) Overview of grave (M-grave room, D-Dromos). (b) Cross-section of grave.

## SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu araştırma ile kazı çalışmalarının planlanması jeofizik verilerle yapılmış ve gereksiz kazı çalışmalarından kaçınılmıştır. Kocaeli Üçtepe Köyü içerisinde yer alan yörenin en büyük tümülüsündeki Roma dönemine ait olduğu belirlenen mezar yeri ve dromos doğrultusu Jeofizik veriler kullanılarak saptanmıştır. Yapılan kazı çalışmaları Jeofizik verilerin ve yorumun doğruluğunu kanıtlamıştır.

Tümülüste bulunan mezar odasının boyutları 3.2 x 3.1 metre, dromos 1.1 x 3.8 metre, (dromos duvarlarından) taban derinliği 9 metre olup yapının toplam boyu 12 metredir. Jeofizik ile Arkeoloji bilimleri arasında yapılan ortak çalışmadan elde edilen sonuçlar aşağıdaki değerlendirilmeleri yapmamıza neden olmuştur.

- 1- Kazı olayının ekonomik boyutunun önemli olduğu anlaşılmaktadır.
- 2- Her iki bilim dalı yeraltında gömülü Arkeolojik kaynakların ortaya çıkarılmasında birlikte uğraş vermelidirler. Bu çalışmalara katılacak Jeofizik



Mühendislerinin Arkeoloji konusunda bilgilendiril-

3- Çeşitli yapıların konumları saptanarak kazı çalışmalarının süreleri oldukça azaltılabilir.

#### KATKI BELİRLEME

Bu araştırmanın yapılmasını destekleyen Kocaeli Etnografya Müze Müdürü Mehmet Turgut'a ve katkı koyan müze personeline teşekkürlerimizi belirtmek isteriz.

#### KAYNAKLAR

- Anderson L.A., 1964, *A study in induced polarization*, *Geophysics* v. 29, p. 848-864
- Apparis, A. and Roy, A., 1971, *Resistivity model experiments Geop- exploration*, p. 193-203
- Cagniard L. 1965, *Polarization Pratiquee Le center de recherches geophysiques-rapport*
- Coggon J.H., 1973, *A comparison of IP electrode arrays Geophysics*, v.38, p. 737-761

meleri gereklidir.

- Collett L.S. and Katsube T.J. 1973, *Electrical parameters of rocks in developing Geophysical techniques Geophysics* v. 38 p. 76-91
- Dražić G.M., 1992, *Ahmetli-Çiftlikleri Tünelüsü izdirmeç araştırması 1991. XIV Uluslararası kazı araştırma ve arkeometri sempozyumu bildiri özetleri*, P-54
- Erdoğan A. 1983, *Eksel katıplattırma (IP) yönteminde akım-frekans etkileri*, *İst. Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, p. 129-145.
- Gübhüt C., Uyar O., Tuncer K., Panat E. ve Çağlayan B. 1991, *İzmit, Üçtepe Köyü büyük tünelüsünde yapılan jeofizik ölçümlerle tünelüs araştırması konusunda rapor*.
- Kumar, R. 1973, *Resistivity type curves over outcropping vertical dyke 2*, *Geophysics prospecting* v 21 p. 615-625.
- Pinar B. ve Akçığ Z. 1992, *Közağaç tünelüsünün Jeofizik yöntemlerle araştırılması. XIV uluslararası kazı araştırma ve arkeometri sempozyumu bildiri özetleri*, P-55
- Saydam, A.S. and Duckworth, K. 1978, *Comparison of some electrode arrays for their IP and resistivity responses over a sheet like target*, *Geopexploration*, P-267-289.



# ENEZ-ÇATALTEPE TÜMÜLÜSÜNDE ELEKTROMAGNETİK-VLF VE ELEKTRİK ARAŞTIRMALAR

## Electromagnetic and Electrical Investigations at Enez-Çataltepe Tumuli

O. Metin İLKIŞIK<sup>\*</sup>, Murat BAYRAK<sup>\*\*</sup>, Sait BAŞARAN<sup>\*\*\*</sup>  
Ahmet T. BAŞOKUR<sup>\*\*\*\*</sup> ve Emin ULUGERGERLİ<sup>\*\*\*\*</sup>

### ÖZET

1993 ve 1994 yaz aylarında Edirne'nin Enez ilçesi'ndeki Çataltepe Tümülüsü üzerinde jeofizik elektromagnetik ve elektrik yöntemlerle kazı öncesi araştırmalar yapılmıştır. Tümülüsün yüksekliği yaklaşık 15 m, çapı ise 70 m kadar olup K 27° D yönünde hafif bir uzanım göstermektedir.

Dünyadaki çeşitli habereşme amaçlı 15-30 kHz vericilerinden yayılan elektromagnetik dalgaların, inceleme alanında indiklediği ikincil alanların incelenmesi esasına dayanan elektromagnetik VLF yöntemi ile zeminin elektrik iletkenliğindeki değişimlere bağlı olarak 5-30 m arasındaki derinliklerden bilgi almak mümkündür. Çataltepe tümülüsü üzerinde 5x25 m kareli ile 385 noktada iki ayrı radyo vericisi için manyetik alanın gerçel ve sanal bileşenleri, eğim açıları, ortamın görünür iletkenliği ve fazı ölçülmüştür. Veriler yaklaşık 100 m<sup>2</sup> bir alanda olası bir iletkenin izini taşımaktadır. Bu iletkeni güney, doğu ve batıda dikdörtgen biçiminde çevreleyen iletkeni yüksek diğer bir yapı vardır.

Elektrik yönteminde ise yere uygulanan akımın oluşturduğu gerilim farkı, elektrodlar ile belirli bir geometrik düzende ölçülür, ve eğer yer altında beklenmeyen bir yapı varsa görünür iletkenlik değerlerinde yanal veya düşey değişimler gözlenir. Tümülüs üzerinde beş ayrı doğrultu boyunca yaklaşık 10 m derinliği izleyen geometrik düzende yapılan görünür iletkenlik ölçümleri temelinde başka ilkelere dayanan elektromagnetik VLF yöntemi sonuçları ile çok iyi bir uyum göstermektedir.

Tümülüsün fiziksel özelliklerini hiçbir şekilde bozmayan bu jeofizik yöntemler, son derece pahalı ve zahmetli olan arkeolojik kazıları açısından çok önemli bilgiler sağlamaktadır. Çalışmalara 1995 kazı döneminde de devam edilecektir.

### ABSTRACT

In summers of 1993 and 1994 pre-excavation investigations has been made using geophysical electromagnetic and electrical methods on Çataltepe Tumuli in Enez Town Of Edirne. The height of tumuli is 15 m with a radius of 70 m and its orientation is N 27° E.

Electromagnetic VLF method based on the measurement of the induced secondary fields by primary electromagnetic waves of several 15-30 kHz communication transmitters on the world.

Electromagnetic measurement may provide information up to depths of 5-30 depending on the resistivity of the ground. Real and imaginary components of the total magnetic field, tilt-angle, apparent resistivity and phase of media have been measured for two different radio transmitters at 385 site with a grid of 5x2.5 m on Çataltepe Tumuli. The data show a plausible conductive zone with an area of 100 m<sup>2</sup>. Another rectangular shape structure surrounding the conductive zone show high resistivity values at south, east and west.

In electrical methods, the potential difference caused by the applied current to the ground is measured using a certain geometrical configuration of the electrodes, and any unexpected structure beneath the earth leads to corresponding changes on the apparent resistivity values. The apparent resistivity measurement along five different profiles on the tumuli with an electrode separation which provide investigation depth of 10 m indicate a perfect coincidence with the results of the electromagnetic-VLF method which the measurement principles are quite different. These geophysical methods which are not destructive for tumuli provide very important information for the expensive and difficult archeological excavations.

<sup>\*</sup> İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Avucilar 34850, İstanbul.

<sup>\*\*</sup> İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Prehistorya Anabilim Dalı, Veznedarlar 34458, İstanbul

<sup>\*\*\*</sup> Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Beşevler 06100, Ankara.



## GİRİŞ

Eski Çağ'da Ainos adını taşıyan Enez, Ege Denizi'nin kuzey sahilinde, Meriç nehrinin denize döküldüğü alanda, Balkanlar ile Güneydoğu Avrupa'yı Anadolu'ya bağlayan kara ve deniz yollarının kesiştiği yerde kurulmuş önemli bir kültür, ticaret ve liman şehriydi. 1971 yılında başlayan ve halen devam eden kazı ve araştırmalar, Enez ve çevresinin MÖ 5200 yıllarından (Neolitik Çağ) itibaren yerleştirildiğini ortaya çıkartmış, ayrıca değişik kültürleri yansıtan binlerce kalıntının belgelenmesine neden olmuştur.

Enez (Ainos) içinde yapılan kazılarda üst üste gelen beş ayrı kültür tabakasına ait siyasi, dini kalıntılarının yanısıra, eski Enez halkının maddi refah düzeyini yansıtan oturma birimlerinden örnekler ve nekropol günışığına çıkarılmıştır. Bölgede yapılan yüzey araştırmalarında ise, ilk köy topluluklarının yaşadıkları höyükler, düz yerleşmeler ile tümülüsler saptanmıştır.

Bilindiği gibi, toprakla örtülü arkeolojik katman ve yapı kalıntılarının ortaya çıkartılması maddi külfet gerektirmektedir. Bu nedenle, kazı öncesi jeofizik yöntemler uygulayarak toprak altındaki kalıntı ve katmanları belirlemek, kazıya daha bilimsel ve ekonomik bir durum yaratmak arzusuyla Enez'deki MÖ birinci bin yıla tarihlenen Çataltepe Tümülüsü'ndeki arkeolojik amaçlı jeofizik çalışmalara başladık.

Tümülüs, içinde mezar odası veya odaları bulunan yapı toprak tepedir. Mezar odaları, yuvarlak, dikdörtgen veya kare biçimli, dromosu (giriş koridoru) olan taş veya ahşap malzemeden, kubbeli veya düz çatılı olarak yapılmıştır (Şekil1).

## YÖNTEMLER

### Elektromagnetik-VLF Yöntemi

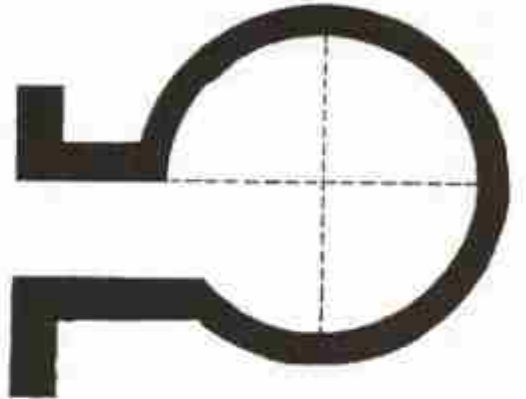
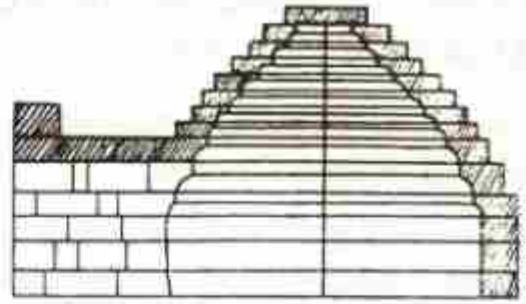
1920'lerden sonra çok büyük uzaklıklarla haberleşmek için kurulan çok alçak frekanslı (*Very Low Frequency*) radyo vericileri, sığ derinliklerin araştırılması için elektromagnetik-VLF yönteminin gelişmesine yol açmıştır. Elektromanyetik dalgalara ilişkin kuramlar, ortamın elektrik öz direnci  $\rho$  ve ölçümlerin yapıldığı frekans  $f$  ise VLF yöntemi ile yaklaşık olarak

$$d = 500 (\rho/f)^{1/2} \quad (1)$$

-metre- derine kadar olan bölgeden bilgi alınabileceğini göstermektedir. VLF yayın frekanslarının 15-30 kHz ve yeryüzüne yakın zeminlerin öz dirençlerinin 5-1000 Ohm.m arasında değiştiği dikkate alınırsa pratik araştırma derinliği yaklaşık 5-100 m arasındadır.

Yerden veya havadan yapılabilen uygulamalarda kullanılan sistemin özelliklerine bağlı olarak, radyo dalgasının düşey manyetik vektörünün ölçü noktasındaki gerçel ve sanal bileşenleri, eğim açısı, toplam manyetik

alan şiddeti ve (yerdeki uygulamalarda) elektrik alanın gerçel ve sanal büyüklükleri ölçülebilir.



Şekil 1: Bir örnek olarak Hasluck' a göre Trakya'da Eneolitik kubbeli mezar yapısı.

Figure 1: The structure of Eneolithic tumulus in Thrace after Hasluck, as an example.

Genellikle vericiden oldukça uzak bölgelerde çalışıldığından ortamın görünür öz direnci

$$\rho_e = (1/\mu\omega) |E_x/H_y|^2 \quad (2)$$

ve fazı

$$\phi_e = \phi_{E_x} - \phi_{H_y} \quad (3)$$

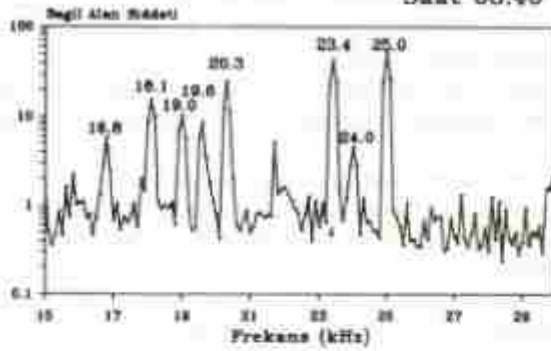
bağıntılarından bulunabilir. VLF yöntemine ilişkin ayrıntılar McNeill ve Labson (1991) ve Bayrak'da (1993) bulunabilir. VLF verilerinin sağladığı görüntülerden yer belirlemenin yanısıra, yeraltının bir ve iki boyutlu olduğu durumlar için sayısal modellemeler de yapılabilir.

Haftalık veya aylık belirli bakım saatleri dışında sürekli yayın yapan uluslararası radyo istasyonları olduğu gibi, günün belli saatlerinde yayın susup susan yerel vericiler de vardır. Her araştırma bölgesinde, yayındaki vericilerin kontrol edilmesi gerekir. Şekil 2'de Enez Çataltepe Tümülüsü üzerinde algılanan VLF yayın spektrumu verilmiştir.

## VLF SPEKTRUMU

### ENEZ CATALTEPE, 7 TEMMUZ 1993

Saat 08:40



Şekil 2: Enez Cataltepe Tümülüsü üzerinde 7 Temmuz 1993 te sabah 8:40 ta kaydedilen VLF yayın spektrumu.

Figure 2: The recorded VLF transmission spectrum at Enez Cataltepe tumuli on July 7th of 1993, 8:40 a.m.

### Elektrik Yöntem

Elektrik öz direnç yönteminde ise yeryüzünde iki noktadan elektrodlar yardımı ile yerin için "I" elektrik akımı verilir. Yeryüzünde diğer iki noktadaki elektrodlar yardımı ile de bu akımın oluşturduğu "ΔV" gerilim farkı ölçülür. Belirli bir konumda yerleştirilen elektrodların düzenine bağlı olan katsayı "k" ise, ortamın görünür öz direnci

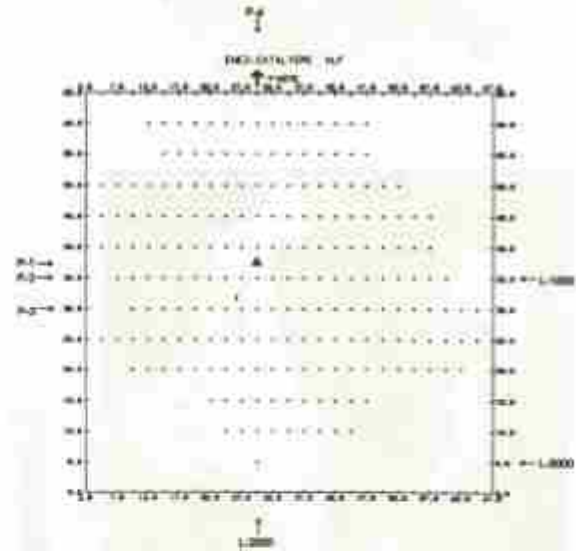
$$\rho_a = k(\Delta V/I) \quad (4)$$

bağıntısından hesaplanır. Farklı özellikteki kayaç veya toprakların oluşturduğu bir yerde ölçülen görünür öz direnç, ortam birimlerinin gerçek öz direncinden biraz farklı olabilir. yeraltındaki yanal değişimleri iyi algılayabilmek için, genellikle bir doğrultu boyunca dizilen elektrodlar arasındaki uzaklık araştırmada hedeflenen yaklaşık derinliğin iki katı kadar seçilir. Ölçü noktaları arasındaki uzaklık ise hedef derinliğin yarısı kadar olmalıdır (Başokur, 1992). Elektrodlar arası uzaklıklar sabit tutularak profil boyunca ilerlenir. Ölçülen görünür öz direnç değerlerinin uzaklığa bağlı olarak çizimin yeraltındaki yanal değişimleri yansıması, dolayısı ile olası yapının yerini belirtmesi beklenir.

### VERİLER

Enez Cataltepe'deki araştırmalarımız için Fransa'dan 16.8 kHz de yayın yapan vericinin ve GBZ (Oxford, Birleşik Krallık) vericisinin 19.6 kHz deki yayınları seçilmiştir. Ölçümlerde kullanılan "EDA Omni Plus" sistemi üç ayrı frekansta aynı anda ölçüm yapabilmektedir. Çalışılan sürede üyü kalitede algılanan bu yayınların ölçümleri için ise elektrod aralığı 5 m alınmıştır.

1993 Temmuz ayındaki elektromagnetik-VLF ölçümleri 2.5x5 m aralıklı bir kareli ile 65 x 65 m boyutlarında bir alanda yapılmıştır, Şekil 3.



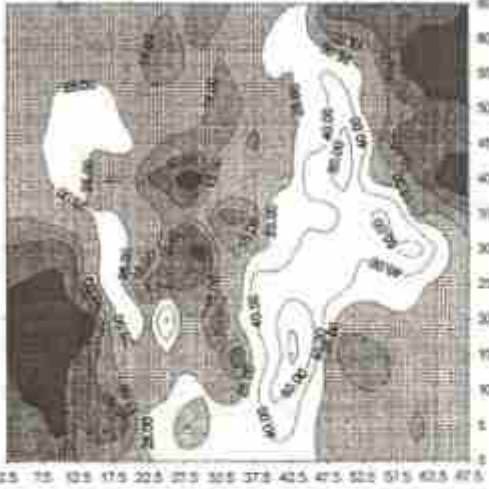
Şekil 3: Enez Cataltepe Tümülüsü üzerindeki ölçüm yerleri. 1993 Temmuz ayındaki VLF ölçümleri 2.5x5 m aralıklı kareli üzerinde yapılmıştır (noktalar). 1993 Ağustos ayında Wenner yöntemi kullanılan elektrik ölçümler P-1, P-2, P-3 ve P-4 doğrultuları boyunca yapılmıştır. 1994 Temmuz ayında VLF kontrol ölçümleri ise L-1000, L-2000 ve L-3000 doğrultuları üzerindedir.

Figure 3: Measurement sites on Enez Cataltepe Tumuli, July 1993. VLF measurements are made on a 2.5x5 m grid (dots). August 1993 electrical measurements using Wenner method were made along P-1, P-2, P-3 ve P-4 lines. July 1994 VLF control measurements locates on L-1000, L-2000 and L-3000 lines.

Ayrıca, Ağustos 1993 te D-B ve K-G yönlü bazı doğrultular üzerinde wenner yöntemi ile (a = 10 m) elektrik öz direnç ölçümleri alınmıştır. Yaklaşık bir yıl sonra 1994 Temmuz ayında kontrol amacı ile yine D-B ve K-G yönlü bazı doğrultular üzerinde daha sık sık aralıklı noktalarda (L-1000, 1,25m) elektromagnetik-VLF ölçümler tekrarlanmıştır.

Şekil 4 de Enez Cataltepe Tümülüsü üzerinde elektromagnetik, VLF yöntemi ile 19.6 kHz te (GBZ, Oxford) ölçülen görünür haritası verilmiştir. Şekil 5 de ise aynı frekanstaki görünür faz değerleri çizilmiştir. Yüksek dirençli bölgelerde genelde beklendiği gibi küçük ( $\phi_a < 45^\circ$ ), alçak dirençli (iletken) yapıların civarında ise büyük faz açısı ( $\phi_a > 50^\circ$ ) gözlenmektedir. Her iki görüntü, burada verilmeyen gerçel bileşen, tilt v.b. gibi diğer verilerle birlikte yorumlandığında Cataltepe Tümülüsü'nde grid üzerinde  $35 \pm 5$  m kuzey, ve  $30 \pm 2.5$  m doğu noktaları altında yoğunlaşan ve yaklaşık kuzey-güney yönünde uzanım gösteren bir iletken vardır.

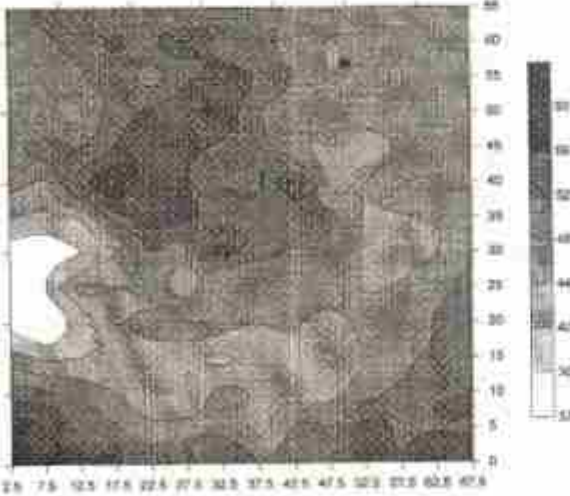




**Şekil 4:** Çataltepe Tümülüsi üzerinde elektromanyetik-VLF yöntemi ile 19.6 kHz de (GBZ, Oxford) ölçülen görünür öz direnç haritası. Grid değerleri "metre" dir.

**Figure 4:** Map of measured apparent resistivities at 19.6 kHz, (GBZ, Oxford) on Çataltepe Tumulu using electromagnetic-VLF method. Grid values are in "meters".

Eğer varsa (!) alttaki mezar yapısının izi budur. Bunun etrafını doğuda, batıda ve güneyde direnci yüksek bir yapı (muhtemelen koruyucu duvar veya taşlar) çevirmektedir. Kuzeyde yüksek dirençli iz gözlenmiştir.



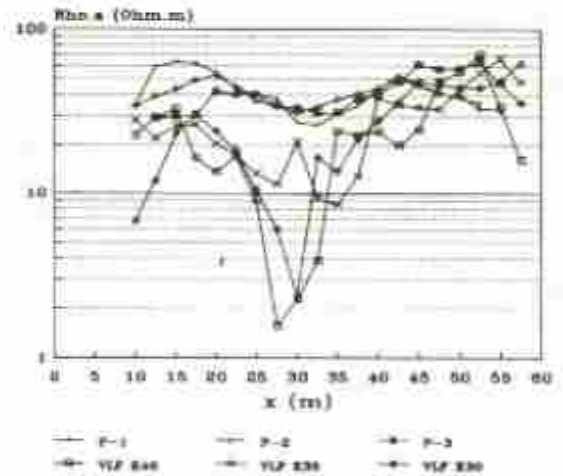
**Şekil 5:** Çataltepe Tümülüsi üzerinde 19.6 kHz 'ye (GBZ, Oxford) ölçülen görünür faz haritası. Grid değerleri "metre" dir.

**Figure 5:** Map of measured apparent phases at 19.6 kHz (GBZ, Oxford) on Çataltepe Tumulu. Grid values are in "meters" dir.

Çataltepe Tümülüsi üzerinde elektromagnetik-VLF yöntemi yapılan görünür öz direnç ölçümleri, temelde farklı illelere dayanan elektrik-Wenner yöntemiyle yapılan görünür öz direnç değerleri ile çok iyi bir uyum göstermektedir, Şekil 6. Her iki yöntem de ortada bir iletken ve kenarda direnci yüksek bir yapının varlığına işaret etmektedir. Ortalardaki VLF değerlerinin elektrik-Wenner yönteminden daha küçük olması her iki yöntemdeki elektrot açılmalarının çok farklı olmasından kaynaklanmış olmalıdır. 30 m aralıkla uygulanan akımın oluşturduğu gerilimin 10 m aralıkla algılandığı elektrik-Wenner yöntemine kıyasla 5m'lik gerilim algılanma aralığı ile çalışan VLF yöntemi derinlerdeki yanal değişimlerin yerini biraz daha belirginleştirmektedir.

Şekil 7 de tepeden geçen yaklaşık doğu-batı yönlü doğrultu boyunca 19.6 kHz deki 1993 ve 1994 VLF görünür öz direnç değerleri ile birlikte çizilmiştir. 1993 te P-2 doğrultusu üzerinde elektrik wenner yöntemiyle ölçülen görünür öz direnç değerleri de aynı şekil üzerinde yer almaktadır. Bir yıl ara ile tekrarlanan elektromagnetik-VLF ölçümleri ortamın nem oranındaki değişimden kaynaklanan küçük farklar dışında aynı belirtiye yakalanmıştır. 1994 deki görünür öz dirençler (sadece tepe kesiminde) kuraklığa bağlı olarak biraz daha yüksek çıkmaktadır. Ancak "M" biçimindeki belirti bütün ölçümlerde görülmektedir.

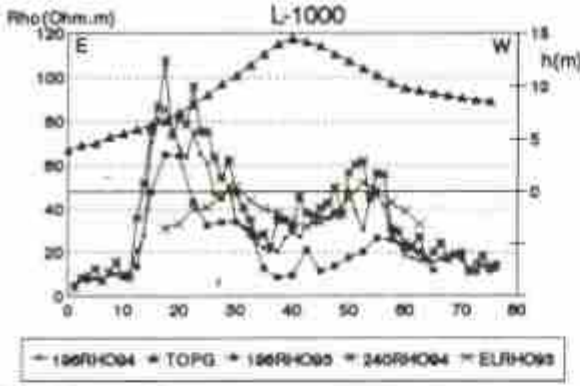
### ENEZ-CATALTEPE G.OZDIRENC, a=10m - VLF 19.6 kHz



**Şekil 6:** Çataltepe Tümülüsi üzerinden yaklaşık doğu-batı yönden geçen P-1, P-2, ve P-3 doğrultuları boyunca ölçülmüş elektrik öz direnç (Wenner, a=10 m) değerleri ile aynı doğrultulara karşı gelen K20, K25 ve K40 boyunca ölçülen VLF görünür öz direnç değerleri.

**Figure 6:** Electrical resistivity values (Wenner, a=10 m) along P-1, P-2 and P-3 profiles which are crossing Çataltepe Tumulu approximately in east-west orientation and VLF apparent resistivity values along corresponding K20, K25 and K40 lines.





**Şekil 7:** Cataltepe Tumulusu üzerindeki (TOPG) 1993 ve 1994 yılı ölçümlerinin karşılaştırılması 196RH093 ve 196RH094, sırasıyla 1993 ve 1994'de 19.6 kHz'de ölçülen, 240RH094 ise 1994'de 24.0 kHz'de (daha derin) ölçülen görünür öz dirençler olup ELRH093, 1993'de klasik Wenner yöntemi ile ölçülen görünür öz direnç değerleridir.

**Figure 7:** Correlation of 1993 and 1994 measurements on Cataltepe Tumulus (TOPG). 196RH093 and 196RH094 are 19.6 kHz measurements in 1993 and 1994 respectively. 240RH094 is 24.0 kHz (shallower) apparent resistivities in 1994, and ELRH093 is apparent resistivities measured by electrical Wenner method in 1993.

## SONUÇLAR

Cataltepe Tümülüsü'nde grid üzerinde  $35 \pm 5$  m kuzey, ve  $30 \pm 2.5$  m doğu noktaları altında yoğunlaşan ve yaklaşık kuzey-güney yönünde uzanım gösteren bir iletken vardır. Varsa eğer alttaki mezar yapısının izi budur. Bunun etrafını doğuda, batıda ve güneyde direnç yüksek bir yapı (muhtemelen koruyucu duvar veya taşlar) çevirmektedir.

Cataltepe tümülüsü üzerinde elektromagnetik-VLF yöntemle yapılan görünür öz direnç ölçümleri ve elektrik-

Wenner yöntemi ile yapılan görünür öz direnç değerleri çok iyi bir uyum göstermektedir. Her iki yöntemde ortada bir iletken ve kenarlarda direnç yüksek bir yapının varlığına işaret etmektedir.

Bir yıl ara ile tekrarlanan elektromagnetik-VLF ölçümleri ortamın nem oranındaki değişimden kaynaklanan küçük farklar dışında aynı belirtiyi yakalamıştır.

Cataltepe Tümülüsü yanısıra farklı çağlara ait birçok arkeolojik yapının bulunduğu Enez'de VLF ve elektrik öz direnç yanısıra doğal gerilim, manyetik, sismik v.b. gibi bazı diğer yöntemlerin de uygulandığı jeofizik araştırmalara gelecek yıllarda devam edilecektir.

## KATKI BELİRTME

T.C. Kültür Bakanlığı Anıtlar ve Müzeler Genel Müdürlüğü'nün izni ve maddi desteği ile yürütülen proje ayrıca İstanbul Üniversitesi Rektörlüğü Araştırma Fonu'na da desteklenmektedir (Proje No: 621/070794).

## KAYNAKLAR

- Bayraktar, A.T., 1992. Magnesia ve Mısır (Ornaklar) Arşivi Tümülüsü'nde jeofizik araştırmalar. TC Kültür Bak. Anıtlar ve Müzeler Gen. Müd., VIII. Arkeometri Sonuçları Toplantısı (25-29 Mayıs 1992) Bildirileri Kitabı, 71-80, Ankara.
- Bayraktar, M., 1993. VLF Ölçümleri ve Değerlendirilmesi. Y. Lis. Tezi, İ.U. Fen Bil. Ens., Jeofizik Müh. AD, İstanbul.
- McNeill, J.D. ve Labson, V.F., 1991. Geological mapping using VLF radio fields. (Ed. Nabighian, M.N.) *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, v2, Application, Part B, 521-640. SEG, Tulsa.



# MENEKŞE ÇATAĞI HÖYÜĞÜNDE ARKEOJEOFİZİK ÇALIŞMALAR

## Archaeogeophysics Studies on the Menekşe Çatağı Mound

N.SAYIN<sup>\*</sup>, M.K.TUNCER<sup>\*\*</sup>, N.ORBAY<sup>\*</sup>, M.ÖZDOĞAN<sup>\*\*\*</sup>, A.ÖZDOĞAN<sup>\*\*\*</sup>, F.ÖZÇEP<sup>\*</sup>, M.HISARLI<sup>\*</sup>

### ÖZET

Çalışma alanı Tekirdağ'ın 10 km doğusunda Avrupa ve Anadolu Uygarlıkları arasında geçiş oluşturan ve M.Ö. 4000 ve M.Ö. 3000 dönemlerine ait yerleşimlerin bulunduğu düşünölen höyüktür. Alandaki yapıları saptamak amacıyla magnetik gradjometre ve SP (Self Potansiyel) ölçümleri yapılmıştır. Magnetik haritalarda dikkati çeken anomalileri belirginleştirmek için haritaya kesme frekansı 0.25 devir/m olan alçak geçişli filtre uygulanmış ve seçilen profiller ters çözüm tekniği ile modellenmiştir. Magnetik anomalilerin yorumlanması sonucunda, sahada fırın ve duvar kalıntılarının olabileceği belirtilmiş ve bu sonuç daha sonra yapılan kazı ile de desteklenmiştir. Ayrıca, kazılarda diğer anomalilere uygun gelen yerlerde yanmış toprak tabakası, yoğun seramik parçaları ve taş malzeme bulunmuştur.

### ABSTRACT

The investigated mound area is located 10 km east of Tekirdağ. The civilizations in this mound area have been settled in B.C. 4000 and B.C. 3000 and these settlements were considered as a transition between the European and Anatolian civilization.

Magnetic gradiometer and self potential measurements were made to determine the existance of the archaeological materials. The low pass filter with 0.25 cycle/m cutting frequency was applied to the magnetic anomaly map for obtaining the shallow anomalies. The inversion metod is applied to the selected profiles from the filtered map for determining the archaeological materials. These anomalies were referred as furnace and wall survivals after the interpretation. These results were also supported with archaeological digging. Furthermore, burned soil layer, a lot of pottery pieces and rock materials which are correlated with the other anomalies were found during the excavation.

### GİRİŞ

Jeofizik yöntemler kazı öncesi alanın yol gösterici planını vermesi, hızlı ve tahrip edici olmaması nedeniyle Arkeologlara zaman ve maliyet yönünden tasarruf sağlayabilmektedir.

Bilimsel ve teknolojik gelişmelerin, farklı bilim dalları arasındaki işbirliği ve yardımlaşmayı geliştirmesi, jeofizik ve arkeoloji arasında da ortak çalışmaların yapılmasına yol açmıştır. Avrupa'da jeofizik yöntemlerin ve özellikle magnetik yöntemin arkeoloji alanında kullanılması 1940 ların sonlarına kadar uzanır. Bu konuda Aitken öncülüğünde Oxford Üniversitesinden bir grup, 1950 lerin başlarında ilk öncü çalışmaları yapmıştır (Weymount 1986). Günümüzde ise dünyanın pek çok ülkesinde jeofizikğin tüm yöntemleri kullanılarak arkeolojik alanların belirlenmesi çalışmaları yürütölmektedir. Ülkemizin çok sayıda medeniyete

zemin oluşturmuş kültürel zenginliğe sahip bir coğrafya yer alması nedeniyle, ülkemizde de bu konudaki çalışmaların sayısı gün geçtikçe artmaktadır (Drahor 1991, Pınar ve Akçığ 1991, Başokur 1991, Hesse 1991, Becker 1994, Gürbüz ve diğ. 1994).

Marmara Bölgesi ve özellikle Trakya kesiminin Avrupa ve Asya kıtaları arasında doğal geçiş yolu üzerinde bulunması, bu bölgenin kültür tarihi açısından taşıdığı önemi artırmıştır. Bu kritik bölge ile ilgili bilgilerin hızla yokolduğu gerçeği, çevresi yazık siteler ile çevrilmiş olan Menekşe Çatağı'nda kazı ve araştırma yapılmasının zorunluluğunu ortaya koymuştur.

Araştırmış olduğumuz Menekşe Çatağı Tekirdağ il merkezinin 10 km doğusunda, İstanbul yolu ile marmara denizi arasında kalan ve menekşe deresi tarafından ikiye bölünmüş, çift yükseltili bir höyüktür. Yerleşmenin kuzeyi kara yolu güneyi de denizle surlanmıştır (Şekil 1).

<sup>\*</sup> I.Ö. MÜH. Fakültesi Jeofizik Müh. Böl. Avclar, Ist.

<sup>\*\*</sup> B.Ö. Kandilli Rasathanesi ve Dep. Araş. Enst. Çengelköy, Ist.

<sup>\*\*\*</sup> I.Ö. Edebiyat Fak. Prehistorya Anabilim Dalı. Laleli, Ist.



Yalınır şeklindeki kıyımın zamanla aşınarak höyüğü bir kısmını tahrip ettiği anlaşılmaktadır. Çalışma alanı yüzey buluntuları sonuçlarına göre Helenistik, İlk Tunç Çağı ve Orta Kalkolitik dönemlerine ait tabakaları içermektedir.

Alanda bulunan yapıların magnetik yöntemle anomali verebilecek duvar, fırın gibi mimari kalıntıları ve pişmiş kaplar, kiremit parçaları gibi malzemeler olabileceğinden hareketle gradiometre ve test amaçlı SP ölçümleri yapılmıştır.



Şekil 1: Çalışma alanının planı.

Figure 1: Plan view of the studied area.

### MAGNETİK GRADİYENT VE SP ÖLÇÜLERİ

Yapılan çalışmada yer magnetik alanın toplam bileşeninin gradyenti, duyarlılığı 0.1 nT olan Eda Omni 4 gradiometre aleti ile ölçülmüştür.

Gradyent anomalilerinin yer magnetik alanının bölgesel dağılımı yanısıra, yer magnetik alanının zamana bağlı değişimlerinden de etkilenmediği göz önüne alınırsa, özellikle, yüzeye yakın kütlelerin oluşturacağı magnetik alan anomalileri daha duyarlı bir şekilde belirlenebilir.

Daha önce de belirtildiği gibi, menekşe dereesi ile ikiye bölünmüş olan höyük alanının dere batısında yer alan bölge (1. Saha 75m x 50m) 1 m ve doğusunda yer alan bölge (2. Saha 48m x 26m) ise 2 m'lik ölçü aralığı ile ölçülmüştür. Her iki bölgeden (1. ve 2. Sahalar) 4062 ölçü sonucu elde edilen magnetik gradyent anomali haritaları, sırasıyla, Şekil 2 ve 3'de verilmiştir.

Self potansiyel (SP) ölçümleri kurşun klorürlü elektrodlarla ve sadece 1. Saha üzerinde 2 m profil aralığında 1 m de bir potansiyel ölçü tekniği kullanılarak alınmış ve elde edilen harita Şekil 4 de verilmiştir. Her iki harita birlikte incelendiğinde, haritaların sol kenarında izlenen anomalilerin birbirleri ile uyumlu olduğu açıkça görülebilmektedir.



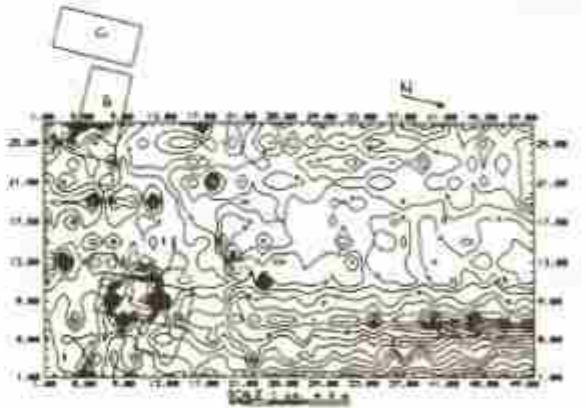
Şekil 2: 1. Sahanın magnetik gradyent haritası. Kontur aralığı 1 nT'dir.

Figure 2: Magnetic gradient map of the 1 region. Contour intervals are 1 nT.



Şekil 3: 2. Sahanın magnetik gradyent haritası. Kontur aralıkları 0.5 nT'dir.

Figure 3: Magnetic gradient map of the 2 region. Contour intervals are 0.5 nT.



Şekil 4: 1. Sahanın self potansiyel alan haritası. Kontur aralıkları 1 mV'dir.

Figure 4: Self potential field map of the 1 region. Contour intervals are 1 mV.

## DAYK VE PRİZMA MODELİNİN TOPLAM ALAN ANOMALİSİ VE YÖNTEM

Düzgün mıknatıslanmış sonlu veya sonsuz derinlikte uzanan dalımlı bir daykın toplam magnetik alan anomalisi,

$$T(X) = 2kT_0 \sin\beta \left[ \sin(2I - \beta) \Delta\phi - \cos(2I - \beta) \Delta R \right] + T_0 \quad (1)$$

şeklinde verilmektedir (Gay 1967). Sözü edilen dayk anomalisinin hesaplanmasında geçen büyüklükler ve şekli sırasıyla, Çizelge 1 ve Şekil 5 de verilmiştir. Prizma modelinden kaynaklanan magnetik anomali, ölçü düzlemi altında üst derinlikleri  $d$  ve  $D$  olan sonsuz iki daykın anomalisinden hesaplanabilir. Prizma modelinin model parametreleri 1. nolu denklemin  $d$ ,  $X_0$ ,  $b$ ,  $D$ ,  $T_0$ ,  $kT$  göre kısmi türevlerin alınmasıyla bulunabilir (Marobhe 1990).

Çizelge 1: Dayk anomalilerinin hesabında kullanılan simgeler.

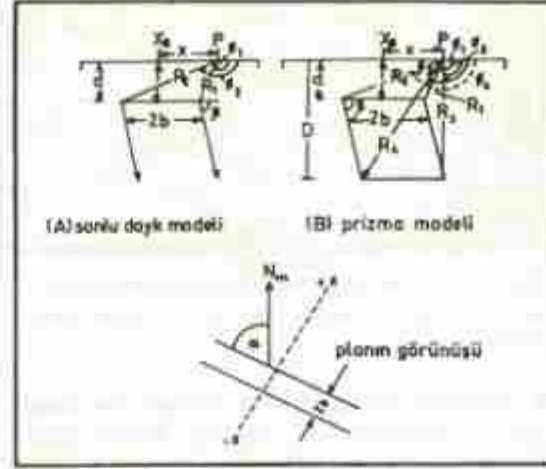
Table 1: Symbol for Dyke Anomalies.

$I$	=	$\text{Arctan}(\tan i / \sin \alpha)$
$i$	=	Yer magnetik alanının inklinasyonu
$\alpha$	=	Cismın saatin tersi yönünde kuzeyle yaptığı açı
$\beta$	=	Daykın eğimi
$T$	=	Yer manyetik alan şiddeti
$x_0$	=	Yüzeyde, Prizma veya daykın merkezi
$b$	=	Yarı değer genişliği
$d$	=	Modelin üst derinliği
$T_0$	=	Datum seviyesi
$k$	=	Süseptibilite kontrastı
$h^2$	=	$1 - \cos^2 \alpha \cos^2 i$
$\Delta\phi$	=	$\phi_1 - \phi_2$
$\Delta R$	=	$R1/R2$
$\phi_1$	=	$\text{Arctan}((x-b)/d)$
$\phi_2$	=	$\text{Arctan}((x+b)/d)$
$R1$	=	$(d^2 + (x-b)^2)^{1/2}$
$R2$	=	$(d^2 + (x+b)^2)^{1/2}$

Ters çözüm tekniğinin amacı, bilindiği gibi, gözlemsel değerlerden yararlanarak yoraltı yapısını modellemektir. Bu tür problemin çözümü için gerekli olan doğrusal denklem sistemi

$$G = AP \quad (2)$$

şeklinde verilir. Burada  $g$  gözlem değerlerini,  $A$  model parametrelerinin kısmi türevlerini oluşturan jacobian matrisini ve  $P$  ise model parametrelerini göstermektedir. (2) nolu denklemin sınırlı en küçük kareler çözümü,



Şekil 5: Model geometrisi.  $N_m$  manyetik kuzey ve  $\alpha$  strike angle ölçülen antilocks from magnetic north.

Figure 5: Geometry of model.  $N_m$  is magnetic north and  $\alpha$  strike angle measured antilocks from magnetic north.

$$\Delta P = (A^T A)^{-1} A \Delta G \quad (3)$$

şeklinde verilir (Lines ve Treitel 1984). Burada  $\Delta G$  gözlenen ve hesaplanan değerler arasındaki farkı göstermektedir. (3) nolu denklemdaki  $A$  matrisini tekil değerlere ayırarak sınırlı en küçük kareler çözümü,

$$\Delta P = V \text{diag} \left( \frac{S}{s^2 + \beta} \right) U^T \Delta G \quad (4)$$

şeklinde yazılabilir (Lines ve Treitel 1984). Burada  $V$   $n \times p$  boyutundaki veri eigen vektörlerini,  $V$   $n \times p$  boyutunda parametre eigen vektörlerini ve  $S$   $p \times p$  boyutunda eigen değerlerini göstermektedir.

## SONUÇLAR VE YORUMU

1. Sahaya ait magnetik gradient anomali haritasına 0.25 devir/metre kesme frekanslı alçak geçişli filtrenin uygulanması sonunda elde edilen harita şekil 6 da görülmektedir. Şekilden de görüleceği gibi, Şekil 2'de haritanın sol civarında görülen anomaliler Şekil 6'da daha belirginleşmişlerdir. Bu anomaliler üzerinde alınan 1, 2 ve 3 nolu profillerin modellenmesi sonrası hesaplanan anomaliler gözlenen anomalilerle birlikte, sırasıyla, şekil 7 a, b, c de verilmiştir. 1 nolu profilin modellenmesi sonunda bu anomalinin üst ve alt derinlikleri sırasıyla, 1.40m ve 3.30m, dalımı  $116^\circ$  ve genişliği de 3.23m olan 5.226 nT mıknatıslanma şiddetine sahip bir prizmatik kütle tarafından oluşturulduğu sonucuna varılmıştır. Şekil 6'da yapılan kazı bölgeleri (A, B, C) görülmektedir. "A" kazı bölgesi bizim 1 nolu profilimizin alındığı bölgeyi içermektedir.





Sekil 6: 0.25 deyim kesme frekanslı alçak geçişli filtre haritası.  
Figure 6: The map of the low pass filter with 0.25 cyclom cutting frequency.

"A" açmasının kuzeybatısında yaklaşık 1m derinlikte Troya 2 tabakasına ait yıkılmış kerpiç yapıların molozları üzerinde çatısı büyük kiremitlerle örtülmüş helenistik döneme tarihlenen bir yapı bulunmuştur. Ayrıca, yapı içinde taban düzleminde çöken çatı kiremitlerinin kırılmış olduğu çok sayıda çanak, öğütme taşı parçaları ve saçılmış çiviler bulunmuştur. Aynı açmanın güneybatı çeyreğinde ise yine Troya 1 ve 2 tabakasının kerpiç molozu biçimindeki duvar yapısı izlenmeye çalışılmıştır. Açmanın güneybatı köşesinden kuzeye doğru batı duvarı boyunca 1.15m uzunluğunda bozulmuş sert tabanın altında yer yer çanak parçaları yerleştirilmiş ve ağız ve kuzey yönüne dönük olan fırın bulunmuştur (Özdoğan ve Özdoğan 1994). Şekil 6'da "A" açmasının güney-güneybatı kesiminde görülen kuzeye doğru "U" şeklindeki anomalisinin söz konusu firmaya karşı geldiği görülmektedir.

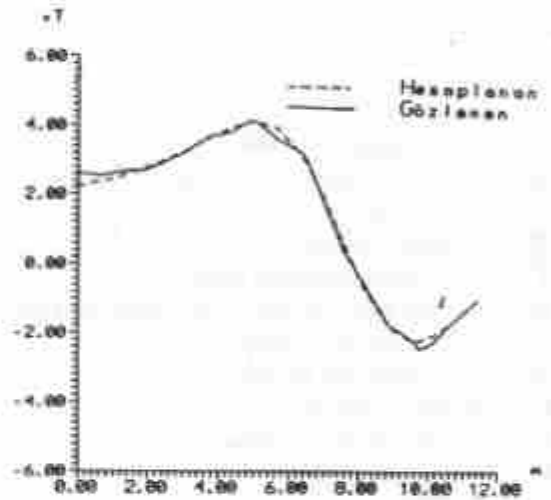
2 nolu profilin modellenmesi sonucunda anomaliye neden olan cismin 2m genişliğe, 0.50m ve 1.20m üst ve alt derinliğe 16° eğime ve 18.96 nT mıknatıslanma şiddetine sahip olduğu saptanmıştır. Mıknatıslanma şiddetinin yüksek oluşu burada çivi v.b. gibi malzemelerin yoğun olarak bulunabileceğini göstermektedir. 2 nolu profile yakın yapılan B açması içinde yaklaşık 0.9 m derinliğinde büyük küplerin ve çok sayıda demir çivinin bulunmuş olması bunu kanıtlamaktadır. Bu açmada da "A" açmasında bulunan yapının benzeri yıkılmış bir yapı ve altında da yine yanmış bir yapı bulunmuştur.

3 nolu profilin modellenmesi sonunda anomaliye neden olan cismin 2.5m genişliğinde, 0.5m ve 1.68m alt ve üst derinliğinde 133° eğimli ve 1.92nT mıknatıslanma şiddetinde sahip olan bu cismin küp veya küp parçaları olabileceği sanılmaktadır.

"C" bölgesindeki anomali değerlendirilmemiş, ancak burada yapılan kazı sonucunda 0.80m kalınlığındaki kültür toprağı içinde bol miktarda kiremit ve küp parçaları ile açmanın güneybatı köşesinde yuvarlak yassı taşlarından oluşan 0.75m çapında bir taban ve bu tabanın çevresinde küçük çakıl taşlarının serilmiş olduğu bir düzlem üzerinde çanak çömlek parçaları bulunmuştur (Özdoğan ve Özdoğan 1994). Çakıl taşı düzlem kuzeye doğru düzensiz olarak 1x2 m lik bir

alana yayılmıştır. Burada izlenen anomalisinin dairesel bir görünüm vermesi yanında kuzeye doğru genişlemesi söz konusu yapı ile büyük uygunluk göstermektedir.

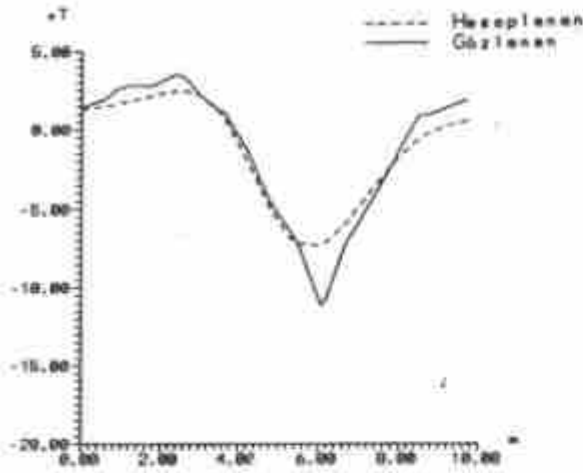
2. Sahada görülen magnetik ölçülerin 2m de bir alındığı daha önce de ifade edilmişti. Bu ölçüler anomalilerin olası yerlerini belirlemek amacıyla yapıldığından bu aşamada değerlendirmeye alınmamıştır. Ancak yapılan ön kazı çalışmalarında "D" açmasında çok sayıda helenistik çukur ve içlerinde kırık amforalar bulunmuştur. Çukurların arasında kalan tarih öncesi dolgu olan yoğun kerpiç döküntüsü ve yer yer tam planı anlaşılmayan duvar izlerine rastlanmıştır. Bu bölgede dikkati çeken anomalileri değerlendirebilmek için önümüzdeki yıl aralıklarla sık ölçü alınarak anomalilerin yorumu yapılacaktır.



Sekil 7-a: 1 no' lu profilin ölçülen ve hesaplanan anomali eğrileri.  
Model parametreleri: genişlik 3.23 m, üst derinlik 1.40 m, alt derinlik 3.30 m, deyim 116, mıknatıslanma şiddeti 5.226 nT ve merkez 7.337 m dir.

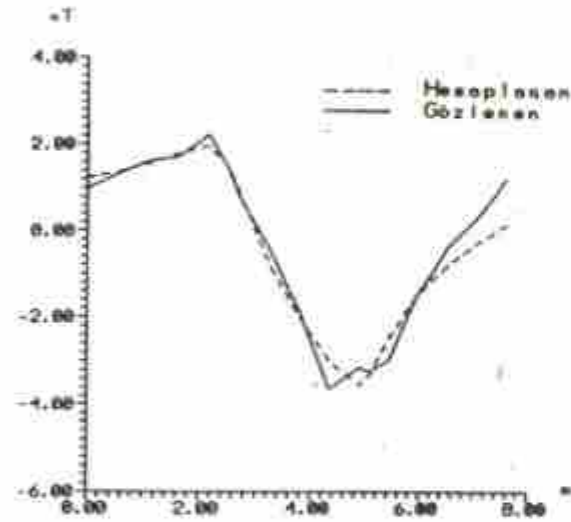
Figure 7-a: Observed and calculated anomaly curves of the 1st profile. Model parameters: width 3.23 m, depth of top 1.40 m, depth of bottom 3.30 m, dip 116, intensity 5.226 nT, center 7.337 m.





Sekil 7-b: 2 no' lu profilin ölçülen ve hesaplanan anomali eğrileri. Model parametreleri: genişlik 2 m, üst derinlik 0.5 m, alt derinlik 1.20 m, dilim 164, maksimumlama yiddeti 15.96 nT ve merkez 4.410 m'dir.

Figure 7-b: Observed and calculated anomaly curves of the 2nd profile. Model parameters: width 2 m, depth of top 0.5 m, depth of bottom 1.20 m, dip 164, intensity 15.96 nT, center 4.410 m.



Sekil 7-c: 3 no' lu profilin ölçülen ve hesaplanan anomali eğrileri. Model parametreleri: genişlik 2.5 m, üst derinlik 0.5 m, alt derinlik 1.68 m, dilim 133, maksimumlama yiddeti 1.92 nT ve merkez 3.763 m'dir.

Figure 7-c: Observed and calculated anomaly curves of the 3rd profile. Model parameters: width 2.5 m, depth of top 0.5 m, depth of bottom 1.68 m, dip 133, intensity 1.92 nT, center 3.763 m.

## KATKI BELİRLEME

Çalışmanın yazarları; projeyi destekleyen İ.Ü. Araştırma Fonu Yürütücü Sekreterliğine, Tekirdağ Müzesi Müdürü sayın Mehmet Akif Işık'a, alet desteklerinden dolayı B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürü sayın Prof. Dr. Ahmet Mete Işıkara'ya ve Transenergy-Geophysics firmasından Jeofizik Mühendisi Aytac Gülay'a çalışma süresince ilgi ve desteği nedeniyle teşekkür eder.

## KAYNAKLAR

- Aitken, M.J. 1974. *Physics and Archaeology*. Oxford Univ. Press.
- Bayraktar, A.T. 1991. Uç gerilim görünür özdeğer yöntemi ile tümülüs araştırmaları. Türkiye 12. jeofizik Kurultayı Bildiri Özetleri, Ankara.
- Becker, H. ve Jansen, H.G. 1994. Magnetik prospection of Traia (NW-Turkey). Abstracts of 29 th. the International Symposium on Archaeometry, Ankara.
- Drabner, M. 1991. Hacıosmanlı'da arkeojefizik çalışmalar. Türkiye 12. Jeofizik Kurultayı Bildiri Özetleri, Ankara.
- Gay, P.S. 1967. curves for interpretation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures. *Mining Geophysics*, 2, Soc. Expl. Geophysics, 512-548.
- Gürbüz, C., Uyar O., Tuncer K., Ponat E., Çağlayan, B., 1994. A report on the results of geophysical measurements on taken Uç Tepeler Tümülüs in Izmit.
- Heise, A. 1991. Düşük yarımadası, reşadiye ve Hisarönü seramik atölyelerinde jeofizik araştırmalar ile keşfedilen formlar ve diğer arkeolojik yapılarımlar. VII. Arkeometri sonuçları toplantısı, Çanakkale.
- Lincoff, L.R. ve Treitel, S. 1984. a review of least squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 159-189.
- Marobbæ, L.M. 1990. A versatile Turbo-Pascal program for optimization of magnetic anomalies caused by two-dimensional dike, prism or slope models. *Computers&Geosciences*, 16, 341-365.
- Özdoğan M. ve Özdoğan A. 1994 yılı Menekşe Çatığı kazısı yıl sonu bilimsel raporu (yayınlanmamış), İ.Ü. Araştırma Fonu Proje No: 397, İstanbul.
- Pınar, R. ve Akçığ, Z. 1991. Kösemtaş Tümülüsünün jeofizik yöntemlerle araştırılması. Türkiye Kurultayı Bildiri Özetleri.
- Weymouth J.W., 1986. Archaeological site surveying program at the University of Nebraska. *Geophysics*, 51, 538-552.



# TÜRKİYE GRAVİTE ÇALIŞMALARI VE BAZI SONUÇLAR

## Türkiye Gravity Studies and its Some Results

Nihat AKDOĞAN\*

### ÖZET

Türkiye gravite arazi çalışmaları 1987 yılında tamamlanmıştır. Bu çalışma karmaşık bir topografya ve jeolojîye sahip Türkiye'nin tektonik yapısı çalışmalarına gravimetrik kanıtlar getirmek amacıyla yapılmıştır. Bu amaçla, önce, Türkiye Bouguer anomali haritası hazırlanmıştır. Bu haritadan genel anlamda tektonik hatlar gözlenmeye çalışılmıştır. Arap-Anadolu, Karadeniz-Anadolu levha sınırları, Kuzey Anadolu, Menderes-Gediz fayları v.s, temel yükselme-alçalım alan sınırlamalarına ait gravimetrik bilgiler ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bouguer anomali haritasından türetilen yüzey jeofizikine ilişkin Türkiye 2.türev, rezidüel, aşağı uzanım derin jeofizikine ilişkin trend, uzanım haritalarından tektonik hatlar, hasenler, antiklinal, senklinaler, çarpışma zonları gözlenmeye çalışılmıştır.

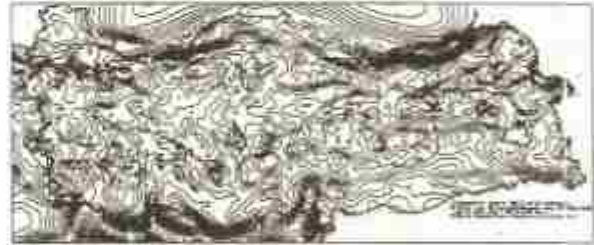
### ABSTRACT

Field operations of Türkiye Regional Gravity mapping surveys were completed in 1987. The aim of mapping surveys were to contribute to the clarification of tectonic structure of Türkiye which has a rather rough topography and complicated geology. For this purpose, first of all, Türkiye gravity Bouguer anomaly map was prepared, and, it was tried to locate the main tectonic trends. Additionally gravimetric information about Arabia-Anatolia and Eurasia-Anatolia plate boundaries, North Anatolian, Menderes and Gediz faults etc., locations of ridges and depressions and shallow and deep structure was obtained. Derived maps from Bouguer anomaly map, which were second derivative map illustrates surface geology, residual anomaly map, trend map, down continuation map were used to prepare the "Main Geological and Tectonic Trend map of Türkiye".

### GİRİŞ

64 bin civarında noktada gravite ölçümü yapılmıştır. Nokta aralıkları 3-5 km. dir. Noktalar genellikle topografik yükseklikleri belli olan kotlu tepelerden seçilmiştir. Bu ham datalar temizlenerek bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Bu datalardan Bouguer, 2.türev, trend-rezidüel, aşağı uzanım haritaları hazırlanmıştır. (Şekil 1,2,3,4,5,8 ve 9).

Bouguer yoğunluğu  $2,67 \text{ gr/cm}^3$ , teren yoğunluğu  $2,4 \text{ gr/cm}^3$  olarak alınmıştır. Topografik tashih  $2,4 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluğuna göre, deniz suyu yoğunluğu  $1,03 \text{ gr/cm}^3$  olarak  $167,7 \text{ km}$ ye kadar, MTA-HGK işbirliği ile hazırlanmıştır. Çalışmada kullanılan Türkiye gravite haritaları için Lambert projeksiyon sistemine göre  $10 \times 10 \text{ km}$  Bouguer grid değerleri hazırlanmıştır. Yine Lambert koordinatlarına göre şehir ve sınır dataları kullanılmıştır.



Sekil 1: Türkiye gravite Bouguer anomali haritası.

Figure 1: Gravity Bouguer Anomaly map of Türkiye



Sekil 2: Türkiye gravite 2. türev ikinci anomali haritası.

Figure 2: Gravity anomaly map of second derivative of Türkiye Bouguer gravity.

\* MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Dairesi, 06520 Ankara





Şekil 3: Türkiye gravite 2. türev negatif anomali haritası.

Figure 3: Negative values map of second derivative of Türkiye Bouguer gravity.



Şekil 4: Türkiye gravite aşağı uzanım negatif anomali haritası.

Figure 4: Negative anomaly map of downward continuation of Türkiye Bouguer gravity.



Şekil 5: Türkiye gravite aşağı uzanım pozitif anomali haritası.

Figure 5: Positive anomaly map of downward continuation of Türkiye Bouguer gravity.

## TÜRKİYE GRAVİTE ÇALIŞMALARI GENEL DURUMU

Yüzey Yapılanmaya İlişkin Gravite Değerlendirmeleri için, birkaç yöntemle hesaplanan 2.türev değerlerinden Halck yararlanmıştır. Genel olarak Türkiye'nin 2. türev haritası çok karışık bir görünüm arz etmektedir. Bu karışıklığı gidermek amacıyla, karışıklığa neden olarak görülen sıfır konturu haritalardan surfer programı marifetiyle çıkartılıp negatif ve pozitif değerler ayrı, ayrı haritalanmıştır. (Şekil 2 ve 3). Aynı yöntem aşağı uzanım rezidüel haritalarında da uygulanmıştır. (Şekil 4, 5, 6, ve 7). Sonraki aşamada bu haritalardan gözlenen, süreklilik gösteren çizgisellikler sonuç haritasında çizilmiştir. Bu değerlendirmeden çıkan ana çizgisellikler şunlardır.



Şekil 6: Gravite 8. derece rezidüel pozitif anomali haritası.

Figure 6: Positive gravity residuals map of 8th degree trend.

### Kuzey Anadolu Fay Hattı Gravitesi:

Bu yapı iki farklı gravimetrik karakter göstermektedir. Birinci bölüm Erzincandan başlayıp Çorum - Sinop arasına kadar, Bouguer anomali haritasında tipik fay eğrisiyle temsil edilmektedir. (Şekil 1) Bu kısım 2. türev ve aşağı uzanım negatif-pozitif haritalarında gayet belirgin hatlar oluşturmaktadır (Şekil 2, 3, 4, ve 5). Bu rezidüel gravimetrik hatların Sinop'un 60 km kadar güneye batısından Küre dağlarını keserek Karadenize geçmesi zayıf da olsa gözlenebilmektedir. Kastamonu-Bolu-Kocaeli hattını takibeden ikinci bölümde 2. türev hatları Marmara güneyine ve İstanbul-Kırklareli doğrultusuna doğru devam etmektedir. Bolu civarında Bouguer anomali haritasında sık gradientle temsil edilen bu kısmın eğim atımının 1. bölüme göre daha fazla olduğu söylenebilir. Doğuda, Erzincan-Erzurum-Ağrı doğrultusundaki gravite 2. türev ve aşağı uzanım hatları süreklilik arz etmekte ve belirgindir.

### Orta Anadolu Gravitesi:

Tuzgözü, Ihlara Vadisi çevreleri Bouguer anomali haritasında, temel yükselimi yansıtan, pozitif değerlerle temsil edilmektedir. Konya Ovasında +60 m.gal civarında pik veren 40 km çapında pozitif bir anomali gözlenmiştir. 2.türev haritalarında Sivas-Erzincan ortalarından başlayıp Nevşehir'den Kırşehir dönen yay şekilli bir çizgisellik belirginleşmiştir. Burada düşük graviteli zon gayet düzgün ve sürekli'dir. Bu zonu kuzeyindeki yüksek graviteli zon güneydeki yüksek graviteli zona göre daha iyi bir devamlılık göstermektedir. Aşağı uzanım negatif anomali haritasında da aynı yay şekilli çizgiselliğin olduğu gözlenmektedir (Şekil 4). Bu çizgisellik kenet kuşağı çizgiselliği ile uyum içindedir (İ.Ketin 1984). (Şekil 10). Karaman-Konya-Akşehir Gölü-Afyon hattını takibeden GDKB yönlü gravimetrik hat 2.türev ve aşağı uzanım negatif anomali haritalarında aynı çizgiselliği vermektedir. (Şekil 2, 3, ve 4). Bu çizgisellik muhtemelen bu bölgedeki bindirme ve nap sisteminin kuzey sınırını yansıtmaktadır (İ. Ketin 1984), (Şekil 10).

### Ege-Akdeniz-Güneydoğu Anadolu Gravitesi:

Bouguer, 2.türev, aşağı uzanım, haritalarında B.Menderes, Gediz çizgiselliği belirgindir. K.Menderes

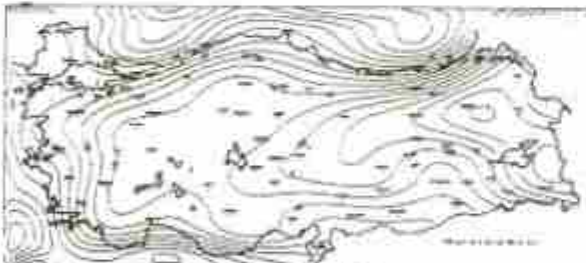
horstik yapılanmaya uygun pozitif değerler vermektedir. B.Menderes ve Gediz graben sistemleri ayrı ayrı sistem olarak belirlenmiş, birleşme göstermemişlerdir (Şekil 2, 3 ve 4). İskenderun körfezi doğu kıyısı boyunca K.Maraş'a oradan da doğuya Adıyaman-Diyarbakır kuzeyine kadar devamlılık gösteren düşük gravite değerli bir çizgisellik uzanmaktadır. İskenderun körfezi doğu kıyısını takibeden negatif çizgiselliğin iki tarafındaki yüksek graviteli çizgisellikler K.Maraş'a kadar takibedilmektedir (Şekil 2, 3 ve 4).



Şekil 7: Türkiye 8. derece rezidüel negatif anomali haritası.  
Figure 7: Negative gravity residual map 8th degree trend.



Şekil 8: Türkiye gravite 8. derece trend haritası.  
Figure 8: Trend map of 8th degree of Türkiye Bouguer gravity.



Şekil 9: Türkiye gravite 16. derece trend haritası.  
Figure 9: Trend map 16th degree of Türkiye Bouguer gravity.

Güneydoğu Anadolu aşağı uzanım ve 8. derece pozitif rezidüel anomali haritalarındaki pozitifliğin kuzeydeki sınırlamaları uyum içindedir. Bu sınır Arap-Anadolu levhaları bindirme zonunun işaretlendiği jeolojik çalışmalarla da benzerlik içindedir (Şekil 5 ve 6) (I.Ketin 1984). Güneydoğu Anadolu diğer bölgelere göre topoğrafik olarak az engebeli olduğundan gravitesi de daha az değişkendir. Mardin yükselimi ile bunun

düşen bloğu, iyi bir şekilde, 2.türev negatif-pozitif anomali haritalarında gözlenmekte ve sınırlanmaktadır.

### Derin Yapılanmaya İlişkin Gravite Değerlendirmeleri

Gravite Trend, Rezidüel, Aşağı Uzanım Haritaları:

4.dereceden 18. dereceye kadar trend analiz haritaları incelenmiş bunlardan 8. ve 16. dereceleri ve Bouguerden artan rezidüelleri alınıp karşılaştırılmıştır. Ayrıca bu sonuçlar 10 km. aşağı uzanım değerleriyle de kıyaslanmıştır. 8. ve 16. derece trend haritaları arasındaki bariz fark, Güneydoğu Anadolu'daki kuzeye doğru olan pozitif sokulum ve Batı Anadolu kuzey ve güneyindeki negatif çekmeler ve aralarındaki pozitif çekmedir (Şekil 8 ve 9).

Güneydoğu Anadolu'daki pozitif çekme olası Arap levhasının Anadolu levhasına olan sokulum alanını yansıtmaktadır. Bu durum 8. derece pozitif rezidüel anomali ve 10 km aşağı uzanım haritalarında daha net bir şekilde belirginleşmiştir. (Şekil 5 ve 6). Karadeniz Bölgesinde Karadeniz Anadolu levhaları arasındaki sınır gravite pozitif 10 km. aşağı uzanım haritasında iyi bir şekilde takip edilmektedir. Orta Anadolu Tuz Gölü ve çevresindeki temel yükselimi alan sınırlaması 8.derece pozitif rezidüel anomali haritasıyla ortaya konmuştur. 8.derece,16.derece rezidüel,10 km aşağı uzanım haritaları ile Arap ve Karadeniz levhalarının Anadolu levhasını kuzey ve güneyden sıkıştırmasını ve olası hareket yönünü izleyebilmekteyiz. Bu sınırlar genel olarak öncel jeolojik çalışmalarla uyum içindedir (I.Ketin 1984) (Şekil 10).



Şekil 10: Türkiye'de gözlenen büyük bindirme ve nappeler.  
Figure 10: The major thrusts and nappes observed in Türkiye.

### SONUÇLAR

Yukarıda anlatılan çalışmalardan gözlenebilen belirgin çizgisellikler ve levha sınırları sonuç haritası Gravite Çizgisellik Haritasında işaretlenmiştir. Bu çizgiselliklerin öncel jeolojik çalışmalara gravimetrik kanıtlar getirdiği gözlenmiştir. Türev, rezidüel, aşağı uzanım anomali haritalarında, daha kolay yoruma gidebilmek için negatif ve pozitif değerlerin ayrı ayrı haritalanmasında yarar görülmüştür (Şekil 11).





Seki 11: Türkiye granit çeşitlilik haritası.  
Figure 11: Lineament map of Türkiye granity.

#### KAYNAKLAR

- Ketin, İ. 1984. Türkiye'de göçlenen başlıca hidrotermal ve magmalar.  
Şarefio, F., Türkiye'deki fay haritası. MTA Yayınları Aralık 1992  
Bingöl, E., Türkiye Jeolojisi haritası. MTA Yayınları Mayıs 1989



# KIRIKKALE, KESKİN VE ÇEVRESİNİN HAVADAN MANYETİK ANOMALİLERİNİN İNCELENMESİ

## Investigation of Aero-magnetic Anomalies of the Kırıkkale-Keskin and its Around.

Abdullah ATEŞ\*

### ÖZET

1960'lı yılların başlarında Kanada'lılar Orta Anadolu bölgesinde havadan manyetik anomalî ölçümleri almışlardır.

Kırıkkale-Keskin ve çevresinin havadan manyetik anomalileri değişik filtre yöntemlerinden güç spectrumu analizi ve yatay gradient yöntemleriyle incelenmiştir. Yalancıgravite anomalilerinden oluşturulan üç-boyutlu manyetik model üst yüzey derinliği 1 km, taban derinliği 15 km ve magnetizasyon şiddeti de  $2.2 \text{ Am}^{-1}$  olan manyetik bozucu bir kütlelerin varlığını ortaya koymuştur.

### ABSTRACT

Canadians took aeromagnetic measurements in the central Anatolian region during early 1960's.

Aeromagnetic anomalies of the Kırıkkale-Keskin and its around investigated using power spectrum analysis and method of horizontal gradient among various filtering techniques. Three dimensional model constructed from pseudogravity anomalies has revealed a magnetic body with its top being 1 km, its bottom 15 km deep and its intensity of magnetisation  $2.2 \text{ Am}^{-1}$ .

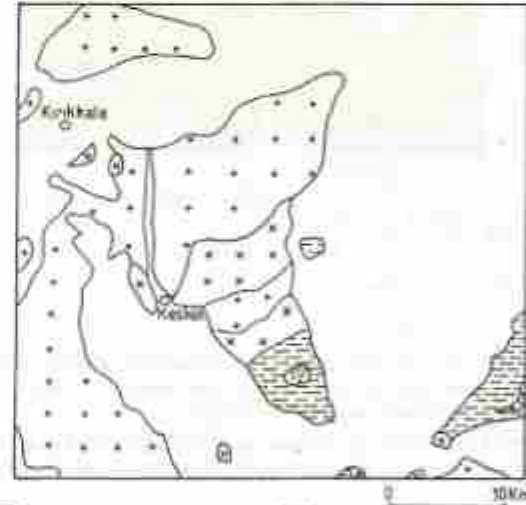
### BÖLGENİN JEOLojİSİ VE ÖNCEL ÇALIŞMALAR

Kırıkkale, Keskin ve çevresi jeolojik açıdan incelendiğinde Kırşehir Masifinin oluşum ve orijini ile ilişkili olduğu görülebilir. Yapılaşma esas olarak metamorfik birimlerden oluşmuştur. Tersiyer ve Kıratese örtü depozitleri metamorfik temele uyumsuzluk göstermektedirler.

Kırıkkale, Keskin ve çevresi Kırşehir Masifinin Sakarya Bloğu ile kontak içinde olduğu bir bölgede yer alması nedeniyle karmaşık jeolojik özellik göstermektedir. Keskin'in güneydoğusunda ofiolitlerin arasından andezit mostra vermektedir. Şekil.1'de bölgenin Erentöz ve Ketin 1961'den basitleştirilmiş jeolojik haritası verilmektedir. Bölgede daha önce çalışma yapan araştırmacılar jeolojik yapılaşma ile ilgili değişik görüşler ortaya atmışlardır. (Ketin 1956; Sengör ve Yılmaz 1985).

### HAVADAN MANYETİK YERİ

Mevcut jeofizik veri CAS (Canadian Aero Servis) tarafından 60'lı yılların başlarında yapılan havadan manyetik çalışmalardır

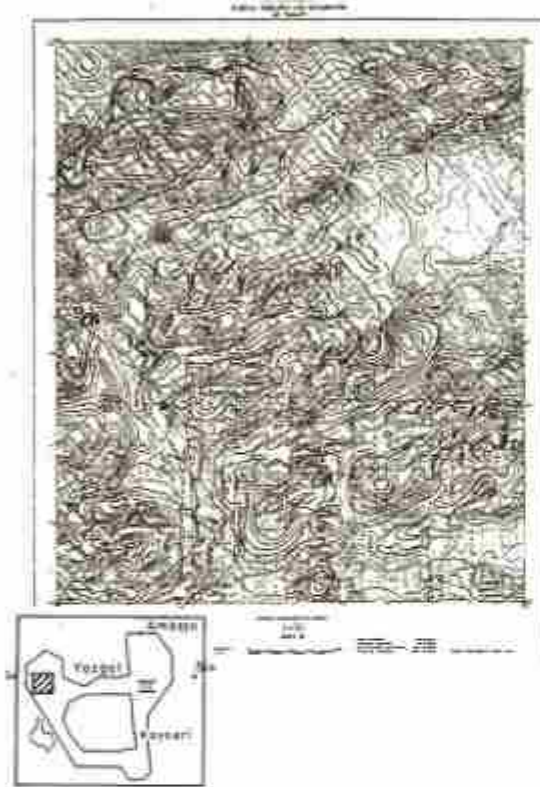


Şekil 1: Kırıkkale, Keskin ve çevresinin sadeleştirilmiş jeolojik haritası.

Figure 1: Simplified geological map of the Kırıkkale, Keskin and its around.

\* A.O. Jeofizik Mühendislik Bölümü

.CAS tarafından alınan havadan manyetik anomali ölçümlerinin raporları 1962'de tamamlanmış olup kontur haritaları 1/25.000 lik paftalar halinde raporun ekinde sunulmuştur. Şekil 2 saha III -orta Anadolu bölgesi, I -31 paftasını (Kırıkkale-Keskin civarını göstermektedir). Ölçümler uçakla 150 metre yükseklikten 1 km'lik profil aralıkları doğrultusunda alınmıştır. Kontur aralıkları  $20nT(\gamma)$ 'dır. Uçuşun yapıldığı tarihlerde henüz sayısal "digital" yöntemler tam olarak gelişmediğinden, uçuş kayıtları analog olarak alınmıştır.



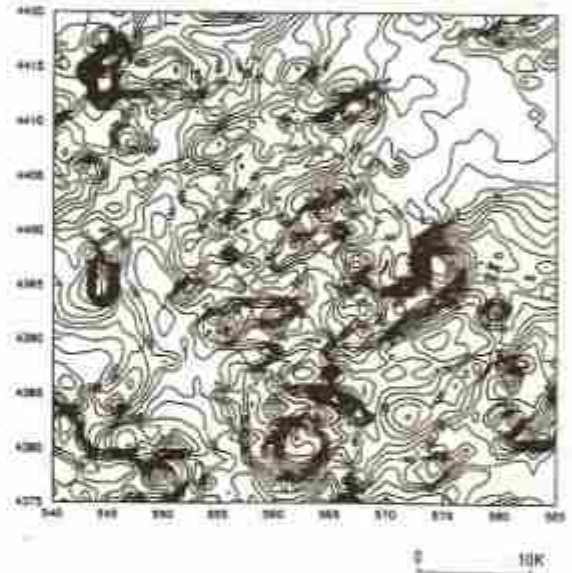
Şekil 2: CAS tarafından yapılan havadan manyetik ölçümler. Küçük harita ölçüm yapılan sahayı, Yaralı alan haritada verilen I -31 paftasına ait havadan manyetik anomaliler.

Figure 2: Aeromagnetic surveying made by CAS. Hatched area shows the location of the aeromagnetic anomalies I-31 given in the map.

Potansiyel alan analizi işleme ve yorum yöntemlerinin uygulanması için öncelikle havadan manyetik anomaliler  $45 \times 45$  km'lik bir alan için 1km aralıklarla gridlenerek (2025 grid verisi) sayısal hale getirilmiştir. Böylece analog haritanın bilgisayar ortamına geçişi sağlanmıştır. Şekil.3 bilgisayar ortamındaki grid noktaları kullanarak konturlanmış havadan manyetik anomali haritasını göstermektedir. Şekil.3'de verilen havadan manyetik anomaliler jeomanyetik alanın enlem ve boylam değişim değerlerini içermektedir.

Çalışma sahasının küçük ölçekli olması göz önüne alınarak anomalilerden yalnızca doğrusal trend almakla yetinilmiştir (Dobrin ve Savit, 1988). Doğrusal trend uzaklaştırılan havadan manyetik anomaliler Şekil. 4'de verilmektedir.

Kanadalılar demir aramasına yönelik havadan manyetik etüd yapmayı amaçladıklarından yer yüzüne 150 metre yakın bir mesafeden uçmuşlardır. Şekil. 4'deki anomali haritası yüzeye yakın metalik bozucu unsurlardan kaynaklanan gürültü içerdiğinden derin jeolojik ve tektonik birimlerin etkilerini gizlemektedir. Jeolojik ve tektonik araştırmalara yönelik havadan manyetik anomaliler genellikle 500 ve 1000 metre yükseklikten alınmaktadır. Bu nedenle şekil.4'de verilen havadan manyetik anomali haritasının 500m yüksekliğe yukarı uzanımı yapılmıştır (Şekil. 6, yapılan yukarı uzanımı 350m'dir).



Şekil 3: Birinci şekildedeki analog ortamdaki sayısal ortama geçirilen havadan manyetik anomaliler. Kontur aralığı  $-100nT(\gamma)$ . Sahanın boyutları  $45 \times 45$  km'dir.

Figure 3: Aeromagnetic anomalies transferred to the digital form from the analogue anomalies shown in Figure.1. Contour interval  $-100nT(\gamma)$ . The sizes of the region is  $45 \times 45$  km.

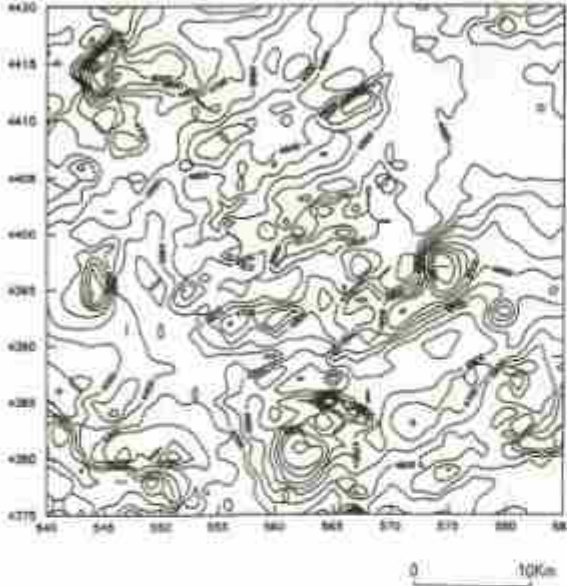
## ANALİZ VE YORUM

### Güç Spektrumu Derinlik Hesaplamaları

Güç spektrumu derinlik hesaplamalarında Spector and Grant (1970)'ın yöntemi kullanılmıştır. Şekil. 6 beşinci şekilde verilen yukarı uzanım haritasına uygulanan güç spektrumu eğrisini göstermektedir. Noktaların dağılımlarının gözle yapılan incelenmesi sonucu tek bir doğru geçirilebilmiştir. Bu da anomaliye neden olan bozucu kütlelerin yaklaşık aynı derinliklerde olacağı



veya yalnızca tek bir bozucu kütlelerin olabileceği anlamına gelmektedir. Çizilen doğrunun eğiminden anomaliye neden olan bozucu kütlelerin üst yüzeyinin ortalama derinliği ( $H$ )=1.045km hesaplanmıştır (Uçuş yüksekliği çıkarıldıktan sonra).  $\text{Log}_e P$  eğrisi logaritmik değer 2'nin altında saçılma göstermektedir



Şekil 4: Üçüncü şekilde verilen havadan manyetik anomalilerden doğrusal trend uzaklaştırılarak çizilen anomali haritası. Kontur aralığı-50nTpp.

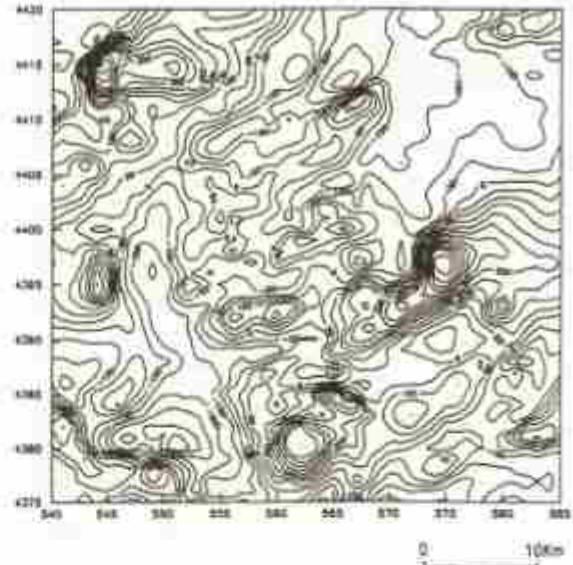
Figure 4: Aeromagnetic anomalies obtained by removing a linear regional from the anomalies shown in Figure.3. Contour interval-50nTpp.

#### .Yalancı gravite Anomalilerinin Yatay Gradientlerinin En Büyük Yerleri

Blakely and Simpson (1986) yatay gradient hesaplama yöntemini otomatik bir metod kullanarak hızlandırmışlardır. Bu metotta manyetik anomalilere sarastıyla şu yöntemler uygulanır.

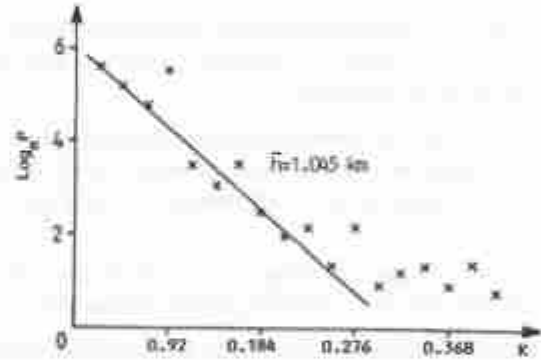
- i. ) Yalancı gravite anomalilerinin oluşturulması
- ii. ) Yatay gradient anomalilerinin oluşturulması
- iii. ) Yatay gradientin en büyük yerlerinin belirlenmesi

Yukarıda verilen basamaklar şekil.5'de verilen doğrusal trend uzaklaştırılmış yukarı uzanım haritasına uygulanarak yalancıgravite haritası (şekil.7) ve çizgisellik haritası oluşturulmuştur (şekil.8). Çizgisellikler manyetik anomalilere neden olan kütlelerin yanal sınırlarının, çemberlerde gradient değişimlerinin büyüklüğünün yarıçapı olarak gösterilimleridir.



Şekil 5: Dördüncü şekilde verilen havadan manyetik anomalilerin 350 metre yukarıya uzatılarak oluşturulan havadan manyetik anomaliler. Kontur aralığı-50nTpp.

Figure 5: Aeromagnetic anomalies shown in Figure.4 350 meter upward continued. Contour interval-50nTpp.



Şekil 6: İlginci şekildeki havadan manyetik anomalilere uygulanan güç spektrumu grafiği. Yatay eksen dalga boyu, dikey eksen  $\text{Log}_e P$  dir.

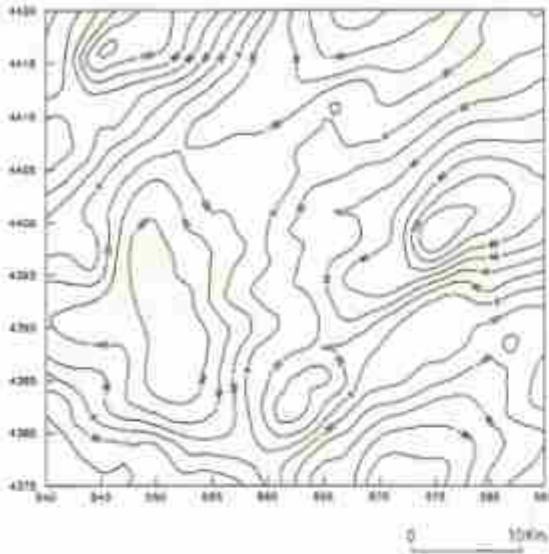
Figure 6: Power spectrum applied to the aeromagnetic anomalies shown in Figure.5. Horizontal axis is wavelength, vertical axis is  $\text{Log}_e P$ .

Şekil.8 incelendiğinde KD doğrultulu birbirlerine paralel çizgiselliklerin olduğu ve Kırıkkale-Keskin arasında düşen bölgenin sakinliği gözlemlenmektedir.

#### Üç Boyutlu Manyetik Model

Kearey (1991) Londra düzlüğüne ait havadan manyetik anomalileri yeni bir yöntemle modellemiştir. Bu yöntemin uygulanışı aşağıda maddeler halinde verilmiştir;





**Şekil 7:** Yalancı gravite anomalisi haritası. Akınatılma şiddeti ( $J$ ) yoğunluk ( $\rho$ ) = 1, Kontur aralığı = 20mgal

**Figure 7:** Pseudogravity anomaly map. Intensity of magnetisation ( $J$ ) density ( $\rho$ ) = 1, Contour interval = 20mgal.

i.) Güç spektrumundan manyetik anomaliye neden olan kütlelerin üst yüzey derinliği hesaplanır

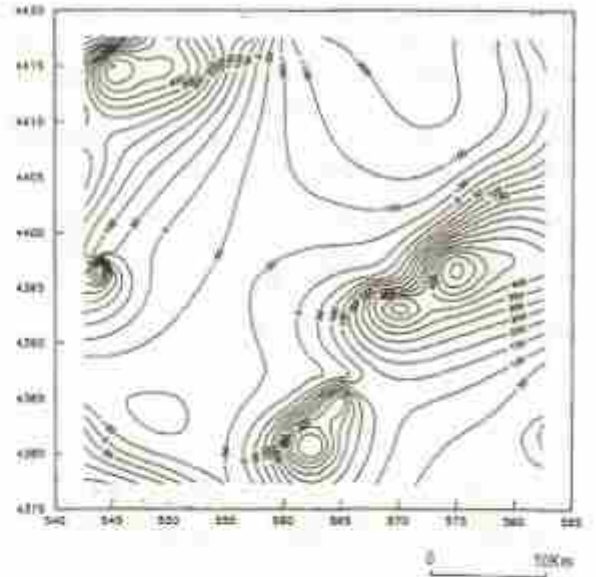
ii.) Manyetik (Havadan-manyetik) anomaliler (yoğunluk ( $\rho$ ) = 1 Mg $m^{-3}$ ) seçilerek yalancı gravite anomalilerine dönüştürülür

iii.) Yalancı gravite anomalileri (Mıknatıslanma şiddeti ( $J$ )/ $\rho$ =1) seçilerek Cordell and Henderson (1968)'un üç boyutlu deneyimli algoritması kullanılarak modellenir

iv.) Üçüncü basamakta oluşturulan modelin manyetik anomalileri  $J=1 \text{ Am}^{-2}$  seçilerek yeniden oluşturulur

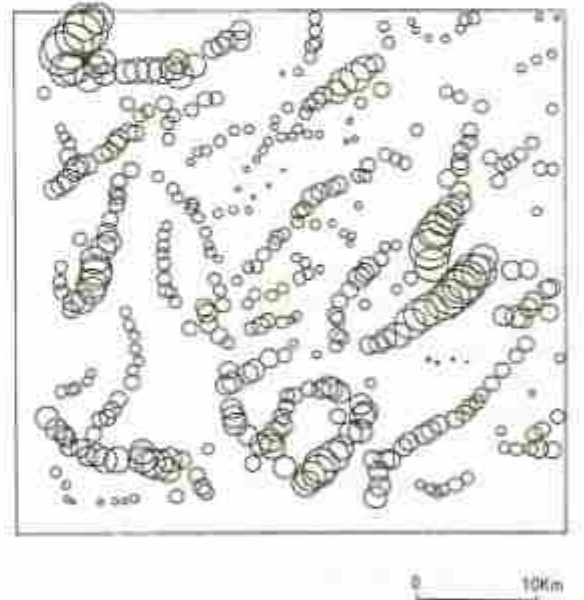
v.) Dördüncü basamakta hesaplanan anomalilerin ilk başta işleme giren manyetik anomalilere ayarlanması yapılır.

Şekil.5'de verilen doğrusal trend uzaklaştırılarak 500 metre yüksekliğe yukarı uzanımı yapılan havadan manyetik anomaliler yukarıda maddeler halinde verilen işlemlerden geçirilmiştir. Üçüncü basamakta verilen üç boyutlu model şekil.9'da, yeniden hesaplanan manyetik anomaliler şekil.10'da verilmektedir



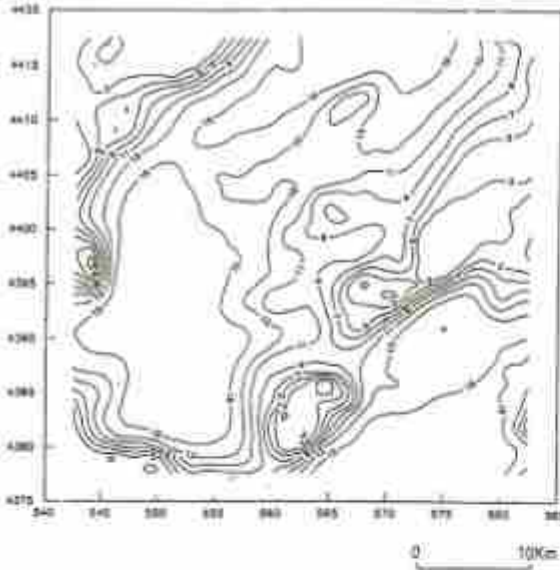
**Şekil 8:** Yalancı gravite anomalilerinin yatay gradientlerinin en büyük yerleri. Çemberlerin çapları gradientin büyüklüğü ile orantılı.

**Figure 8:** Maxima of the horizontal gradient of the pseudogravity anomalies. Circle sizes are proportional to the magnitude of the gradient.



**Şekil 9:** Üç boyutlu manyetik (havadan-manyetik) model. Üst yüzeyinin derinliği = 1km (Toplam yukarı uzanım yüksekliği çıkarıldıktan sonra), Taban derinliği = 15km, Kontur aralığı = 2km

**Figure 9:** Three dimensional magnetic (aeromagnetic) model. Top of its surface = 1km (After removal of height of the total upward continuation), Depth of its bottom = 15km, Contour interval = 2km



**Sekil 10:** Dokuzuncu şekilde verilen modelin beşinci şekilde verilen havadan manyetik anomalilere ölçeklenerek yeniden oluşturulan manyetik anomalisi (Yer manyetik alanının eğim açısı  $-55^\circ$ , sapma açısı  $-4^\circ$ , Yer manyetik alanının manyetik alan şiddeti  $(J) = 1 \text{ Am}^{-1}$ )

**Figure 10:** Magnetic anomalies of the model shown in Figure 9 after scaling to the anomalies shown in Figure 5 (Inclination and Declination angles of the Earth's field  $-55^\circ, -4^\circ$ , Intensity of the Earth's field  $= 1 \text{ Am}^{-1}$ ).

## SONUÇLAR

Kırıkkale, Keskin ve çevresinin havadan manyetik anomalilerinin incelenmesi sonucu manyetik anomalیه neden olan andezitik kütlelerin yaklaşık 16

km derinlere kadar uzanabileceği ortaya çıkmıştır. Yüzye de mostra veren andezitin alterasyon nedeniyle manyetizasyonunun azalabileceği bu nedenle de güç spektrumundan elde edilen derinliğin 1km olduğu düşünülmektedir (andezitik kütlelerin üst yüzey derinliği). Üç boyutlu model oluşturma aşamasında elde edilen  $2.2 \text{ Am}^{-1}$  andezitik türdeki kayaların verebileceği manyetizasyon şiddeti ile uyum içinde bulunmaktadır.

## KAYNAKLAR

- Blakely, R. J. and Simpson, R. W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. Geophysics 51, p. 1494-1498.*
- Canadian Aero Service Ltd. (CAS), 1962. Türkiye'nin müntehap sahalarında maden kaynaklarının keşiflenmesi hakkında araştırma programı, Saha III -orta Anadolu bölgesi, MTA yayını.*
- Dobrin, M.B. and Savit, C. H. 1988. Introduction to geophysical prospecting, McGraw Hill Book Company.*
- Erenit, C. ve Ketin, İ. 1961. Türkiye Jeoloji Haritası, Kayseri Paftası, MTA yayını.*
- Kearey, P. 1991. A possible source of the South-Central England magnetic anomaly: basaltic rocks beneath the London platform. Journal of the geological society of London 148, p.773-780.*
- Ketin, İ. 1956. Yozgat bölgesinin jeolojisi ve orta Anadolu masifinin tektonik durumu. Türkiye jeoloji kurumu bildiri, Cilt 37, s.1-40.*
- Spector, A. and Grant, F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data, Geophysics 35, p.293-302.*
- Sengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics 75, p.181-241.*





# TÜRKİYE AEROMANYETİK HARİTALARINA GENEL BİR BAKIŞ

## A General View of Türkiye Aeromagnetic Maps.

İbrahim AYDIN\* ve Halil İ. KARAT\*

### ÖZET

Türkiye aeromanyetik, haritaları MTA Genel Müdürlüğünce, değişik yıllarda uçulan sahalardan manyetik verilerinin derlenmesiyle hazırlanmıştır. Bu haritalar, Türkiye'nin jeoloji ve tektoniğini genel olarak yansıtmaktadır.

Haritalardan madencilik, enerji kaynakları, derin veya sıf jeolojik ve jeofizik çalışmalarda önemli oranlarda yararlanılabilir.

### ABSTRACT

The aeromagnetic maps of Türkiye was prepared by compilation of data gathered from different areas flown in different years by General Directorate of Mineral Research and Exploration. The maps generally reveal the general geology and tectonics of Türkiye.

The maps can be greatly benefited for mining, energy resources, deep or shallow geological and geophysical studies.

### GİRİŞ

Türkiye'de aeromanyetik etüdlere ilk olarak 1960 yılında başlanmıştır. Bu tarihte Canadian Aero Service isimli bir Kanada şirketi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü ( MTA ) adına batı, orta ve doğu Anadolu'nun bazı yörelerinde demir aramaları amacıyla uçuşlara başlamış ve etüdlerini 1961 yılında tamamlamıştır ( Hutchison ve diğ.1962). Bu etüdlere proton manyetometrenin yanısıra bir de sintilometre kullanılmıştır.

MTA'nın 1966 yılında oluşturduğu kendi ekibi, jeolojik olarak ümitli doğu, orta ve batı Anadolu'da demir arama amaçlı etüdlerini sürdürürken, diğer taraftan da, petrol ve jeotermal enerjiye yönelik havadan manyetik uçuşlarına devam etmiştir.

1978 yılında bir proje olarak ortaya çıkan Türkiye Aeromanyetik Haritalarının Hazırlanması çalışması, 1989 yılı uçuşları ile tamamlanmıştır.

Söz konusu projede, uçuşlar nominal 2000 feet yükseklikten yapılmış ve önceki yılların başka amaçlarla yapılan 2000 feet yükseklikli uçuş verilerinden de yararlanılmıştır ( Karat ve Metin 1992).

### ETÜDLERİN ÖZELLİKLERİ

Türkiye Aeromanyetik Haritalarının hazırlanmasına yönelik etüdlere, uçuş profilleri, jeolojik ve tektonik

gidişleri olabildiğince dik kesecek şekilde ve çoğu kez, Kuzey-Güney yönlü seçilmiştir. Ancak, topografyasının çok engebeli olduğu Doğu Karadeniz ve Orta Toroslar'da profillerin yönleri, nominal uçuş yüksekliği olan 2000 feet'i korumak için Doğu-Batı olmuştur. Ayrıca, Antalya, İskenderun ve İzmir Körfezleri ile Gökçeada ve Bozcaada civarında çeşitli yönlerde olmuştur.

Toplam yermanyetik alan şiddetinin ölçüldüğü havadan etüdlere, proton manyetometresi kullanılmış ve kayıtlar, bir saniye zaman aralığı ile analog olarak yapılmıştır. Bu analog kayıtların topoğrafik haritalar üzerindeki izdüşümleri sayısallaştırılarak, 1/100 000, 1/500 000 ve 1/2 000 000 ölçekli manyetik haritalar hazırlanmıştır.

Yermanyetik alanının yıllık, günlük ve uçağın yönüne bağlı değişimleri de, usulüne uygun olarak saptanıp, ölçümlerden çıkartılmıştır.

Yıllık değişimler, bir önceki yılın aynı profilinde aynı yükseklikten uçularak bulunan manyetik değerler ortalaması, bir önceki yılın ortalamasından çıkartılarak bulunmuştur. Günlük değişimler için de, uçuşu yapılan bölgede kurulan bir baz istasyonunda, sürekli manyetik kayıt alınmıştır. Etüdü belli bir günün belli bir saati baz alınarak, yer istasyonunun bu saatte ölçülen manyetik değerinden sapmalar, uçaktan ölçülen manyetik değerlere uygulanan günlük değişim düzeltmesi miktarları olmuştur.

\* MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Dairesi, 06520 Ankara

Uçuş yönüne bağlı manyetik değişimler ise, etüd öncesi, manyetik olarak sakin bir nokta üzerinde sekiz değişik yönde uçularak kaydedilen ölçümler ortalamasının, etüd profilleri yönü olarak seçilen yönde kaydedilen değerden çıkartılmasıyla bulunmuştur. Bu fark, tüm etüd verisinden çıkartılmış veya ilave edilmiştir.

Yeryüzünde veya yeryüzünden yüksekte bir noktada ölçülen yermanyetik toplam alan şiddeti  $T$ , aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$T = T_0 + T_k + T_d + T_b$$

(1)

$T_0$  yerin merkezinde varsayılan manyetik dipolun alanıdır. Bu alanın şiddeti ve yönü, zamana bağlı olarak değişir. Manyetik yöntem uygulamalarında International Geomagnetic Reference Field (IGRF) olarak tanımlanır.  $T_k$ , dipol alanının, yerkabuğunda mıknatıslanabilme özelliği olan kayaç ve mineralleri etkilemesiyle oluşan ikincil manyetik alandır, yani, yerkabuğunun manyetik anomalisidir.

Orijini yerküre olmayan  $T_d$ ' nin üç bileşeni vardır. Birinci bileşeni, güneş patlamaları ile ilgili olup 11 yıllık bir periyoda sahiptir. Bu bileşenin şiddeti coğrafi enleme bağlı olarak da değişir. İkinci bileşen iyonosferin günlük ve mevsimlik deformasyonu ile ilgili olup düzgün değişim gösterir.  $T_d$ ' nin üçüncü bileşeni manyetik fırtınalarla ilgili olup değeri kutup bölgelerinde 1000 gammaya kadar ulaşabilir. belli bir periyodu yoktur ve fırtına süresince alınan manyetik ölçümler hatalı olacağı için tekrarlanırlar.  $T_b$  ise, manyetometreyi taşıyan araçın, demir içeren kütesinin yermanyetik alanı çizgileri doğrultusunda veya çizgilere dik olarak yönelmesine bağlı olarak değişir.

Şekil.1 de verilen harita, (1) eşitliğindeki  $T_0$ ,  $T_k$  ve  $T_b$  nun zaman içindeki değişiminden arındırılmıştır. Yani,  $T = T_0 + T_k$  değerleri konturlanmıştır. Şekil.2 de verilen haritada ise,  $T_k$  değerleri konturlanmıştır. Harita,  $T_0$  değerlerinin (IGRF 1982.5), Şekil.1 de haritalanmış olan  $T$  değerlerden çıkartılmasıyla elde edilmiştir.

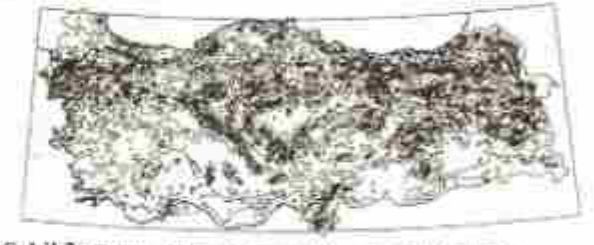
### ÖNEMLİ AEROMANYETİK ANOMALİLER

Bu bölümde, şiddet ve yönelim özellikleriyle önemli olabilecek manyetik anomalilere dikkat çekilerek, bu anomalilerin, Türkiye genel jeolojisi ve tektoniği ile genel anlamda uyumlulukları veya uyumsuzlukları gösterilmek istenmiştir. Anomaliler bölge bazında ele alınarak incelenmiştir ( Şekil 2).



Şekil 1: Türkiye Toplam Manyetik Alan Şiddeti Haritası (Kontur aralığı 100 gamma)

Figure 1: Total Magnetic Field Intensity Map of Turkey (Contour Interval 100 Gamma)



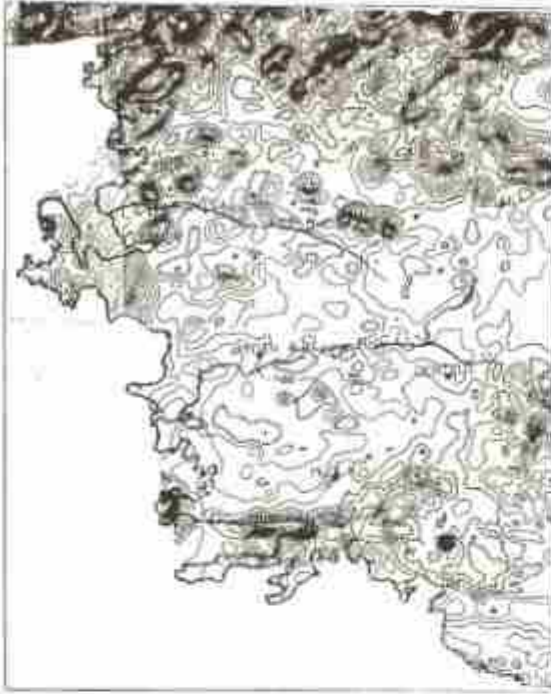
Şekil 2: Türkiye Manyetik Anomali Haritası IGRF (1982.5) çıkartılmış (Kontur aralığı 100 gamma)

Figure 2: Magnetic Anomaly of Turkey: IGRF (1982.5) removed (Contour interval 100 gamma)

Marmara bölgesi, Trakya kesimi hariç, manyetik anomaliler açısından oldukça zengindir. KAF'ın Marmara Denizi kuzeyinden geçen kolu, Doğu-Batı uzanlı bir anomali, doğuya devamı ise kısa dalgaboylu anomali dizilimleri şeklinde ortaya çıkmıştır. KAF'ın batıya devamında, Gelibolu Yarımadası ultramafiklerinin şiddetli pozitif, Saroz Körfezin'de negatif anomalileri göze çarpmaktadır. Marmara Denizinin güneyinde, deniz içinde, yine kısa dalgaboylu ve Doğu-Batı dizimli anomaliler görülmektedir. Bilecik-Bursa-Gönen hattı anomaliler daha şiddetlidir. Ergün (1977), Biga yarımadası manyetik anomalilerinin kaynak teşkil eden kütlelerin derinliğini yaklaşık 5 km vermiştir. Trakya kesiminde, Babaeski yükselimi ile İstanbul kuzeyindeki paleozoik temel anomalileri oldukça belirgindir.

Ege bölgesi manyetik anomaliler bakımından, Sanver (1975) in deyişiyle tamamen renksizdir. Daha sık kontur aralığı ile haritalandığında, Uşak civarı bazaltlarının düşük şiddetli ve kısa dalga boyu anomalileri, İzmir-Karaburun anomalileri ve Kerme körfezi anomalileri daha da belirginleşmektedir (Şekil 3). Bu bölgede, Söke civarında bir anomali üzerinde yapılan bir çalışma, bu anomalie kaynak olan kütlelerin üst yüzeyinin derinliğini 5 km, alt yüzeyinin derinliğini 10 km vermektedir (Aydın 1987).





Sekil 3: Ege Bölgesi Manyetik Anomali Haritası (Kontur aralığı 50 gamma)

Figure 3: Magnetic Anomaly map of Aegean Region (Contour interval 50 gamma)

Akdeniz bölgesinin en göze çarpan anomalileri, Antalya körfezinin batı kıyısı, Iskenderun körfezi ve Antakya civarındadır. Bu anomaliler ultrabazik karakterli oluşukları temsil etmektedirler. Orta Toroslarda manyetik temel derinleşmektedir. Antakya ve Iskenderun körfezi anomalileri, DAF 'ın batıya uzanımı şeklinde olup, yer yer kesilerek K.Maraş üzerinden Malatya'ya kadar uzanmaktadır.

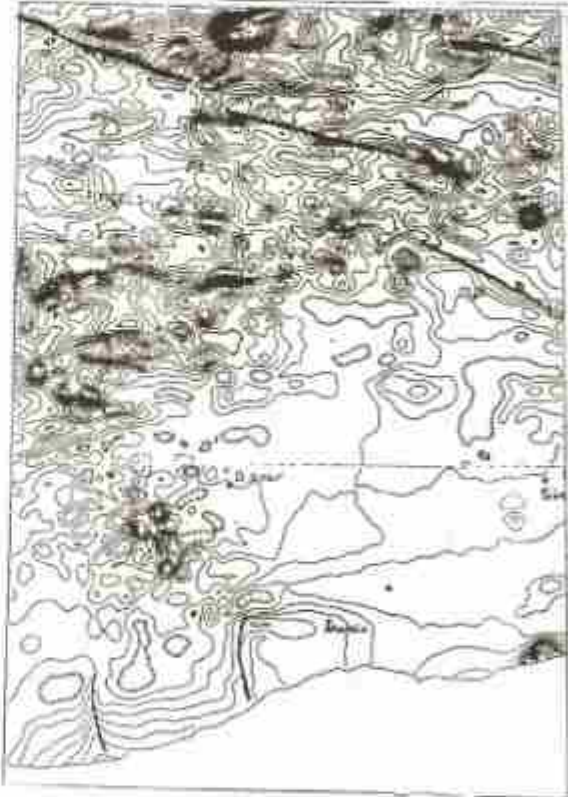
Orta Anadolu'nun önemli bir anomali gurubu, Eskişehir'den başlayarak, Tuz gölünün batısından Ereğli'ye kadar uzanan anomali gurubudur. Bir başka anomali gurubu da, Yozgat-Kırıkkale-Niğde Kayseri çizgisi üzerinde bir yarım halka oluşturmaktadır. Bu anomalilere neden olan oluşuklar, asitik intrüzyon karakterli granit ve granodiyoritlerdir. Bu yarım halkanın içinde de, düşük mıknatıslanma özelliği olan Kırşehir masifi yer almaktadır.

Karadeniz bölgesinin batı kesiminde, Devrek-Gerede arasındaki manyetiklerin şiddetli ve geniş anomalisi göze çarpmaktadır. Doğu kesiminde ise, pontid kuşağının kendisi ve bunun içinde yer yer görülen asitik karakterli magmatitler, manyetik anomalileri şiddetlendirmektedir. KAF'ın Bolu, Mengen ve Devrek civarındaki manyetik yansıması kontur uzamaları şeklinde kendini göstermektedir.

Doğu Anadolu bölgesinde göze ilk çarpan şiddetli ve uzun dalga boylu anomaliler, Sivas-Divriği ve Hasançelebi yöresi, Elazığ-Baskil yöresi, Bingöl-Avnik yöresi ve Elazığ-Maden yöresi anomali guruplarıdır.

Bunların dışında, Van gölü güneyindeki geniş ve şiddetli bireysel anomali, Wong ve Finckh (1978) tarafından göl üstü etüdlerle de saptanmış ve derinliği 2 km, yatay boyutları 5 km olarak verilmiştir. Van gölü kuzeyinde birçok şiddetli anomali mevcuttur. KAF'ın doğuya uzanımı olan Erzincan-Varto arasındaki bölümü, anomali haritasından gayet belirgin bir şekilde izlenebilmektedir (Şekil 2 ve 4).

Güney Doğu Anadolu da ise, Karacadağ bazaltlarının anomalileri bir küme oluşturmaktadır. Mardin-Derik yükselminin anomalisi gayet belirgin bir şekilde ortaya çıkmıştır. Daha küçük kontur aralıklı anomali haritalarında, bazı küçük yapı süreksizlikleri de görmek mümkündür (Şekil 4).



Sekil 4: Güneydoğu ve Doğu Anadolu nun bir bölümünün Manyetik Anomali Haritası (Kontur aralığı 50 gamma)

Figure 4: Magnetic Anomaly Map of a Part South-Eastern and Eastern Anatolia (Contour interval 50 gamma)



## SONUÇLAR

Türkiye aeromanyetik haritaları, Türkiye'nin genel jeolojisini ve tektoniğini önemli ölçüde yansıtmaktadır. Bu haritalar, derin ve gömülü magmatik kütlelerin konum ve geometrilerinin belirlenmesi, çökel havzalarda manyetik temel topografyasının çıkartılması, derin yer kabuğu çalışmalarına katkı getirmesi, özellikle de, jeotermal sahalarda Curie ısı derinliğinin hesaplanması, daha çok demir olmak üzere metalojenik provenşlerin ortaya konması ve hidrokarbon aramalarında yararlanılması açılarından büyük değer taşımaktadır.

Diğer taraftan, aeromanyetik haritalarda gözlenen şiddetli negatif anomaliler, IGRF değerlerinin Türkiye için sağlıklı olmadığı düşüncesini doğurmaktadır. Bunda, Türkiye'nin sert topografyası yüzünden, nominal uçuş yüksekliğinin her bölgede tam olarak tutturulamamış olmasının bir etkisi olabilir. Ayrıca, Türkiye'nin üç bir yanının denizlerle çevrili olması, etrafında IGRF verisi sağlayan nokta sayısının azalmasına neden olmaktadır. Bunlara ilaveten, Türkiye'nin doğusunda kalan ülkelerin IGRF ölçü istasyonu sıklığı ve ölçü duyarlılığı diğer etkenler arasında sayılabilir. Buna rağmen, söz konusu haritalar, bu haliyle veya daha ayrıntılı bölgesel değer-

lendirmeler için, trend analizleri yapılarak başarıyla kullanılabilir.

Tüm Türkiye için, ulusal ölçü istasyonlarından sağlanacak verilerle hesap edilecek bir referans manyetik alan, Şekil 1' deki harita değerlerinden çıkartılmak suretiyle, yeni manyetik anomali haritaları elde edilebilir.

## KAYNAKLAR

- Aydın, İ. 1987, Manyetik anomali veren kütlelerin düzey düzey geometrisinin bulunması konusunda bir deneme. *Jeofizik*, 3-1, 76-88.
- Erdoğan, M. 1977, *Magnetic Studies in Cyprus and İtalya Peninsula*. Ph.D. thesis, Leicester University.
- Hutchison, R. D., Lucarelli, L. B. and Hartman, R. R. 1962, Türkiye'nin Mısır'ın Sahalarında Maden Kaynaklarının Keşiflenmesinde İstikşaf Programı. *MTA yayınıları* 108, 109 ve 110. Ankara.
- Karat H. İ. ve Metin, O. 1992, Türkiye'nin Havadan Regional Manyetik Haritalarının Hazırlanması Hakkında Genel Bilgi. *MTA raporu, Derleme no 9402*, Ankara.
- Sarıver, M. 1975, İki boyutlu alçak geçişli filrelerin düzenlenmesi ve Ege bölgesi havadan manyetik haritasına uygulanması. *Jeofizik*, 4-3, 45-61.
- Wong, H. K. and Finckh, P. 1978, Shallow structures in Lake Van, in *The Geology of Lake Van*, E. T. Degens and F. Kurtman (Ed.), *MTA yayınıları* 169, Ankara.

# İSKENDERUN KÖRFEZİ MANYETİK VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

## Interpretation of Magnetic Data of İskenderun Gulf

A. Sinan DEMİREL\*

### ÖZET

Bu çalışmada, önce İskenderun körfezi havadan manyetik haritasına, bölgesel ve yerel anomalilerin aynı için Trend analizi uygulanmıştır. Daha sonra, iki boyutlu Fourier güç spektrumu uygulanarak, manyetik anomalilere neden olan kütlelerin ortalama derinlikleri saptanmıştır.

Ayrıca, körfez manyetik haritasında, körfez içine rastlayacak profiller alınmış ve bu profillere tek boyutlu Fourier güç spektrumu uygulanıp, her profil için anomaliye neden olan kütlelerin ortalama derinlikleri saptanmıştır. Bunun yanı sıra aynı profillere Talwani yöntemi de uygulanmıştır.

Bu çalışmada tek boyutlu Fourier güç spektrum analizinden elde edilen derinlik değerleri ve Talwani yönteminden elde edilen derinlik değerlerinin birbirleriyle uyumlu oldukları görülmektedir. Elde edilen sonuçlara göre; İskenderun körfezinin Premiyosen yaşlı ? ofyolitik tabanı, körfezin kuzeydoğu ve doğu kesiminde yeralan Amanos bölgesinde yüzeyle yaklaşmakta buna karşın batı kesiminde yeralan Misis-Andırın bölgesinde ise derine doğru indiği görülmektedir.

### ABSTRACT

In this study, the aeromagnetic map of the İskenderun gulf then Trend analysis has been applied in order to separate regional anomalies from the residual ones. Further, by applying two dimensional Fourier power spectrum, mean depths of the masses that cause magnetic anomalies have been determined.

Also, from the Aeromagnetic map of İskenderun Gulf, profiles have been taken and one dimensional Fourier power spectrum analysis have been applied. These profiles and for each mean depths of the masses that cause anomalies have been found. Talwani method has also been applied to these profiles.

It is clearly seen that depth values obtained by the use of one dimensional Fourier power spectrum analysis and Talwani method is all in accordance with each other. Thus, these results show that the floor of the ofiolitic base of Premiocene age ? approaches surface more at the northeast of İskenderun gulf and the Amanos region but gets lower at the Misis-Andırın region towards the west of the gulf.

### GİRİŞ

Bölgeyle ilgili olması bakımından, doğu ve kuzeydoğu Akdeniz'de yapılan bazı çalışmalar aşağıda özetlenmiştir.

Doğu Akdeniz'de yapılan manyetik çalışmalardan Wong ve diğerleri (1971), Ben-Avraham ve diğerleri (1976), geniş pozitif anomalilerin genellikle mafik ve ultramafik kaya oluşumlarını, volkanik aktiviteyi ya da taban yüksekliklerini gösterdiğini belirtmektedirler. Woodside ve Bowin (1970), yaptıkları gravite çalışmalarında Levantin denizindeki kabuk kalınlığının güneyden kuzeye doğru 24 kilometreden 34 kilometreye kadar kalınlaştığından bahsetmektedirler. Rabinowitz ve Ryan (1970), yaptıkları çalışmada Levantin denizindeki bu kalınlaşmanın nedenini Afrika plakasının Avrasya

altına dalması şeklinde yorumlamışlardır. Doğu Akdeniz havzalarının kabuk kalınlığı ve yapısı hakkında, yüzey dalga analizleri ve sismik kırılma hız ölçümlerinin sonuçları Lort ve diğerleri (1974), Morelli ve diğerleri (1975), Ginzburg ve Gvirtzman (1979), Cloetingh ve diğerleri (1980), Makris ve diğerleri (1983), Makris ve Stobbe (1984), tarafından yayınlanmıştır. Bu çalışmalardan, kabuk kalınlığının genellikle Levantin denizinin kuzey ve doğu kenarlarına doğru arttığı görülmektedir. Ryan ve diğerleri (1971), Türkiye'nin doğu ve batı kısımları ile Ege denizi hariç olmak üzere Levantin denizindeki ısı akısının ortalama değerinin (IHFU) dünya ortalama değerinden düşük olduğunu belirtmişlerdir.

Birçok araştırmacı spektral yöntemleri kullanarak gerek manyetik gerekse gravite dataları üzerinde çalışmıştır

\* I.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul



(Bath 1974, Bahattacharya 1966, Bhimasankaram 1978, Yahşi 1983, Adatepe ve Demirel 1987, Demirel 1993).

### BÖLGENİN JEOLojİK ÖZELLİKLERİ

İskenderun körfezi ve yakın çevresinde tüm jeolojik zamanlara ait formasyonlara rastlanmaktadır. Bu durum en yüksek kesim olan Amanos dağlarında oldukça belirgindir. Kuzeybatıdaki Misis dağları daha çok ikinci ve üçüncü zamana ait formasyonlardan oluşmuştur.

Amanos dağları, Misis dağları ve bunları çevreleyen arazi birimleri, genel olarak Toros sistemine dahil edilmelerine rağmen gösterdikleri litolojik ve tektonik özellikler bakımından bazı farklılıklar göstermektedirler. Amanos dağlarının esasını oluşturan formasyonlar Paleozoik yaşlı kumtaşı ve yeşil renkli şistlerdir. Bunların üzerine Mesozoyik yaşlı kalkerler ve ofiyolitik kayalar gelir. Dağın merkezi kısımlarında ise Paleosen ve Eosen yaşlı kalkerlerle, orta Miyosen yaşlı şeyl ve kalkerler yer almaktadırlar. Bunlar açısız diskordansla üst Kretase formasyonlarını örterler.

Orta Miyosen şeyl ve kalkerleri de Eosen tabakaları üzerinde diskordant olarak bulunurlar. Dağlık sahanın güney ucunda denizel Pliyosen sedimanları yer alır. Bunların daha da batısında kıyı şeridi boyunca eski ve yeni alüvyonlar bulunur. Amanos dağlarını oluşturan bu formasyonlar ile orografik uzanti tektonik doğrultular ve dislokasyon hatları arasında paralellikler görülmektedir.

Batıda yer alan ve NNE-SSW dorultusunda uzanan Misis dağları genellikle Kretaseye ait kalkerlerden oluşmuştur. Burada da Amanos dağlarında olduğu gibi kıvrımlı tabakaların eksen doğrultuları ve yapısal hatları ile dağın orografik doğrultusu arasında belirli bir uyum vardır. Misis dağlarının güney ve güneydoğusunda yer alan Davudu-Camdan dağlarında esas olarak, Eosen ve Oligosen yaşlı fliş, alacalı gre ve marmlar ile konglomeralardan oluşmuştur. Bütün bu formasyonları oluşturan tabakalar NE-SW doğrultusuna uyan kıvrımlı yapıdadır. Dağın doğu kesiminde ise Kuaterner ? yaşlı genç bazaltlar göze çarpar. Bazaltlar NE-SW ve EW yönlü faylar boyunca yüzeye çıkmış ve yayılmışlardır. Misis dağları ve Davudu-Camdan dağları uzantısı, her taraftan eski ve yeni alüvyonlarla sınırlanmış bulunmaktadır.

Tamamı Toros orojenik kuşağı içerisinde kalan bölgede Kaledoniyen ve Hersiniyen orojenezine ait izler tesbit edilmiştir. Ancak bölgedeki en belirgin yatay hareketler Alpin orojenik fazda gelişmiştir. Bölgenin bugünkü görünümünü kazanmasında Alpin hareketlerin sonlarına doğru gelişen dikey dislokasyonların önemli rolü vardır. Amanos ve Misis dağları gibi blokların horst şeklinde yükselmelerine aradaki çukur sahaların ise çökmelerine neden olan bu hareketlerin, günümüzde de devam ettiğini, bölgedeki sismik aktivitenin varlığı göstermektedir (Mülazımoğlu 1979).

### KULLANILAN YÖNTEMLER

Spektral yöntemlerde gözlenen anomalinin özellikleri zaman ortamından frekans ortamına dönüştürüldükten sonra, bu anomalilerin frekans özelliklerinin analizine çalışılmaktadır. Bu amaca yönelik olarak en çok uygulanan tekniklerden biri de tek ve iki boyutlu Fourier dönüşüm teknikleridir. Bunlar manyetik verilere uygulanarak, yer kabuğu içinde manyetik anomaliye neden olan kütlelerin derinliklerinin tahminine de olanak sağlamaktadır.

Olayları, analitik olarak zaman ortamında değerlendirme yöntemlerinde, ortaya bir model koyarak, bu modelin hesaplanan anomalisi ile arazi anomalisinin karşılaştırılması yoluna gidilir. Bu tür değerlendirmeye örnek olarak Talwani yöntemi verilebilir.

Kullanılan yöntemlerin matematik bağıntılarına girilmeyecektir, yalnızca güç spektrumundan derinlik tayini açıklanacaktır.

Genel olarak farklı doğrultu ve derinlikteki çeşitli prizmatik kütlelerin bütünüdürün sebep olduğu anomaliden enerji veya güç spektrumu elde edilebileceği, Bahattacharyya ve diğerlerinin (1966) yaklaşımları ile ortaya konmuştur. Fourier spektrumu alınıp frekans boyutuna geçmiş olan ifade, kutupsal koordinatlar cinsinden yazılır. Bu ifadenin karesi alınarak güç spektrumuna geçilir. Daha sonra güç spektrumu ifadesi dalga sayısına bağlı olarak yazılıp tabii logaritması alınırsa bir doğru denklemi elde edilir. Bu doğrunun eğimi "-2h" dir. Buradan elde edilecek olan "h" ortalama derinliği verir. Eğer güç spektrumunun tabii logaritmaları açısız frekansa ( $\omega$ ) karşı işaretlenmişse

$$h = \frac{1}{2} \frac{\Delta \ln \bar{G}}{\Delta \ln \omega}$$

bağıntısından elde edilir, güç spektrumları frekansa karşı işaretlenmişse yukarıdaki bağıntıda

$$\Delta \omega = \frac{2\pi \Delta f}{n \Delta T}$$

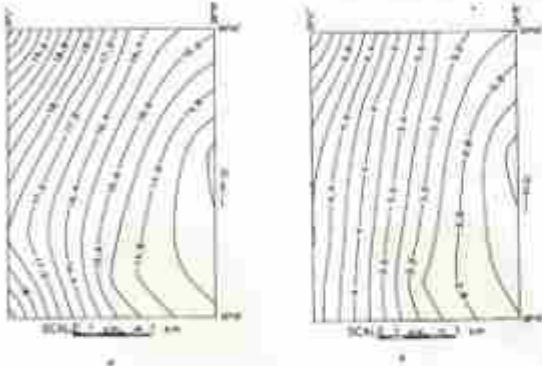
yerine konularak elde edilen "h" bağıntısından derinlik saptanır. Burada n, profil boyu ya da kare bölge uzunluğuna,  $\Delta T$ ; örnekleme aralığıdır (Sanver 1974).

### YÖNTEMLERİN UYGULANMASI

Tek ve iki boyutlu Fourier güç spektrumlarıyla Talwani yöntemi, MTA Enstitüsü tarafından 1/100.000 ölçekli olarak hazırlanmış İskenderun körfezi havadan manyetik haritasına uygulanmıştır. İki boyutlu Fourier güç spektrum analizinin uygulanabilmesi için harita "Nyquist" kuralına uygun olarak 1 cm. aralıkla sayısal hale dönüştürülmüştür. İki boyutlu Fourier güç spektrumunu uygulamadan önce bölgesel ve yerel etkileri ayırmak için Trend analizi uygulanmıştır. Daha

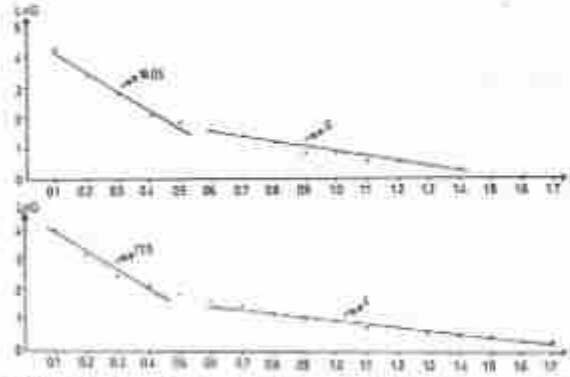


sonra manyetik harita, anomali kapanımları gözönüne alınarak kare bölgelere ayırılmıştır. İki boyutlu Fourier güç spektrumu uygulanması sonucunda bölgelere ait amplitüd dağılımı elde edilmiştir. Sonra da güç spektrumuna geçilip grafiklendiğinde iki boyutlu veriler tek boyutlu hale getirilmiş olur. Sözü edilen güç spektrum grafiklerindeki dizilimlerden dağılımı en iyi temsil edecek doğruların geçirilip bu doğruların eğimlerinden yararlanılarak her bir bölge için derinlik tayini yapılmıştır (Şekil 1). Buradan da tüm bölgelerden elde edilmiş olan ortalama derinlikler haritalanmıştır (Harita 1 a,b).



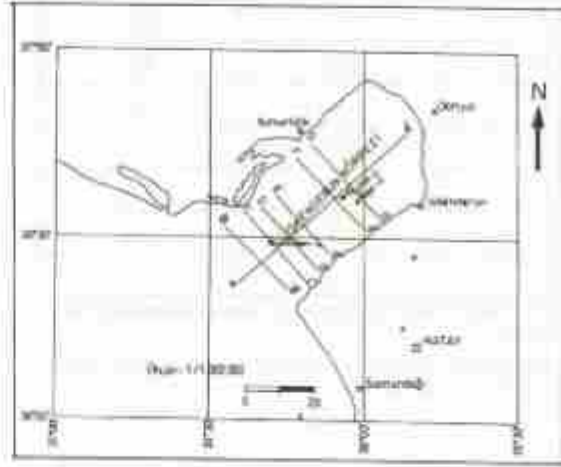
Harita 1: Manyetik anomalilere neden olan kütlelerin ortalama derinlik haritası (a: Derin kütleler, b: Yüzye yakın kütleler)/(Derinlikler km. dir)

Map 1: Mean depth map of masses that cause magnetic anomalies (a: Deep masses, b: Masses near the surface) (Depth in kilometers)



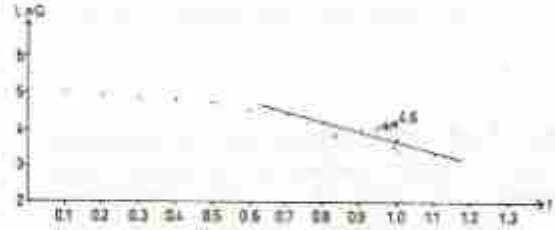
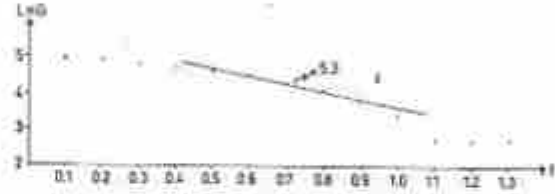
Şekil 1: İskenderun körfezi havadan manyetik haritasının çözümlü bölgelerine ait güç spektrumları ve ortalama derinlikler.

Figure 1: Power spectrums and mean depths of various regions of Iskenderun gulf from aeromagnetic map.



Harita 2: Körfezde alınan manyetik profillerin konumlarını gösteren harita.

Map 2: Map showing locations of magnetic profiles taken from the gulf.



Şekil 2: Profillerden elde edilen güç spektrumlarının frekansa göre değişimi.

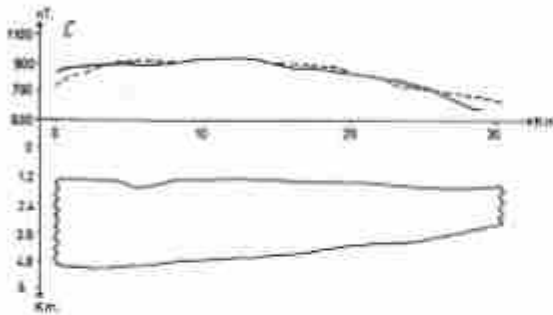
Figure 2: Shape of the power spectrum estimated from profiles.

Tek boyutlu Fourier güç spektrumu analizi körfez manyetik haritasında anomalilerin konumu gözönüne alınarak profiller alınmıştır (Harita 2). Bu profillere tek boyutlu Fourier güç spektrum analizinin uygulanabilmesi için profiller 1 cm. aralıkla sayısal hale dönüştürülmüştür. Daha sonra Fourier güç spektrum analizi elde edilmiş ve buradan da güç spektrumuna geçilmiştir (Şekil 2). Bu güç spektrumlarından da derinlik hesaplarına geçilmiştir. Aynı profillere Talwani yöntemi de uygulanmış (Şekil 3) ve bu yöntemlerden elde edilen derinlik değerleri Tablo 1.de verilmiştir.

Derinlikler (Km.)		
Profiller	Fourier	Talwani
AA'	5.3	5.2
BB'	2.7	4.4
CC'	4.6	5.0
DD'	3.2	4.4
EE'	4.2	4.9
FF'	3.2	3.6
GG'	3.1	3.3

Tablo 1: Tek boyutlu Fourier spektrumu ve Talwani yönteminden elde edilen derinlikler

Table 1: Depth values obtained by the use of one dimensional Fourier spectrum and Talwani method.



Şekil 3: CC' profili için Talwani yöntemi uygulanması sonucu elde edilen model.

Figure 3: Model of the Talwani method estimated from CC' profile.

## SONUÇ

Yukarıdaki Tablo incelendiğinde, her iki yöntemden elde edilen derinlikler arasında iyi bir uyum olduğu görülmektedir. Elde edilen bu sonuçların birbirleriyle iyi uyum göstermeleri körfez için elde edilmiş olan ortalama derinlik haritalarının geçerliliğini belirgin olarak ortaya koymaktadır. Harita 1a' da verilen, derin kütlelerin neden olduğu anomali haritasının üç boyutlu yapı modeline bakılacak olursa (Şekil 4a) ofiyolitik yapının, körfezin güneybatısından kuzeydoğusuna doğru yükseldiği görülmektedir. Ancak körfezin kuzeybatısında ise bir derinleşme görülmektedir. Harita 1b' de verilen, yüzeye yakın olan kütlelerin üç boyutlu yapı modeline bakacak olursak (Şekil 4b), bunun daha önceki yapı modeliyle iyi bir uyum içinde olduğu görülmektedir. Bu yapı modelinde de körfezin güneybatısından kuzeydoğusuna doğru ofiyolitik yapının yükseldiği görülmektedir. Bu yükselim Amanoslara doğru da devam etmektedir. Buna karşın Misis-Andızın bölgesinde bir derinleşme kendini göstermektedir. Ayrıca İskenderun körfezi iki boyutlu Fourier güç spektrumundan elde edilen derin kütle

ortalama derinlik değerlerinden Misis bölgesindeki diğer manyetik çalışmalar için oldukça derindir. Manyetik anomali verebilen kütle, Curi sıcaklığında ( $\sim 600^\circ\text{C}$ ) bu özelliğini kaybetmektedir. Çalışma bölgesinde genel ısı akısı değerlerinin dünya ortalamasının altında olduğu gözönüne alınırsa (Ryan ve diğerleri 1971) Curi sıcaklığının derinde olduğunu söylemek olasıdır. Bu da bölgede bulunduğumuz derinlik değerinin geçerliliğini ortaya koymaktadır.

İki boyutlu Fourier güç spektrumundan elde edilen ortalama derinlik değerlerinden, yüzeye yakın olan değerleri kullanılarak çizilen İskenderun körfezi derinlik diyagramının (Şekil 3b) ön kısmında görülen endülasyonun İskenderun fay zonu olarak isimlendirilen zona karşılık geldiği, bu fay zonunun atımı yaparak ofiyolitik tabanı Amanoslara doğru yatım yükselttiği ve İskenderun körfezinin oluşumunda etken olduğu söylenebilir. Çünkü bölgede kıta-kıta çarpışmasının doğurduğu basınç, yanal atımlı faylarla dengelenmeye çalışılmış ve bunun sonucu olarak bölgede birtakım fay sistemleri oluşmuştur.



Şekil 4: Bölgede anomaliye neden olan kütlelerin üç boyutlu yapı modeli (a: Derin kütleler, b: Yüzeğe yakın kütleler).

Figure 4: Three dimensional structure model of masses that cause anomalies (a: Deep masses, b: Masses near the surface).

## KAYNAKLAR

- Adıtepe, F.M. ve Demirel, A.S.1987, İki boyutlu azimetrik üçgen prizma ve dikgen manyetik anomalilerinin Fourier transformasyonu ile değerlendirilmesi, I.U. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni 3,155-170
- Bahattacharyya, B.K. 1966, Continuous spectrum of total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body, *Geophysics* 31, 97-121.
- Bath, M.1974, *Spectral analysis in geophysics*, Elsevier pub NY, Amsterdam, Oxford
- Ben-Avraham, Z., Shoham, Y. and Glazburf, A. 1976, Magnetic anomalies in the eastern Mediterranean and the tectonic setting of Frasnioshenas Seamount, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 45, 105-123.
- Bhinasankaram, V.L.S., Mohan, N.L. and Rao, S.S.V.1978, Interpretation of magnetic anomalies of dikes using Fourier transform, *Geosploration* 16.
- Cloetingh, S., Nolet, G. and Wartel, R.1980, Crustal structure of the eastern mediterranean inferred from rayleigh wave dispersion, *Earth and Planetary Science Letters*, 51, 336-342.
- Demirel, A. S. 1993, İskenderun körfezi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi, Doktora Tezi I.U. Deniz Bilimleri Ve İhtisatlığı Enstitüsü, İstanbul.

- Ginzburg, A. and Guirtzman, G. 1978. Changes in the crust and in the sedimentary across the transition from the arabian platform to the Mediterranean Basin. Evidence from seismic refraction and sedimentary studies in Israel and in Sinai. *Sedimentary Geology*, 23, 19-26.
- Leet, J.M., Linond, W.Q., Gray, F. 1974. Preliminary seismic studies in the eastern Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 21, 355-366.
- Makris, J., Ben-Avraham, Z., Behle, A., Ginzburg, A., Steinmetz, L. and Whitmarsh, R. 1983. Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation. *Geop. J.R.Astr.Soc.*, 75, 575-591.
- Makris, J. and Stobbe, C. 1984. Physical Properties and state of crust and upper mantle of eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. *Marine Geology*, 55, 347-363.
- Morell, C., Pisanl, M. and Gantar, C. 1975. Geophysical studies in the Aegean Sea and in the eastern Mediterranean. *Boll.Geof. Teor. Appl.*, 18, 127-167.
- Müezzimoğlu, N. 1979. İskenderun körfzeli ve çevresinin jeomorfolojisi. Doktora Tezi. I. Ü. Ed. Fak. Coğ. Bol. İst.
- Rabinowitz, P.D. and Ryan, W.B.F. 1978. Gravity anomalies and crustal shortening in the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 10, 585-608.
- Ryan, W.B.F., Stanley, D.J., Hersey, J.B., Fahlquist, D.A. and Allan, T.D. 1971. The tectonic and geology of the Mediterranean Sea. in Maxwell, A.E. (Ed.), *The Sea*, 4, 387-492.
- Sawyer, M. 1974. Ege bölgesi manyetik haritasının iki boyutlu filtreler ve istatistik yöntemlerle analizi. İTÜ Maden Fk. Yay.
- Wong, H.K., Zorudsky, E.F.K., Phillips and Ciernann, G.F.K. 1971. Some geophysical profiles in the eastern Mediterranean. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 82, 91-100.
- Woodside, J.M. and Bowln, C. 1970. Gravity anomalies and inferred crustal structure in the eastern Mediterranean. *Geol. Soc.Am.Bull.*, 81, 1107-1122.
- Yahşi, H. 1983. İki boyutlu Fourier analizi ile Ege bölgesinin kütle derinliğinin hesaplanması. I.Ü. Müh. Fak. Jeof. Müh. Bol. Dtp. Çal





# HILBERT DÖNÜŞÜMLERİNİN GRAVİTE YÖNTEMİNDE KULLANILMASI

## Using Hilbert Transforms in Gravity Method.

Rahmi PINAR<sup>\*</sup> ve Zafer AKÇİĞ<sup>\*</sup>

### ÖZ

Yeraltını modellemek amacıyla kullanılan birçok yöntem vardır. Ancak karmaşık gradiyent yöntemi kullanılarak yeraltının modellenmesi pek yaygın değildir. Bunun da nedeni, arazi verilerinin birden fazla yapıyı içermesinden kaynaklanan, gösterdiği karmaşıktır.

Bu çalışmada, bir gravite haritasında, çeşitli doğrultularda profiller alınmıştır. Bu profillerdeki gravite anomalisi değişimi modelin yatay yarı sonsuz tabaka olarak alınmasını gerektirmiştir. Söz konusu modelin parametreleri Hilbert dönüşümleri ile kuramsal olarak çözülmüştür. Daha sonra da gravite haritasında 10 adet keside uygulanarak modellere ait konum ve derinlik parametreleri belirlenmiştir. Bu parametreler kullanılarak yeraltının üç boyutlu modelleri kurulmuştur.

### ABSTRACT

There are many methods to model the underground. On the other hand modeling the underground by using the complex gradient method is not so common. The reason is the confusion which results from more than one structure in the field data.

In this survey, several profiles are determined in several directions on a gravity map. The change of the gravity anomaly in the profiles has necessitated to consider the model in concern have been theoretically solved by Hilbert transform. Later on, applying this in ten cross sections on a gravity map place and depth parameters of the models have been found out. They three dimensional models of the underground have then been founded by the help of these parameters.

### GİRİŞ

Potansiyel alanlarda, parametre saptanmasında doğrudan kullanılan bir çok yöntem vardır. Bunlardan bir tanesi de karmaşık gradiyent yöntemidir. Söz konusu yöntem potansiyel alanlarda, özellikle manyetikte eski yıllardan bu yana uygulanmaktadır. Nabighian (1972) manyetikte, düşeyde, çok köşeli bir yapının köşe koordinatlarını saptamıştır. Manyetikte, eğimli dayka ait parametreler ise Rao ve diğ. (1981) tarafından hesaplanmıştır. Yine manyetikte Mohan ve diğ. (1982) dayk ve silindir türü modellerin yapı parametrelerini belirlemiştir. Nabighian (1984) potansiyel alan bileşenleri arasında 2 ve 3 boyutlu Hilbert dönüşüm (HD) ilişkilerini kurmuş ve düşey bir prizmanın üst yüzey sınırlarını çıkartmıştır. Nelson (1988) ise, manyetikte 2 boyutlu dağılım gösteren alanlarda potansiyelin 2. bileşenleri arasındaki ilişkiyi HD kullanarak göstermiştir.

1980 li yıllardan bu yana ülkemizde de bu konuda çalışmalar yapılmıştır. Pınar (1985) HD leri yardımıyla düşey süreksizliklere ait parametreleri saptamış ve söz konusu yöntemi Orta Karadeniz gravite verilerine uygulamıştır.

Gravite ve doğal potansiyel alanlarda HD leri kullanılarak birçok modelin parametrelerinin saptanması ise Akgün (1992) tarafından yapılmıştır.

### HILBERT DÖNÜŞÜMLERİ

HD leri aşağıda gösterildiği gibi üç ana başlıkta incelenektir.

- 1.HD ne ait kuramsal içerik,
- 2.Potansiyel alan bileşenleri arasında HD nün kurulması,
- 3.Bilgi eğrileri.

#### HD ait kuramsal içerik

Bir  $f(x)$  işlevinin HD, Cauchy kuramı kullanılarak (Bracewell 1986)

$$F_{HD}(x) = \frac{1}{\pi} \int \frac{f(x') dx'}{x' - x} \quad (1)$$

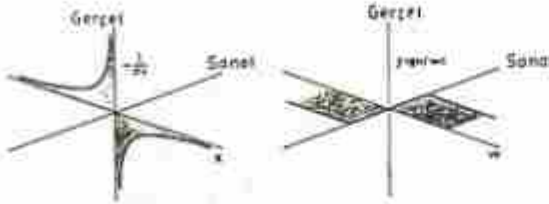
olarak verilir. Bilindiği gibi, (1) denkleminde  $x=x'$  noktası için tümlev traksaktır. Dolayısıyla bu tümlevin alınabilmesi için Cauchy kuramı kullanılır. Denklemden de görüldüğü gibi  $F_{HD}(x)$ ,  $f(x)$  in doğrusal bir işlevidir.

<sup>\*</sup> DEÜ Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Bornova-İZMİR.

Dolayısıyla ile  $F_M$ ,  $f(x)$  işlevinin  $-1/\pi x$  ile evrişiminden elde edilir.

$$F_M = -\frac{1}{\pi} \times f(x) \quad (2)$$

Bilindiği gibi,  $-1/\pi x$  in spektrumu  $f \operatorname{sgn}(w)$  işlevidir (Şekil 1).



Şekil 1:  $(-1/\pi x)^2$  işlevi ve onun spektrumu olan  $f \operatorname{sgn}(w)$   
Figure 1: The function  $(-1/\pi x)^2$  and its spectrum  $f \operatorname{sgn}(w)$

Evrişim özelliklerinden yararlanılarak ters HD

$$f(x) = -\left(-\frac{1}{\pi x}\right) \times F_M \quad (3)$$

olarak verilir. Şekil 1 den görüldüğü gibi "w" nin "+" değerleri için  $f$ , pozitif, "-" değerleri için de  $f$ , negatiftir. Spektrum ortamında böyle olan bir işlev, aynı zamanda bir süzgeç gibi davranır. Bu süzgeç, giriş verisinin genliklerinde hiçbir değişiklik yapmaz ancak evreyi "w" nin işaretine bağlı olarak  $\pi/2$  radyan kadar öteleir.

Uygulamada, orijinal sinyalin evresi  $\pi/2$  kadar ötelenir ve genlikleri de "-" işareti ile çarpılmış olarak elde edilir. Bu noktada, jeofizik uygulamalarda evrenin  $\pi/2$  olarak ötelenmesi ve genliklerin "-" ile çarpılmasının nelere yol açtığına dikkat etmek gerekir.

HD, (2) denklemindeki evrişim yolu ile elde hesaplanabildiği gibi tek ve çift işlevler ve onların frekans ortamı ifadeleri de kullanılarak elde edilebilir (Pınar 1985). Bu yoldan gidilerek ayırık sinyaller için HD bağıntısı Mohan ve diğ. (1982) tarafından verilmektedir.

**Potansiyel alan bileşenleri arasında HD'nin kurulması**

Potansiyel alanlarda, kaynaktan sonsuz uzaklıkta  $\nabla^2 M = 0$  dir. Dolayısıyla "M" potansiyelinin yönlü gradyanları, o yönlerdeki bileşenleri verir. Bu bileşenlerden düşey yönde olanı, gravitenin düşey bileşeni veya kısaca çekim kuvvattır.

Potansiyel yönlü bileşenleri ve potansiyel işlevinin spektrumu arasında

$$\Im \left[ \frac{\partial M}{\partial x} \right] = \Im [g_x] = f w \Im [M] \quad (4a)$$

$$\Im \left[ \frac{\partial M}{\partial z} \right] = \Im [g_z] = |w| \Im [M] \quad (4b)$$

bağıntıları vardır. Bu bileşenler arasında da

$$g_z = H I [g_x] \quad (5)$$

ve spektrum ortamında da

$$\Im [g_z] = -f \operatorname{sgn}(w) \Im [g_x] \quad (6)$$

veya

$$\Im [g_x] = f \frac{w}{|w|} \Im [g_z] \quad (7)$$

ilişkileri bulunmaktadır (Nabighian 1984).

Buraya dek potansiyelin ilk bileşenleri arasındaki ilişki kurulmuştur. Aynı zamanda potansiyelin ikinci bileşenleri (gradiyentleri) arasında da ilişkiler vardır (Nelson 1988).

$$g_{xx} = \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} = -\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x-\alpha}{r^3} g_{zz} d\alpha d\beta \quad (8)$$

$$g_{zz} = \frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z} = -\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x-\alpha}{r^3} g_{zz} d\alpha d\beta \quad (9)$$

Gradyentlerin uzunluk ortamında birbirleri ile ilişkisi HD ile [(5) denklemine benzetilerek], spektrum ortamındaki ilişkisi ise signum işlevi ve gradiyentlerin spektrumundan [(6) ve (7) denklemlerine benzetilerek] yararlanılarak hesaplanır.

$$\Im [g_{xx}] = f \frac{w}{|w|} \Im [g_{zz}] \quad , \quad g_{xx} = H I [g_{zz}] \quad (10)$$

$$\Im [g_{zz}] = f \frac{w}{|w|} \Im [g_{xx}] \quad , \quad g_{zz} = H I [g_{xx}] \quad (11)$$

**Bilgi eğrileri**

Kuramsal model veya arazi çalışmalarından, yapının özelliklerini içeren tek bir belirti elde edilir. Bu belirtinin içinde, genelde , birden fazla parametrenin etkisi bulunur. Amaç ta bu parametrelerin belirlenmesidir. Örneğin gravitede bir küre probleminde bile üç parametre vardır. Bunlar kütle, derinlik, konum (yapının, profilin başlangıcından olan uzaklığı) parametreleridir. Elde edilen tek bir belirtiden, bu

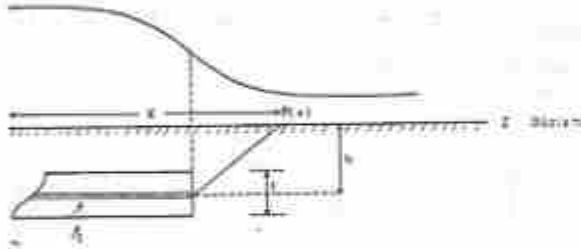


parametreler çözülmeye çalışılır. Oysa, gerçekte, tek bir eğriden bu parametrelerin çözülmesi bazı yanlışları içerir. Bunun için, arazi eğrisinden (veya kuramsal model eğrisi) hareketle birden fazla işlev üretilmelidir. Üretilen bu işlevler "bilgi eğrileri" olarak isimlendirilir. Söz konusu bilgi eğrileri aşağıda sunulmaktadır.

Potansiyel eğrisi  $[M(x)]$ , potansiyelin düşey bileşeni ( $g_z = \partial M / \partial z$ ), potansiyelin  $x$  ve  $y$  yönlerindeki bileşenleri ( $g_x = \partial M / \partial x$  ve  $g_y = \partial M / \partial y$ ), bileşenleri gradientleri ( $g_{xx}$ ,  $g_{xy}$ ,  $g_{xz}$ ,  $g_{yx}$ ,  $g_{yy}$ ,  $g_{yz}$ ,  $g_{zx}$ ,  $g_{zy}$ ,  $g_{zz}$ ), genlik eğrisi  $[A(x)]$ , evre eğrisi  $[\phi(x)]$ , anlık genlik  $[\partial A(x) / \partial x]$  ve anlık evredir  $[\partial \phi(x) / \partial x]$ .

#### Yatay yarı sonsuz tabaka parametrelerinin eldesi

Uygulama bölümünde kullanılan arazi eğrileri yatay yarı sonsuz katman modeline benzediği için parametre çözümleri bu modele göre yapılmıştır (Şekil 2).



Şekil 2: Gravitede yatay yarı sonsuz tabaka modeli.  
Figure 2: Semi infinite horizontal layer model to gravity.

Çekim bileşeni,

$$g_z(x) = 2k\Delta\rho t \left[ \frac{\pi}{2} + \arctan\left(\frac{z-h}{x-d}\right) \right] \quad (12)$$

denklemleriyle verilir. (12) denkleminin dikey ve yatay gradientleri

$$g_{zz}(x) = \frac{\partial g_z(x)}{\partial z} = 2k\Delta\rho t \frac{x-d}{h^2 + (x-d)^2} \quad (13)$$

$$g_{zx}(x) = \frac{\partial g_z(x)}{\partial z} = 2k\Delta\rho t \frac{h}{h^2 + (x-d)^2} \quad (14)$$

dir. Evre ve genlik eğrileri

$$\phi(x) = \arctan\left(\frac{g_{zz}(x)}{g_{zx}(x)}\right) = \arctan\left(\frac{h}{x-d}\right) \quad (15)$$

$$A(x) = \left[ [g_{xx}(x)]^2 + [g_{zz}(x)]^2 \right]^{1/2} = 2k\Delta\rho t \left[ h^2 + (x-d)^2 \right]^{-1/2} \quad (16)$$

dir. (15) denkleminde  $x=d$  noktasında arctan eğrisi sonsuza gider yani evre eğrisinin sonsuza uzandığı yer

konum parametresi olan " $d$ " yi verir. " $d$ " elde edildikten sonra, sırasıyla aşağıdaki parametreler bulunur.

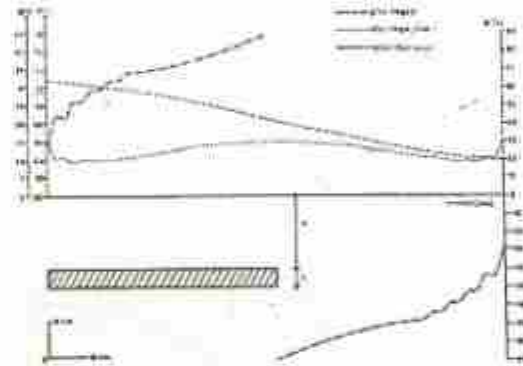
$$g_z(x=d) = k\pi\Delta\rho t \quad (17)$$

$$t = \frac{g_z(x=d)}{\pi k\Delta\rho} \quad (18)$$

$$h = \frac{2 g_z(x=d)}{\pi A(x=d)} \frac{t}{2} \quad (19)$$

$$\Delta\rho = \frac{A(x=d)g_z(x=d)}{26.65 g_z(x=d) - 41.9 h A(x=d)} \quad (20)$$

Şekil 3 te 25km derinde, 5 km kalınlığında  $\Delta\rho=0.2$  gr/cm<sup>3</sup> yoğunluk farklı bir yapıya ait bilgi eğrileri görülmektedir. (15), (18) ve (19) denklemleri kullanılarak parametreler çözüldüğünde %1 farklılık kuramsal değerlere ulaşılmıştır.

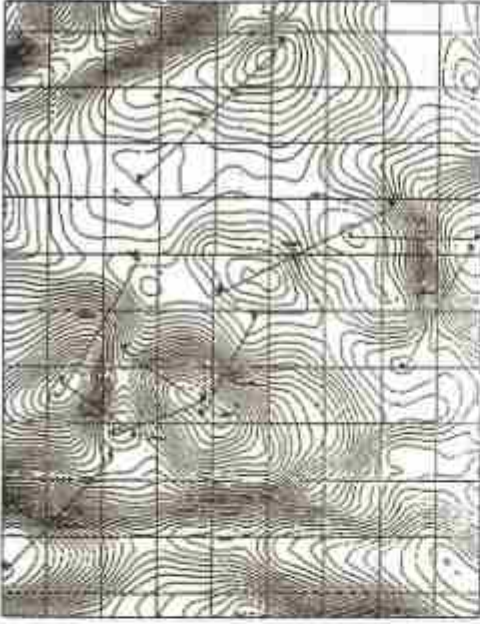


Şekil 3: Kuramsal yatay yarı sonsuz tabaka modeline ait bilgi eğrileri.  
Figure 3: The information curve belong to theoretical semi infinite horizontal layer model.

#### UYGULAMALAR

Yöntemin arazi uygulaması için Şekil 4 te görülen gravite haritası kullanılmıştır. Yeraltı yapısının çıkartılması amacıyla değişiklik yönlerinde 10 adet kesit alınmıştır.

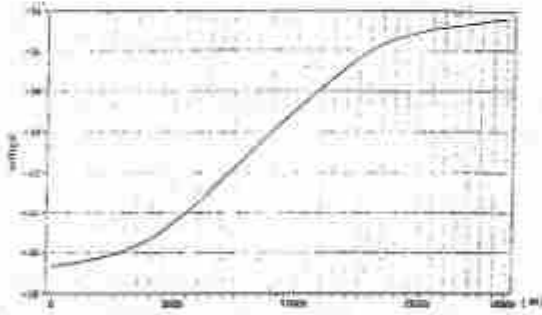
Bölüm 2.3 te verilen (13) ve (14) denklemleri kullanılarak karmaşık gradientler ve (15), (16) denklemleri de kullanılarak genlik ve evre eğrileri çizilmiştir. Bunlardan yararlanarak ve (18) (19) bağıntıları da kullanılarak h ve t parametreleri saptanmıştır. AA' profiline ait düşey bileşen  $[g_z(x)]$  Şekil 5 te yatay  $[g_{zx}(x)]$  ve düşey gradientleri  $[g_{zz}(x)]$  Şekil 6 da, genlik ve evre eğrileri de Şekil 7 ve 8 de verilmektedir.



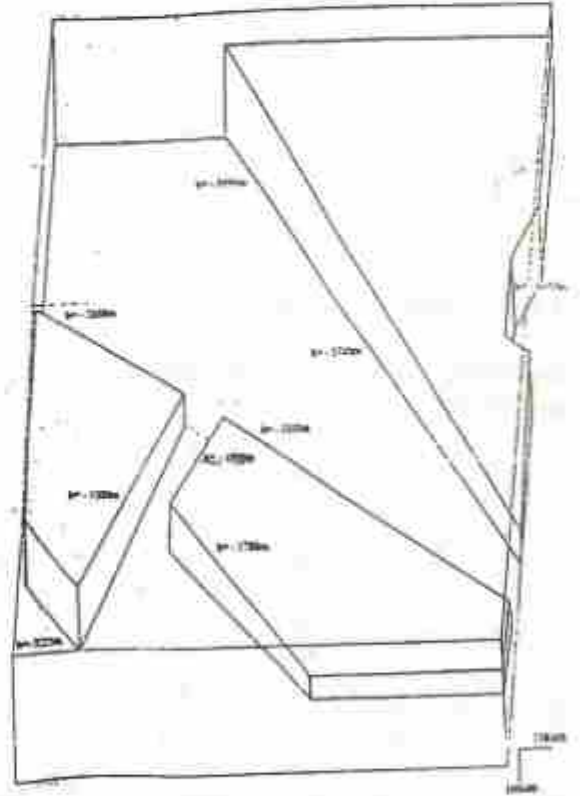
Sekil 4: Gravite haritası ve kesit yerleri  
Figure 4: The gravity map and location of the profile.



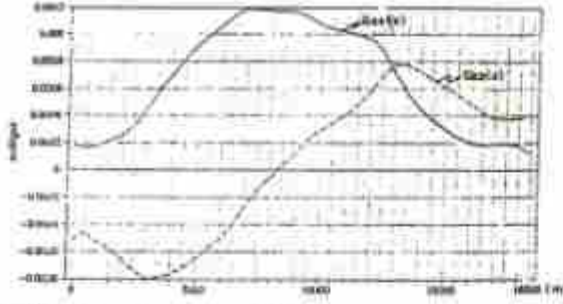
Sekil 6: AA' profiline ait bilgi eğrileri [ $g_n(x)$ ,  $g_n(x)z$ ]  
Figure 6: The information curves [ $g_n(x)$ ,  $g_n(x)z$ ] belongs to AA' profile.



Sekil 5: AA' profiline ait  $g_n(x)$  anomali  
Figure 5: The  $g_n(x)$  anomaly belongs AA' profile.



Sekil 7: AA' profiline ait genlik eyle eğrisi  
Figure 7: An amplitude curve belongs to AA' profile.



Şekil 8: AA' profiline ait evre eğrisi.

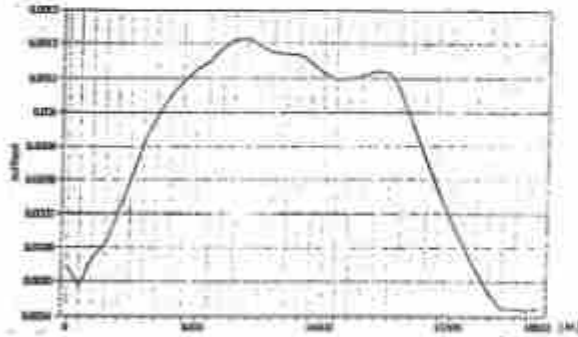
Figure 8: The phase curve belongs to AA' profile

Çizelge 1: Profillere ait HD çözüm sonuçları (birim metredir)

Table 1: The result of HD solution belong to profiles (unit is meter)

Kesitler	AA'	BB'	CC'	DD'	EE'
Derinlik (h)	-3950	-2300	-1650	-1600	-2000
Orta nokta (d)	11350	10925	13665	11400	11000
Kesitler	FF'	GG'	HH'	II'	KK'
Derinlik (h)	-1800	-1700	-1350	-2250	-3225
Orta nokta (d)	10400	11750	10650	14300	13300

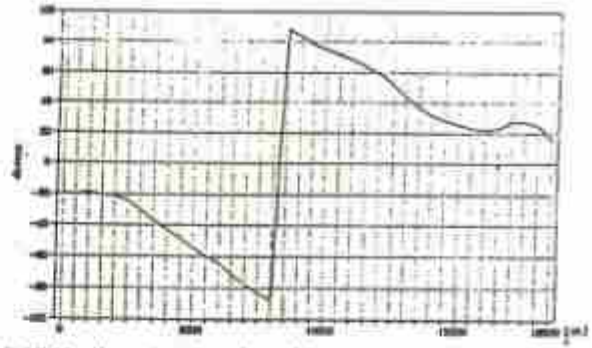
Çizelge 1 deki parametreler haritaya döküldüğünde, göreceli olarak blokların birbirlerine yükseltileri ortaya çıkar (Şekil 9).



Şekil 9: Değerlendirmeden sonra elde edilen parametreler

Figure 9: The parameters obtained after the process

Şekil 9 da (+) ile gösterilenler yatay yarı sonsuz katmanın orta noktasının, yüzeyden olan derinliklerini, birbirini kesen iki doğrunun kesim yerleri de, profilin başlangıcından olan uzaklıklarını vermektedir. Örneğin AA' profili için sözkonusu derinlik 3950 m. profilin başlangıcından olan uzaklık ise 11350 m dir. (Çizelge 1, Şekil 9). Buna göre katmanların gidişleri ve blok yükseklikleri arasında ilişki kurulurak yeraltı 3 boyutlu olarak modelleninde Şekil 10 elde edilir.



Şekil 10: Alana ait üç boyutlu model.

Figure 10: The three dimensional model belongs to field.

## SONUÇ ve TARTIŞMALAR

Parametre saptanması için basit modellerde uygulanan karmaşık gradyent yöntemi, kriterler doğru olarak konduğunda, karışık yapılarda da kullanılabilir. Bu çalışmada önerilen kesit türü değerlendirmelerde, profilin yönünün seçilmesi önemlidir. Profiller, genelde kurama uyan ve basit yapıları yansıtan anomalilerden oluşmalıdır. Kuşkusuz ki belirtileri modele uymayan çözümler yapılsa yanlış sonuçlara ulaşılır.

Bu çalışmada, HD leri tek boyutlu olarak uygulanmış, yeraltının 3 boyutlu modelleri kurulmaya çalışılmıştır. Oysa, daha doğrusu 2 boyutlu uygulamalar yaparak yeraltının 3 boyutlu modellerinin kurulmasıdır. Ancak 2 boyutlu dağılımda yeraltı çok karışık olduğundan dolayı bu gerçekleştirilememiştir. Kuşkusuz ki yöntemin 2 boyutlu olarak, karışık modellerdeki çözümlerinin geliştirilmesi, sonuçlar açısından daha doğru olacaktır.

## KAYNAKLAR

- Akçığ, Z. ve Pinar, R., 1994, *Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri*, DEU Mühendislik Fakültesi Yayınları No 249
- Akşın, M., 1992, *The complex gradient method in the potential fields*, DEU, Graduate School of Natural and App. Sciences (Thesis of Ph.D)
- Bracewell, R., 1984, *The Fourier Transform and Its Applications*: McGraw Hill Book Co.
- Mohan, N. L., Sandararajan, N., and Rao, S. V. S., 1982, *Interpretation of some two dimensional magnetic bodies using Hilbert Transform*: *Geophysics*, 47, 376-387
- Nabighian, M. N., 1972, *The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated interpretation*, *Geophysics*, 37, 507-517.
- Nabighian, M. N., 1984, *Toward a three dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform fundamental relations*, *Geophysics*, 49, 780-786.
- Nelson, J.B., 1988, *Calculation of the magnetic gradient tensor from total field gradient measurements and its application to geophysical interpretation*, *Geophysics*, 53, 957-966.
- Pinar, R., 1985, *Karmaşık gradyent yönteminin düşey süreksizliklere uygulanması ve bilgisayarla gerçekleştirimi*, *EÜ Bilg. Araşt. ve Uyg. Mar. Der.*, 8, 1-17.
- Rao, D.A., Babu, H.V.R., and Narayan P.V.S., 1981, *Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: The complex gradient method*, *Geophysics*, 46, 1572-1578.





# SİVAS HAVZASININ POTANSİYEL ALAN VERİSİ İŞLEME YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ

## Investigation of Sivas Basin by Potential Field Data Processing Methods

Seyfullah TUFAN<sup>1</sup>, Abdullah ATEŞ<sup>2\*</sup>

### ÖZET

Çalışma sahası, Kuzey'de Yıldızeli, Hafik, İmranlı, doğuda Karacaviran, güneyde Divriği, Şarkışla, batıda ise Ağcakışla arasındaki bölgeyi kapsamaktadır.

Bu araştırmada kullanılan Jeofizik yöntemler' den; renk görüntü haritasından gravite ve havadan manyetik anomalilere neden olan kütle dağılımları, yatay gradient yöntemiyle çizgisellikler (Tektonik hatlar ve formasyon sınırları), güç spektrumu analizi ile ortalama çökel kalınlığı, Marquart ters çözüm algoritması kullanılarak havzada temel kaya ile çökel kayalar arasında yoğunluk farkı bulunmuş, yine aynı algoritma kullanılarak seçilen profillerde iki boyutlu modelleme yapılarak havzanın temel topografyası çıkarılmıştır.

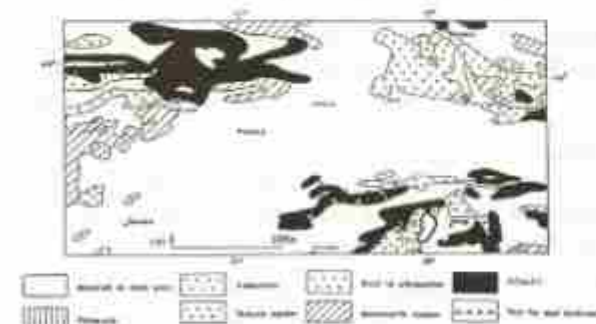
### ABSTRACT

The research area in the north extends to Yıldızeli, Hafik and İmranlı, in the east Karacaviran, in the south Divriği and Şarkışla, in the west Ağcakışla.

In this research among the geophysical methods; with using imaging method the cause of gravitic and magnetic masses, using horizontal gradient method lineaments (tectonic lines and formation boundaries), using power spectrum analysis average sediment thickness, using Marquart inversion algorithm the density contrast in between the basement topography of the basin have been assessed.

### BÖLGENİN JEOLJİSİ ve ÖNCEL ÇALIŞMALAR

Şekil.1' deki basitleştirilmiş jeoloji haritasında (Bingöl 1989) görüldüğü gibi Sivas havzasının temelini güneyde Mezozoik yaşlı Munzur kireçtaşları ile kuzeybatıda Paleozoik-Mezozoik yaşlı metamorfik kayalar oluşturmaktadır. (Aktimur ve diğ. 1990; Yılmaz 1994).



Şekil 1: Sivas havzasının basitleştirilmiş jeoloji haritası.  
Figure 1: Simplified geological map of the Sivas Basin.

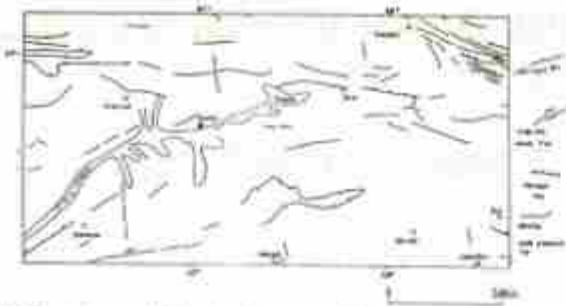
Havza kuzeyde Kızılırmak, güneyde ise Deliler-Tecer fayları ile sınırlanmaktadır (Şekil.2). Havza tektonik olarak (ki yükselim arasında kalan bir depresyondan oluşmuştur (Kurtman 1973). Bölgede eski tektonik dönem, geç miyosen sonuna kadar sürmüş, basınç gerilmeleri ve bunlara bağlı olarak KD-GB gidişli kıvrımlar ve bindirmeler ile KB-GD gidişli veriv atımlı faylar da gelişmiştir. Yeni tektonik dönem (neotektonik) ise düşey hareketlerle temsil edilmiştir (Gökten 1984). Stratigrafik olarak havzanın toplam çökel kalınlığı 6-8 km. olarak düşünülmektedir.

### GRAVİTE ve HAVADAN MANYETİK VERİ

Rejyonel gravite verileri ortalama 3-km. aralıklarla ölçülmüştür. Havadan manyetik veriler ise ortalama 2000 feet (600m.) yükseklikten aralıkları bir kilometre olan kuzey-güney yönlü profiller doğrultusunda alınmıştır. Rejyonel gravite ve Havadan manyetik veriler bu çalışmada kullanılmak üzere 2 km aralıklarla gridlenerek M.T.A. Genel Müdürlüğü'nden temin edilmiştir.

<sup>1</sup> M.T.A. Jeofizik Elüd. Da.

<sup>2\*</sup> A.Ü. Jeofizik Müh. Böl.



Şekil 2: Birinci şekildedeki alanı kapsayan bölgenin çizgisellik haritası.  
Figure 2: Map of the lineaments of the region shown in Fig. 1

Gravite anomalî haritasından (Şekil.3) Sivas havzasında gravite değerlerinin çevreye göre daha düşük olduğu görülmektedir. Havadan manyetik anomalîler (Şekil.4) havzada sakin bir durum göstermektedir.



Şekil 3: Sivas havzasının gravite anomalî haritası. Kontur aralığı -3 mgal

Figure 3: Gravity anomaly map of the Sivas basin. Contour interval -3 mgal



Şekil 4: Sivas havzasının havadan manyetik anomalî haritası. Kontur aralığı: 50 nT/g

Figure 4: Aeromagnetic anomaly map of the Sivas basin. Contour interval - 50 nT/g

## JEOFİZİK YÖNTEMLER ve DEĞERLENDİRME- LER

Bu çalışmada kullanılan Jeofizik yöntemlerden; renk görüntü yöntemi ile Gravite ve Havadan Manyetik anomalîlere neden olan kütle dağılımları, yatay gradient

yöntemleriyle çizgisellikler (Tektonik hatlar ve formasyon sınırları), Güç spektrumunu ile ortalama çökel kalınlığı, Marquart ters çözüm algoritması kullanılarak havzada temel kaya ile çökel kayalar arasındaki yoğunluk farkı bulunmuş, yine aynı algoritma kullanılarak seçilen profillerde iki boyutlu modelleme yapılarak havzanın temel topografyası çıkarılmıştır.

Şekil.3 ve 4' de verilen gravite anomalîlerinin görüntüsü, şekil 6' da havadan manyetik anomalîlerinin görüntüsü verilmiştir.



Şekil 5: Gravite anomalîlerin görünüş haritası.  
Figure 5: Imagined map of the aeromagnetic anomalies.



Şekil 6: Havadan manyetik anomalîlerin görünüş haritası.  
Figure 6: Imagined map of the aeromagnetic anomalies.

Blakely ve Simpson (1986) tarafından geliştirilen yalancıgravite (gravite) anomalîlerinin yatay gradientlerinin en büyük yerlerini veren yöntem şekil.3' deki gravite anomalîlerine uygulanmıştır (Şekil.7). Havadan manyetik anomalîlerinin yatay gradientlerinin en büyük yerlerini veren haritada (Şekil.8)'de verilmiştir. Yöntemin esasları Tufan ve Ateş 1995, (bu simpozyum) de verildiğinden burada tekrar edilmeyecektir.

Murty ve Rao (1989) tarafından yazılan ve Marquart (1963)' ün ters çözüm algoritmasına göre modelleme yapan bir bilgisayar programı şekil.3' de AA' ile gösterilen gravite anomalî profilinin modelinin oluşturulmasında kullanılmıştır. AA' anomalî profiline güç spektrumu yöntemi uygulanarak havzanın ortalama taban derinliği hesaplanmış ve bu derinlik değeri



modelin oluşturulması aşamasında ulaşılmaması gereken parametre olarak belirlenmiştir. Şekil.10.a üçüncü şekilde verilen AA' gravite anomali profilini göstermektedir. Şekil.10.b' de AA' gravite anomali profilinden rejyonel uzaklaştırılarak oluşturulan rezidüel gravite anomali profili verilmektedir. Rezidüel gravite anomali profiline değişik yoğunluk değerleri verilerek taban derinliğinin, güç spektrumundan elde edilen derinlik değerine ulaşması sağlanmıştır. Bu yolla oluşturulan model ise şekil.10.c' de verilmiştir.



Şekil 7: Üçüncü şekildeki gravite anomali haritasının yatay gradyanının en büyük yerlerini gösteren harita. Çember büyüklükleri gradyanın büyüklüğü ile orantılıdır.

Figure 7: The maxima of the horizontal gradient of the gravity anomalies shown in Fig.2. Circle sizes are proportional to the magnitude of the gradient.

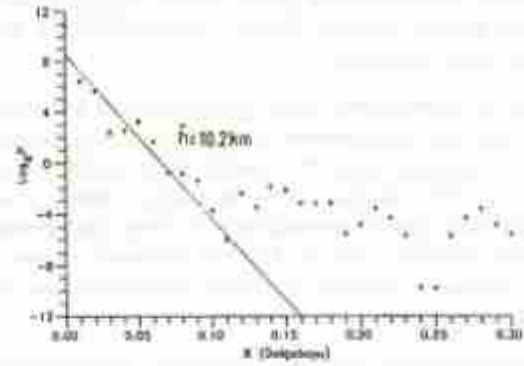


Şekil 8: Dördüncü şekildeki havadan manyetik anomalilerin yatay-çizgisel gravite anomalilerinin yatay gradyanının en büyük yerlerini gösteren harita. Çember büyüklükleri gradyanın büyüklüğü ile orantılıdır.

Figure 8: The maxima of the horizontal gradient of the pseudogravity anomalies aeromagnetic anomalies shown in Fig.4. Circle sizes are proportional to the magnitude of the gradient.

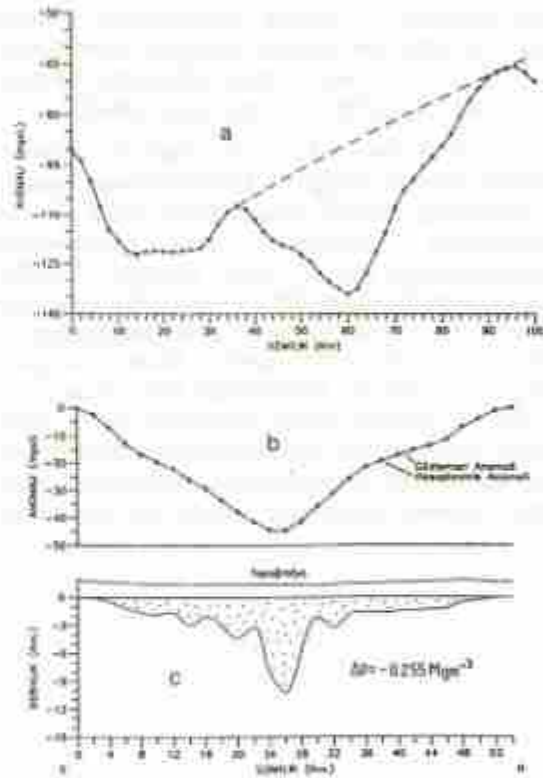
## SONUÇLAR

Gravite anomalilerinin yatay gradientlerinin en büyük yerlerinden yaklaşık doğu-batı doğrultularında yay şeklinde uzanan çizgisellikler dikkati çeker. Bunlar güneyden kuzeye birincisinin, Mudarasin fayı; ikincisinin, havzanın ortasında yer alan ve yüzey



Şekil 9: Üçüncü şekildeki AA' gravite anomali profiline uygulanan güç spektrumu.

Figure 9: Power spectrum applied to the gravity anomaly profile AA' shown in Fig.2.



Şekil 10: (a) AA' gravite anomali profili, (b) AA' gravite anomali profili obtained by removing a regional from the gravity anomaly profile AA'. (c) Model.

Figure 10: (a) Gravity anomaly profile AA'. (b) Residual gravity anomaly profile obtained by removing a regional from the gravity anomaly profile AA'. (c) Model.

jeolojisinde görülmeyen bir fay; üçüncüsünün, yüzey jeolojisinden gözlenemeyen fakat tektonik olarak oradan geçmesi gerektiği düşünülen, kuzeybatıdaki orta Anadolu masifi ile güneydoğudaki torosların sınırına

veya bazı araştırmacılara göre iç Toros okyanusu kenet zonuna (suture) karşılık geldiği düşünülmektedir (O. Tekeli, sözlü görüşme)

Manyetik anomalilerin yatay gradientlerinin en büyük yerlerinin incelenmesinden İmranlı civarında şiddetli gradyan değişime sahip bozucu bir kütle (magmatik intrüzyon) belirlenmiştir. Bu anomaliye neden olan bozucu kütle gravite anomalileri ve yüzey jeolojisinde görülmemektedir. Ayrıca, KD-GB yönünde uzanan iç Toros okyanusu suturuna ait olduğu düşünülen zayıf bir çizgisellik gözlenir.

İki boyutlu gravite anomali profili (AA)'nin modellenmesinden havzanın taban topografyası ve temel kaya ile çökel kayaçlar arasında  $0.255 \text{ Mg m}^{-3}$  yoğunluk farkı bulunmuştur. Profilden elde edilen yoğunluk farkının incelenmesinden ve görüntü haritalarından havzada (Şarkışla, Ulaş, Beyyınarı hattı ile Yıldızeli, Hafik, Zara hattının arasında kalan bölge) manyetik anomaliye neden olabilecek bir kütleyle rastlanılamaması havzada bazaltik ve ofiyolitik kökenli kayaçların olmayacağı, temelın Mezozoik çökelleri veya metamorfik kayaçlardan oluşabileceği görüşünü ortaya çıkarmaktadır.

Havza için bulunan 10,2 km derinlik değerinin çökellerin normal stratigrafik kalınlıklarından hesaplanan değer çok üstünde olduğu, bunun ancak olası bir deformasyonla (kıvrılma veya bindirmelerle) gerçekleşebileceği görüşü ortaya çıkmıştır. Özellikle havzada alınan gravite profilinin modelinden ve gerekse çizgisellik haritasında havzanın taban topografyasının kırıklı olabileceği görülmektedir. Bunun da gerek çizgisellik haritasında gözlenebilen olası fayların bulunması ve gerekse havza çevresinde tespit edilen doğrultu atımlı fayların mevcudiyetini düşünüldüğünde Sivas havzasının, transtansiyonal kuvvetlerin etkisi altında, fayların kontrolünde gelişen bir havza nite-

liğinde olduğu ve önerilen deformasyonunda bu fayların etkisi altında gelişebileceği düşünülmektedir. Havzanın son aşamasında transpresiyonal etkilerin varlığı gözlenmektedir.

#### Teşekkür

*MTA Jeofizik Etüdleri Daire Başkanı Sayın Erdoğan SENGEÇ'* e bilimsel katkı ve gravite, manyetik verinin temini, Sayın Doç. Dr. O. TEKELİ, Doç. Dr. T. ÜNLÜ, Doç. Dr. A. YILMAZ ve N. AKDENİZ'e bolgenin jeolojisi ve tektoniği ile ilgili yardımları için teşekkür ederiz.

#### KAYNAKLAR

- Akınur, H.T., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E. 1990, Sivas-Erzincan Toroslar havzasının jeolojisi, *MTA Dergisi* 111, s.23-36
- Bingöl, E. 1989, 1:2000000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, MTA.
- Blakely, R.J. and Simpson, R.W. 1966, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics* 31, p.1494-1498
- Gökten, E. 1984, Şarkışla (Sivas) yöresinin tektoniği, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi* 85, s.3-9
- Kurtman, F. 1973, Sivas - Hafik - Zara bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı, *MTA Dergisi* 80, s.1-22
- Marquart, D.W. 1963, An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters, *Journal of Society Industrial Applied Mathematics* 11, No.2, p.431-441
- Murty, L.V.R. ve Rao, S.J. 1989, A fortran-77 program for inverting gravity anomalies of two dimensional basement structures, *Computers and geosciences* 13 p. 1149-1156
- Yılmaz, A. 1994, Çarşıbaşı Sınması bir çanak örneği: Sivas havzası, Türkiye, Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi Bildirileri, p.21-33.

# SİVAS, ERZİNCAN, MALATYA ve KAYSERİ ARASINDA KALAN BÖLGENİN REJYONAL GRAVİTE ve HAVADAN MANYETİK ANOMALİLERİNİN İNCELENMESİ

Investigation of Regional Gravity and Aero-magnetic Anomalies of the Region in between Sivas, Erzincan, Malatya and Kayseri

Seyfullah TUFAN\*, Abdullah ATEŞ\*\*

## ÖZET

Çalışma sahası Sivas, Erzincan, Malatya ve Kayseri arasındaki bölgeyi kapsamaktadır. Bölgede gravite ve manyetik etki kütlelerinin yayılım ve uzanımları, özellikle üzerleri genç jeolojik birimlerle örtülü yerlerde fay ve tektonik uzanımların süreklilikleri araştırılmış. Çizgisellik haritaları çıkarılarak ana tektonik hatların doğrultu ve yönleri tespit edilmiştir.

## ABSTRACT

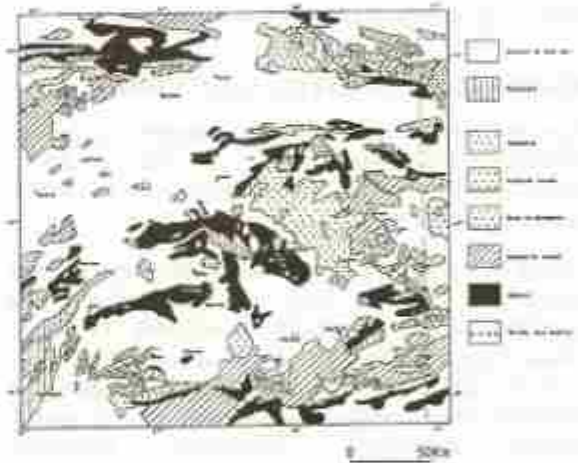
The research area covers the region in between Sivas, Erzincan, Malatya and Kayseri. In the region, elongation and dips of gravitic and magnetic dominant masses, especially in regions covered with young geological units of faults continuation of tectonic elongations have been investigated. Lineaments maps have made and direction and dips of the major tectonic lines have been identified.

## BÖLGENİN GENEL JEOLJİSİ

Araştırma sahasının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Şekil.1, Bingöl 1989) incelendiğinde; GB-KD doğrultusunda uzanan paleozoik yaşlı Gürün-Görelî otoktonu (Geyikdağı Birliği) (Özgü 1976) ile ölü otoktonun kuzey ve güneyinde farklı özellikler yansıtan üst Mesozoik öncesi yaşlı allokon kayalar topluluklarının yer aldığı gözlenir.

Güney ve doğuda Paleozoik yaşlı Malatya-Keban birlikleri; kuzeyde, Sivas çökel havzasını çevreleyen metamorfik kayalar bulunur. Bölgede Neojen-Kuvaterner volkanizması (Ercan ve Asutay 1991) yaygın olarak Yamadağı ve çevresinde yüzeylenir. Divriği, Hekimhan, Baskil ve Göksun çevresinde intrüzyonlar şeklinde asidik ve bazik magmatizma yaygındır (Yazgan 1984; Tarhan 1982 ve 1984). Bölgeye ait belirgin fayları gösteren bir harita şekil.2 de verilmiştir.

Anadoluya ana hatlarıyla kuzeyden-güneye dört tektonik birliğe ayıran Ketin (1966) bu kuşakların birbirlerinden ofiyolitik kayalarla ayrıldığı ortaya koymuştur. Şengör ve Yılmaz (1981) Levha tektoniği ilkelerine göre Ketin'



Şekil 1: Çalışılan sahanın sadeleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 1: Simplified geological map of the study area.

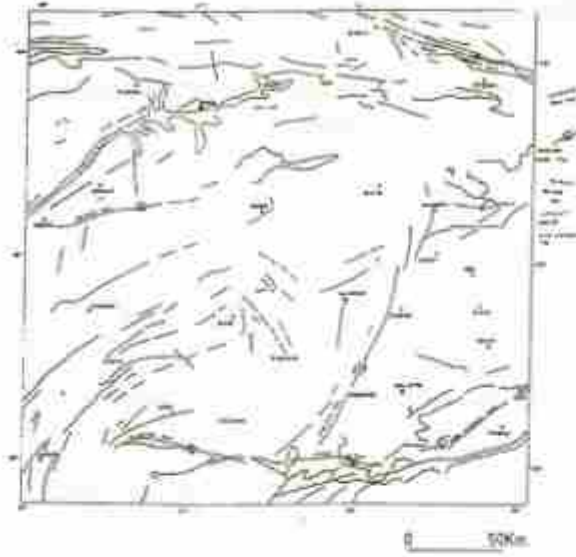
in sınıflamasında farklı olarak Pontid kuşağını, Rodop-Pontid kıtası ve Sakarya kıtası olmak üzere ikiye ayırmış ve bu iki kıta arasında Intra-Pontid kenedi' nin varlığını benimseyerek ülkeyi beş ana tektonik birliğe ayırmışlardır. Ayrıca Anatolidler içerisinde Menderes ve Kırşehir bloklarını ayıran İç Toros kenedinin varlığını belirlemişlerdir. Şengör (1984)' e göre Türkiye neotektonik dönemi erken Miyosen' de Avrasya ile Arap kıtalarının çarpışmasıyla başlamıştır. Bölgede Eosen sonunda ve daha sonraki sıkışmalar nedeniyle hem kuzeye hem güneye dalmalı bindirmeler oluşmuş,

\* M.T.A. Jeofizik Etüdler Dairesi

\*\* A.D., Jeofizik Müh. Böl.



buda eski bindirmelerin yeniden devinmesine yol açmıştır (Yılmaz ve diğ. 1992).



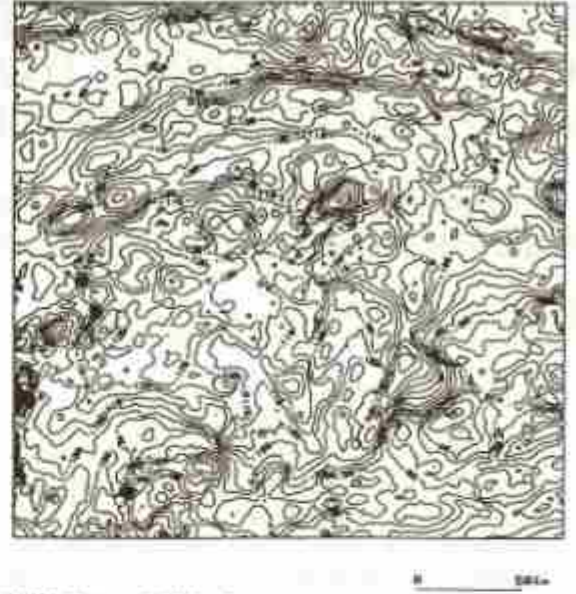
Sekil 2: Yüzeyle jeolojiden gözlenen fayların haritası.  
Figure 2: Map of the faults observed from the surface geology.

### REJYONAL POTANSİYEL ALAN VERİSİ

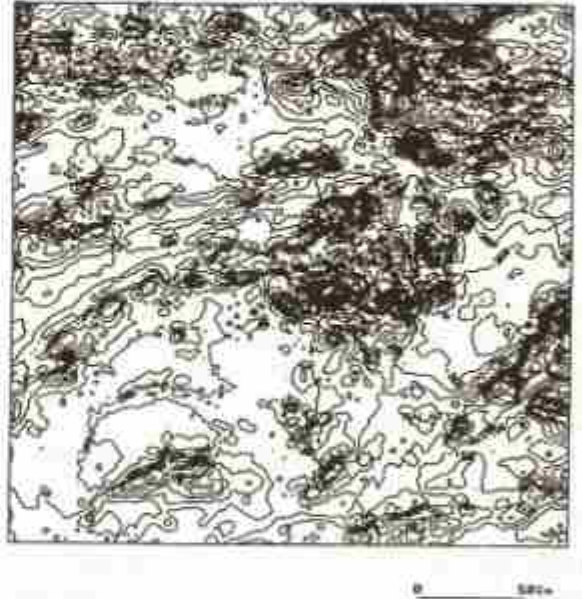
Rejyonel gravite ve havadan manyetik veriler bu çalışmada kullanılmak üzere 2 km aralıklarda gridlenerek M.T.A. Genel müdürlüğü Jeofizik Etüdları Daire Başkanlığı'ndan temin edilmiştir.

Gravite haritası (Şekil.3) incelendiğinde, yüzeyle jeolojisi haritasında görülen Jura' da günümüze kadar tanımlanan çökel kayalarla , volkanik kayaların olduğu bölgelerde ortalama gravite anomali değeri -100 mgal' den daha fazla, bazit, ultrabazit ve Jura öncesi kayalarla, metamorfiteğin -100 mgal' den az gravite anomali değerleriyle karakterize edilebileceği gözlenmektedir. Granitik kayaların gravite anomalileri ayırtlanamamış, ofiyolitik kayaç blokları çevrelerine göre pozitif gravite anomalileri ile belirlenmiştir.

Havadan manyetik anomali haritası (Şekil.4)' nin incelenmesinden bazit, ultrabazit, ofiyolitik ve volkanik kayalar ile bunların dışındaki kayaların ayrışması net bir biçimde ortaya çıkmaktadır. Bölgede oluşan çökel havzalarında manyetik anomalilerin sakin olduğu gözlenmektedir. Demir cevheri çıkarılan Divriği ve Hekimhan bölgelerinde bazit, ultrabazit, serpantinit ve volkanik oluşumlarından kaynaklanan anomaliler görülmektedir.



Sekil 3: Birinci şekildeki sahaya ait gravite anomali haritası. Kontur aralığı=3 mgal.  
Figure 3: Gravity anomaly map of the region shown in Fig.1. Contour interval=3mgal.

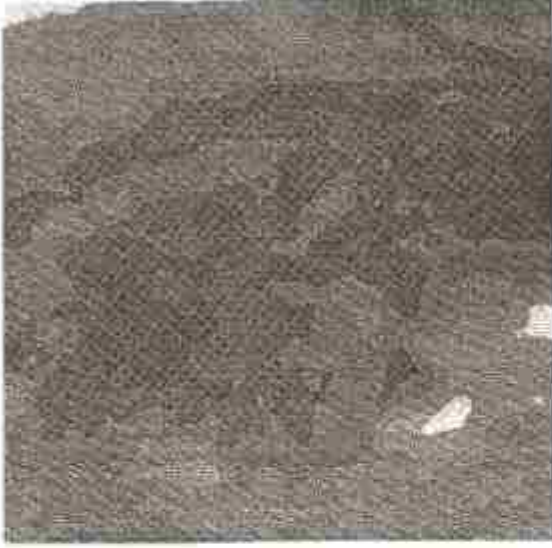


Sekil 4: Birinci şekildeki sahaya ait havadan manyetik anomali haritası. Kontur aralığı=50 nT(γ).  
Figure 4: Aeromagnetic anomaly map of the region shown in Fig.1. Contour interval=50 nT(γ).

### REJYONAL POTANSİYEL ALAN VERİSİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Şekil.3 ve 4' de verilen gravite ve havadan manyetik anomaliler son yıllarda geliştirilen ileri düzeyde yöntemler kullanılarak analizleri yapılmıştır.

Şekil.3 ve 4' de verilen gravite ve havadan manyetik anomaliler haritalarında oluşturulan renk görüntü haritaları; gravite görüntü haritası şekil.5' de, manyetik görüntü haritası şekil.6' da verilmiştir.



Şekil 5: Gravite anomalilerinin görüntü haritası.

Figure 5: Imaged map of the gravity anomalies.

Blakely ve Simpson (1986) tarafında geliştirilen yalancı gravite (gravite) anomalilerinin yatay gradientlerinin en büyük yerlerini belirleyen yöntem gravite ve havadan manyetik anomaliler haritalarına uygulanmıştır. Bu yöntemde;

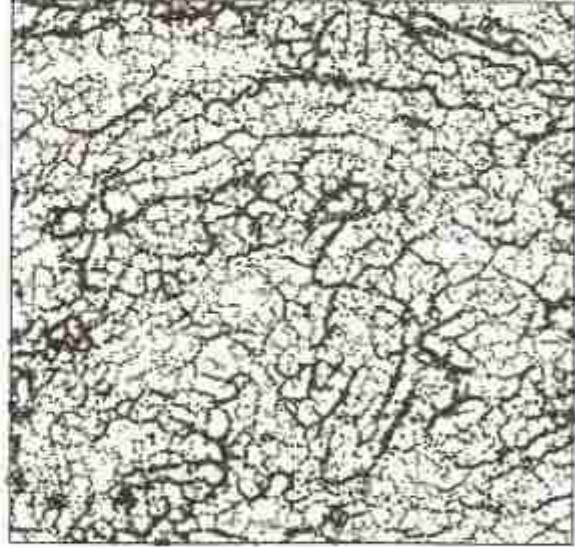
- i.) Havadan manyetik anomaliler yalancı gravite anomalilerine dönüştürülür.
- ii.) Gravite (Yalancı gravite) anomalilerinin yatay gradientlerine büyüklükleri hesaplanır.
- iii.) Yatay gradientin en büyük yerleri çemberler şeklinde görüntülenir. Çemberlerin büyüklükleri gradyan değişiminin büyüklüğü ile orantılıdır.

Bu yöntem jeolojik ve tektonik hatlar boyunca gradyan farkının olduğu yerlerde iyi sonuç vermektedir. Şekil.7 ve 8 gravite ve havadan manyetik anomalilerinin yatay gradientlerinin en büyük yerlerini gösterir.



Şekil 6: Havadan manyetik anomalilerin görüntü haritası.

Figure 6: Imaged map of the aeromagnetic anomalies.



Şekil 7: Gravite anomalilerinin yatay gradientlerinin en büyük yerleri. Çemberlerin büyüklükleri gradyan büyüklüğü ile orantılı.

Figure 7: Maxima of the horizontal gradient of the gravity anomalies. Circle sizes are proportional to the magnitude of the gradient.





Şekil 8: Havadan manyetik anomalilerin yalancıgravite anomalilerinin en büyük yerleri. Çemberlerin büyüklükleri gradyanın büyüklüğü ile orantılıdır.

Figure 8: Maxima of the horizontal gradient of the pseudogravity anomalies of the aeromagnetic anomalies. Circle sizes are proportional to the magnitude of the gradient.

## SONUÇLAR

Şekil.5 ve 6' da gravite etki kütleleri, manyetik etki kütlelerinden farklıdır. Devam eden üç boyutlu manyetik model çalışmalarından edinilen ilk bilgilere göre manyetik anomalilere neden olan kütlelerin tabanları Curie derinliğine kadar uzandıkları belirlenmiştir.

Şekil.7' de verilen gravite anomalilerinin yatay gradientlerinin yatay gradientlerinden gözlenen önemli tektonik hatlar aşağıda verilmiştir.

- i.) Haritanın kuzey doğu köşesindeki çizgisellik kuzey Anadolu fay zonunu,
- ii.) Sivas-İmranlı hattını takip eden çizgisellik yüzey jeolojisinde örtü nedeniyle yüzeyde izlenememiştir. Bu çizgiselliğin, kuzeybatıdaki orta Anadolu masifi ile güneydoğudaki Torosların sınırı veya bazı araştırmacılara göre olası iç Toros okyanusuna ait sutur zonu olduğu düşünülmektedir (O.Tekeli, sözlü görüşme).
- iii.) Gemerek-Şarkışla-Celalli istikametinde uzanan, fakat yüzey jeolojisinde gözlenemeyen olası bir fay tesbit edilmiştir.
- iv.) Gemerek-Beynarı hattını takip eden çizgisellik Mudurasin fayı (Tecer-Deliler fayı) dir.
- v.) Akçadağ'dan Hekimhan' ın doğusuna kadar izlenen KKD yönlü Malatya fayı belirgindir.

vi.) Malatya fayının hemen doğusunda, ona paralel olarak uzanan ancak jeolojide gözlenemeyen bir fayın olabileceği görülmektedir.

Şekil.8'de verilen havadan manyetik anomalilerin yatay gradientlerinin önemli tektonik hatları aşağıda verilmiştir.

- i.) Kuzey doğuda magmatik intrüzyon olduğu düşünülen güçlü bir manyetik bozucu kütle,
- ii.) Gravite Çizgisellik haritasında görülen iç Toros okyanusuna ait olduğu düşünülen sutura ait zayıf bir çizgisellik,
- iii.) Divriği ve Hekimhan bölgelerinde bazit, ultrabazit, serpantin ve volkanik kayalardan kaynaklandığı düşünülen yumak şeklindeki karmaşık çizgisellikler,
- iv.) Gürün-Görel otoktonu (Geyikdağı Birliği) kuzeyindeki Değirmentaş ve güneyindeki Göksun fay zonuna ait çizgisellikler dikkat çekicidir.

## TEŞEKKÜR

Potansiyel alan verisinin temini ve bilimsel katkı için M.T.A. Jeofizik Etüdleri Dairesi Başkanı sayın Erdi Öğün Şengeç'e teşekkür ederiz. Ayrıca hölgenin jeolojisinin incelenmesi konusunda bilgilerinden yararlandığımız sayın Doç. Dr. O. TEKELİ, Doç. Dr. T. ÜNLÜ, Doç. Dr. A. YILMAZ, Dr. E. YAZGAN, M. ERENDİL, N. AKDENİZ'e ve E. AKAY'a teşekkür ederiz.

## KAYNAKLAR

- Bingöl, E. 1989, 1:200000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, MTA yayını.
- Blakely, R.J. and Simpson, R.W. 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, p.1494-1498.
- Ercan, T ve Asutay, H.J. 1993, Malatya, Elazığ, Tunceli, Bingöl ve Diyarbakır bölgelerindeki Neojen-Kuvaterner Yaşlı Volkanitlerin Petrolojisi, A.Suut Erik Jeoloji Sempozyumu Bildirileri, s.291-302.
- Ketin, I. 1966, Tectonic units of Anatolia. *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, pp.22-24.
- Özgül, N. 1976, Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 19/1, s.65-78.
- Şengör, A.M.C. 1984, Cimmeriden orogenic system and tectonics of Eurasia. *Geological Society of America, Special Publication* 193, 82pp.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, pp.181-241.
- Tarhan, N. 1982, Göksun-Afşin-Elbitan dolayının jeolojisi. *M.T.A. Der. No: 7296*, Ankara, 62s.
- Tarhan, N. 1984, Göksun-Afşin-Elbitan dolayının jeolojisi. *Jeoloji Duh.* 19, 3-9.
- Yazgan, E. 1983, A Geotectonics between the Arabian Platform and the Alencan Nappe. *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt. Guide Book for Excursion V*, Ankara, 17.s.
- Yılmaz, A., Badi, F., Uysal, S., Yusufoglu, H., Aydın, Ş.N. ve Atabey, E. 1992, Doğu Toroslarda Uzunayla ile Berri Dağı Arasında Jeolojisi. *M.T.A. Rap. no:9453*.



# İZMİT KÖRFEZİ' NİN YAPISI VE KUZEY ANADOLU FAYI (KAF) İLE İLİŞKİSİNİN İRDELENMESİ

## Structure of the İzmit Bay and the evaluation of its connection with the North Anatolian Fault (NAF)

Mustafa AKGÜN\* ve Mustafa ERGÜN\*

### ÖNET

K-G açılma ile karşılaşmaya çalışılan, Orta Miyosen' de Arab ve Anadolu kara kütlelerinin çarpışması sonucu oluşan Anadolu' nun batıya kaçışı Batı Anadolu' da D-B sıkışmaya neden olmuştur. İzmit Körfezi, sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF) etkisini doğudan batıya doğru kaybederek bu bölgeye varmadan önce etkin bir sismik aktiviteye sahip olan üç kola ayrılmaktadır. Anadolu bloğu batıya doğru hareket ettikçe ön ucu Ege domeninin kuzey-güney genişlemesinin etkisine girmekte ve graben yapıları oluşmaktadır.

Marmara Denizi içinde ve çevresinde yer alan grabenler (İzmit, İzmit, Gemlik, Yenisehir-Bursa-Manyas ve Saros) etkin bir yanal atım bileşenine sahip KAF' ın kolları üzerinde yer alırlar. İzmit Körfezi Marmara baseninin doğusunda yer almaktadır ve halen sağ yanal atımlı fayların (KAF) şiddetli etkisi altında olmakla beraber Marmara Denizi ve Batı Türkiye'deki açılma tektoniğinin de etkisi altındadır. KAF, Orta Eosen'den önce etkin olan Marmara Denizi' ndeki (Trakya genişleme baseni) zayıflık noktalarını, Batı Türkiye ve Ege Denizi' ndeki saat yönünün tersinde hareket eden blok dönmeleriyle birlikte kullanmaktadır. Hem yanal atımlı hemde normal fayların yarattığı aktif tektonizma İzmit Körfezi'nde genç sedimentleri bile etkilemektedir. Pull-apart basenleri kabul edilebilecek İzmit Körfezi' nin iç kısımları göreceli olarak körfezin batısına göre daha hızla çöken bir yapıdadır.

### ABSTRACT

As a result of the collision of the Arabian and Anatolian land masses during the Middle Miocene, westerly escape of the Anatolian block introduced E-W compression in the western Turkey, which began to be relieved by N-S extension. The İzmit Bay lies along the line of the North Anatolian Fault (NAF) which loses its dextral strike-slip displacement from east to west, and it splits into several fault strands defining a broad tectonic zone with associated high swarmlike seismic activity. As the Anatolian block moves west, its leading edge comes under the influence of the Aegean north-south extension and breaks up to discrete graben structures.

The grabens around the Sea of Marmara (İzmit, İzmit and Gemlik Bays, Yenisehir-Bursa-Manyas) lie along the course of N and S strands of the NAF, have very strong strike-slip components. The İzmit bay area is just located the at the eastern edge of the Marmara basin and it is still under the strong influence of the dextral strike-slip fault (NAF) with the tensional regime of the Sea of Marmara and the western Turkey. In the İzmit Bay area the NAF has pull-apart structure. The NAF must have used the weakness points in the Sea of Marmara (i.e. the Thrace extensional Basin) which would have active before the Middle Eocene, with additional effects of counter clockwise rotations of blocks in the western Turkey and the Aegean Sea. Active tectonics of both strike-slip and normal faults effect the recent sedimentary facies in the İzmit Bay. The inner side of İzmit Bay area is a basin subsiding faster than the area in the west as the pull-apart basins.

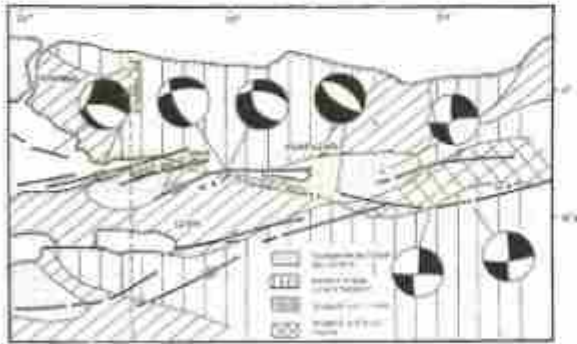
\* DEU Mühendislik Fakültesi JEOFİZİK Müh. Böl.

## GİRİŞ

Yaklaşık uzunluğu 1500 km. olan sağ-yanal atımlı Kuzey Anadolu Transform fay (KAF) zonu, Marmara Denizi'ne ulaşmadan önce, etkin bir sismik aktiviteye sahip olan üç kola ayrılmaktadır (Crampin ve Evans 1986, Barka ve Kadinsky-Cade 1988 ve Barka 1992). Kuzey kolu İzmit Körfezi'nden geçer ve Marmara Denizi'nin kuzeyinde de devam ederek Kuzey Ege'ye ulaşır. Orta kolu ise İzmit Gölü ve Gemlik Körfezi'ni izleyerek Biga Yarımadası'nın ortasına kadar uzanır. Güney kolunda, orta kola göre daha güneyde olup Edremit Körfezi'ne kadar etkinliğini sürdürmektedir.

Marmara Denizi içinde ve çevresinde yer alan grabenler (İzmit, İzmit, Gemlik, Yenişehir-Bursa-Mariyas ve Saros) etkin bir yanıl atımı bileşenine sahip KAF'nin kolları üzerinde yer alırlar (pull-apart basenleri). Avrasya ve Karadeniz levhası ile kuzey Ege ve kuzeybatı Türkiye bölgeleri arasında Jackson ve Mac-Kenzie (1998) tarafından ileri sürülen ilişki, levha hareketleri sonucu oluşan düşey olmayan fay zonları ile dönen blokların oluşturduğu bozuşma zonu modeli ile daha iyi bir şekilde açıklanabilmektedir. Bu model, hem yanıl atım ve genişleme hareketlerini tanımlayacak, ve hem de fay zonu boyunca materyal taşınmasını gerektiremeyecek en basit bir modeldir. Böylece, Anadolu bloğunun KAF boyunca batıya hareketi, Ege domeninde kuzey-güney açılmaya yol açan yığılmayı sağlamış olmaktadır.

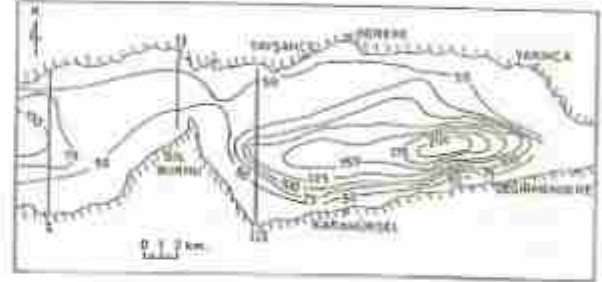
Batı Türkiye'nin sismitesi, zaman ve uzayda yığımsal olarak küme-tipinde (swarm-type) ve düşük manyetütüli sığ kaynaklı olaylardır. Sismik enerji çıkışı çalışmalarında (Crampin ve Evans, 1986 ve Eyidoğan, 1988) Marmara bölgesi, tüm batı Türkiye'ye göre daha fazla enerji boşaltmaktadır. Fay düzlemi çözümlerine göre de (Barka, 1992), Marmara bloğu, KAF'nin sağ yanıl hareketine yer verebilmek için dönmüş ve makaslanmıştır (Şekil 1).



Şekil 1 İzmit Körfezi ve çevresinin basitleştirilmiş jeolojisi ve sismotektoniği (Barka, 1992 den kısmi olarak derlenmiştir.)

Figure 1 Simplified geological map of the Izmit bay and the surrounding regions and its seismotectonics (Partially compiled from Barka, 1992).

Marmara Denizi'nde tanımlanan büyük boyutlu pull-apart yapıları (Ergün ve Özel, 1994) ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir. Pull-apart yapılarını, Orta Miyosen'den beri bir açılma tektoniği altındaki Trakya baseninin bir devamı olan Marmara Denizi'ndeki eski fay zonlarını KAF'nin kullanmasıyla dönme hareketine maruz kalarak oluşmuş alçalan ve yükselen bloklar meydana getirmektedir. Tüm bölge genel anlamda çökmekte olup KAF'nin yanıl atımlı faylarının etkisiyle negatif çiçek yapılarının (Negative flower structures) Marmara Denizi'nde oluştuğu önerilmektedir (Ergün ve Özel, 1994). KAF'nin kuzey kolunda oluşan bu yapıların başlangıç bölgesini oluşturan İzmit Körfezi büyük bir önem taşımaktadır (Şekil 2). Bu çalışmada İzmit Körfezi'nin temel yapısı ve güncel tektoniği hakkında bazı değerlendirmeler ve görüşler ele alınacaktır.



Şekil 2 İzmit Körfezi'nin batimetrik haritası ve sismik profillerin yerleri (I, II, III).

Figure 2 Bathymetric map of the Izmit bay and the locations of seismic profiles (I, II, III).

## GRAVİTE VE MANYETİK ANOMALİLERİN YORUMU

Türkiye Ankarası ve Orta Ege bölgelerinde -60, -70 mGal değerleri civarında negatif Bouguer gravite anomalileri yer almaktadır. Bu değerler, batıdan doğuya doğru dahada azalmaktadır. Batı Karadeniz'in ortalarına doğru ise Bouguer gravite değerleri 140-150 mGal seviyelerine ulaşmaktadır. Bu değerlerde yarı okyanusal kabuğun varlığına işaret etmektedir. Bouguer gravite değerleri sıfıra ulaştığı yerlerde yaklaşık olarak doğu-batı yönünde KAF zonunu izlemektedir. Bu trend İzmit Körfezi'nin doğusunda BGB doğrultusunu almakta ve bu yön değişimi yaklaşık olarak KAF'nin üç kolunun güneyine özdeş olmaktadır.

Marmara Denizi'ndeki Bouguer gravite değerleri, alçalan ve yükselen blokların durumuna göre azalır-artmaktadır. Yapılan çalışmalarda Kuzey Ege çukuru (Brooks ve Kiriakidis 1986 ve Le Pichon ve diğ., 1984) ve Marmara Denizi (Ergün ve diğ., 1995) kabukta bir inceltme ile birlikte Moho' da yükselmenin olduğu şeklinde yorumlanmıştır.





Şekil 3 İzmit Körfezi ve civarının Bouguer gravite haritası ve yorumlanın kesitinin yeri (1/500 000 lık MTA Genel Müdürlüğü İstanbul jeofizik haritasından derlenmiştir).

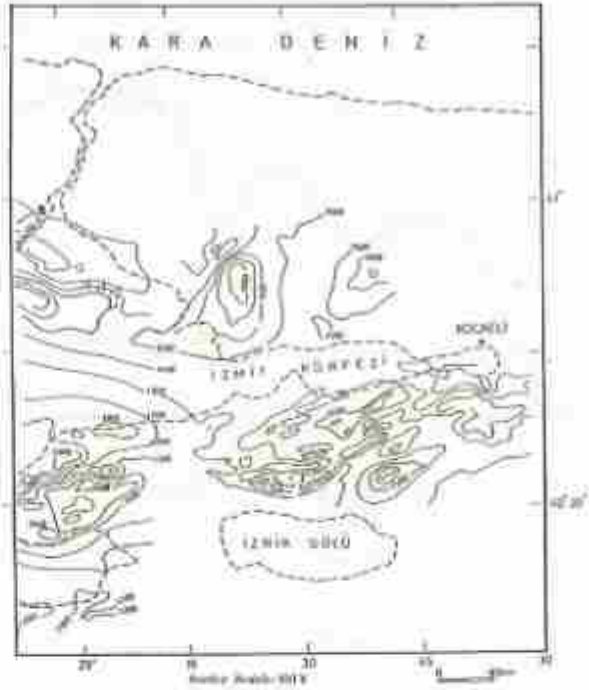
Figure 3 Bouguer gravity map of the Izmit bay and the surrounding region and the location of the AA' interpreted section (Compiled from the Istanbul 1/500,000 Bouguer gravity map belonging to MTA).

İzmit Körfezi'nin kuzeyinde yaklaşık D-B doğrultulu gravite trendi Karadeniz'e doğru artmaktadır. Körfezin güneyinde ise Armutlu Yarımadası'nın karmaşık jeolojik yapısı (Ofiyolitik melanj zonu) üzerinde 30-40 mGal pozitif Bouguer gravite anomalileri yer almaktadır. KAF'nın kuzey kolu üzerinde yer alan İzmit Körfezi ise relatif bir negatif Bouguer gravite anomalisi ile gösterilmektedir (Şekil 3).

Marmara Denizi'nin kuzeyinde D-B uzanımı derin kaynaklı manyetik anomali bulunmaktadır (Şekil 4). Güneyinde ise kısa dalga boylu ofiyolitik ve volkanik kayalardan kaynaklanan manyetik anomaliler yer almaktadır (Kale 1985). İzmit Körfezi civarında ise kuzeyde Kocaeli Yarımadası'nda granitik sokulundan kaynaklanan manyetik anomali mevcuttur. İzmit Körfezi'nin kendisinde bir manyetik belirti mevcut değildir. Körfezin güneyinde ise ofiyolitik ve volkanik karmaşanın yarattığı küçük dalga boylu manyetik anomaliler yer almaktadır (Akgün, 1987).

#### GRAVİTE MODELLEME ÇALIŞMASI

Modelleme çalışmaları iki aşamada yapılmıştır. İlk aşamada bölgenin genel yapısal özelliklerini ortaya koymak için K-G yönlü AA' profiline Talwani yöntemi uygulanırken yoğunluk dağılımında; Manto=3.2; Alt kabuk=2.9; Üst kabuk=2.7 ve sedimentler 2.5 gr/cm<sup>3</sup> kabul edilmiştir.



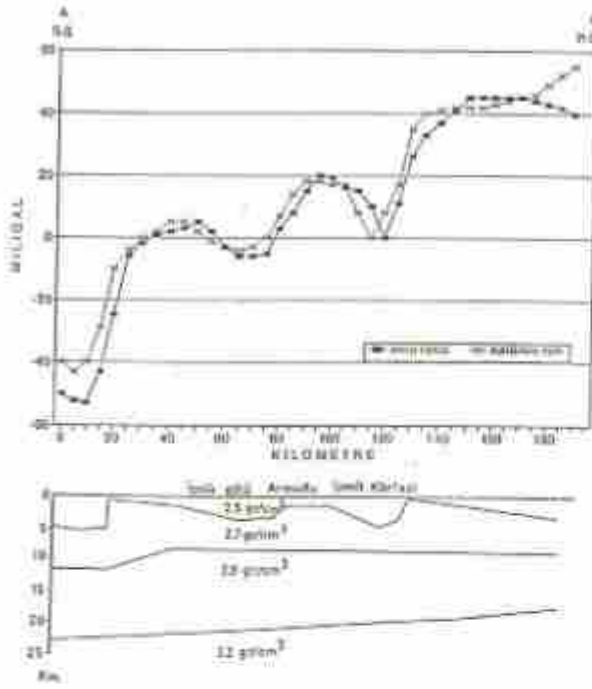
Şekil 4 İzmit Körfezi ve civarının havadan manyetik haritası (MTA verilerinden derlenmiştir).

Figure 4 Aeromagnetic map of the surrounding region (Compiled from 1:500,000 MTA data).

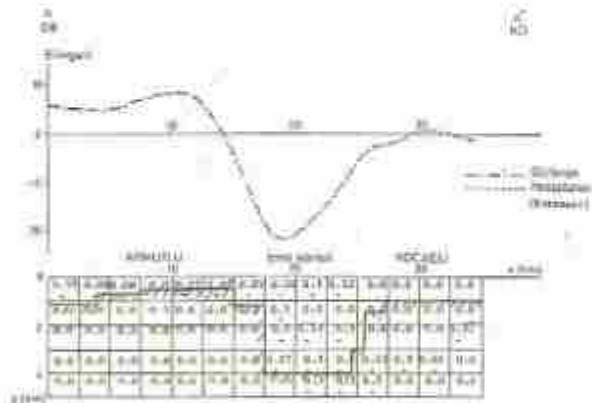
Bu değerlere göre yapılan modelleme sonucunda kuzeye doğru kıtasal kabuktaki inceleme açıkça görülmektedir. Ayrıca İzmit Gölü ve İzmit Körfezi grabenleri ile Kocaeli ve Armutlu Yarımada larındaki yükselme bölgeleri gözlenmektedir (Şekil 5) İzmit Körfezi grabeninin derinliğinde doğu-batı yönünde herhangi bir değişim görülmezken İzmit Gölü grabeninin derinliği aynı yönde azalmaktadır. Aynı zamanda da her iki grabenin genişliği doğu yönünde artmaktadır (Gölay, 1994).

Modellemenin ikinci aşamasında, bölgenin yüzeyel yapısını ortaya koymak için rejyonel etki çıkarılmış ve yalnızca İzmit Körfezi işleme sokulmuştur (Şekil 6). İki boyutlu Talwani modellemesi ve ters çözüm (Sarı ve Ergün, 1985) uygulamaları sonucunda İzmit Körfezi grabeninin yaklaşık 10 km genişliğe ve 3-3.5 km. derinliğe sahip olduğu düşünülmektedir. Ayrıca Kocaeli Yarımadası üzerindeki tortul örtüsünün Armutlu yarımadasına göre daha kalın olduğu saptanmıştır (Akgün, 1987). İzmit baseninin güney kenarında Marmara Denizi'nde olduğu gibi sediment birikimi (roll-over yapıları) daha fazladır.





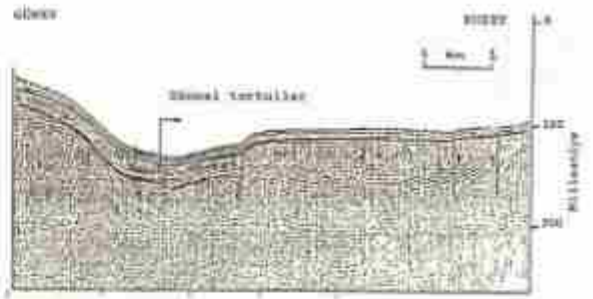
Şekil 5 AA' Bouguer gravite kesitinin 2D modellemesi (Gülay, 1994)  
Figure 5 2D interpreted Bouguer gravity section AA' (Gülay, 1994).



Şekil 6 Ters çözüm ve Talwani yöntemi 2D modellemesi (Akgün, 1987)  
Figure 6 The 2D model of inversion and Talwani method (Akgün, 1987)

### SİSMİK PROFİLLERİN YORUMU

KAF' in kolları üzerinde yer alan ve genel olarak çökme hareketi etkisinde kalan İzmit Körfezi' ndeki grabenleşme körfezden geçen BGB-KKD yönlü doğrultu atımlı faylar ile kontrol edilmektedir. Ayrıca bölgedeki bu genel çökme hareketi, KAF' in, Trakya baseninin devamı niteliğinde olan Marmara Denizi' ndeki eski faylarında kullanarak yaptığı dönme hareketi sonucu alçalan ve yükselen bloklar şeklinde oluşmaktadır.

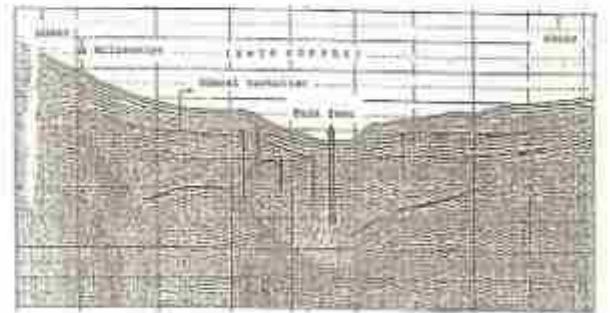


Şekil 7 I nolu sismik profil (MTA Sismik I tarafından alınmıştır, Özhan, 1986)

Figure 7 Seismic profile I (From MTA Sismik I, Özhan, 1986)

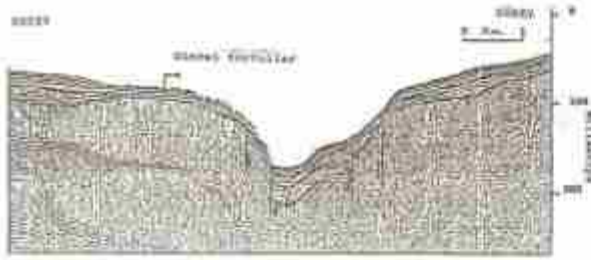
Bu nedenle, İzmit körfezi' nde, Dil Burnu ve batısı civarı yükselen blok, doğusu ise düşen blok konumunda gözlenmektedir. Bu kavramdan yola çıkarak, sismik yorumlama için, dil burnunun batısında K-G yönlü iki, (I ve II sismik profilleri) ve dil burnunun doğusunda K-G yönlü bir (III nolu sismik profil) sismik profil alınarak (Şekil 2, 7, 8 ve 9) bölgenin güncel tektonik yapısı yorumlanmaya çalışılmıştır.

Sismik profillerde, körfezin kuzey, orta ve güneyinde farklı yapısal özellikler gözlenmektedir. Orta kısmında doğubati yönlü faylarla kontrol edilen grabenleşme yapısına bağlı olarak deniz tabanında çökme hareketi izlenmektedir. Çökme hareketi ile birlikte İzmit Körfezi' nin pull-apart tipi havza olması nedeniyle, körfezin ortasında yer alan kalın güncel tortul örtüsü oldukça kıvrımlı ve faylı bir yapısal özellik göstermektedir. Ayrıca bu kısımda gözlenen fayların deniz tabanına kadar etkili olmasında güncel tektonizmanın hâlen bu bölgede devam ettiğini göstermektedir. II nolu sismik kesitte (Şekil 8), yaklaşık olarak, doğrultu atımlı fay körfezin ortasından geçtiği için bu bölgede ezik zonu belirtileri izlenmektedir (Akgün 1987).



Şekil 8 II nolu sismik profil (R.Y.K.Pari Reis tarafından alınmıştır, Akgün, 1987)

Figure 8 Seismic profile II (From R.Y.K.Pari Reis, Akgün, 1987)



Sekil 9 III no.lu sismik profil (MTA Sismik 1 tarafından alınmıştır, Özhan, 1986).

Figure 9 Seismic profile III (From MTA Sismik 1, Özhan, 1987)

Körfezin kuzey kenarındaki güncel tortulların kalınlığı güney kenara göre daha azdır. Bu kenarda tabakaların yataya yakın olması ve fayların fazla gözlenmemesi tektonik açıdan pasif olmasından kaynaklanmaktadır. Üstte yaklaşık 0-8 m. kalınlıklı yumuşak tortullar ve altta ise daha yaşlı kumlu ve ince kumlu birimler ile bunun altında da olasılıkla Pleyistosen' in birimleri bulunmaktadır (Akgün, 1987). Daha altta ise Triyas yaşlı olduğu düşünülen ve yer yer yatay ve yer yerde çapraz tabakalı olan yapılar gözlenmektedir (Özhan, 1986).

Güney kenarda yer alan ve körfezin ortasına doğru kıvrımlı ve faylı yapısal özellik gösteren genç çökeltiler, olasılıkla Pleyistosen sonrası oluşan tektonizma ile bu görünümünü kazanmıştır. Bu genç tortulların altında ise yaklaşık 4-5 m. kalınlığında kumlu ve ince kumlu birimler gözlenmektedir (Akgün, 1987).

## SONUÇLAR

İzmit Körfezi KAF'ın kuzey kolu dalları tarafından kontrol edilen pull-apart tipi havza özelliğini taşımaktadır. KAF'ın yanıl atımlarının etkisi devam etmekle birlikte Batı Türkiye ve Ege açılma tektoniğinin izlerinde bu bölgede de etkisini göstermeye başlamaktadır. Bu nedenle yanıl atımlı faylar ayrılmış olarak İzmit Körfezi'nde, Dil Burnu'nun hatısında kalan bölge yükselen ve doğusunda kalan kısım ise düşen blok üzerinde yer almaktadır.

Gravite çalışmalarına göre, kıtasal kabuk kalınlığının güney-kuzey yönünde azalmakta ve Karadeniz'de yaklaşık 20 km'ye düşmektedir. Kocaeli ile Armutlu yarımadaları bir yükselme bölgelerini, İzmit Körfezi ile İzmit Gölü'nde çöküntü alanlarını oluşturmaktadır. Ayrıca İzmit çöküntü alanında, güney kenarda yer alan sediment kalınlığı kuzey kenara göre daha kalındır.

İzmit Körfezi'nde güncel tektonizma genç sedimentleri bile etkilemektedir. Güncel tortul kalınlığı ise kuzeyden güneye doğru değişim göstermektedir. Güncel tortulların kalınlığı körfezin ortasında ve güney kenarında, kuzey kenara göre daha fazladır. Ayrıca doğrultu atımlı fay etkisi ile Dil Burnu civarında, körfezin ortasında ezik zonu belirtileri gözlenmektedir.

## KAYNAKLAR

- Akgün, M., 1987, İzmit Körfezi ve Çevresinin Jeofizik Yöntemlerle İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, DEÜ, İzmir.
- Baria, A.A., 1992, The North Anatolian fault zone, *Annals Tectonics, Special Issue in Volume 7*, 164-195.
- Baria, A.A. and Kafintsky-Cule, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663-684.
- Brook, M. and Kiriakidis, L., 1986, Subsidence of the North Aegean trough: an alternative view, *Journ. Geol. Soc., London*, 143, 23-27.
- Crampin, S. and Evans, R., 1986, Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey, *Journ. Geol. Soc., London*, 143, 343-348.
- Ergün, M. ve Özal, E., 1994, Structural relationship between the Sea of Marmara Basin and the North Anatolian Fault Zone, *TERRA NOVA* (Blasközü).
- Ergün, M. ve Özal, E. and Sarı, C., 1995, Structure of the Marmara Sea basin in the North Anatolian Fault Zone, in NATO ARW hook "Euphrat ocean-continent boundaries" (Blasközü).
- Eyüboğuz, H., 1988, Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes *Tectonophysics*, 148, 83-92.
- Gilbey, T., 1994, İzmit Körfezi ve çevresinin genel yapısının gravite verileriyle araştırılması, Bitirme tezi, DEÜ, İzmir.
- Jackson, J.A. and Mc. Kenzi, D.P., 1988, The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rate of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, 93, 45-72.
- Kale, B., 1985, Manyetik anomalilerin ters çözüm yöntemiyle analizi ve Marmara Denizi verilerine uygulamaları, M.Sc. Tezisi, DEÜ, İzmir.
- Le Pichon, X., Lyberis, N. and Alvarez, F., 1984, Subsidence history of the North Aegean trough, in Dixon, and Robertson, A.H.F. (eds), "The geological evolution of the eastern Mediterranean", *Spec. Publ. Geol. Soc., London* 17, 27-346.
- Özhan, G., 1986, Le Prolongement et l'Influence tectonique de la zone de Faille Nord-Anato-Lienne dans la zone D' Izmit, 30. Meeting of N.E.S.M. (Istanbul Majorca), G. 374, Spain.
- Sarı, C. ve Ergün, M., 1988, Yücelenli ters çöküm ile yerli yüklenmiş çöküntü alanının araştırılması, *Jeofizik*, 2, 27-43.





# DOĞU AKDENİZ' İN YAPISI VE LEVHA TEKTONİĞİNDEKİ YERİ

## Eastern Mediterranean Structure And Its Place In Plate Tectonics

Mustafa ERGÜN<sup>\*</sup>, Ernel Zafer ORAL<sup>\*</sup> ve Günay ÇİFÇİ<sup>\*</sup>,

### ÖZET

Doğu Akdeniz' in güncel tektonik yapısı, Afrika ve Avrasya levhalarının çarpışmasıyla kontrol edilmektedir. Bitlis-Zagros kuşağı boyunca yer alan Arab ve Avrasya levhalarının çarpışması nedeniyle Anadolu levhası yanlatımlı faylar vasıtasıyla batıya doğru itilmektedir. Bu olgu yakın yıllarda yapılan GPS ve diğer jeodetik ölçümlerle ortaya konmuştur. Kuzeydoğu sınırında Avrasya levhasına göre Afrika levhası günümüzde KKD doğrultusunda hareket etmektedir. Afrika ve Anadolu levhaları arasında sınır batıda Girit ve Pliny-Strabo dalma-batma çukurları ve doğuda ise Kıbrıs yayı ve Amanos fayı ile ilişkili dağınık fay zonu bölgesi ile ortaya konmaktadır. Dalma-batma zonlarını ortaya çıkaran iki yay (Girit ve Kıbrıs) Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki relatif harekete dik yöndedir. Fakat Pliny-Strabo çukuru, Antalya ve Doğu Anadolu fay zonları (Amanos ve Ecemiş fayları da dahil) kayma vektörüne tam paralel olarak yer almaktadırlar ve genel olarak transform hareketi göstermektedirler. Doğu Akdeniz yapısı hakkında ilk bilgileri batimetri konturları vermektedir. Herodot basenindeki 3 km' den daha fazla derinlikler okyanusal bir temeli işaret etmektedir. 1 ile 3 km derinliklere sahip Levantin, Antalya ve Latakya basenleri, Anaximander Dağları ve Florence yükselimi bölgeleri ise değişik sedimanter yığılımlara sahip normal veya anormal okyanusal kabuk bloklarından oluşmaktadır. Bu yapıların birçoğunu gravite anomalî haritalarında da belirlemek mümkün olmaktadır. Doğu Akdeniz genel hatlarıyla manyetik anomalîlerden yoksundur. Fakat Eratosthenes denizdağı ve ayrıca ofiyolitlerle ilişkili olarak Kıbrıs'tan Antalya bölgesine doğru manyetik anomalîler mevcuttur. Doğu Akdeniz, batıdaki Girit yayı ve kuzeydoğusundaki Doğu Anadolu fay zonuna göre daha az bir sismik aktiviteye sahiptir.

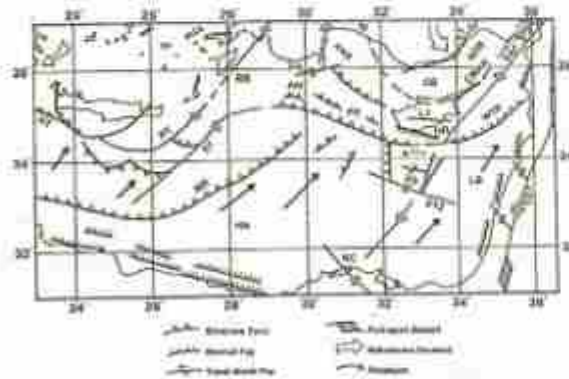
### ABSTRACT

Present day tectonic framework of the eastern Mediterranean is controlled by the collision of the African and Eurasian plates. Due to the collision of the Arab and Eurasian plates along the Bitlis-Zagros zone, the Anatolian plate is pushed westward with the help of strike-slip transform faults. This phenomena has been proved with the GPS measurement in the very recent years. Presently the African plate moves in the NNE direction with respect to the Eurasian plate at the northeast boundary. The boundary between the African and the Eurasian plates is delineated by the Hellenic arc and Pliny-Strabo trench in the west and the Cyprus arc and a diffuse fault system probably associated Amanos fault in the east. Two arcs are near perpendicular to the relative motion of the African and Eurasian plates, delineating the subduction zones (Cyprus and Crete), whereas the Pliny-Strabo trench and East Anatolian fault zones (including the Amanos and Ecemiş faults) are sub-parallel to the slip vector, with predominantly transform motion. Bathymetric contours give a first indication of the major features of the eastern Mediterranean. Water depths of 3 km in the Herodotus basin suggest an oceanic foundation, whereas depths between 1 and 3 km observed in the Levantine, Antalya and Latakia basins, Anaximander seamount and Florence rise probably represent blocks of normal or abnormal crust with varying sedimentary covers abutting continental crust across the shelf edges. Most of these features are also shown in the gravity anomaly maps. There are no linear magnetic anomalies in the Mediterranean. But there are magnetic anomalies over the Eratosthenes seamount and as well as from Cyprus to the Antalya basin due to the ophiolitic bodies. The Cyprus arc shows less seismic activity with respect to the Hellenic arc in the west and the Eastern Anatolian fault in the east.

<sup>\*</sup> Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 35100 Bornova İzmir

## GİRİŞ

Doğu Akdeniz' in tektoniğinin esasını Afrika ve Avrasya arasındaki çarpışma oluşturmaktadır. Bu konu üç kıtanın, iki ana levhanın, bir yokolmuş okyanusun ve kıtalararası denizi birleştiren bölgenin 200 Ma jeolojik tarihini içermesinin daha ilerisinde önem taşımaktadır. Doğu Akdeniz' in tektoniğini gözönüne aldığımızda, yerini aldığı Tetis Okyanusu' nun kapanışı ile beraber başladığı olgusu ortaya çıkmaktadır. Kuzeydoğu Afrika ve güney Levantin bölgesi (Tetis' in kalıntısı olarak) ıraksayan kıta kıyısı, bugünün coğrafyasında Meksika' dan Hindistan' a kadar uzanmakta olduğu bilinmektedir. Doğu Akdeniz' in güney ve doğu kenarları boyunca eski yakınsayan Tetis kıyısının karşısında tekrar tekrar Avrasya ile çarpışan ve içerisinde kıtasal ve okyanusal parçacıklar taşıyan genç yakınsayan bir kıyı bölgesi bulunmaktadır (Şekil 1). Buradaki yapıların tanımı: HT: Hellenik yay; PT: Pliny çukuru; ST: Strabo çukuru; RB: Rodop baseni; FB: Finike baseni; AM: Anaksimander denizdağları; ANB: Antalya baseni; FR: Florence sırtı; CB: Kilikya baseni ADB: Adana baseni; ET: Ecemiş fayı; EAF: Doğu Anadolu fayı; CMAR: Misis-Girne sırtı; WTR: Batı Tartus sırtı; HR: Hecatus sırtı; LT: Limasol sırtı; LB: Levantin baseni; DST: Ölü Deniz fayı; ES: Eratosthenes denizdağı; ETZ: Eratosthenes fayı; NC: Nil konisi; HA: Herodotus baseni; MR: Akdeniz sırtı. Avrasya' nın güney kenarı boyunca yeni kıtasal parçaların eklenmesiyle dağ sıraları oluşmakta ve aynı zamanda Tetis kabuğunun parçacıklarının alta dalmasıyla karalar üzerinde volkanizma ve ada yayları ile beraber kıta kenarı basenleri meydana gelmektedir. Bu ikincil yapıların da eklenmesiyle çarpışan yapıların daha da karmaşık olmasına neden olmaktadır. Bunun ötesinde, Avrasya' nın güneyi çevreleyen kıta kenar basenlerinin oluşumu, levha çarpışması ve genel sıkışma tektoniği etkisi altındaki bölgeye ikincil açılma tektoniği yapılarının yerleşmesine neden olmaktadır.



Şekil 1: Doğu Akdeniz' in temel neotektonik yapılarını gösteren harita (Açıklamalar metindedir)

Figure 1: Map showing the principal neotectonic features of the eastern Mediterranean (Explanations in the text).

Birbirinden oldukça farklı olan bu kıyıların arasında Kıbrıs adası ile Akdeniz sırtı yer almaktadır. Kıbrıs adası üzerindeki Troodos Masifi eski Tetis okyanusal kabuğunun yüzeylenmiş bir kalıntısıdır. Daha batıda yer alan Akdeniz Sırtı ise okyanus sırtlarında olduğu gibi bazaltlardan değil üst üste binmiş sedimenterin yavaş yavaş Afrika ile Avrasya arasında sıkışmasıyla oluşmuştur. Messinyen'de Akdeniz' in kuruması ile ilgili olarak Akdeniz Sırtı üzerinde diyapirler ve tuz havuzların varlığı ve geniş boyutlu kalın evaporit örtünün bulunması olgusu da Akdeniz' in tektoniğinin araştırılmasında ek bir karmaşıklıkla neden olmaktadır.

Bu bağlamda ele alındığında doğu Akdeniz, bir okyanusun sona erişin ve arkasından dağ silsilesinin doğuşunu belirleyen Wilson devreselliğinin ara basamağını teşkil etmektedir. Bu durumda Akdeniz' in tektonik yapısındaki karmaşa, göreceli olarak kıtasal çarpışma işlevlerini etkileyen birbirleriyle zıt durumdaki kuvvet motiflerinin varlığının işaret etmektedir. Birbirine çarpışan iki kıtasal levha arasındaki kalan alanındaki genel tektonik rejim esas itibarıyla sıkışmadır. Fakat yerel açılma yapılarında oldukça fazladır. Alta dalan okyanusal kabuk parçacıklarının neden olduğu etkin volkanizma ve sismik aktiviteye bağlı olarak doğu Akdeniz' de yaygın riftleşme ve basen çökmeleri de bir olgudur.

Doğu Akdeniz' de okyanus tipi kabuk bölgelerinin mevcudiyetinin ve Hellenik yayın birbirine yaklaşan zonundan (Adana baseninde hem gerilme hem de ayrılma hareketinin belirtileri görülür), Doğu Anadolu transform fay sisteminin yanıl atımlı zonuna doğru uzanan Kıbrıs yayında bir batma zonunun belirtileri vardır (Dewey ve diğ.,1986). Kıbrıs civarında Eratosthenes ve Hecateus denizdağları gibi kıtasal parçalar, Kıbrıs kıtasal kabuğuna eklenmektedir (Kemlar and Garfunkel,1987). Anaksimander denizdağı ve Florence yükseltilerinin daha batısı ise bir okyanus/okyanus yaklaşma yeri olabilir (Anastakis ve Kelling,1991). Misis-Girne fay zonu güney Türkiye' deki Misis dağları ve kuzey Kıbrıs' taki Girne bölgesiyle bağlıdır (Aksu ve diğ.,1994). Antalya baseninde biri diğerine paralel uzanan en az iki bindirme yönü (Antalya ve Aksu bindirmeleri) ortaya konmuştur. Güneydeki Antalya bindirmesi doğuya doğru kuzey Kıbrıs' ın Girne bölgesiyle birleştiği görülür. Bununla beraber, Girne bölgesinin kuzeybatısındaki batimetrik yükselti bir yay şeklinde Antalya basenindeki kuzey bindirme yapısı ile birleşmektedir.

Anadolu levhasının güney kıyısı boyunca temel geç Senozoik depolanma merkezleri Adana-Kilikya-İskenderun basen kompleksi ile Antalya ve Latakya basenleridir. Bu basenler günümüzde yay ardında yerleşmiş ve karmaşık mikroploka yapıları ile aktif orojenik alanlardaki depolanma yerlerindeki sedimenterin evrimi ve tektoniği çalışmaları için bir laboratuvar özel-



liği taşımaktadır. Misis-Girne bindirme kemeri Kıbrıs ve Türkiye arasındaki denizel bölgeyi kendi içinde batıda Kilikya ve doğuda İskenderun olarak iki basene ayırmaktadır. Neojen-Kuaterner deltaik sedimentleri ile dolu olan Adana baseni, Kilikya ve İskenderun basenlerinin sahilindeki uzantısını temsil etmektedir. Bu üç basen Kıbrıs ve Türkiye arasındaki az çok geniş yarı kapanmış depolanma merkezini oluşturmaktadır. Adana-Kilikya-İskenderun basen kompleksi sol yanal atımlı Doğu Anadolu transform fayından ayrılan bir seri kol üzerindeki pull-apart basenleridir (Dewey ve diğ.,1986). Antalya baseninin güneyindeki DSDP 375 ve 376 sondaj verilerinden hareketle, Antalya basenindeki sedimentler çoğunlukla yan pelajik ve arakatlı olarak türbiditik olduğu halde (Biju-Duval ve diğ.,1978), İskenderun ve Kilikya basenlerindeki sedimentler çoğunlukla deltaiktir. Latakya baseni ise Afrika levhası üzerindedir ve Anadolu levhası ile sınır oluşturan Doğu Anadolu transform fayının doğusundadır. Latakya baseni, Anadolu levhası ile transform sınırlarının doğusunda Afrika levhasında yer almaktadır.

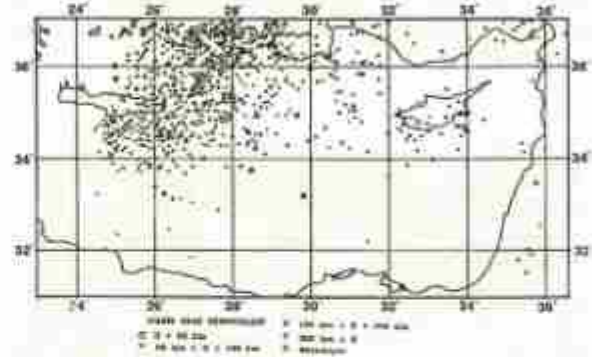
Yukarıda tanımlanan genel görüşler doğrultusunda değişik yaş ve bileşimde ve aynı zamanda değişik biçimdeki deformasyonların bir mozayigi olan doğu Akdeniz belirli jeofizik verileri ışığında değerlendirilmeye çalışılacaktır. Bölge için varolan morfolojik, gravite, manyetik, sismolojik ve sismik verileri, levha tektoniği kapsamında yorumlamaya ve bazı hususların açıklığa kavuşturulması için görüşler ortaya konmaya çalışılacaktır.

## DOĞU AKDENİZ'İN GÜNCEL TEKTONİĞİ VE SİSMOTEKTONİĞİ

Doğu Akdenizin günümüzdeki şekli Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki yaygın çarpışmanın son evresi ve daha küçük Arap, Anadolu ve Ege mikrolevhalarının yer değiştirmeleriyle kontrol edilmektedir. Daha eski levhaların kenetlenmesiyle oluşan Ege/Anadolu mikrolevhaları, Bitlis-Zagros keneti boyunca Arap ve Avrasya levhaları arasındaki çarpışma nedeniyle batıya doğru sıkışmaktadır. Anadolu levha sınırları yanal atımlı (transform hareket) faylarla olup, batıya kaçışı yansıtmaktadır. Doğu Anadolu transform fay-zonu sola doğru tamamlayıcı bir hareket yaparken, Kuzey Anadolu fayı sağ yanal atımlıdır.

Doğu Anadolu transformu kuzeybatısında 200 km boyunca aynı yönlü ve davranışlı bir çok fay kollarına ayrılmaktadır. Fay düzlemi çözümlerinden, Doğu ve Kuzey Anadolu transform faylarının kayma vektörleri oldukça iyi bir şekilde belirlenmiş bulunmaktadır (McKenzie,1972 ve Büyüksıkıoğlu,1979). Ege levhası kuzey-güney genişlemesiyle oluşmuş graben yapıdadır. Anadolu/Ege levhasının güney kenarı ise Avrasya levhasına göre KKD' ya hareket eden Afrika levhasıyla karşılaşmaktadır. Genelleştirilmiş basit bir yorumla bu sınır, Hellenik çukuru ve Doğu Anadolu transformi

fayının arasını birleştiren Pliny-Strabo çukuru ile Kıbrıs yayını oluşturan Anaximander denizdağları/Florence yükselimi/Güney Kıbrıs bölgelerinin morfolojisi meydana getirmektedir. Hellenik ve Kıbrıs yayları, Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki göreceli harekete diktir ve genelde birer dalmabatma zonlarıdır. Fakat Pliny-Strabo çukuru ile Doğu Anadolu transform fayı ise iki levha arasındaki göreceli harekete yarı paraleldir. Pliny-Strabo çukuru ve Doğu Anadolu transform fayı arasında varolan bölgenin dağınık ve düşük sismisitesi (Şekil 2) göstermesi, bu bölgenin levha sınırı olarak tam bir açıklığa kavuşmamış olduğunu göstermektedir. Afrika ve Arab levhaları arasındaki göreceli hareket etkin olarak sol yanal atımlı Ölü Deniz transform fayı tarafından karşılanmaktadır.



Şekil 2: Doğu Akdeniz'in depremleri ve odak derinliklerini gösteren harita.

Figure 2: Map showing the earthquakes and focal depths in the eastern Mediterranean.

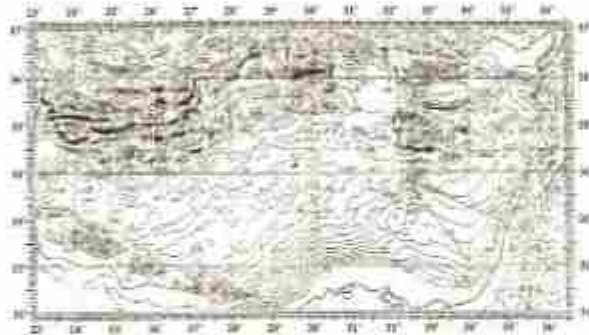
Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki batma zonunun konumunun ipuçlarını verecek deprem odakları olmalıdır. Bu bölgedeki son çalışmalar (Rotstein ve Kafka,1982) batıdaki Hellenik yaydan ya da kuzeydoğudaki Doğu Anadolu transform fay sistemlerinden daha az depremsellik olduğunu göstermektedir. Antalya baseni ve Kıbrıs bölgesinin sismisite dağılımı kuzeye doğru aşağı doğru dalan geniş bir sismik zon göstermektedir. Anaximander denizdağı/Florence yükselimi ve Kıbrıs kemeri ise bu sismik zonun güney kısmında yer almaktadır. Fay düzlemi çözümlerinden hareketin esas itibarıyla bir bindirme olduğu ortaya çıkmaktadır. Sismik zonun genişliği batma zonunun aşamalı olarak güneye doğru göçünü vermektedir. Bu güncel kayma, bölgenin jeolojisi kapsamında Afrika ile Avrasya arasındaki sınırın zaman içinde güneye kaydığını bir işaretidir.

## DOĞU AKDENİZ'İN MORFOLOJİSİ

Batimetrik konturları Doğu Akdeniz'in morfolojisi ve yapısının temel özelliklerinin ilk göstergelerini vermektedir (Şekil 3). Güney Türkiye, Suriye, Lübnan, İsrail ve Kıbrıs kıyı çizgisinin büyük bölümünde 1000 derinliklere sahip dar bir şelf bölgesi bulunmaktadır.



Temel istisnalar ise Kilikya ve İskenderun basenleri, Kıbrıs, Hecateus denizdağı ve derin Levantin baseni üzerinde kurulan daha çok sediment yapısıyla temsil edilen Nil konisidir. Herodotus basenindeki 3 km' lik su derinliği daha çok okyanus temelini varlığının işaretini vermektedir. Levantin, Antalya ve Latakya basenlerindeki su derinliği ile Anaximander denizdağı ve Florence yükseliminin su derinlikleri 1 ile 3 km arasında değişerek olasılıkla sığlık kıyının üzerinde çeşitli sediment örtülerinin kıtasal kabuğa dayanması ile oluşan normal ve anormal kabuk blokları ile temsil etmektedir. Rodos basenini ise 4000 m su derinlikleri ile Herodotus baseninden daha derindir ve bu bölgede de okyanusal kabuğun varlığı kabul edilmektedir. Aynı şekilde Anaximander deniz dağları ile Türkiye arasında kalan Finike baseninin su derinlikleri 2500-3000 m' ye ulaşmasına rağmen bir dalma-batma zonunu işaret etmemektedir.



Şekil 3: Doğu Akdeniz'in batimetri haritası (Makris ve Wang, 1994' den alınmıştır.)

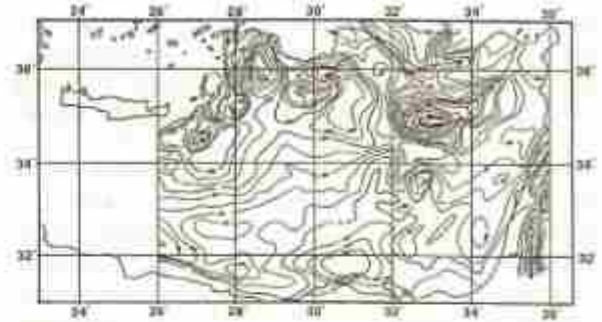
Figure 3: Bathymetric map of the eastern Mediterranean (From Makris ve Wang, 1994)

### DOĞU AKDENİZ' IN GRAVİTE VERİLERİ

Bölgenin serbest hava gravite verileri ilk olarak Woodside (1977) tarafından ele alınmıştır (Şekil 4). En belirgin özellik Kıbrıs ve güneydeki deniz bölgesinde olduğu gibi yüksek ve düşük gravite anomalisi bloklarının varlığı yay/hendek sistemlerinde mevcuttur. Kıbrıs çevresinde görülen bu yapılar ile Pliny ve Strabo hendeklerindeki çok daha karmaşık şekiller, Anaximander denizdağı ve Florence yükselimi bölgesine doğru kolayca bağlanamaması nedeniyle sürekli dalma/batma zonu oluşturmamaktadırlar. Pliny/Strabo hendekleri Helenik yayının doğu sınırındadır. Bu yay ile ilişkili dalma-batma sürekliliği daha doğuda kolayca izlenememektedir. Gravite alanında gösterilmemesine rağmen, Kıbrıs gravite çiflinden tanınan Kıbrıs yayı, Rodos'a doğru Pliny/Strabo hendeklerine bağlanabilir ve Anaximander denizdağı/Florence yükselimi batimetrik sırtlan bunun işareti olarak kabul edilebilir.

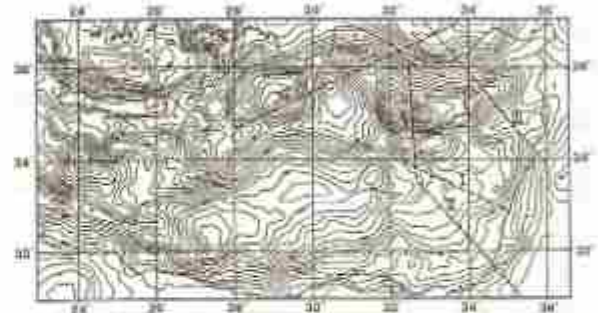
Doğu Akdenizdeki belli başlı jeolojik ve jeofiziksel çalışmalar son 20 yılda Allan ve Morelli (1971), Finetti

ve Morelli (1973), Lort (1977), Woodside ve Williams (1977) ve Morelli (1985) tarafından yapılmıştır. Doğu Akdeniz, KD-GB uzanan trend Herodotus abisal baseni olarak bilinir ve yaklaşık olarak 220 mGal Bouguer gravite değerindedir (Şekil 5).



Şekil 4: Doğu Akdeniz'in serbest hava gravite haritası (Woodside, 1977' den alınmıştır.)

Figure 4: Free-air gravity map of the eastern Mediterranean (From woodside, 1977)



Şekil 5: Doğu Akdeniz'in Bouguer gravite haritası (Makris ve Wang, 1994' den alınmıştır.)

Figure 5: Bouguer gravity map of the eastern Mediterranean (From Makris and Wang, 1994)

Gravite anomalisi değerleri doğuya doğru azalmaktadır. İsrail ve Lübnan kıyılarında 20 ile 80 mGal arasındadır. Gravitedeki bu azalma sediment kalınlığındaki artmadan dolayı olmalıdır. Gravite değerleri batimetrik yapılarla da bağlantılıdır. Örneğin, Rodos abisal düzlemi adanın güneyinde yaklaşık 4000 m derinliğe sahiptir ve Bouguer gravite değeri de 180 mGal civarındadır. Diğer yandan Anaximander denizdağı yalnızca 0-20 mGal ile belirlenir. Sediment kalınlığının ve yoğunluğunun tek başlarına gravitedeki bu ani değişimi açıklayamadığı görülmüştür. Buna ek olarak kabuk kalınlığının artması ve kıtasaldan okyanusal kabuğa geçiş de söz konusudur. Özellikle Kıbrıs adası ve Kıbrıs yayı kısmı kuvvetli pozitif gravite anomalileriyle 220 mGal değerlerle açığa çıkmıştır. Sismik çalışmalarda Kıbrıs'ın kabuğu yaklaşık 30-32 km kalınlıkta normal kıtasal kabuktan oluştuğu kalınlığındaki okyanusal kabuk, 6.7 km/s ortalama hızda ve 2.9-2.95 g/cm<sup>3</sup> yoğunluktadır. Batı Mısır kıyılarında tortular 5-6 km kalınlıktan Nil konisine ve İsraille doğru artarak hemen hemen 16 km' ye ulaşır. Diğer yandan Erastothenes denizdağı 24 km

kalınlıkta ve kıtasal yapıdadır. Levantin baseninde Eratosthenes' in güneydoğusunda 15 km' ye ulaşır. Sina kıyısı ile İsrail' in güney kıyılarına doğru 5 km' ye kadar azalır. Kıbrıs' ın güneyinde 2.82 g/cm<sup>3</sup> yoğunluktaki bu tabaka olasılıkla kıtasal kabuğun üst kısmıdır ve Levantin baseninde kaybolur. 2.9 g/cm<sup>3</sup> ortalama yoğunluklu okyanusal kabuk Levantin baseninin altında yaklaşık 6 km kalınlıktadır. Moho, Güney Türkiye' den 40 km derinlikten Kıbrıs' ın altında 32 km derinliğe düşer (Şekil 7). Eratosthenes' ten İsrail kıyılarına kadar olan profilde de (Şekil 8), yoğunluk modelleri sismik sonuçlarla ve manyetik modellerle sınırlandırılmıştır (Ben-Avraham ve diğ.,1993; Makris ve diğ.,1994). Tortu kalınlığı İsrail kıyılarından 5 km' den Levantin basenine doğru yaklaşık 10 km ulaşırken kuzeybatıya doğru tekrar inceler. Kristalin üst kabuk-kıtasal kabuk yoğunlukları 2.75 ve 2.86 g/cm<sup>3</sup> tür. Bu tabaka Levantin baseni altında yoktur. Levantin baseni altında okyanusal kabuk 2.95 g/cm<sup>3</sup> yoğunluğa ve kuvvetli manyetik süseptibiliteye sahiptir (Makris ve diğ.,1993). Moho derinliği Eratosthenes denizdağı altından yaklaşık 26 km den Levantin baseni altına doğru 20 km iner ve İsrail kıyılarına doğru da 27.5 km ulaşır.



Şekil 6: Doğu Akdeniz' in manyetik haritası (Makris ve diğ., 1994' den alınmıştır).

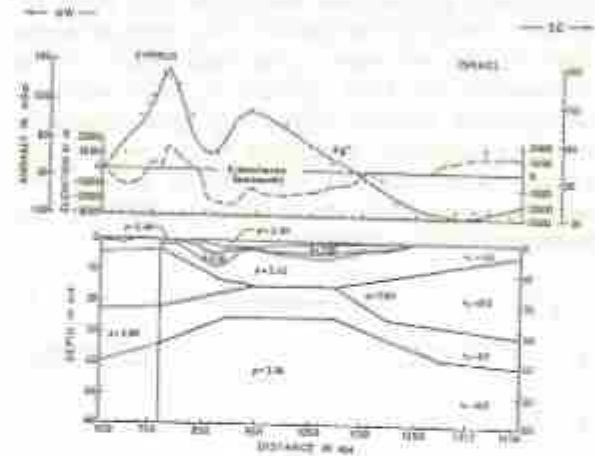
Figure 6: Magnetic map of the eastern Mediterranean (from Makris et al., 1994)

Yukarıdaki görüşlerin doğrultusunda Kıbrıs' ın kuzeydoğusundaki Suriye ile Türkiye arasındaki Profil 3' ün 2B gravite modellemesi yapılmıştır (Şekil 9). Troodos masifinin doğu uzantısı 2.9 g/cm<sup>3</sup> yoğunluklu olarak modellenmiştir. Türkiye ortalarına doğru kabuk kalınlığı 40 km civarındadır. Suriye' ye doğru kabuk kalınlığı artmaktadır. Aynı zamanda Rodos baseni, Anaximander denizdağları, Antalya baseni ve Türkiye' yi kateden Profil içinde 2B gravite modellemesi yapılmıştır (Şekil 10). Anaximander denizdağları bölgesi yaklaşık 30 km kalınlığında kıtasal bir kabuk olarak modellenmiştir. Rodos çukurunda 20 km kalınlığında bir okyanusal kabuk kalıntısı varsayılmıştır. Aynı durum Antalya baseni içinde geçerlidir fakat bu bölgenin durumu ofiyolitlerinde varlığı yüzünde daha iyi bir şekilde düşünülmelidir.

Derin sismikle ilgili ilk sonuçlar, Kıbrıs' ın batı ve güneyindeki bilgilerde 10 km den fazla kalınlığa sahip, az çok gözlenen manto ile oldukça yetersiz tanınan kabuk tabanını örten, değişik sedimentlerin izlenmesidir.

#### DOĞU AKDENİZ' DE SİSMİK ARAŞTIRMALAR

Bölgenin ilk tek kanal profilleri Woodside (1977) tarafından açıklanmış ve flexichoc kaynakları kullanılarak alınan çok kanallı sismik veriler ise Biju-Duval ve diğ. (1978) tarafından yorumlanmıştır. Woodside (1977)'in tek kanallı verileri bile Messinyen evaporitlerinin içine girmişlerdir ve Biju-Duval ve diğ. (1978) verileri tuz tabakasının altındaki yapıları yeterince çözmüştür. Örneğin Antalya basenindeki mümkün bindirmeler görüntülenebilmiştir.



Şekil 7: Profil 2 (Şekil 3) 'in iki boyutlu gravite modellemesi (Türkiye-Kıbrıs-Eratosthenes-İsrail arası). Yoğunluk g/cm<sup>3</sup>.

Figure 7: Two dimensional gravity modelling of the Profile 2 (Fig. 5) (Turkey-Cyprus-Eratosthenes-Israel). Density g/cm<sup>3</sup>.

(Lort., 1977). Levantin baseni için (sedimentler dahil) 25 km lik kabuk kalınlığı karasal ve okyanusal eğilimi kolayca ayrılabilen hız yapılarıyla kolayca ayırtlanmış bulunmaktadır (Şekil 11). Makris ve diğ. (1994) en son çalışmaları, Eratosthenes denizdağı boyunca Güney Kıbrıs' tan Levantin kıtasal kenarına kadar belirgin özelliği 6.0±0.2 km/s P dalga hızı ile üst kabuğun varlığını ortaya koymuşlardır. Levantin baseni yaklaşık 12 km sediment dolgusuyla örtülü (tabaka 3'ün benzeri) ve 6.7 km/s hızıyla yaklaşık 12 km kabuk materyalini içermektedir. Sismik, batimetrik ve gravite verilerinden çıkan sonuç Levantin baseninin kabuğunun okyanusal olduğu, yine belki de istisna teşkil eden kalınlığıdır. Bu kırılma modeli Kıbrıs yayı dalma zonunun açıkça yerini göstermez. Gravite verileri Eratosthenes denizdağı ve Kıbrıs yayı arasında uzandığını düşündürür, fakat sismik modelde bunun işaretini açıkça göremiyoruz. Belki de bu durumun açıklaması bu bölgenin bir kısmının okyanus kabuğunun olduğu ve Kıbrıs' ı Türkiye' den ayıran Kilikya baseninin aslen Mezozoik genişlemede şekillenmiştir.







## SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Günümüzdeki doğu Akdenizin mozayığı, Mezozoyikten beri Afrika-Avrasya yakınsama zonunda bu bölgenin geçirdiği karmaşık evrimin izlerini taşımaktadır. Bölgesel tektonik evrim önce kuzeye daha sonra güneye doğru atlayan birçok levha sınırları ile karakterize edilmektedir. Afrika kıtası batıda Hellenik dalma-batma zonunda Avrasya levhasının altında yitmektedir. Fakat Hellenik çukuru ve Doğu Anadolu transform fayının arasını birleştiren Pliny-Strabo çukuru ile Kıbrıs yayını oluşturan Anaximander denizdağları/Florence yükselimi/Güney Kıbrıs bölgelerinin morfolojisi Avrasya ile Afrika'nın sınırını meydana getirmektedir. Hellenik ve Kıbrıs yayları, Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki göreceli harekete diktir ve genelde birer dalma-batma zonlarıdır. Fakat Pliny-Strabo çukuru ile Doğu Anadolu transform fayı ise iki levha arasındaki göreceli harekete yarı paraleldir. Pliny-Strabo çukuru ve Doğu Anadolu transform fayı arasında varolan bölgenin dağılık ve düşük sismisite göstermektedir. Batimetrik ve gravite verileri Herodotus ve Rodos basenlerinin okyanusal kabuğa sahip olduğunu göstermektedir. Anaximander ve Eratosthenes deniz dağları ile Kıbrıs'ın altındaki kabuk yapısı kıtasaldır. Kıbrıs yayının arkasında kuzeydoğu Akdeniz'in en uç bölgesinde pull-apart basenleri (Adana, İskenderun ve Latakya) Doğu Anadolu transform fayının kolları üzerinde oluşmuştur. Kilikya ve Antalya basenleri ise daha çok açılma tektoniğinin etkisi altındadır. Türkiye ile Kıbrıs arasındaki basenlerin ve Anaximander denizdağları bölgelerinin hem neotektonik hemde kabuksal yapısının araştırılması gerekmektedir.

Doğu Akdeniz'de Eratosthenes denizdağı Kıbrıs ile Mısır arasında ilginç bir konuma sahiptir. Bu yapı kuzeyde Kıbrıs'ın, güneyde Levantin baseninin ve batıda ise Akdeniz sırtının altına dalmakta olan kıtasal bir bloktur. Kıbrıs ile İsrail arasındaki derin sismik etüdüleri yapılmış ve kabuk yapısı aydınlatılmış bulunmaktadır. Fazla bir deformasyona uğramaması ve güncel sedimentasyonun fazla olmaması nedeniyle jeolojik evrim ortaya çıkarılması ve kolayca Messinyen'e ulaşılabileceği yapılan çalışmalarla ortaya konmuştur. Bu açıdan ODP için ideal bir lokasyon olarak tanımlanmış ve üç sondaj yeri tesbit edilmiştir. Bu sondaj çalışmaları Mart 1995'te başlayacaktır.

## KAYNAKLAR

- Aksu, A.E., Ergün, M., Hall, J., Duman, M., Yazar, D. and Calan, T., 1992, Tectonic evolution of basins in northeastern Mediterranean sea, *Rapp. Comm. Int. Médit.*, 33, 2,112.
- Allen, T.D. and Morelli, C., 1971, A geophysical study of the Mediterranean sea, *Boll. Geofiz. Teor. ed Appl.*, 13(50), 99-142 plus 36 Mediterranean maps.
- Anastakis, G. and Kelling, G., 1991, Tectonic connection of the Hellenic and Cyprus arcs and related tectonic elements, *Marine Geology*, 97, 261-277.

- Ben-Avraham, Z., Kemplar, D. and Ginzburg, 1988, Plate convergence in the Cyprian arc, *Tectonophysics*, 146, 231-240.
- Biju-Duval, Letouzey J. and Montadert, 1978, Structure and evolution of the Mediterranean basin, In: L. Montadert et al., (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part I*, Washington (U.S. Government printing office), 951-984.
- Büyükkışkoğlu, S., 1979, Sismolojik verilere göre Anadolu ve doğu Akdeniz'de Avrasya/Afrika levha sınırlarının özellikleri, *Doktora Tezi*, İ.T.Ü. (İstanbul).
- Dewey, J. F., Hempton, M.R. Kidd, W.S.F. Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of eastern Anatolia a young collision zone. In: M.P. Coward and A.C. Reib (eds.), *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication 19, 3-36.
- Ergün, M., 1977, Magnetic studies in Cyprus and the İbiza peninsula (Turkey). Ph.D.Thesis, Lister University (England).
- Finetti and Morelli, C., 1973, Geophysical exploration of the Mediterranean Sea, *Boll. Geofiz. Teor. ed Appl.*, 15(60), 263-341.
- Kemplar, D., 1994, Tectonic patterns in the easternmost Mediterranean. Ph.D.Thesis, Hebrew University of Jerusalem (Israel), 137 p.
- Kemplar, D. and Garfunkel, Z., 1987, The tectonic evolution of the Cyprian arc, *Annales Tectonicae*, 1, 1, 58-71.
- Lort, J.M., 1977, Geophysics of the Mediterranean basin, In: A.E.M. Nairn, W.H. Kames and F.G. Sekis (eds.), *The ocean basins and margins, Vol.4A, The Eastern Mediterranean*, Plenum, Newyork, 151-213.
- Makris, J., Ben-Avraham, Z., Behle, A., Ginzburg, A., Giese, P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R.B. and Eleftheriou, S., 1983, Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 73(3), 373-391.
- Makris, J. and Wang, J., 1994, Bouguer gravity anomalies of the eastern Mediterranean sea, In: V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall (eds.), *Geological Structure of the Northeastern Mediterranean*, 87-98.
- Makris, J., Wang, J., Odintsov, S.D. and Udintsev, G.B., 1994, The magnetic field of the eastern Mediterranean sea, In: V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall (eds.), *Geological Structure of the Northeastern Mediterranean*, 75-85.
- MacKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 30(1), 109-185.
- Morelli, C., 1985, Geophysical contribution to knowledge of the Mediterranean crust, In: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, D.J. Stanley and F.C. Wezel (eds.), Springer-Verlag, Newyork, 65-82.
- Rattola, Y. and Kafka, A.L., 1982, Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region: subduction, collision and arc jumping, *J. Geophys. Res.*, 87(B9), 7694-7706.
- Woodside, J.M., 1977, Tectonic elements and crust of the eastern Mediterranean sea, *Mar. Geophys. Res.*, 3(3), 317-354.
- Woodside, J.M. and Williams, S.A., 1977, Geophysical data report of the eastern Mediterranean sea: RRS Shackleton cruises 3/72, 5/72, and 1/74. Unpublished Report of Department of Geodesy and Geophysics, Cambridge University, 225 p, plus 4 maps.



# İZMİT KÖRFEZİNİN YAPISAL VE SİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ

## The Structural and Seismic Features of İzmit Bay

Hayrettin KORAL\*, Ali Osman ÖNCEL\*\*

### ÖZET

Saha verileri İzmit körfezinin kademeli (en echelon) bir örnek sergileyen sağ yönlü doğrultu atımlı faylar boyunca ve fayların aşma gösterdiği yerlerde oluşan grabenlerden meydana geldiğini düşündürmektedir. Grabenleri oluşturan faylardan biri doğuda İzmit' te başlayıp KD-GB yönünde Marmaraya kadar uzanan ve Karamürsel' de yersel süreksizlik gösteren doğrultu atımlı faydır. Diğeri, yaklaşık olarak Hereke' de başlar İkkine paralel olarak batıya doğru devam eder. Bir başkası ise, İzmit' ten başlayarak diğer faylara paralel olarak doğuya doğru uzanır. İzmit Körfezinin tektoniği Marmara Denizinde gözlenen yapının değişik ölçekli benzer bir model olmakla birlikte, bazı farklılıklar da sunmaktadır. Gözlenen yapılar Marmara denizinin jeolojik tarihçesine ışık tutabilecek özelliktedir.

### ABSTRACT

The signature of field data suggests İzmit Bay is composed of separate basins formed along several dextral strike-slip faults. The grabens are considered to lie at overlapping sections of the faults which display an en echelon pattern. One of these faults begins from İzmit city and extends towards the Sea of Marmara in a NE-SW' ly direction. Another starts near Hereke and extends westwardly almost parallel to the first one. The other begins from İzmit city and extends eastwardly. The geometry of these faults is similar to, but also different from structure reported for Sea of Marmara. The difference is important in that it may provide clues to the structural evolution of Marmara sea.

### GİRİŞ

İzmit körfezi yıllardan beri coğrafik konumu, jeolojik ve yapısal özellikleri bakımından birçok yerli ve yabancı araştırmacının dikkatini çekmiştir (Örneğin Pavoni, 1961; Akartuna, 1968; Ketin, 1966, 1968, 1979, Brinkmann, 1976). Bu ilgi son yıllarda yoğunlaşarak artmaktadır (Örneğin Şengör et al., 1985; Barka and Cadinsky-Cade, 1989; Barga ve Yüksel, 1993). Çalışmalar çoğunlukla bölgenin jeolojisi, stratigrafisi ve körfezdeki genç çökellerin dağılımı ile ilgilidir. Bölgenin bazı yapısal öğelerini araştıran çalışmalar bulunmasına rağmen (Örneğin Barka and Cadinsky-Cade, 1989; Suzanne, 1990; Barga ve Yüksel, 1993), bölgenin özel tektoniğine yönelik çalışmalar azdır. Bu makale, bölgesel yapısal ve sismolojik verileri ilişkilendirerek değerlendirmeyi amaçlamaktadır.

İzmit Körfezi doğuya doğru yaklaşık 49 km uzanan Marmara Denizinin bir uzantısı şeklindedir (Şekil 1). Uzay görüntülerinde kuzey ve güney yamaçları dağlarla çevrili, birbirlerine dar boğazlarla bağlanmış geniş tekneler şeklinde gözlenir. Körfezin en dar yeri Tütüncüçük-Yüzbaşılar arası (Gölcük) yaklaşık olup, yaklaşık 2 km dir. En geniş yeri Hereke-Karamürsel arasında olup, 10 km genişliğe ulaşır. Körfezin en derin yeri 204 m derinlikle Ulaşlı açıklarıdır (Ergin and Yörük, 1990).

Körfez kıyıları 1-4 km arasında değişen sahil düzlükleriyle çevrelenmiştir. Sahil düzlükleri kuzey ve güneye gidildikçe yükselti kazanırlar. Körfezin Marmara Denizinden İzmit'e kadar uzanan kuzey kıyıları genelde yüksek kıyılardır. Bununla birlikte, dar alanlarda biriken yamaç molozuyla alçak kıyılar oluşmuştur. Körfezin güney kıyıları ise batıda Sarsu Deresi, Kılıç Dere ve Çay Dere, ortada Yalak dere, ve doğuda Kavaklı Deresi, Hisar Dere ve Batak Derenin oluşturduğu deltalarla çevrelenmiştir. Deltalar körfezin içine kamalar halinde ilerler.

### JEOMORFOLOJİ VE SU ALTI TOPOĞRAFYASI

\* İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar-İstanbul

\*\* İstanbul Üniversitesi, Jeolojik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar-İstanbul





Şekil 1: Çalışma alanının gösteren bulduru haritası

Figure 1: Location map for study area.

Körfezin orta kesiminde yer alan Yalak Derinin alüvyonları körfezin Dil Burnu ve Kara Burnu arasında önemli derecede daralmasına neden olur. Bu üç delta'nın oluşturduğu kıyı ovaları dışında körfezin güney kıyıları özellikle Karamürsel dolayında dik yamaçlıdır. Dik yamaçlı kıyıları boyunca, körfez batimetrisi de sarpır (Ergin and Yörük, 1990). Körfezin sarp kıyı topografyası doğuya doğru bir yayvanlaşma gösterir.

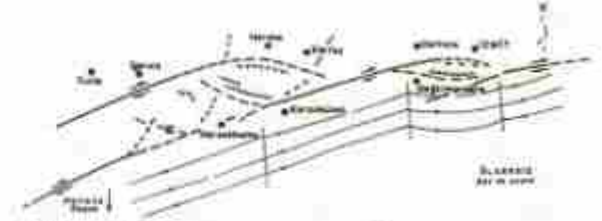
## JEOLJİ VE JEOLJİK YAPILAR

Izmit Körfezi Kuzey Anadolu Fay Zonunun kuzey kolu üzerinde bulunmaktadır. Fay zonunda bulunuşu körfezin oluşumunda tektonizmanın etkinliğini açıkça ortaya koyan bir ilişkidir.

Saha verileri, körfezin doğrultu atımlı Kuzey Anadolu fay zonunda iki yanı faylarla sınırlanmış doğu-batı yönünde uzanan dar uzun çukurluklar oluşturan grabenlerden oluştuğunu düşündürmektedir (Şekil 2). Grabenlerden en doğuda olanı körfezin doğu ucundaki alüvyondan başlayarak Derinceye kadar devam etmektedir. Diğer bir graben Değirmendere'nin batısından başlar ve Dil (Hersek) Burnuna kadar devam eder. Bir başkası ise Dil Burnunun batısından başlayarak Marmaradaki graben sistemine doğru uzanır. Grabenlerin kuzey ve güney kanatları normal faylarla sınırlanmıştır. Normal faylardan bazıları deniz tabanına ulaşan aktif faylardır; diğerleri ise genç çökelleri etkilememişlerdir (Özhan ve diğ., 1985).

Izmit körfezinde gözlenen graben sistemleri birbirlerine paralel, fakat kademeli (en echelon) örnek gösteren yanıl atımlı faylar boyunca gelişmiştir (Şekil 2). Yazarlardan birinin (Koral) bir başka yayınımda da inceleme konusu edildiği gibi faylardan biri doğuda Izmitte başlayan KD-GB yönünde Marmara'ya kadar uzanan ve Karamürsel'de süreksizlik gösteren doğrultu atımlı faydır. Bu fay aynı zamanda Karamürsel fayı olarak isimlendirilmektedir. Diğer ise yaklaşık olarak Hereke'

de başlayan diğer faya paralel olarak devam eden doğrultu atımlı faydır. Diğer bir fay Izmit civarında başlayarak KD-GB doğrultusunda doğuya doğru uzanır. Doğrultu atımlı faylar normal atımı egemen olan faylara dönüşerek sonlanırlar (Şekil 2). Faylanmanın bu özelliği kireçtaşı gibi litolojilerde belirgin bir şekilde görünmektedir. Tahakalar fleksürel biçimde birbirleri üzerinde normal atımı karşılayacak bir şekilde hareket etmişlerdir.



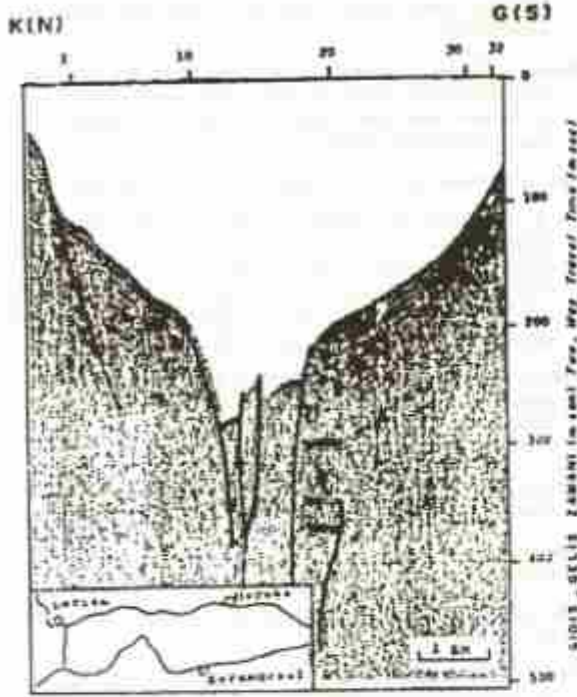
Şekil 2: Izmit Körfezi'nin ana yapısal özelliklerini gösteren şematik kesit. Kesikli çizgiler olasılık fayları göstermektedir.

Figure 2: Schematic cross-section showing main structural features in Izmit Bay. Dashed lines indicate possible fault planes.

Fayların süreksiz olmaları ve en echelon örnek sunmaları körfez boyunca bazı başka küçük havzaların oluşumunda etkili olmuştur. Buna örnek olarak Derince'den Karamürsel'e kadar uzanan Karamürsel fayı örnek gösterilebilir. Fayın Dil (Hersek) Burnu girişinde süreksizliği nedeniyle burnun hemen batısında küçük bir graben oluşmuştur (Şekil 2). Benzer bir süreksizlik Çatal Burnun batısında tekrarlanmıştır. Her iki graben doğuya eğimli yayvan surlarla ayrılmıştır. Surların masif bir özellik taşıyan birimlerden oluştuğu sismik verilerden belirlenmiştir (Özhan ve diğ., 1985).

Bölgedeki fayların derinde tek bir fayda birleşme eğilimleri, körfezi K-G yönünde kesen bazı sismik profillerde gözlemlenmiş ve bu nodenle Kuzey Anadolu fayı için negatif bir çöcek yapısı önerilmiştir (Şekil 3) (Bargu ve Yüksel, 1993). Doğrultu atımlı faylar, körfezi oluşturan grabenler dolayında normal atımı baskın bir özellik sergilemektedir. Bu özellik körfez boyunca alınan sismik profiller ve yapılan saha araştırmalarında gözlenmektedir.

Tektonik hareketler körfez çökellerinde sismik ve kronolojik yöntemlerle belirlenen yersel uyumsuzlukların oluşumunda etkin olmuştur. Sismik çalışmalar çökellerde üç farklı uyumsuzluk belirlemiştir (Özhan ve diğ., 1985). Bu uyumsuzlukların bölgesellik sergilemeleri, bunların tektonik olaylar sonucunda oluşabileceğini aklı getirmektedir. Ayrıca, Yalak Derinin körfeze döküldüğü yerde oluşan alüvyon'un Hersek Burnu güneyinden geçen faylanmanın etkisiyle sağ yönlü olarak ötelendiği görüntüsü (Yücel Yılmaz, 1994, sözlü görüşme) güncel tektonizmanın diğer bir bulgusudur.



Şekil 3: İzmit körfezindeki fay geometrisi (Bargu ve Yüksel)   
 Figure 3: Geometry of faults in Izmit Bay (Bargu and Yüksel, 1994)

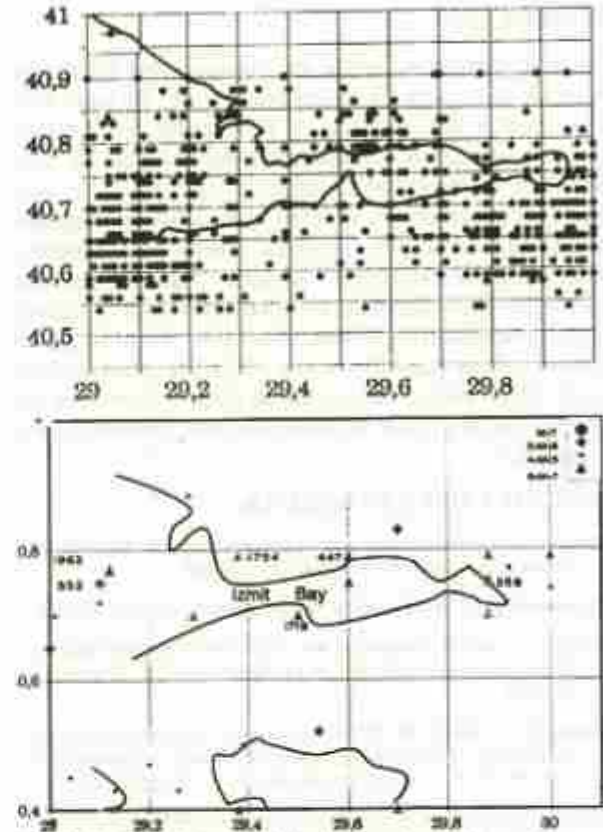
### SİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Izmit körfezinin sismik verileri körfezin yapısal özellikleriyle uyumlu bir örnek sergilemektedir (Şekil 4). Mikrodepremler körfezin çevresinde yoğunlaşmaktadır ve özellikle güney kıyılarda kuzeye nispeten sayıca daha fazladır. Ayrıca, körfezi ikiye bölen İzmitten Marmaraya uzanan yaklaşık D-B yönünde bir çizgi boyunca mikrodepremler gözlenmektedir. Körfezin çöküntü alanlarında mikro-deprem sayısındaki önemli sayıda bir azalma ise dikkat çekicidir (Şekil 4a).

Körfez kıyılarında kaydedilen mikro depremler körfezi sınırlayan faylarla, özellikle doğrultu atımlı faylarla, ilişkili gibi görülmektedir. Deprem sayısında güney kıyıda kuzeydekine göre artış, bu kesimin çok daha aktif oluşuyla açıklanabilir. Mikro depremlerin çöküntü havzalarındaki sayıca azlığı, buna karşın körfez çevresine yoğunlaşması yersel bir sismik suskunluğu (sismik gap) gösterebileceği gibi, körfezi çevreleyen fayların göreceli aktifliğini de işaret edebilir. Körfezi ikiye bölen bir çizgi boyunca izlenen az sayıda mikro-depremler, nedeni pek anlaşılmanakla birlikte, Kuzey Anadolu Fayının derin bir bileşeninden kaynaklanabilir.

Körfezde tarihsel ve aletsel dönemde gözlenen orta ve büyük ölçekli depremler, mikro depremlerden farklı olarak, körfezin yapısını oluşturan doğrultu atımlı faylar boyunca yoğunlaşmış görüntüsü vermektedir (Şekil 4b).

Bunlara örnek olarak  $M_s \geq 6.9$ ' den daha büyük olan 358,



Şekil 4: İzmit Körfezi çevresinde kaydedilen a) mikro deprem b) tarihsel ve aletsel dönemde kaydedilen orta ve büyük çöktümlü depremler.

Figure 4: Micro-seismicity and medium-large earthquakes observed in Izmit Bay.

(Soyal 447, 553, 1754, 1719 ve 1894 gibi tarihsel depremler ve Yalova-Çınarcık ( $M_s=6.3$ , 1963) depremi verilebilir ve diğ., 1981). Söz konusu orta-büyük ölçekli depremlerden sadece ikisi körfezi yaklaşık ikiye bölen çizgisellik boyunca meydana gelmiştir. Diğerleri kademeli (en echelon) örnek gösteren doğrultu atımlı fay boyunca meydana gelmiştir. Magnitüdüleri  $M_s \geq 6.9$  olan depremlerin etki alanlarının İstanbul ve Bursa' ya kadar uzanması diğer ilgi çekici bir özelliktir.

Evans ve diğerleri (1985) deprem odakları için yapıları birleştirilmiş fay düzlemi çözümlerinde (composite fault plane solution) doğrultu atım bileşeni olan normal faylanmalar tesbit etmişlerdir. Bu bulgular KAFZ' nun açılma zonuna girdiğini ve bölgede gözlenen normal faylanmaları desteklemektedir. Sapanca gölü doğusunda mikro depremler üzerinde yapılan benzer bir çalışmada İlio vd. (1989) da normal faylanmaların varlığı belirlenmiştir. Bu güzergahta bulunan Yalova Çınarcık (1963) depreminin fay



düzlemi çözümünün normal faylanma göstermesi bölgede genişleme tektoniğinin bir bulgusu olabilir (Canitez ve Üçer, 1967, Jackson ve McKenzie, 1987).

## SONUÇLAR

Saha ve deprem verilerine dayanılarak İzmit körfezinin tektonik yapısı için bir model önerilmiştir. Bu yapı, Kuzey Anadolu fayı boyunca en echelon bir örnek sunan fayların geometrik düzenlenmesinden oluşan ve birbirleriyle dar boğazlarla bağlantılı olan başlıca üç grabendir. Grabenler, en echelon atım gösteren doğrultu atımlı fay sistemleri boyunca gelişmiştir. Bölgesel mikro-deprem dağılımı körfezin güney kıyısını sınırlayan fayın kuzeydekine göre daha aktif olduğunu akla getirmektedir. Mikro depremler hem doğrultu hemde normal atımlı fay zonları üzerinde gözlenmektedirler. Buna karşın, orta ve büyük şiddetli depremler ise doğrultu atımlı faylar boyunca oluşmuş izlenimi uyandırmaktadır.

## DEĞİNİLENEN KAYNAKLAR

- Akartuna, M., 1968, *Armutlu yarımadasının jeolojisi*. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri., 20, 105.
- Brinkmann, R., 1976, *Geology of Turkey*, Elsevier, Amsterdam, 158p.
- Barka, A.A., and K. Kadinsky-Cade, 1988, *Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity*, *Tectonics*, 7, 663-684.
- Bargu, S. ve Yüksel, A., 1993, *İzmit körfezi Kuvaterner deniz dibi çökellerinin stratigrafik ve yapısal özellikleri ile kalınlıklarının dağılımı*, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 8, 169-187, 1993.
- Canitez, N. and Üçer, S.B., 1967, *Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia*, *Tectonophysics*, 225-244.
- Ergin, M. and Yörük, R., 1990, *Distribution and texture of the bottom sediments in semi-closed coastal inlet, İzmit Bay from the eastern sea of Marmara (Turkey)*, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30, 647-654.
- Evans, R., Atıdeh, I., Crampin, S. and Üçer, S.B., 1985, *Tectonics of the Marmara Sea Region of Turkey: New evidence from micro-earthquake fault plane solutions*, *Geophysical Journal of Research Astronomical Society*, 81, 47-60.
- Koral ve Eryılmaz (yayıma hazırlanıyor) *İzmit körfezi tektoniği*.
- Lio, Y., Naktigani, K., Gürbüz, C. and Üçer S.B., 1989, *Micro-seismic activity around the western extension of the 1967 Mudurnu Earthquake Fault*, *Multidisciplinary Research on the fault activity in the western part of the North Anatolian Fault zone*, 2. (Eds. Y. Honkara and A.M. Işıkara) *Turkey. Inst. Tech. and İ.U. Kandilli Obs. and E.R.I.*, 57-66.
- Jackson, J. and McKenzie, D.P., 1987, *The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East*, *Geophysical Journal*, 93, 45-73.
- Ketin, I., 1966, *Tectonic units of Anatolia*, *Bulletin of Mineralogical Research Exploration Institute, Ankara*, 66, 1-42.
- Ketin, I., 1968, *Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler*, *MTA Enst. Dergisi*, 71, 129-134.
- Ketin, I., 1979, *Kuzey Anadolu fayı hakkında*, *MTA Enst. Dergisi*, 72, 1-27.
- Özhan, G., Kavakçı, S., Çete, M., Karşıoğlu, C., 1983, *Marmara Denizi-İzmit Körfezi yüksek ayırılmış suş simik etüdü raporu*, *MTA Jeofizik Etüdüleri Dairesi Başkanlığı*.
- Soysal, H., Sipahioglu, S., Kolçak, D., Altınok, Y., 1981, *Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu*, *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu* 341, 122.
- Suzanne, P., Lyberis, N., Chorowicz, J., Nurlu, M., Yürür, T., et Kazapoğlu, E., 1990, *La geometrie de la faille nord anatolienne a partir d'images Inadaat-AGS*, *Bulletin Society Geological France*, 4, 589-599.
- Yengül, AMC, N., Görür, and F. Şaroğlu, 1985, *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study*, *SEPM Special pub.*, 37, 227-264.



# KARADENİZ'İN AÇILMASI VE BUNUN ÇEVRE BÖLGELER ÜZERİNDEKİ ETKİSİ<sup>1</sup>

## Kinematic History of the Opening of the Black Sea and its effect on the Surrounding Regions.

Aral I. OKAY\*, A.M. Celal ŞENGÖR\* ve Naci GÖRÜR\*

### ÖZET

Karadeniz birbirinden Karadeniz Ortası Sırtı ile ayrılmış iki okyanusal havzadan oluşur. Bunlardan doğu-batı uzanımını Batı Karadeniz havzası, Kretase'de İstanbul Zonu'nun günümüz Odessa Şelfi'nden kopmasıyla bir yay-ardı rift havzası olarak açılmıştır. Önceleri batıdaki Moezya Platformu ile bitişik olan İstanbul Zonu, Geç Kretase-Paleosen döneminde iki transform fay (sağ atımlı Batı Karadeniz, sol atımlı Batı Kırım fayları) boyunca Odessa Şelfine göre güneye kaymıştır. Erken Eosen'de bu zonun güneydeki Sakarya Zonu ile çarpışması sonucu, Karadeniz'deki gerilme rejimi sona ermiş, ve Batı Karadeniz ile Batı Kırım fayları doğrultu atımlı faylar olarak işlevlerini yitirmiştir. Karadeniz'deki ikinci okyanusal havza olan, Doğu Karadeniz havzası, Doğu Karadeniz Bloğu'nun Kırım'ın kuzeyinde yer alan bir dönme kutbu çevresinde saat yönünün tersi istikametinde dönmesi sonucu açılmıştır. Bu blok, Batı Kırım Fayı, Doğu Karadeniz'in güney kenarı ve Büyük Kafkaslar'ın güney cephe bindirmeleri ile sınırlanmıştır. Doğu Karadeniz Bloğu'nun dönmesi Batı Karadeniz havzasının riftleşmesi ile aynı zamanda başlamakta beraber, dönme Miyosen'e kadar sürmüştür ve bu olay Büyük Kafkaslar'da sürekli bir sıkılaşmaya yol açmıştır.

### ABSTRACT

The Black Sea consists of two oceanic basins separated by the Mid-Black Sea ridge. The east-west orientated West Black Sea basin opened as a back-arc rift in the Cretaceous by tearing a Hercynian continental sliver, called the Istanbul Zone, from the present day Odessa shelf. The Istanbul Zone, that was initially contiguous with the Moesian Platform in the west, moved south during the Late Cretaceous-Paleocene with respect to the Odessa shelf along two transform faults: the dextral West Black Sea and the sinistral West Crimean faults. It collided in the Early Eocene with a Cimmeride zone in the south thereby ending the extension in the western Black Sea and deactivating both the West Black Sea and the West Crimean faults as strike-slip faults. The opening of the East Black Sea basin was the result of the anticlockwise rotation of an East Black Sea Block around a rotation pole located north of the Crimea. The East Black Sea Block was bounded by the West Crimean Fault, the southern margin of the eastern Black Sea and the southern frontal thrusts of the Greater Caucasus. The rotation of the East Black Sea Block was contemporaneous with the rifting of the West Black Sea basin but lasted until the Miocene resulting in continuous compression along the Greater Caucasus.

### GİRİŞ

Karadeniz, %70'i şelf kenarından daha derinde olan ve maksimum su derinliği 2206 metreyi bulan (Ross ve diğ.,1974) 423 000 km<sup>2</sup> büyüklükte elips şeklinde bir havzadır. Çok kanallı derin sismik yansıma ve kırılma ile gravite ve manyetik verileri, Karadeniz'in doğu ve batı havzalarının okyanusal kabuğa sahip fakat farklı yapısal özellikte olduklarını gösterir (örn., Lotouzey ve diğ.,1977; Tugolosev ve diğ.,1985; Finetti ve diğ.,1988). Batı Karadeniz Havzası 14 km' yi aşkın kalınlıkta, deforme olmamış, muhtemelen Kretase-Holosen yaşta bir çökel dolgu içerir, ve 12 km' den daha az kalınlıkta bir çökel örtüye sahip Doğu

Karadeniz Havzası'ndan incelenmiş kıtasal kabuktan oluşan Karadeniz Ortası Sırtı ile ayrılır (Şekil 1). Karadeniz Ortası Sırtı ile Doğu Karadeniz Havzası, Batı Karadeniz Havzası'nın aksine, çok sayıda fay tarafından kesilmiştir. (Finetti ve diğ.,1988). Karadeniz'in Kretase'de Rodop-Pontid volkanik yayının arkasında bir yay-ardı havzası olarak açıldığı ve Bulgaristan'da şimdi kapanmış bulunan Srendnogorie Zonu ile devamlılık gösterdiği genel olarak kabul edilmektedir (Boccalotti, ve diğ.,1974; Robertson ve Dixon,1984; Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Görür,1988). Bununla birlikte, açılmanın ayrıntılı kinematığı ve Karadeniz'in iki yarısında gözlenen farklı yapısal özelliklerin kökeni bilinme-

<sup>1</sup> Geology (c.22,s.267-270) dergisinde 1994 yılında yayınlanan bu makale Nuran Sarica tarafından Türkçe'ye çevrilmiştir.

\* İTÜ Maden Fak. Genel Jeoloji Anabilimdalı

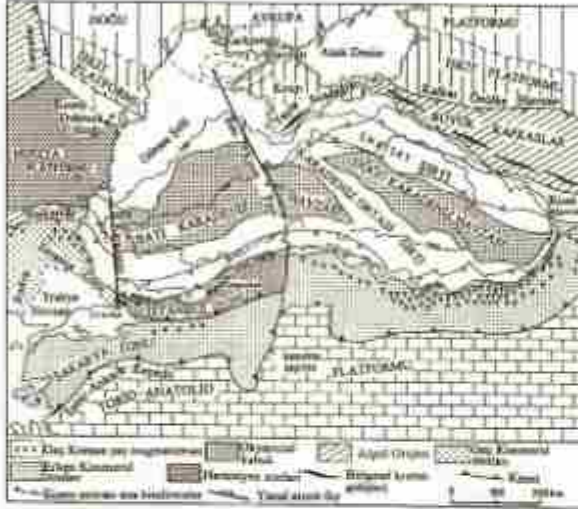


mektedir. Bu makalede Karadeniz bölgesinin jeolojik ve jeofizik verilerine dayanılarak Karadeniz'in açılmasına ilişkin kinematik bir model önermektedir.

## KARADENİZ'İN ÇEVRESİNİN TEKTONİĞİ

Karadeniz'i batıdan çevreleyen karasal alanda kenet veya büyük faylarla ayrılmış, Hersiniyen, erken (Geç Triyas-Erken Jura) ve geç Kimmerid (Jura-Erken Kretase) deformatyonlarının etkin olduğu tektonik zonlar bulunur (Şekil 1).

Bunlardan Karadeniz'in açılması ile ilgili olanlar aşağıda tanımlanmıştır.



Şekil 1: Karadeniz Bölgesi'nin tektonik haritası (Şengör ve Yılmaz, 1981; Taşoğlu ve diğ., 1985; Finetti ve diğ., 1988; Okay, 1989). Batı Karadeniz ve Batı Karım fayları üzerindeki çubuklar sırasıyla Dachev ve diğ. (1988) ve Finetti ve diğ. (1988) den alınan stromik kesitlerin göstermektedir. Moerzya Platformu'nun güneyindeki sıyah noktalar platformun stratigrafisi için kullanılan sondaj kaya yerlerini işaret eder (Bak Şekil 2). Kuzey-ışık kuzeyindeki eğrisel eğriler Korkinitsky Havzası'na Üst Kretase-Alt Milyosen Çökel alınışlarının verisi (Vinogradov, 1966, 1968). Karadeniz'deki derinlik izopak eğrileri metre cinsinden verilmiştir.

### Hersiniyen Tektonik Zonları

İstanbul Zonu ve Moerzya Platformu Ordovisiyen-Karbonifer yaşta kalın bir pasif kıta kenarı istifi ile karakterize edilir (Şekil 2; Tokay, 1952; Haas, 1968; Sandulescu, 1978; Dachev ve diğ., 1988). Bu istif, Karbonifer-Permiyen zaman aralığında deforme olmuş ve özellikle İstanbul'un (e.g., Özdemir, 1981) ve Moerzya Platformu'nun doğu kesimlerinde iyi gelişmiş bir Triyas çökel istifiyle uyumsuz olarak örtülmüştür.

Moerzya Platformu'nu oluşturan Paleozoyik istifini, batıda Bulgaristan'daki Kravstides tektonik birimindeki (Sandulescu, 1978) ve Avusturya'da Karnik Alplerindeki istifler ile, doğuda ise İskit Platformu ve güney Ural istifleri (Zonenshain ve diğ., 1984) ile dengeştirmek mümkündür. Bu istifler Lavrasya'nın güney kenarı

boyunca bir kuşak oluşturur. Buna karşın, İstanbul Zonu'nu temsil eden Paleozoyik istif, çevresindeki tektonik birimlere yabancıdır. İstanbul Zonu batıda geç Jura deformatyonu ve metamorfizması gösteren Istranca Zonu ile sınırlanmıştır. Istranca Zonu'nun bölgesel metamorfizmaya uğramış kırıntılı Triyas çökelileri ile İstanbul Zonu'nun metamorfizma geçirmemiş Karbonifer flişi arasındaki dokanak boyunca, bu dokanağın bir okyanusal kenet olduğunu gösteren kayalar (örneğin, serpantin, spilit, çört vb.) mevcut değildir. Bu iki zon arasındaki dokanak, Çatalca çevresinde 17 km genişlikte bir kuşak oluşturan deforme olmamış Orta Eosen kireçtaşı ve marnları ile örtülmüştür (Şekil 1). Güneyde İstanbul Zonu, otokton Paleozoyik çökel kayalar içermeyen Sakarya Zonu'ndan İç Pontid Kenedi ile ayrılır. Sakarya Zonu Geç Triyas'ta yoğun bir deformatyon ve metamorfizmaya maruz kalmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989). Doğu-batı yölenmiş İç Pontid Kenedi (Şekil 1'de İstanbul Zonu'nun güneyinde bir-dirme sembolü ile gösterilmiştir), serpantin, mavşist, bazik volkanik kayalar ile, İstanbul ve Sakarya zonlarının Orta Paleosen'den sonra biraraya geldiğini gösteren, Üst Kretase-Orta Paleosen pelajik kireçtaşları ile tanımlanır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tansel, 1994). İstanbul Zonu'nun Sakarya Zonu ile olan doğu dokanağı az bilinmektedir. Bununla birlikte bu dokanağın lokasyonu, İstanbul Zonu'nun Paleozoyik kayalarının en doğu mostrası ile Sakarya Zonu'nun deforme olmuş, kısmen metamorfize Triyas flişi ve volkanik kayaları arasındaki sınır olarak Şekil 1'in ölçeğinde hassas olarak gösterilebilir.

İstanbul Zonu'nun Paleozoyik (Evans ve diğ., 1991) ve Triyas (Saribudak ve diğ., 1989; Theveniaut, 1993) kayalarından elde edilen paleo-enlemler Lavrasya'nın güney paleomanyetik kutup yörüngesi ile uyumludur. Bu da, doğuda Ural, batıda Hersiniyen kesimleriyle olası bir sürekliliğe sahip İstanbul Zonu'nun, en azından Triyas sonuna kadar Lavrasya'nın güney kenarının bir parçası olduğunu göstermektedir.

### Erken Kimmerid Tektonik Zonları

Kuzey Anadolu'da Sakarya Zonu'nun temelini, Karakaya Karmaşığı olarak adlandırılan yoğun deformatyon ve yerel metamorfizma geçirmiş Paleo-Tetis'e ait Permiyen-Triyas yaşta aktif kıta kenarı birimleri oluşturmaktadır (Şengör ve diğ., 1984; Okay ve diğ., 1991). Karakaya Karmaşığı'nda ana deformatyon ve metamorfizmanın yaşı en Geç Triyas'tır ve Karmaşığa ait kayalar Alt-Orta Jura molasik kumtaşları tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil 2; Saner, 1980). Bu kumtaşları üste doğru Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşlarına ve volkanik arakatlı Üst Kretase flişine geçer. Sakarya Zonu'nun kuzey kesimindeki Üst Kretase çökellerinde volkanik ve volkanoklastik kayalar önem kazanır; bu kayalar kuzeye doğru dalan Neo-Tetis okyanusunun üstünde And-tipi bir aktif kıta kenarının



oluşumunu gösterir. Sakarya Zonu güneyde, Apulia-Godwana kıtasına bağlı Anatolid-Torid Platformu'ndan İzmir-Ankara Kenedi ile ayrılır.

Karadeniz çevresinde Orta Mesozoyik deformasyonu gösteren diğer iki bölge Kırım' daki Yayla Sıradağları ve Kuzey Dobruca Bloğu' dur. Kuzey Dobruca' da, karmaşık bir deformasyon sergileyen Triyas ve Jura yaşta çökel kayaları ve volkanikler, Senomaniyen sedimanları tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (Sandulescu, 1978). Kuzey Dobruca Bloğu' ndaki deformasyon, Bloğu saran Tornquist-Tesseyre fay sistemine bağlı fayların muhtemel transpresif hareketi sonucunda oluşmuştur (Gradinaru, 1984). Kırım' daki Yayla Sıradağları' nda, muhtemelen İstanbul-tipi Paleozoyik-Triyas istifi üstünde tektonik bir dokanakla duran, kalın, deforme Triyas-Alt Jura Tauridian flişi yer alır; bu fliş Orta Jura-Paleosen istifi ile uyumsuz olarak örtülür (Kotanski, 1978).

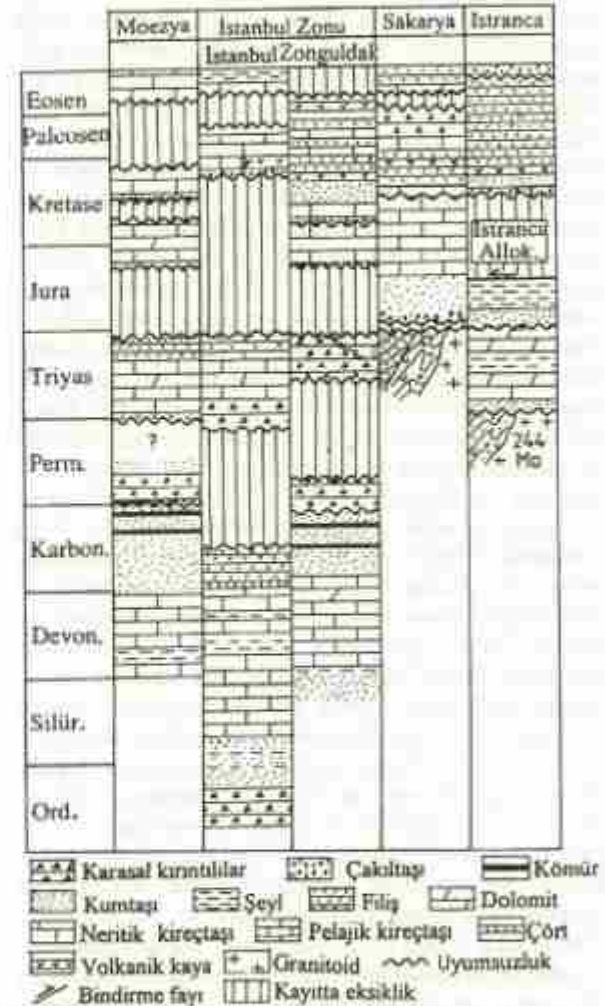
### Geç Kimmerid Tektonik Zonları

Rodop Masifi' nin uzantısı olan, Trakya ve Bulgaristan' daki Istranca Zonu otokton ve allokton birimler kapsar (Aydın, 1974; Chatalov, 1988). Istranca otoktonunun temelini Hersiniyen granitleri (sokulum yaşı yaklaşık 244 My) oluşturur. Bunun üzerine gelen görelî olarak ince, Alt Triyas-Orta Jura sığ denizel istifi, alloktonu oluşturan volkanik ve karbonat arakatlı fliş tipi Triyas çökelileri tarafından tektonik dokanakla üzerlenmektedir. İstifin tamamı Geç Triyas-Erken Kretase aralığında yarı sürekli deformasyon ve metamorfizmaya maruz kalmıştır, bununla ilgili veriler güneyde Istranca naplarından kuzeydeki Troyan-Luda-Karçiya Zonu' na doğru gittikçe gençleşen fliş istifleridir (kendi gözlemlerimiz ve buna dayalı olarak Peybernes ve diğ. (1989) ile Tchoumatchenco ve diğ. (1992)' nden yeniden yorumlanan veriler). Tüm bu istif Srednogoria magmatik yayına ait volkanosedimanter seriler ile uyumsuz olarak örtülür.

### TEKTONİK MODEL

Burada önerdiğimiz modelde, Kretase' ye kadar İstanbul Zonu Moezya Platformu ve Kırım arasındaki Odessa şelfinin hemen güneyinde yer almaktadır (Şekil 3A), Apsiyen-Albiyen döneminde İstanbul Zonu riftleşmiş (Görür, 1988), iki transform fayla sınırlanan bir kıta parçası olarak güneye doğru kaymış, ve arkasında Batı Karadeniz Havzası açılmıştır. Bununla ilgili veriler Moezya Platformu ile İstanbul Zonu arasındaki yakın stratigrafik benzerlik (Şekil 2), İstanbul Zonu'nun Odessa şelfi ile olan morfolojik uyumu, ve Karadeniz'de yapılmış sismik kesitlerde, uzantıları İstanbul Zonu' nu sınırlayan iki ana transform fayın görülmesidir (Finetti ve diğ.1988; Şekil 1). Karadeniz'in batısını sınırlayan 270 km uzunluğunda sağ yanaf atımlı fayın kuzey kısmı Bulgaristan şelfinde yapılmış sismik hatlarda tanımlanabilir (Dachev ve diğ.,

1988). Bu şelfin sınırında, riftleşmiş ve ısısal olarak çöken kıta kenarlarından farklı olarak, Üst Triyas (Dachev ve diğ.,1988; Şekil 11) ve Üst Kretase'nin üstü arasındaki istifte ani bir kalınlık değişimi vardır. Bu makalede Batı Karadeniz Fayı olarak adlanan bu fay büyük bir ihtimalle İstanbul' un batısında karaya çıkar, ve İstanbul ile Istranca zonları arasındaki, deforme olmamış Orta Eosen çökelileri tarafından örtülmüş, tektonik dokanaklı oluşturur (Şekil 1). Karadenizin çevresindeki alanlardaki riftleşme ile ilgili stratigrafik verilere dayanarak (Görür,1988), bu fayın Erken Kretase'de (Apsiyen-Albiyen) faaliyete geçtiği söylenebilir.



Şekil 2: Moezya Platformu'nun güneydoğu kısmının (bundaj kayı verileri Dachev ve diğ. (1988)' den alınmıştır, Şekil 1), İstanbul (Flax, 1968) ve Zonguldak (Tokay 1952) bölgelerindeki İstanbul Zonu' nun, Sakarya (Sener, 1980) ve Istranca zonlarının (Aydın, 1974; Chatalov, 1988) karşılaştırılmış stratigrafik sütun kesitleri.

İstanbul Zonu' nun doğu sınırını Batı Kırım Fayı belirlemektedir. Bu büyük transform fay, sismik yansıma kesitlerinde Kırım şelfinin batısından 300 km güneye, okyanusal Batı Karadeniz Havzası' nın güneyine kadar izlenebilir. Batı Kırım Fayı bu havzada yaşları Miyoc-









Okay, A.L. ve Tansel, İ.1993, New data on the upper age of the Intra-Pontide ocean from north of Şarkış (Thrace). *Bulletin of the Mineral Research Exploration Institute of Turkey*, 114, 24-26.

Özdemir, U.1981, Microfauna and biostratigraphy of the Tepeliy Triassic in Kocaeli Peninsula. *Bulletin of the Mineral Research Exploration Institute of Turkey*, 77, 57-98.

Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E.1984, Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society Special Publication*, no. 17, 1-74.

Ross, D.A., Uckupi, E., Prada, K.E. ve MacIrvine, J.C.1974, Bathymetry and microtopography of Black Sea. *Degens, E.T. and Ross, D.D. eds., The Black Sea Geology, Chemistry and Biology. AAPG Memoir* 20, 1-10.

Sandulescu, M.1978, The Moesian Platform and the North Dobrogean Orogen. *The Balkans, Lemoine, M., ed., Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas*. Elsevier, Amsterdam, 427-460.

Sanver, S.1980, Paleogeography and the depositional characteristics of the Jurassic and post-Jurassic deposits in the Mudurnu-Göynük basin (in Turkish). *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 23, 39-52.

Sarıbulak, M., Sanver, M. ve Panat, E.1989, Location of western Pontides, NW Turkey, during Triassic time: preliminary palaeomagnetic results. *Geophysical Journal*, 96, 43-50.

Şengör, A.M.C.1998, A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society Special Publication*, no. 49, 797-834.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75,181-241.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Sungurlu, Ö.1984, Tectonics of the Mediterranean-Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *Special Publication of the Geological Society*, no.17, 77-112.

Theveniaut, H.1993, Evolution de la Téthys occidentale et de la Pangée au Trias. *Doktora tezi*. Paris VII Üniversitesi.

Tokay, M.1952, Geologie de la région de Ispir (Zonguldak, Turquie de Nord). *Bulletin of the Mineral research Exploration Institute of Turkey*, 46/47, 46-63.

Tugolesov, D.A., Gorskuy, A.S., Meymer, L.B., Solov'ev, V.V. ve Khakhalev, Y.M.1985, The tectonics of the Black Sea trough. *Geotectonics*, 19, 435-445.

Vinogradov, A.P. (ed.) 1968, Atlas of lithological-paleogeographical maps of the USSR, Vol. III (Triassic, Jurassic and Cretaceous). Ministry of Geology of the USSR, Moscow.

Vinogradov, A.P. (ed.) 1966, Atlas of the lithological-paleogeographical maps of the USSR, Vol. IV (Paleogene, Neogene, Quaternary). Ministry of Geology of the USSR, Moscow.

Westphal, M., Bushenov, M.L., Lauer, J.P., Pechersky, D.M. ve Sibuet, J.C.1986, Palaeomagnetic implications in the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 37-82.

Zonenshain, L.P., Korincenky, V.G., Kazmin, Pechersky, D.M., Khain, V.V., ve Matveenko, V.V.1984, Plate tectonic model of the south Ural's development. *Tectonophysics*, 109, 95-133.

Zonenshain, L.P. ve Le Pichon, X.1986, Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123,181-212.



# SAROS KÖRFEZİ BÖLGESİNİN TEKTONİĞİ VE YAPISI

## Tectonics and Structure of the Saros Bay Area

Coşkun SARI\*, Erdeniz ÖZEL\* ve Mustafa ERGÜN\*

### ÖZET

Genişleme ve transform hareketleri ile beraber Kuzey Ege ve Marmara Denizi havzaları hızlı bir çökelim özelliği göstermektedir. Saros havzası, jeolojik olarak bir Tersiyer havzası olarak gelişen Trakya havzasının devamıdır. Ege Denizi'nin kuzeydoğusunda yer alan Saros Körfezi, Marmara Denizi'nden aktif Ganosdağı fayı ile ayrılmakta olup Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın sağ yanıl atım hareketinin ortak genişleme (tensional) ve yanıl-atım hareketine dönüşmesiyle bu havzalar oluşmaktadır. Üst üste binmiş deformasyonları içeren birçok sıkışma ve genişleme tektonik rejimlerinin etkisinde kalan bu bölgelerin oluşumu oldukça karmaşıktır. Kuzey Ege bölgesinde Avrasya'ya göre Ege bloğunun hareketi, grabenlerin oluşmasını neden olan DKD ile KD uzanımlı yanıl atımlı faylar nedeniyle gelişmiştir. Fakat, bu grabenlerin oluşmasına başka hareketlerin etkisinin olduğu gerçeği de gözardı edilmemelidir.

Rejyonel açıdan Saros Körfezi bölgesinin tektonik ve tortal oluşumu gravite, manyetik ve derin çok kanallı sismik veriler yardımıyla analiz edilmeye çalışılmıştır. Bu verilerin jeofizik yorumları yapılacak ve jeolojik sonuçları tartışılacaktır. Gravimetrik olarak Saros Körfezi izostatik olarak tam bir dengede bulunmamaktadır. Saros Körfezi bölgesini güneyden kuzeye horst ve grabenlerden oluşan bey temel yapı ile tanımlanmaktadır;

- (i) Çanakkale grabeni
- (ii) Gelibolu horstu
- (iii) Saros grabeni
- (iv) Semadirek Hisarlıdağ yükselimi
- (v) Enez grabeni

Saros Körfezi üzerinde belirgin bir manyetik anomalî bulunmamaktadır. Kuzeyde Enez volkanikleri ile Ganosdağı fay zonuna bağlı olarak ofiyolit kuşağının yarattığı manyetik anomalîler mevcuttur. Sismik yansıma verilerinden

- (i) Alt Eosen
- (ii) Orta Eosen-Oligosen
- (iii) Miyosen-Pliyosen-Kuvaterner

olmak üzere üç sedimanter formasyon ortaya konmuştur.

### ABSTRACT

The basins of the North Aegean and the Sea of Marmara show the characteristics of rapid subsidence accompanied by extension and transform motions. The Saros basin is the extension of Thrace basin geologically which was developed as the Tertiary basin. The Saros bay area which is situated at the northeastern corner of Aegean Sea, and the Sea of Marmara, pure dextral strike-slip motion of the north Anatolian Fault (NAF) changes into the combination of tensional and strike-slip movements which are responsible for the creation of these basins where the Ganosdağ active fault joins them. The evolution of these basins is complicated because they have suffered several compressional and extensional tectonic regimes which have resulted in superimposed deformations. The relative motion between the Aegean block and Eurasia in the Northern Aegean region has been released by the ENE and NE trending strike-slip faults which are responsible for the creation of grabens. However, it should be pointed out that there can be affects of some other motions on the formations of these grabens. On the basis of deep multi-channel seismic, gravity and magnetic data, the tectonic and sedimentary evolution of Saros bay area will be discussed within the regional context. The geophysical interpretations of these data will be carried out and their geological implications will be discussed. The Saros bay area is not exactly in the isostatic equilibrium. Five fundamental structures as horsts and grabens, have been identified in the Saros bay area from south to north as;

- (i) Çanakkale graben
- (ii) Gelibolu horst
- (iii) Saros graben
- (iv) Samothraki-Hisarlıdağ horst
- (v) Enez graben

No regular magnetic anomalies are present on the Saros bay area. There are some magnetic anomalies associated with the Enez volcanics and with the ophiolites belonging the Ganos fault zone. The sedimentary formations have been identified from the seismic reflection data:

- (i) Lower Eocene
- (ii) Middle Eocene-Oligocene
- (iii) Miocene-Pliocene-Quaternary

### GİRİŞ

Bir çöküntü havzası niteliğindeki Kuzey Ege Çukuru'nun devamı olan Saros Körfezi, Türkiye'nin KB' sında yer almakta olup kuzeyinde Trakya, güneyinde Gelibolu yarımadası ile çevrelenmektedir. Saros Körfezi'nin

jeolojisi ve tektoniğine bakıldığında etkin faylardan oluşan Ganosdağı havzasının Kuzey Ege çukurluğunu Marmara Denizi'ne birleştirdiği görülmüştür. Saros havzası, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca Marmara Denizi havzası ile Kuzey Ege Çukuru'ndaki Sporades havzası arasında GB-KD yönünde uzanır. Havza aynı zamanda

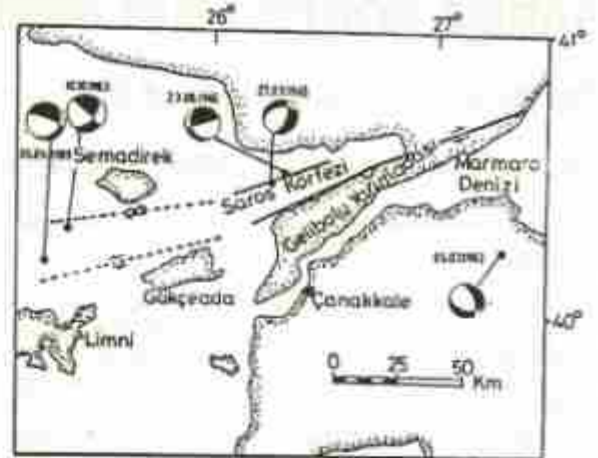
\* Dokuz Eylül Üniversitesi, İZMİR.

1500 km. uzunluğunda, sismik olarak aktif, sağ yanal atımlı transform fayı özelliğindeki KAF ile tektonik bir birlik oluşturur. KAF, Marmara Denizi içinden ve güneyinden geçerek Ege Denizi' nin kuzeyine doğru batı yönünde ilerlerken yüksek deprensellik ile ilişkili bir tektonik bölgeyi tanımlayan bir kaç fay kollarına ayrılır (Cramplin ve Evans 1986, Barka ve Kadinsky-Cade 1988, Barka 1992). Marmara Denizi, Saros Körfezi ve Kuzey Ege Çukuru KAF' ın kuzey kolu üzerinde yer almaktadır. Bu alandaki DKD-KD yönlü doğrultu atımlı faylar Sporadhes, Saros, Skiros ve Marmara formasyonlarındaki grabenlerle ilişkilidir. Saros Körfezi' nin kuzeyinde yer alan derin ve Pliyo-Pleistosen zamanında tortullarla dolan bir grabenin varlığı KD-GB fay sisteminin etkisiyle ve olasılıkla Sporadhes havzasının GB' ya, Doğu Trakya havzasının da KB' ya birleşmesi sonucu gerçekleşmiştir. "Burke ve Uğurtaş (1974), bölgenin önemli bir Neojen havzası olduğunu kanıtlamışlardır". Bu alanı sınırlayan fayların aktif olduğu düşünülmektedir (Mercier ve diğ. 1991).

### SAROS KÖRFEZİ' NİN TEKNOTİĞİ VE SİSMOLOJİSİ

Ege Denizi' nin kuzeyinde birkaç kola ayrılan KAF' ın oluşturduğu geniş fay zonu Ege bloğu ile Avrasya arasında ana sınır olarak büyük bir genişlemeye olanak tanır. Bu durum, bu bölgedeki büyük depremlerin fay düzlemi çözümlerinden de saptanmıştır (Rotstein 1985, Taymaz ve diğ. 1991, Barka 1992) (Şekil 1). Normal faylarla ilişkili olan depremler Ege Denizi kuzeyindeki ana grabenler arasında meydana gelir ve çoğu KB-GD doğrultulu faylara sahip olup KD-GB yönlü açılma tektoniğini vurgular. Saros çukuru civarında saptanan depremlerin fay düzlemi çözümleri sağ yanal hareketin varlığını açıkça göstermektedir (Barka, 1992).

Saros havzası, kuzey sınırları boyunca büyük normal fay sistemleri ile sınırlanmış yarı graben özelliğindedir (Le Pichon ve diğ. 1984). Gelibolu yarımadasını geçen faylar Saros çukurunun DKD uzanımı boyunca devam etmektedir. Saros çukuru ile ilişkili faylanma, çukurun batı bölümünde GD eğimli (Le Pichon ve diğ. 1984), Gelibolu yarımadasının kuzey kıyası boyunca KB eğimli ve Marmara Denizi' nin batısındaki derin kıyı ötesi havzanın KB kenarı ile sınırlı Ganosdağ boyunca GD eğimlidir. Faylanmanın uzanımı boyunca simetrisinin hareket yönü değişen havza, 25° D boylamından Marmara Denizi' nin batı havzasına dek (yaklaşık 27° 5' D boylamı) yarı sürekli bir özellik gösterir. Havzanın uzanımı boyunca faylanma ve eğimlenmede görülen değişim açılma grabenlerinin ortak özellikleridir.



Şekil 1: Saros Körfezi Havzasında meydana gelen depremlerin fay düzlemi çözümleri ve ilişkili tektonik hatlar (Taymaz ve diğ., 1991 ve Barka 1992' den)

Figure 1: Fault plane solutions of the earthquakes in the Saros Bay and related tectonic lines (from Taymaz et. al 1991 and Barka 1992)

### SAROS KÖRFEZİ' NİN GRAVİTE MANYETİK VE ISI AKISI VERİLERİ

Türkiye anakarası ve Batı Türkiye' nin orta bölümleri 60-70 mGal arasında negatif Bouguer anomalisi gösterirler. Bouguer gravite değerleri batıdan doğuya doğru azalır. Bouguer gravite anomalisinin sıfır konturu Marmara Denizi' nin doğusunda KAF' ın uzanımını izler. Bu uzanım İznik körfezinin hemen güneyinde DKD-BGB yöne doğru bükülerek 1500 m. derinliğe ulaşan dik morfolojik çukurlar ile çukurları dolduran kalın tortul örtünün neden olduğu düşük gravite değerleriyle belirlenen Kuzey Ege Çukuru' nda da devam eder (Makris 1977, Brooks ve Kiriakidis 1986). Bu nedenle Saros havzası, Kuzey Ege çukuru ve KB Türkiye ile aynı uzanıma sahiptir. Gerçekten, bu uzanımlar Doğu Makedonya ve Trakya' da gözlenen uzanımlara özdeştir.

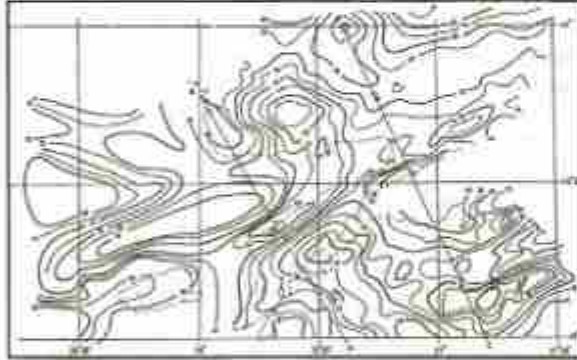
Ege Denizi, Alpidik orojenik bölgesi üzerine üst üste binmiş graben karmaşaları ve asimetric graben serilerinin oluşturduğu ve geçen 10-12 Ma üzerinde gösterdiği genişleme ile klasik iç denizel bir havzayı simgelemekte olup, anormal üst mantaı sonu ile ilişkilidir. Listrik faylanmanın etkilerinin görüldüğü bölgede kabuksal açılma miktarı yaklaşık % 50 ( $\beta=1.5$ )' dir. Ege Denizi havzası gibi açılma rejimlerini tanımlamak için:

- 1) Her bir graben yapısı yerel olarak oldukça incelmış kabuk zonunun alta yer almasıyla izostatik olarak dengelenmiştir (Le Pichon ve diğ. 1954).
- 2) Büyük tekdüze levhaların kaymasıyla oluşan açılma litosferin tamamına dek uzanan düşük açılı faylarla oluşturulur.



- 3) Bölgesel boyutta bükülme esnekliği ile içe doğru dalmanın sonucu olarak alt kabuktaki açılımla beraber grabenler temel fay üzerinde son bulur.

gibi değişik kabuk modelleri önerilmektedir. -50 mGal değerinde serbest hava anomalisi gösteren Saros Körfezi alanı kuzeyde +20 mGal, güneyde +50 mGal düzeyinde serbest hava anomalisi gösteren komşu alanlarla tam olarak izostatik dengede değildir. (Morelli ve diğ. 1975, Le Pichon ve diğ. 1984). Saros Körfezi bölgesinin Bouguer anomalisi haritası (Şekil 2) Finetti ve Morelli(1973)' nin deniz verileri ile Harita Genel Komutanlığı ve MTA'nın verilerinden derlenmiştir. Bouguer gravite anomalileri Gelibolu yarımadasının kuzey sahilleri ile Gökçeada ve İmni adaları boyunca BGB-DKD yönünde uzanan pozitif bir anomali kuşağını vurgular. Saros havzası, güncel Saros Körfezi' ne doğru Gökçeada ve Semadirek adaları arasında BGB-DKD yönünde uzanan göreceli olarak 20 mGal düzeyinde düşük anomalilere sahiptir. Saros havzasının kuzeyinde yer alan Trakya'daki Hisarlıdağ yükselimi ve Semadirek adası üzerinde de Bouguer gravite anomalilerinde artış görülmektedir. Benzer anomaliler çek-ayır (pull-apart) havzalar özelliği gösteren Marmara Denizi'nde de gözlenmektedir. (Barka 1992, Ergün ve Özel 1993). Çek-ayır havzalarda horst blokları ve grabenler doğrultu atımlı faylarla birbirlerinden ayrılmışlardır.

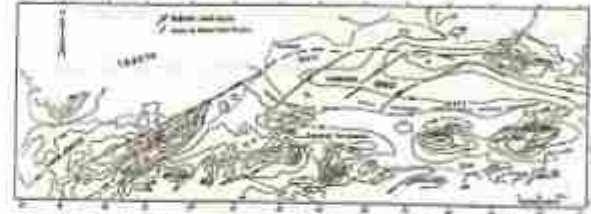


Şekil 2: Saros Körfezi bölgesinin Bouguer Gravite Anomali haritası.  
Figure 2: Bouguer gravity anomaly map of the Saros Bay Area

Marmara Denizi ve Saros Körfezi' ni kapsayan manyetik anomalisi haritası (Şekil 3) MTA tarafından 700 m. uçuş yüksekliği ile gerçekleştirilen manyetik çalışmalarından derlenmiştir. Saros Körfezi üzerinde düzensiz manyetik anomaliler gözlenmektedir. Temel manyetik anomalisi kuzeydeki Gelibolu yarımadasını sınırlayan Ganos doğrultu atımının güney tarafında GB-KD yönünde uzanır. Bu manyetik anomalilerin kaynağı özellikle Marmara Denizi sahilindeki Mürefte alanında yüzeye çıkan ofiyolitlerdir. Enez alanının volkanik kayaları da manyetik anomaliler gösterirler. Marmara Denizi' nin güney platformu olan Biga yarımadasının daha güneyinde ise volkanik ve granitlerin neden

olduğu kısa dalga boyulu manyetik anomaliler gözlenmektedir (Ergün 1977). Gerilme tektoniği nedeniyle bölgede gözlenen genç andezitik volkanikler bu manyetik anomalilerin nedeni olarak yorumlanabilir.

Saros Körfezi havzası ve Marmara Denizi dahil Batı Türkiye ve Ege Denizi çevresi yüksek ısı akışı ile kuşatılmıştır (Jongsma 1974). Ege Denizi ve Batı Türkiye altındaki ısı akışı dağılımının derin İyonya havzası ve Karadeniz havzasından 2-3 kat daha yüksek olduğu saptanmıştır. Yüksek ısı akışıyla tanımlanan Ege Denizi genel açılımla yol açan dik olarak yukarı doğru güçlü bir yükselmeden etkilenmiştir (Le Pichon ve diğ. 1984). Bu bölgede kabuk iki kat esneyerek gerçek kalınlığının yarısı kadar incelmiştir.



Şekil 3: Saros Körfezi ve Marmara Denizi manyetik anomalisi haritası ve tektonik hatlar.

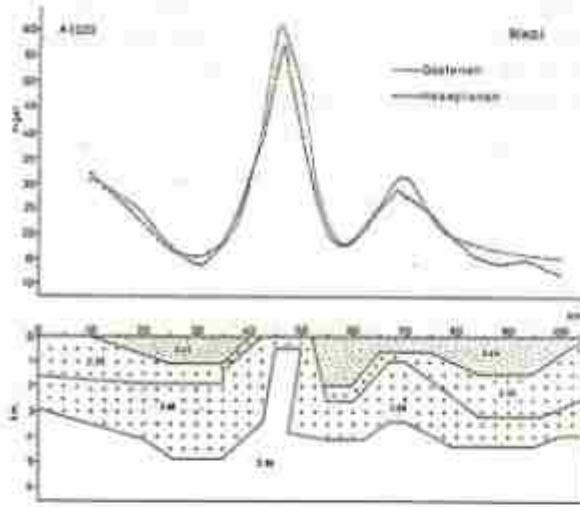
Figure 3: Magnetic anomaly map of the Saros Bay and the Sea of Marmara and the tectonic lines.

### SAROS KÖRFEZİ GRAVİTE ANOMALİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Bouguer gravite anomalisi haritası verileri iki boyutlu yeraltı yoğunluk dağılımı saptanmasına ilişkin ters çözüm işlemi (Sarı ve Ergün 1988) ve yoğunluk farkının derinlikle değişimini ilişkin üç boyutlu analiz işlemi (Boyer 1993) ile değerlendirilerek Saros Körfezi havzasında yeraltı yoğunluk dağılımı ve taban derinliği hakkında bilgiler sağlanmıştır. Uygulamada profil verilerine 50 mGal rejyonel etki giderilmesi işlemi uygulanarak elde edilen rezidüel anomalisi değerleri kullanılmıştır.

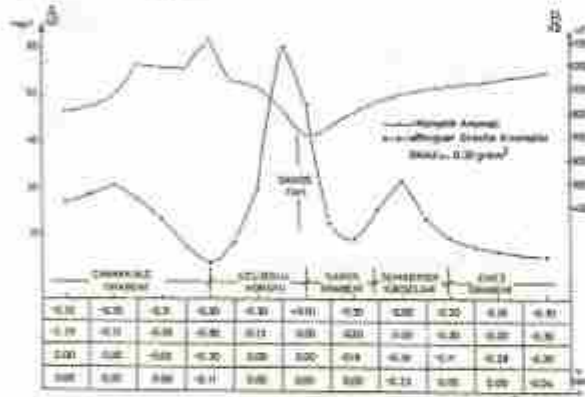
10 km örnekleme aralığı ile örneklenmiş A-B kesitine uygulanan yeraltı yoğunluk dağılımı işlemi  $-0.3 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluk farkı için Sanur (1995)' in jeolojik modeli ve Tutlu (1991)' nun iki boyutlu gravite modelleme sonucu (Şekil 4) ile iyi bir uyum göstermektedir. 35-50 km' ler arasında Gelibolu yükselimi belirgin olarak saptanmaktadır. 75-100 km' ler arasındaki yoğunluk dağılımında ise Semadirek ve Enez grabeni arasında Üst Kretase yaşlı birimlerin etkisi gözlenmektedir. Profilin baş tarafında Çanakkale grabeni altında yüksek yoğunluklu birimlerin varlığını gösteren göreceli bir yoğunluk dağılımı saptanmıştır (Şekil 5).





Şekil 4: Saros Körfezi Bouguer Gravite anomalisi A-B kesitinin Tabvati modellenmesi (Tuftu 1991) ifeni.

Figure 4: 2-D modelling of the Bouguer gravity anomaly (section A-B) of the Saros Bay (from Tuftu 1991)



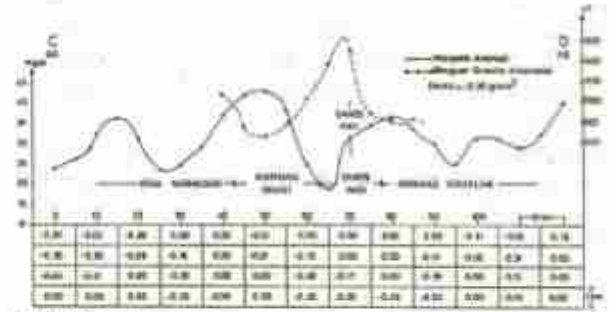
Şekil 5: Saros Körfezi Bouguer Gravite anomalisi C-D kesitinin yoğunluk kısıtlamalı en küçük hacim yaklaşımıyla çözümü.

Figure 5: Bouguer gravity anomaly of the Saros Bay (section A-B) solution for the minimum volume approach by using density constraint.

GD-KB uzantılı C-D profili (Şekil 6) üzerinde yapılan uygulama sonucunda  $-0.3 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluk farkı için saptanan yoğunluk dağılımında 90-120 km. ler arasında yer alan Korudağ yükselimi altındaki yoğunluk dağılımı gravite anomalisine büyük bir uyum göstermekte olup yüzeye doğru yoğunlaşmaktadır. Marmara Denizi ve Ganosdağı arasında kalan bölgede azalan gravite anomalisine karşılık manyetik anomali Ganos fayı üzerinde en yüksek değerine ulaşmaktadır. Saptanan bu özellikler olasılıkla yüzeyde yer alan ofiyolit birimlerin varlığı nedeniyle oluşmuştur. Bu nedenle, profilin 20-100 km. ler arası bölümünde yoğunluk dağılımı düşük değerler göstermektedir.

Yoğunluk farkının derinlikle değişimine ilişkin uygulama amacıyla Saros Körfezi Bouguer anomali haritası 2.5 km. örneklenme aralığı ile

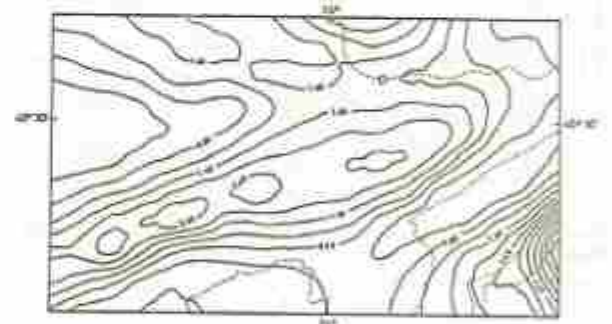
sayısalştırılmıştır. Relatif etki giderilmesi sonucu elde edilen rezidüel verilere  $\Delta\rho(z) = -0.5 \exp(-0.15z)$  üstel yoğunluk işlevi için üç boyutlu analiz işlemi (Ek-1) uygulanarak Saros Körfezi'nin taban derinlik haritası saptanmaya çalışılmıştır.



Şekil 6: Saros Körfezi Bouguer Gravite anomalisi C-D kesitinin yoğunluk kısıtlamalı en küçük hacim yaklaşımıyla çözümü.

Figure 6: Bouguer gravity anomaly of the Saros Bay (Section C-D) solution for the minimum volume approach by using density constraint.

Tortul havzalardaki taban derinliğinin saptanmasında iyi sonuçlar veren yöntem sonucunda saptanan taban derinlik haritası Şekil 7' de görülmektedir.  $\Delta\rho(z) = -0.5 \text{ gr/cm}^3$  sabit yoğunluk farkı için saptanan taban derinliği (Şekil 8) de önceki sonuçlarla benzerlikler göstermektedir. Körfez içinde saptanan derinlik değerleri iki boyutlu modelleme sonucu ile de uyumludur.



Şekil 7: Saros Körfezi taban derinliği haritası ( $\Delta\rho = -0.5 \exp(-0.15z) \text{ gr/cm}^3$ )

Figure 7: Basement depth of the Saros Bay ( $\Delta\rho = -0.5 \exp(-0.15z) \text{ gr/cm}^3$ )

## SAROS KÖRFEZİ SİSMİK VERİLERİNİN YORUMU

Saros Körfezi'nde yapılmış sismik çalışmalar (Saner-1985) sonucunda

- Üst Kretase-Alt Eosen istif
- Orta Eosen-Oligosen istif.

## (iii) Miyo-Plyosen istif

olmak üzere üç çökel istif ayrılmıştır. Saros Körfezi' nin genişliği 10 km' yi aşan 50-100 m arası derinliğe sahip kuzey şelfi üzerinde Kuvaterner tortuları bulunmaktadır. Şelfin güneyindeki şevde grabenin tabanında genç çökellerin güncel aktif faylarla basamaklı olarak alçaldığı ve grabenleşmenin sürdüğü görülmektedir (Şekil 9). Günümüzde grabenleşen Saros grabeninin kuzeyinde Miyosen ve Kuvaterner çökellerinin doldurduğu Saros Körfezi' nin kuzey şelfini oluşturan Enez grabeni bulunur. Kuzeyde Hisarlıdağ yükselimi ile sınırlanan Enez grabeni ile Saros grabeni arasındaki Semadirek yükselimi ile birbirlerinden ayrılırlar.

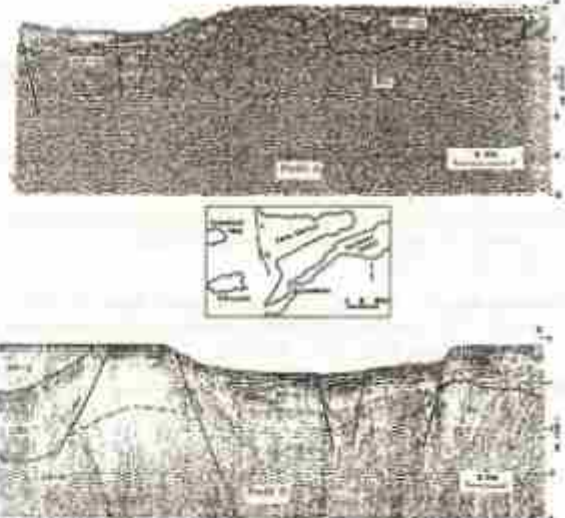


Şekil 8: Saros Körfezi taban derinliği haritası ( $\Delta\rho = -0.5 \text{ gr/cm}^3$ ) (Boyer 1993)

Figure 8: Basement depth of the Saros Bay ( $\Delta\rho = -0.5 \text{ gr/cm}^3$ ) (Boyer 1993)

Gelibolu Yarımadası' nda görülen Üst Kretase-Alt Eosen çökellerinin varlığı Enez grabeninde sismik yansıma kayıtlarından görülememiştir. Hisarlıdağ volkanitleri Enez grabenine doğru incelenerek tortularla yer değiştirmektedir. Volkanik örtü nedeniyle Enez yakınlarındaki sismik kesitlerde Miyosen çökelleri altından yansıma almamıştır.

Sismik kesitlerde çukurlukları dolduran çökellerin başlangıçta çökmeyle aynı yaşlı normal faylarla kesildiği, daha sonra faylanmaların durmasıyla çukurlukların genç katmanlarla örtüldüğü görülmektedir. Bu durum, var olan çukurluğun Miyosen' de grabenleşmesini sürdürdüğünü kanıtlar (Saner 1985). Bu sismik ve diğer verilerden çıkartılan kuzey-güney yapı modeli Şekil (10)' da verilmiştir.



Şekil 9: Saros Körfezi sismik yansıma kesitleri: a) Profil A, b) Profil B (EO: Orta Eosen-Oligosen, MP-Q: Miyo-Plyosen-Kuvaterner, UK-P: Üst Kretase-Alt Eosen) (Saner 1985' den)

Figure 9: Seismic reflection sections of the Saros Bay: a) Profile A, b) Profile B (EO: Middle Eocene-Oligocene, MP-Q: Mio-Pliocene-Quaternary, UK-P: Upper Cretaceous-Lower Eocene) (from Saner 1985)

## SONUÇLAR

Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizi batı uzantısı üzerinde yer alan Saros Körfezi genişleme ve yanal atımlı fayların etkisi altında oluşmuş bir çek-apart (pull-apart) havzasıdır. Marmara Denizi' nden Ganosdağı fayı ile ayrılmıştır. Bouguer gravite anomalilerini güneyden kuzeye doğru Saros Körfezi bölgesinde

- (i) Çanakkale grabeni
- (ii) Gelibolu yükselimi
- (iii) Saros grabeni
- (iv) Semadirek yükselimi
- (v) Enez grabeni

olmak üzere beş temel yapı tanımlanmaktadır. Bu yapılar Marmara Denizi' nde olduğu gibi yanal atımlı faylarla kontrol edilmektedir. Büyük bir olasılıkla tüm bölge genel olarak çökmektedir fakat grabenlerde çökme daha fazladır. Semadirek yükselimi ve Gelibolu horstu Miyosen öncesi antiklinal yapılar olup Enez ve Saros grabenleri antiklinal alanlar arasındaki senklinalerde gelişmişlerdir. Saros grabeninde modelleme sonucunda sedimen kalınlıkları 5 km civarında bulunmuştur. Bu kalınlıklar Çanakkale grabeninde daha da fazladır. Bu yapının Marmara Denizi' ndeki örneklerde olduğu gibi negatif çığır yapısında olduğu düşünülebilir. Bu durumda KAF' in Saros Körfezi ve kuzey Ege çukurunda da etkinliğinin olduğunu imgelemektedir.



## KAYNAKLAR

- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K. 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics* 7/3, 663-684.
- Barka, A.A. 1992, The north Anatolian fault zone, *Annales Tectonicae, Special Issue*, V, 171-193.
- Bhaskara Rao, D. 1986, Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast *Geophy. Jour. Roy. Astr. Soc.* 84, 1, 207-212.
- Bhaskara Rao, D., Prakash, M.J. and Ramesh Babu, N. 1990, 3D and 2-1/2D modelling of gravity anomalies with variable density contrast, *Geop. Transp.* 38, 4, 411-422.
- Beysar, C.A. 1993, Değişken yoğunluk farkı ile gravite anomalilerinin üç boyutlu analizi, DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Müh., Yayınlanmamış Lisans Tezi.
- Brooks, M. and Kiriakidis, L. 1956, Subsidence of the North Aegean trough: an alternative view, *Jour. Geol. Soc. Lond.* 143, 23-27.
- Burke, W.F. and Uğurtay, G. 1974, Seismic interpretation of Thrace basin, *Proc. Second Petroleum Congress of Turkey* 229-249, TPAO International reports, Ankara.
- Crampton, S. and Evans, R. 1986, Neotectonic of the Marmara Sea region in Turkey, *Jour. Geol. Soc. Lond.* 143, 343-348.
- Ergün, M. 1977, Magnetic studies in Cyprus and the Biga Peninsula, Ph.D. Thesis, Univ. of Leicester, England.
- Ergün M. ve Özel E. 1994, Structural relationship between the sea of Marmara basin and the north Anatolian fault zone, *Terra Nova (Baskıda)*.
- Finetti, I. and Morelli, C. 1973, Geophysical Exploration of the Mediterranean Sea and in the eastern Mediterranean, *Boll. Geofis. Tera. Appl.* 15, 60.
- Jongsma, D. 1974, Heat flow in the Aegean Sea, *Geophy. Jour. of Roy. Astr. Soc.* 37, 337-346.
- Le Pichon, X., Lyberis, N. and Alvarez, F. 1954, Subsidence history of the North Aegean trough, In *Geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Ed.), *Spec. Publ. of Geol. Soc. Lond.* 17, 709-723.
- Makris, J. 1977, Geophysical investigations of the Hellenides, *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften*, Nr.33, 126 pp.
- Mercier, J.L., Vergely, P., Simeakis, C., Kissel, C. and Laj, C. 1991, The continuation of the North Anatolian dextral strike-slip fault into the oblique fault zone of the North Aegean trough (W. Turkey and N. Greece): timing, tectonic regimes, fault kinematics and rotations, *Tectonics*, submitted.
- Morelli, C., Pisani, M. and Gantar, G. 1975, Geophysical studies in the Aegean Sea and in the eastern Mediterranean, *Boll. Geofis. Tera. Appl.* 17, 127-168.
- Özel, F.E. 1992, Marmara Denizi' nin neotektonik yapısının jeofizik yöntemlerle incelenmesi, DEÜ DBTE, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İzmir.
- Rosen, Y. 1985, Tectonics of the Aegean block: rotation, side arc collision crustal extension, *Tectonophysics* 117, 117-137.
- Saner, S. 1985, Saros körfezi dolayının çökelme üstfleri ve tektonik yerleşimi, *Karayoluğu Ege Denizi, Türkiye*, T.J.K. Bul. 28, 1-10.
- Sarı, C. ve Ergün, M. 1985, Virelenseli ters çözümler yöntemi ile yeraltı yoğunluk dağılımının saptanması, *Jeofizik* 2, 1, 27-43.

Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D. 1991, Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophy. Jour. Int.* 106, 443-490.

Tutlu, H. 1991, Saros körfezi neotektoniğinin jeofizik yöntemlerle incelenmesi, DEÜ DBTE, Deniz Jeol. ve Jeofizigi Prog. Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İzmir.

Uluğ, A., Ergün, M., İzdar, E. and Özel, E. 1988, Geophysical investigation of Saros bay and its implications, *Rapp. Comm. Int. Medit.* 31, 2, pp. 93.

## EK-1

## YOĞUNLUK FARKININ DERİNLİKLE DEĞİŞİMİNE İLİŞKİN KURAM

Tortul havzalarda yoğunluğun derinlikle değişimi ikinci dereceden bir işlevle tanımlanmaktadır (Bhaskara Rao, 1986).

$$\rho(z) = a_0 + a_1 z + a_2 z^2$$

Bu bağıntıda  $z$ ; düşey yönde pozitif olarak ölçülen derinliği,  $a_0$ ; yüzeydeki yoğunluk farkını,  $a_1$  ve  $a_2$  ise ikinci dereceden bir işlevin sabitlerini göstermektedir.

Gravite anomalilerinin üç boyutlu modellemesi için tortul bir havza her bir gözlem noktasında yan yana yerleştirilmiş belli sayıda prizmalar olarak ele alınabilir. İkinci dereceden bir yoğunluk işlevine sahip prizmatik bir modelin gravite anomalisini veren bağıntı Bhaskara Rao ve diğ. 1990 tarafından

$$\begin{aligned} \Delta g(x, y) = & G a_0 \left[ z \arctan \frac{XY}{zR} + \frac{X}{2} \ln \frac{R-Y}{R+Y} \right. \\ & + \frac{Y}{2} \ln \frac{R-X}{R+X} \left. \right]_{x=x_1}^{x_2} \left[ y_2 \right]_{y=y_1}^{z_2} + G a_1 \left[ \frac{z^2}{2} \arctan \frac{XY}{ZR} \right. \\ & - \frac{X^2}{2} \arctan \frac{Yz}{XR} - \frac{Y^2}{2} \arctan \frac{Xz}{YR} \\ & + XY \ln(2R+2z) \left. \right]_{x=x_1}^{x_2} \left[ y_2 \right]_{y=y_1}^{z_2} + G a_2 \left[ \frac{z^3}{3} \arctan \frac{XY}{ZR} \right. \\ & - \frac{X^3}{3} \ln \frac{R-Y}{R+Y} - \frac{Y^3}{3} \ln \frac{R-X}{R+X} \\ & \left. + \frac{2}{3} XYR \right]_{x=x_1}^{x_2} \left[ y_2 \right]_{y=y_1}^{z_2} \end{aligned}$$

bağıntısı ile verilmektedir. Bu bağıntıda  $X_2 = x + T$ ,  $X_1 = x - T$ ,  $Y_2 = y + W$ ,  $Y_1 = y - W$  ve  $R = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2}$  dir.  $G$  ise gravitasyonel çekim sabitidir.

Bilgisayar zamanından tasarruf etmek ve kullanımı pratik programlar yapmak amacıyla anomalinin hesaplanmasında çizgisel bir kütle olarak ele alınan prizma için yaklaşık bir bağıntı kullanılmıştır.



Prizmanın merkezinden uzaktaki küçük bir uzaklık için geçerli olan yaklaşık bağıntı ile hesaplanan anomali prizmanın merkezine olan uzaklık ne kadar büyürse kesin değere o kadar yakın olur. Yaklaşık bağıntı,

$$\begin{aligned}\Delta g(x, y) &= Ga_0 \Delta x \Delta y \left| \frac{-1}{R} \right|_{z=Z_1}^{Z_2} \\ &+ Ga_1 \Delta x \Delta y \left| \frac{-z}{R} + \ln(z+R) \right|_{z=Z_1}^{Z_2} \\ &+ Ga_2 \Delta x \Delta y \left| \frac{(2z^2 + 2y^2 + z^2)}{R} \right|_{z=Z_1}^{Z_2}\end{aligned}$$

olarak verilmektedir. (Rao ve diğ.,1990). Burada  $\Delta x$  ve  $\Delta y$ ,  $x$  ve  $y$  yönlerindeki istasyon(ölçü) aralıklarıdır.

Limit değerleri yerine konursa yaklaşık bağıntı,

$$\Delta g(x, y) = G \Delta x \Delta y (P_1 + P_2 + P_3)$$

olarak yazılabilir. Bu bağıntıda,

$$P_1 = a_0 \left[ \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right]$$

$$P_2 = a_1 \left[ \frac{Z_1}{R_1} - \frac{Z_2}{R_2} + \ln \frac{R_2 + Z_2}{R_1 + Z_1} \right]$$

$$P_3 = a_2 \left[ 2(R_2 - R_1) + \frac{Z_1^2}{R_1} - \frac{Z_2^2}{R_2} \right]$$

$$R_1 = (x^2 + y^2 + z_1^2)^{1/2} \quad \text{ve} \quad R_2 = (x^2 + y^2 + z_2^2)^{1/2}$$

olarak tanımlanır.

Prizmanın taban derinliklerinin başlangıç kestirimleri için ikinci dereceden yoğunluk işlevinin sadece ilk terimi hesaba katıldığından herhangi bir noktadaki prizmanın tabanına olan derinlik .

$$z(i, j) = g_{ijk}(i, j) / 2\pi G a_k$$

bağıntısı ile saptanır.



# DÜŞEY DATUM BELİRLEMEDE DENİZ DÜZEYİ VERİLERİNİN ANALİZİ

## Analysis of Sea Level Data From Vertical Datum Determination

D. Uğur ŞANLI<sup>\*</sup>, Coşkun DEMİR<sup>\*\*</sup>, Şerif HEKİMOĞLU<sup>\*</sup>, M. Emin AYHAN<sup>\*</sup>

### ÖZET

Düşey datum belirleme Jeodezi'nin önemli problemlerinden biridir. Türkiye Ulusal Düşey Datumu'nun belirlenmesi amacıyla bir proje oluşturulmuştur. Bu proje kapsamında yersel veriler (deniz düzey ölçer, geometrik nivelman, gravite) ve uydu gözlemleri (SLR, GPS) ile göreceli ve mutlak deniz düzeyi değişimlerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Yükseklikler için dayanak yüzeyi olarak yaygın bir biçimde kullanılan JEOD'e en yakın yüzey ortalama deniz düzeyi (MSL)'dir ve bir durakta düşey datum belirlemenin ilk adımı MSL'nin belirlenmesidir. Deniz düzeyi kaydedilirken yapılan hataların, meteorolojik ve oşinografik olayların, global iklim değişiminin, yer kabuğu hareketlerinin, astronomik gelgitlerin MSL üzerinde olumsuz etkileri vardır. Antalya deniz düzey ölçer durağındaki MSL, 1938-1977 yılları arasında kaydedilen anlık deniz düzeyi verilerindeki uyumsuz ölçüler ayıklandıktan sonra, yukarıda sayılan etkiler büyük ölçüde dikkate alınarak robust regresyon analizi ile belirlenmiş, elde edilen sonuçlar global deniz düzeyi artışı ve düşey kabuk hareketleri açısından yorumlanmıştır.

### ABSTRACT

Vertical datum determination is one of the most important problems of Geodesy. A project has been established in order to determine the Turkish National Vertical Datum. By means of terrestrial (tide-gauge, spirit leveling, gravity) data and satellite (SLR, GPS) observations, absolute and relative changes of sea level will be determined. First step of vertical datum determination is the determination of mean sea level (MSL) which almost coincides with geoid used commonly as reference surface for heights. Errors occurring during the record of sea level changes, meteorological and oceanographic phenomena, global climatic change, vertical crustal movements, and astronomical tides have disturbing effects on MSL. After the elimination of outliers in sea level data recorded for the period 1938-1977 at Antalya tide-gauge, MSL has been determined by robust estimation method where above effects are considered, and results have been discussed from the point of view of global sea level rise and vertical crustal movements.

### GİRİŞ

Düşey datum kısaca; "düşey kontrol ağı yüksekliklerinin belirlenmesinde kullanılan başlangıç yüzeyi" olarak tanımlanabilir. Önceleri, düşey datum olarak, bir deniz düzey ölçer durağındaki anlık deniz düzeyi değişimlerinin aritmetik ortalaması ile kolayca belirlenen ve yükseklikler için başlangıç yüzeyi alınan jeoidle çakıştığı düşünülen ortalama deniz düzeyi kullanılıyordu. Son yıllarda yapılan çalışmalar ortalama deniz düzeyinin jeoidle çakışmadığını, aralarında 1-2 m'ye varan ve deniz yüzeyi topografyası (SST) adı verilen bir fark olduğunu ortaya koymuştur. Bu farkın oşinografik, meteorolojik, global sıcaklık artışı, gelgitler, vb. olaylardan kaynaklandığı ve ortalama deniz düzeyinin zamanla değiştiği belirlenmiştir. Bu gelişmelerin paralelinde düşey datum kavramı da değişmiş, jeoidle seçenек olarak yeni yüzeyler

(quasijeoid, elipsoid) tanımlanmış ve düşey datumun belirlenmesinde yersel ölçümler (deniz düzey verileri, geometrik nivelman, gravite, vb.) yanında uydu gözlemlerinden (SLR, GPS, VLBI, uydu altimetresi) de yararlanılmaya başlanmıştır (Vanicek ve Krakiwsky 1982, Vanicek 1991, Hekimoğlu ve Şanlı 1993, Hekimoğlu ve diğ.1993a).

Türkiye ulusal düşey kontrol ağı (TUDKA-92) nokta yüksekliklerinin belirlenmesinde düşey datum olarak; Antalya deniz düzey ölçer durağında, 1936-1971 yılları arasında kaydedilen deniz düzeyi verilerinin yıllık ortalamalarının aritmetik ortalaması alınarak elde edilen ortalama deniz düzeyi kullanılmıştır (Ayhan ve Demir 1993). Bu yüzeyin SST nedeniyle kayık olması ve deniz düzeyi verilerinin uygun bir biçimde analiz edilmemesi nedeniyle düşey datumun yeniden tanımlanması uygun görülmüştür. Bu amaçla Yıldız Teknik Üniversitesi ile

<sup>\*</sup> Yıldız Teknik Üniversitesi

<sup>\*\*</sup> Harita Genel Komutanlığı



Harita Genel Komutanlığının ortaklaşa yürüteceği bir proje oluşturulmuştur (Hekimoğlu ve diğ. 1993a, Ayhan ve diğ. 1994). Projenin amaçları: Ulusal düzey datumu belirlemek, Türkiye Jeoidi-1991 (TG-91)'deki mevcut kayıklığı belirleyerek mutlak bir jeoid tanımlamak ve deniz düzeyinin mutlak izlenmesine uygun uydu jeodezi teknikleri ve deniz düzey ölçer duraklarından oluşan yerel bir ağı oluşturup mevcut ağı iyileştirmek olarak sıralanabilir.

Düsey datum belirlemenin ilk uygulaması Antalya deniz düzey ölçer durakında yapılacaktır. Bunun yanında yermerkezcil sistemde konumu belli olan ve uydu lazer ölçümlerinin yapıldığı Melengöçlük/KARAMAN SLR noktasından da yararlanılacaktır. Böylece düsey datum deniz düzeyi verilerinin analizi ile doğrudan, uydu gözlemleri ile dolaylı olarak belirlenebilecek (Vanicek 1991), ayrıca elde edilen veri tür ve özelliklerine göre karma yaklaşımlar da uygulanabilecektir (Hekimoğlu ve diğ.1993 a).

Ortalama deniz düzeyi, deniz düzey ölçer yakınındaki bir kara (düsey kontrol-roper) noktasına göre belirlenir. Eğer deniz düzey ölçerin bulunduğu bölgede düsey yer kabuğu hareketi varsa bunun ortalama deniz düzeyinin hesaplanmasında göz önünde bulundurulması gerekir. Bu nedenle çalışma için gerekli veriler derlendikten sonra deniz düzey ölçerin bulunduğu bölgenin tektonik yapısı araştırılmış ve istasyon yakınında bulunan bir GPS noktası ile Melengöçlük/KARAMAN SLR noktasında 1991-1994 yılları arasında yapılan eş zamanlı uydu gözlemleri değerlendirilmiştir. Elde edilen sonuçlara göre Antalya ve çevresinin yılda 0.96-1.20 cm hızda çıktığı belirlenmiştir (Ayhan ve diğ. 1994). Ayrıca deniz düzeyi verileri uygun bir biçimde analiz edilerek, analiz sonuçları global deniz düzeyi değişimleri ve uydu ölçümlerinin değerlendirilmesi sonucu elde edilen bulgularla karşılaştırılmıştır.

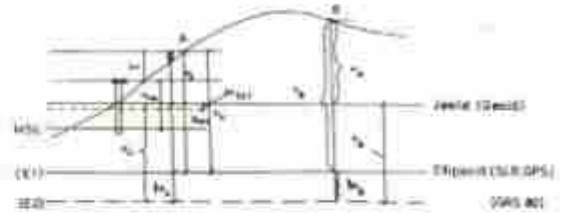
Bundan sonraki bölümde düsey datum belirleme yöntemleri ve ülkemiz için düşünülen model kısaca açıklandıktan sonra üçüncü bölümde deniz düzeyi verilerinin analizi ayrıntılı olarak ele alınacaktır.

### DÜSEY DATUM BELİRLEME

Bir noktanın jeoidden olan yüksekliği, bir deniz düzey ölçer durak noktasındaki ortalama deniz düzeyi ( $H_{SEA}$ ) ve SST ( $H_{SST}$ ) yardımıyla belirlenebilmektedir (Şekil 1). Düsey datumun bu şekilde belirlenmesi Vanicek (1991) tarafından "Doğrudan Çözüm" olarak adlandırılmıştır. Son yıllarda VLBI, SLR ve GPS gibi uydu teknikleri de düsey datum belirleme ve mutlak deniz düzeyinin izlenmesinde kullanılmaya başlamıştır (Carter et al. 1987, Bilham 1990, Dixon 1991, Baker 1993). Bu yöntemler yardımıyla elipsoid yüksekliği ( $h$ ) birkaç cm doğrulukla belirlenebilmektedir. Böylece jeoidden bir yeryüzü noktasına kadar olan ortometrik yükseklik ( $H$ ),

$$H = h - N \quad (1)$$

şeklinde hesaplanabilir. Burada  $N$  jeoid yüksekliğidir. Vanicek (1991) tarafından "Dolaylı Çözüm" olarak adlandırılan bu yöntemde elipsoid yüksekliği, SLR, GPS veya VLBI yardımıyla, jeoid yüksekliği ise yerel veriler (gravite, topografya, vb.) ve yerpotansiyeli katsayılarının kombinasyonu ile belirlenir (Rapp ve diğ.1991).



Şekil 1: Karma yöntem

Figure 1: The Unified Method

Türkiye Ulusal Düşey Datumu' nun belirlenmesinde ise Hekimoğlu ve diğ. (1993a) tarafından tanımlanan "Karma Çözüm" uygulanacaktır. Bu yöntemde doğrudan ve dolaylı yöntemler ile deniz düzey ölçer ve SLR/GPS verileri birlikte ele alınmaktadır.

Şekil 1'de A deniz düzey ölçer noktasını, B ise SLR noktasını göstermektedir. A ve B noktalarının ortometrik yükseklikleri

$$H_A = h_A - \Delta h_{AB} - (N_A - \delta N') \quad (2)$$

$$H_B = h_B - (N_B - \delta N') \quad (3)$$

$$\delta N' = h_B - (H_{SEA} - H_{SST} + \Delta t) - \frac{1}{2} (\Delta h_{AB} + \Delta h_{BA} + N_A + N_B) \quad (4)$$

ile bulunur (Hekimoğlu ve diğ. 1993a). (2)-(4) eşitlikleri dikkatle incelendiğinde karma yöntemde; SLR noktasının elipsoid yüksekliği, GPS ile elde edilen  $\Delta h_{AB}$  elipsoid yükseklik farkı,  $\Delta t$ ,  $\Delta h_{BA}$  ortometrik yükseklik farkları (geometrik nivelman + yol boyunca gravite), varolan  $N_A$ ,  $N_B$  jeoid yükseklikleri,  $H_{SEA}$  ortalama deniz düzeyi ve  $H_{SST}$  deniz yüzeyi topografyası verilerine gereksinim duyulduğu görülür. (4) eşitliğinde geçen  $\delta N'$  mutlak jeoidi elde etmek için varolan jeoidde getirilen düzeltmedir. Bu düzeltme, koordinat sistemleri arasındaki farklılık ve SST'nin kısa dalga boyulu kesiminin gözardı edilmesinden kaynaklanmaktadır. (2)-(4) eşitliklerinin ve  $\delta N'$ 'nin türetilmesi ile ilgili ayrıntılı bilgi Hekimoğlu ve diğ. (1993a)'dan edinilebilir.

### DENİZ DÜZEYİ VERİLERİNİN ANALİZİ

Düşey datum noktası olarak ilk aşamada Antalya deniz düzey ölçer durak noktası seçilmiştir ve ortalama deniz

düzeyinin belirlenebilmesi için bu durumda 1936-1977 yılları arasında kaydedilen anlık deniz düzeyi değişimleri kullanılacaktır. Heride gerek duyulduğunda diğer deniz düzey ölçerler de projeye dahil edilebilecek ve o zaman Vanicek (1991)'deki öneriler göz önünde bulundurulacaktır.

Antalya'daki deniz düzey ölçer tek kuyulu, çizgisel kayıt yapan ve dik konumlu Favak S.A. (İsviçre) modelidir. Çizim altlıkları üzerine çizgisel olarak kaydedilen deniz düzeyi değişimleri sonradan bir saatlik aralıklarla elle sayısalştırılmış ve bilgisayar ortamına aktarılmıştır.

#### Uyumsuz Ve Katı Hatalı Verilerin Ayıklanması

Analize başlamadan önce, gerek aletsel hatalar ve gerekse sayısalştırma sırasında oluşan hatalar nedeniyle deniz düzeyi verileri bir ön incelemeden geçirilmelidir. Sözü geçen hatalar; çizim altlığı sıfırının yerleştirilme hatası, zaman hatası, aletin sıfır eksenini (datum) kayıklığı, kalibrasyon hatası, çizim altlıklarının yer değiştirmesi ile oluşan hatalar, okuma hataları ve boşlukların doldurulmasındaki kestirim hataları olarak sıralanabilir (Graff ve Karunaratne 1980, Pugh 1987). Bunların yanısıra sayısal değerlerin bilgisayar ortamına aktarılması sırasında, operatör tarafından da hatalar yapılabilmektedir. Ayrıca deniz düzeyi üzerinde ani ve büyük değişimlere yol açarak ölçüleri bozan fırtına dalgası (storm surge) etkisi de dikkate alınmalıdır. Yukarıda ifade edilen hatalardan çoğu değişik yöntemler kullanılarak giderilebilmesine karşın, çizim altlığının sıfırını yerleştirme ve kalibrasyon hatasının giderilmesi oldukça zordur.

Sayısal deniz düzeyi değerlerinin doğru olarak elde edilmesi için yukarıda değinilen hataların dikkatlice belirlenmesi ve ölçülerden ayıklanması gerekir. Bu amaçla öncelikle sayısal deniz düzeyi değişimleri grafik olarak çizdirilmiş ve verilerin sürekliliği ile veriler üzerindeki fırtına dalgası etkisi kontrol edilmiş, ayrıca datum kayması, zaman hatası ve belli orandaki kaba hatalar belirlenmiştir. Daha sonra uyumsuz (outliers) ve kaba hatalı ölçüleri bulmak amacıyla Lagrange İnterpolasyonu ve Harmonik Bileşenler Yöntemi (Harmonic Component Fit Method - HCFM) uygulanmıştır (Karunaratne 1980, Graff ve Karunaratne 1980). Bu yöntemlerde, herhangi bir andaki deniz düzeyi ölçü değeri ( $X(t)$ ), ölçü öncesi ve sonrası içine alan belirli bir zaman aralığındaki diğer ölçülerden yararlanılarak kestirilir ve kestirilen değer ( $X^*(t)$ ) ile ölçü değeri arasındaki fark belirli bir sınır değeri ile karşılaştırılır. Kestirilen değerle ölçü değeri farkı, seçilen sınır değerinden büyükse ilgili ölçüye kuşku ile bakılır ve bu ölçü orijinal çizgisel kayıtlardaki değeri ile yeniden karşılaştırılır. Herhangi bir okuma hatası yapılmamış ise ölçü atılır.

Bu çalışmada kullanılan geliştirilmiş Lagrange İnterpolasyon yöntemi

$$X^*(t_0) = 0.0079X_{t-5} - 0.0714X_{t-4} + 0.2857X_{t-3} - 0.6667X_{t-2} + X_{t-1} + 0.6667X_{t+1} - 0.28857X_{t+2} + 0.0714X_{t+3} - 0.0079X_{t+4} \quad (5)$$

eşitliği ile uygulanmıştır. Burada  $X^*(t_0)$ ,  $t_0$  anında (saat biriminde) deniz düzeyi değeri  $X(t_0)$ 'ın kestirim değeridir. Harmonik Bileşenler Yönteminde ise herhangi bir andaki deniz düzeyi

$$X^*(t) = g_0 + \sum (g_n \cos \omega_n t + h_n \sin \omega_n t) \quad (6)$$

$$g_n = R_n \cos \phi_n \quad h_n = R_n \sin \phi_n$$

ile ifade edilir. Burada N harmonik bileşenlerin sayısı,  $R_n$ ,  $\phi_n$  ve  $\omega_n$  sırasıyla n'inci gel-gün bileşeninin genliği, fazı ve hızını temsil etmektedir. (6) eşitliğinde  $t = -(N+1)$ ,  $-N$ ,  $-1$ ,  $+1$ ,  $N-1$ ,  $N$  alınarak oluşturulan denklem sisteminden  $g_0$ ,  $g_n$  ve  $h_n$  bilinmeyenleri çözülüp tekrar eşitlikte yerine konularak  $t=0$  anındaki deniz düzeyi değeri kestirilir. Sözü edilen bu iki yöntem ile ilgili ayrıntılı bilgiler Karunaratne (1980)'de verilmektedir.

Lagrange ve Harmonik Bileşenler yöntemleri  $N=4$  olarak uygulanmıştır. Yapılan çalışmalarda elde edilen deneyimlere dayalı olarak sınır değeri  $\pm 3$  cm seçilmiş ve her iki yöntemle elde edilen sonuçlar birbirine çok yakın olduğundan ikinci yöntemin sonuçları esas alınmıştır. Değerlendirmede sınır değerini aşan ölçüler orijinal kayıtlardan kontrol edilerek hatalı olanlar düzeltilmiştir.

Uyumsuz ve kaba hatalı ölçülerin belirlenmesi işleminde hatalı ölçülerin birbirini gizlediği şüphesiz ve işlemler bir kaç kez tekrarlanmıştır. Her yıl için ayrı ayrı yapılan bu hesaplamalar sonucunda başlangıçta ölçüler içinde hatalı olanların oranının yıllara göre %0,8 ile %6,2 arasında değiştiği ve ortalama %2,6 olduğu belirlenmiştir. Birinci adımda yapılan düzeltmeler sonucu hatalı ölçülerin ortalama %1, ikinci adım sonunda ise bunun %0,3 olduğu belirlenmiştir. Sonuç olarak, sözü edilen iki interpolasyon yönteminin başarı ile uygulandığı ve ölçülerdeki değişik nedenlerle oluşan kaba hata ve uyumsuz ölçülerin büyük oranda belirlenerek düzeltildiği söylenebilir.

#### Aylık Ortalamaların Belirlenmesi

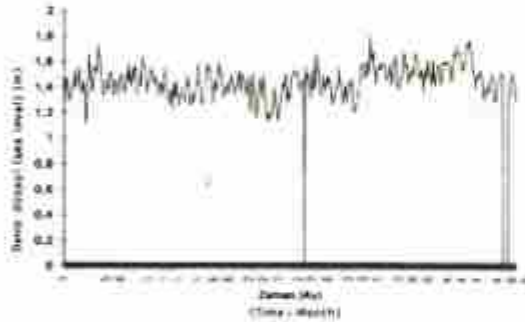
Bu çalışmada, ortalama deniz düzeyinin belirlenmesinde aylık ortalamalar esas alınmıştır. Aylık ortalamaların hesaplanması için kullanılan yöntemler; aritmetik ortalama, alçak geçirici filtre, 3- saatlik değerler, ortalama gelgit düzeyi'dir (Pugh 1987). Bu yöntemlerden en uygunu kısa periyotlu titreşimleri ve aliasing etkisini en iyi gideren alçak geçirici filtre'dir. En çok kullanılan alçak geçirici filtre ise 39 saatlik Doodson  $X_0$  filtresidir (IOC 1985, Pugh 1987).



Aritmetik ortalama yöntemine de, fazla matematiksel bir yük getirmedeği ve ayrıntılı olarak geliştirilen diğer yöntemlere yakın sonuçlar verdiği için sıkça başvurulur. Doodson Filtresi' ni uygulayabilmek için saatlik verilerin -sürekli olması gerekir. Yapılan incelemede saatlik verilerin yaklaşık %5' inin boş olduğu, bu durum ay bazında değerlendirildiğinde aylık verilerin %35' inde veri boşluğu olduğu ve bunun %72' sinin doldurulabilecek nitelikte olduğu belirlenmiştir. Kısaca, verilerde 1- 476 saat arasında değişen boşluklar bulunması ve boşlukların homojen olmaması nedeniyle Doodson Filtresi uygulanamamıştır. Aritmetik ortalamanın da uyumsuz ölçülere karşı direncinin düşük olması nedeniyle aylık ortalamaların hesaplanmasında uyumsuz ölçülere karşı direnci en yüksek olan "medyan" operatörü kullanılmıştır. Bir aylık bir dizi için medyan değeri, dizinin elemanları küçükten büyüğe sıralandığında en ortada olanıdır, yani,

$$X(t_j) = \text{medyan}\{X(t_j)\} \quad (7)$$

dir. Burada  $X(t_j)$  aylık ortalama deniz düzeyini,  $X(t)$  saatlik deniz düzeyi,  $t_j$  ay,  $t$  saati göstermektedir. Medyan operatörü kullanılarak hesaplanan aylık deniz düzeyi değerleri (1938-1977) Şekil 2'de sergilenmektedir.



Sekil 2: Monthly mean sea levels

Figure 2: Düzeltmelerin Fourier analizi

### Ortalama Deniz Düzeyinin Belirlenmesi

Birçok meteorolojik ve oşinografik parametre deniz düzeyi değişimini etkilemektedir. Bunlar rüzgar kuvveti, atmosferik basınç etkisi, akıntılar, sıcaklık, deniz suyundaki tuzluluk oranı, yağışlar, nehir ağzlarında oluşan alüvyonlar ve uzun periyodlu gelgitler olarak sıralanabilir. Bu etkiler ortalama deniz düzeyinin belirlenmesinde göz önünde bulundurulmalıdır. Aylık deniz düzeyi değerlerinin analizinde Rossiter (1967) ve Hannah (1990) tarafından önerilen

$$X(t) = a_0 + \sum_{j=1}^n a_j t^j + b_1 \delta P(t) + b_2 \delta T(t) + \sum_{j=1}^m c_j \cos(\omega_j t - \phi_j) + v(t) \quad (8)$$

regresyon modelinin benzeri esas alınmıştır. Eşitliğin sağ tarafındaki ilk iki terim verilen zaman aralığındaki ortalama deniz düzeyi değeri ve uzun süreli ortalama deniz düzeyi değişimini göstermektedir. Diğer terimlerde sırasıyla basınç ve sıcaklık değişimi ile gelgit etkileri dikkate alınmakta, son terim ise artık hataları (residuals) göstermektedir. Eşitlikte yer alan  $a_0$ ,  $a_j$ ,  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $c_j$  katsayıları geleneksel olarak En Küçük Kareler Yöntemi (EKKY) ile belirlenmektedir. Burada uygulanan modelin geleneksel olandan farkı, parametrelerin uyumsuz ölçülere karşı dirençsiz olan EKKY ile değil kırılma noktası zaman eksenini yönünde yaklaşık % 20 olan Robust Kestirim ile belirlenmesi ve  $\delta P(t)$ ,  $\delta T(t)$  parametrelerinde, Hannah (1990)' dan farklı olarak, uzun süreli değişim (doğrusal trend) yanında periyodik bileşenlerin de göz önüne alınmasıdır. Dolayısıyla

$$\delta P(t) = P(t) - \left\{ d_1 + e_1 t + \sum_{j=1}^p f_j \cos(\omega_j t + \phi_j) \right\} \quad (9)$$

$$\delta T(t) = T(t) - \left\{ T(t) - d_2 + e_2 t + \sum_{j=1}^q f_j \cos(\omega_j t + \phi_j) \right\} \quad (10)$$

ile ifade edilmektedir. Burada  $P(t)$  ve  $T(t)$  sırasıyla aylık basınç ve sıcaklık değerlerini, parantez içindeki terim ise uzun süreli değişim ve periyodik titreşimleri göstermektedir.

Deniz düzeyini en çok etkileyen meteorolojik parametreler atmosferik basınç ve rüzgar kuvvetidir. Örneğin, 1 mbar'lık bir basınç değişimi deniz düzeyinde 1 cm'lik değişime neden olmaktadır (Pugh 1987). Bu oran Antalya için deniz düzeyi-basınç verilerinin regresyon analizi ile doğrulanmıştır. Pugh (1987), analiz modelinde rüzgar etkisini basıncın gradyanları olarak dikkate almaktadır. Fakat bunun uygulanabilmesi için deniz düzeyi ölçer etrafında, bir üçgenin köşelerini oluşturacak şekilde konumlandırılmış üç meteoroloji istasyonu olması gerekmektedir. Antalya'da bir meteoroloji istasyonu olduğundan rüzgar etkisi modelde dikkate alınmamıştır.

Geleneksel EKKY'ye göre bilinmeyenler ve ölçülerin düzeltmeleri matris gösterimiyle

$$X = (A^T P A)^{-1} A^T P I \quad (11)$$

$$V = A X - I$$

şeklinde hesaplanır. Burada  $A$  ve  $P$  sırasıyla katsayılar ve ölçülerin ağırlık matrislerini,  $I$  ölçü,  $X$  bilinmeyenler,



V ise düzeltmeler (residuals) vektörünü göstermektedir. Robust kestirimde ise, Huber (1964) tarafından ortaya atılan genelleştirilmiş Maksimum Likelihood M kestirici, yani

$$M = \sum p(v_j) = \text{Minimum}$$

ve  $p(v)$ , daha doğrusu  $w(v) = \{\partial p(v)/\partial v\}/v$  ağırlık fonksiyonları kullanılır. EKKY'nin normal denklemlerine benzer olarak ortaya çıkan doğrusal denklemlerden bilinmeyenler çözümlürse

$$X = (A^T W A)^{-1} A^T W l$$

elde edilir. Burada, ağırlık fonksiyonunun hesaplanmasında kullanılan  $v$ 'ler bilinmediğinden çözüm ancak iteratif olarak gerçekleştirilebilir. Yinelemeli (iteratif) ve yeniden ağırlıklandırılmalı EKK yöntemi şu şekilde uygulanır:

$$\hat{X}_k = (A^T W_k A)^{-1} A^T W_k l$$

$$\hat{V}_k = A \hat{X}_k - l$$

$$W_k = P W(v_{k-1}), \quad k = 1, 2, 3, \dots \quad (12)$$

$$W(v_0) = I$$

Burada k iterasyon sayısını göstermektedir. Başlangıçta  $k=1$  için  $W(v_0) = I$ , ya da ölçülerin ağırlıklarının farklı olması durumunda  $W_1 = P$  alınır (Hekimoğlu ve diğ. 1993b). Bu çalışmada ölçülerin ağırlıkları ( $p_j$ ) verilerdeki boşluklar dikkate alınarak belirlenmiş ve Andrews ve Beaton-Tukey ağırlık fonksiyonları kullanılmıştır (Andrews 1974, Beaton ve Tukey 1974). Bunlardan Andrews fonksiyonu

$$W(v_j) = \begin{cases} \left[ \frac{|v_j|}{\epsilon_j} \right]^{-1} & \text{if } |v_j| \leq \epsilon_j \pi \\ 0 & \text{if } |v_j| = \epsilon_j \pi \end{cases}$$

$$\epsilon_j = \sigma_0 \sqrt{p_j} \sqrt{Q_{std} t_{1-\alpha/2}}$$

şeklinde hesaplanır. Burada  $\epsilon_j$  düzeltmeler için sınır değeri,  $\sigma_0$  teorik standart sapma,  $p_j$  ağırlık,  $Q_{std}$  düzeltmelerin kofaktörleri,  $t_{1-\alpha/2}$  güven düzeyi için t-dağılımı sınır değeri,  $\alpha$  ise yanılma olasılığıdır.

Gerek sıcaklık ve basınç ve gerekse deniz düzeyi verilerinin  $\alpha = 0,05$ ,  $\sigma_0$  yerine deneysel standart sapma  $\sigma$  alınarak elde edilen Robust regresyon analizi sonuçları Çizelge 1 ve 2' de verilmiştir. Bu sonuçlara göre Antalya deniz düzey ölçer durağındaki deniz düzeyinin yılda 6.9 mm yükseldiği belirlenmiştir. Kestirim sonucu elde edilen robust düzeltmelerin Fourier analizi sonuçlarına bakıldığında, aylık değerler

üzerinde henüz tam modellenemeyen birtakım etkilerin olduğu görülmektedir (Şekil 3).

Çizelge 1: Aylık basınç ve sıcaklık değerlerinin uzun süreli eğilimleri ve periyodik bileşenleri.

Table 1: Secular trend and periodic signals in monthly pressure and temperature.

Parametreler (Parameters)	Sıcaklık (Temperature)	Basınç (Pressure)
d	18.698 ± 0.189 °C	1007.409 ± 0.169 mibar
e	0.001 ± 0.001 °C/ay (month)	-0.001 ± 0.001 mibaray
1 yıl G	-7.654 ± 0.134	4.352 ± 0.120
6 ay H	4.332 ± 0.135	-0.551 ± 0.118
9 ay G	-	-0.336 ± 0.120
H	-	1.662 ± 0.119
4 ay G	-	0.035 ± 0.119
H	-	-0.477 ± 0.119

$$G = f \cos \delta, \quad H = f \sin \delta$$

Çizelge 2: Aylık deniz düzeyi verilerinin robust regresyon analizi sonucu belirlenen parametreler.

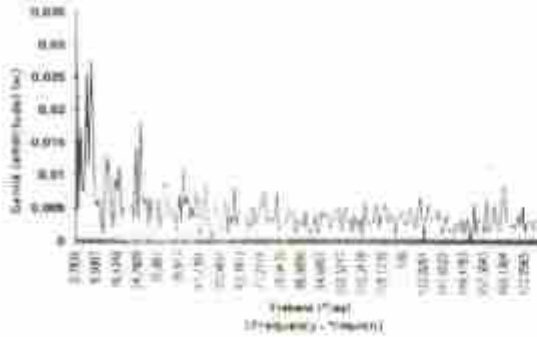
Table 2: Estimated parameters in robust regression analyses of monthly sea levels.

Parametreler (Parameters)	Değerler (Values)
$a_0$	1.4295 ± 0.0099 m
$a_1$	-0.0006 ± 0.0001 m / ay (month)
$a_2$	0.0000 ± 0.0000
$b_1$	-0.0146 ± 0.0026
$b_2$	0.0198 ± 0.0018
Node 18.6 yıl G	-0.0356 ± 0.0041
6 ay H	-0.0027 ± 0.0042
9 yıl G	-0.0247 ± 0.0041
H	0.0002 ± 0.0039
7.7 yıl G	-0.0317 ± 0.0040
H	0.0216 ± 0.0041
EA 1 yıl G	0.0209 ± 0.0048
H	0.1151 ± 0.0071
6 ay G	-0.0208 ± 0.0041
6 month H	-0.0377 ± 0.0074
4 ay G	-0.0026 ± 0.0040
H	0.0174 ± 0.0041

#### 4. SONUÇ

Düsey datumun oluşturulmasında ilk aşama, ortalama deniz düzeyinin belirlenmesidir. Ortalama deniz düzeyi, anlık deniz düzeyi değerlerinin deniz düzeyinin değişmesine neden olan her türlü bozucu etkiler dikkate alınarak ve uyumsuz ölçülere karşı dirençli bir yöntemle analiz edilmesiyle belirlenmelidir. Türkiye Ulusal Düsey Datumu' nu belirlemek amacıyla, Antalya deniz düzey ölçer durağında 1938-1977 yılları arasında kaydedilen saatlik verilerden - medyan operatörü kullanılarak - elde edilen aylık ortalama değerler analiz edilerek, ortalama deniz düzeyi belirlenmiştir. Deniz düzeyi değişimine katkısı olan ve çoğunlukla gözardı edilen meteorolojik bileşenler büyük ölçüde dikkate alınmıştır. Ayrıca uyumsuzuz ve kaba hatalı veriler üzerinde önemle durulmuş ve analizde robust kestirim yöntemi tercih edilmiştir. Buna karşılık kaydedilen ham

verilerin farklı datumlara dayanması ve kısa periyotlu bileşenlerin elimine edilmesinde alçak geçirici filtrenin uygulanmamasının sonuçlar üzerinde olumsuz etkisi olduğu düşünülmektedir.



Sekil 3: Düzeltmelerin Fourier analizi.

Figure 3: Fourier analysis of residuals.

Analiz sonucunda elde edilen 6,9 mm/yıl'lık deniz düzeyi artışı Douglas (1991)'de verilen 1,8 mm/yıllık değer ile uyumlanmakta, aradaki farkın düşey yer kabuğu hareketlerinden veya modelde yer verilemeyen sistematik etkilerden kaynaklanabileceği düşünülmektedir. GPS gözlemlerinden elde edilen ilk sonuçlar da bölgede düşey yer kabuğu hareketlerinin olabileceğini doğrular yöndedir.

Sonuç olarak, Türkiye Ulusal Düşey Datumunu belirlemek amacıyla geliştirilen karma yaklaşım için gerekli olan verilerin büyük bir bölümü - uydu altimetresi ve gravite verileri hariç -derlenmiştir. Şu ana kadar yapılan çalışmaların - tektonik yapı, uydu gözlemlerinin değerlendirilmesi, deniz düzeyi verilerinin analizi - sonuçları bölgede düşey yer kabuğu hareketleri olduğu izlenimini vermektedir. Düşey yer kabuğu hareketlerinin düşey datumun belirlenmesinde önemli bir rolü vardır ve ileride daha somut sonuçlar alabilmek amacıyla, 2 veya 3 yıllık aralarla GPS gözlemleri sürdürülecektir.

## KAYNAKLAR

- Andrews, D.T. 1974, A robust method for multiple linear regression, *Technometrics*, 16, pp. 523-521.
- Ayhan, M.E., Demir, C. 1993, Türkiye Düşey Kontrol Ağı'nın (TUDKA-92) tanıtımı, Türkiye Ulusal Jeodetik ve Jeofizik Birliği Genel Kurulu, Ankara.
- Ayhan, M.E., Hekimoğlu, Ş., Demir, C., Şanlı, D.U., Kahveci, M. 1994, Secular variation of mean sea level and vertical crustal motion using tide-gauge and GPS data, *in International*

*Symposium on Deformations in Turkey, September 5-8, Istanbul (in press).*

- Baker, T.T. 1993, Alshubair sea level measurements, climate change and vertical crustal movements, *Global and Planetary Change*, 8, pp.149-159.
- Boston, A.E. ve Tukey, J.W.1974, The fitting of power series meaning polynomials, illustrated on baird-spectroscopic data, *Technometrics*, 16, pp.147-183.
- Bilham, R.1990, Earthquakes and sea level: space and terrestrial metrology on a changing planet, *Review of Geoph.*, 28, pp. 3-29.
- Carter, W., Diamentz, J., Douglas, B., Scherer, W.1987, A NOAA program in sea level and related observations, *Drift*.
- Dixon, T.H.1991, An introduction to the Global Positioning System and some geological applications, *Reviews of Geophysics*, 29(2), pp. 249-276.
- Douglas, B.C.1991, Global sea level rise, *JGR*, 96(C4), pp. 69-81.
- Graff, J. and Karunaratne, D.A.1989, Accurate evaluation of sea level records, *International Hydrographic Review*, LVII(2), July.
- Haber, P.J.1964, Robust estimation of location parameter, *Ann. Math. Statist.*, pp.73-101.
- Hannah, J.1990, Analysis of mean sea level data from New Zealand for the period 1899-1988, *J. Geophys. Res.*, 95(B8), pp.12399-12405.
- Hekimoğlu, Ş., Ayhan, M.E., Demir, C., Şanlı, D.U.1993, Türkiye Ulusal Düşey Datum projesinin tanıtımı, Prof. Dr. Helmut Wolf Jeodetik Sempozyumu, İstanbul.
- Hekimoğlu, Ş., Ayhan, T., Akay, O.1993, Bütünleştirilmiş uydu altimetrisinin robust kestirim yöntemleriyle tanıtım ve uydu altimetrisi ölçüm hatalarıyla belirlenmesi, Prof. Dr. Wolf Jeodetik Sempozyumu, İstanbul.
- Hekimoğlu, Ş. ve Şanlı, D.U.1993, Düşey datum belirlenmede sorunlar ve açılım yaklaşım, Türkiye Ulusal Jeodetik ve Jeofizik Birliği Genel Kurulu, 8-11 Ekim, Ankara.
- IOC 1985, *Manual on sea level measurement and interpretation. Manuals and Guides 14*, Karunaratne, D.A.1989, An improved method for smoothing and interpolating hourly sea level data, *International Hydrographic Review*, LVII(1), January.
- Pugh, D.1987, *Tides, Surges and Mean Sea Level. A Handbook for Engineers and Scientists*, John Wiley and Sons, New York.
- Rapp, R.H., Wang, Y.M. and Paulos, N.K.1991, The OSU 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficient models, Rept. No. 418, Dept. of Geod. Sci. and Surv., OSU, Columbus.
- Rossiter, J.R.1967, An analysis of annual sea level variations in European waters, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 12, 259-299.
- Vaniček, P. and Krakiwsky, E. J.1982, *Geodesy: The Concepts*, North Holland Publ. Comp., Amsterdam.
- Vaniček, P.1991, Vertical datum and NAV88, *Surv. and Land Inf. Sys.*, 51, 2, pp. 83-86.



# GELİBOLU YARIMADASI' NDA PLİYO-KUVATERNER SEDİMENTASYONUNU DENETLEYEN TEKTONİK MEKANİZMA

## Tectonic Mechanism Controlling The Plio-Quaternary Sedimentation In The Gelibolu Peninsula

Cenk YALTIRAK\*

### ÖZET

Gelibolu Yarımadası'nda, Eceabat ile Gelibolu arasında Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen yaşlı bir alüvyal yelpazeyi temsil eden, tutturulmamış, blok, çakıl ve kaba kumlardan oluşan Conkbayırı Formasyonu topografik olarak yüksek alanlarda bulunur. Bunun altında yer alan Alçitepe Formasyonu Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı kumtaşı ve oolitik kireçtaşları, Üst Miyosen yaşlı Kirazlı Formasyonu kumtaşları ile temsil edilir. Her ne kadar önceki araştırmalarda Conkbayırı Formasyonu'yla arasındaki dokanağın dereceli geçişli olduğu belirtilmişse de, yeni saha verileri Conkbayırı Formasyonu'nun Alçitepe ve Kirazlı formasyonlarını paralel bir uyumsuzlukta, aşmalı olarak üstünü göstermektedir. Conkbayırı Formasyonu sedimenter özellikleri Ganos Fayı olarak adlandırılan KD-GB uzanımlı çökelime yaşlı, sağ-yunal atımlı bir fayın etkilerini göstermektedir. Bu fay geç Miyosen' de çalşımaya başlamıştır. Fayın güneydoğu bloğu Pliyosen'de su yüzüne çıkmış ve kuzeybatı blokta sürmekte olan denizel çökelime kırıntılı malzeme sağlamıştır. Geç Pliyosen' de oluşan Anafartalar Fayı, Ganos Fayı'nın yükselen bloğunun tilt olmasına yol açmıştır. Bu nedenle Conkbayırı Formasyonu tilt olan bloğa paralel olarak yayılmıştır. Yaşı da istifin içeriği ve çökelimini denetleyen tektonik mekanizma gözönünde tutulduğunda olasılıkla Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen' dir.

### ABSTRACT

In the Gelibolu Peninsula between Eceabat & Gelibolu, an alluvial fan of Upper Pliocene-Lower Pleistocene, the Conkbayırı Formation consisting uncemented blocks, pebbles and coarse sands forms the topographic highs. The Upper Miocene-Lower Pliocene aged Alçitepe Formation which underlies this unit is represented by sandstones and oolitic limestones and the Upper Miocene aged Kirazlı Formation is represented by sandstones only. Although it was mentioned in the previous works that the boundary between the Conkbayırı formation is gradational, the recent field data have indicated that this boundary is parallel unconformity and Conkbayırı Formation is gradually overlying these two formations. Sedimentological data from the Conkbayırı Formation, imply NE trending synsedimentary fault, the Ganos Fault. This fault has been started to be an active fault during late Miocene. SE block of this fault emerged during Pliocene and provided clastic material to the continuing marine sedimentation on the NW block. The upthrown block of the Ganos Fault was also tilted towards the southeast by the effect of a new fault branch, located to the north the Anafartalar Fault during Late Pliocene. Therefore Conkbayırı Formation developed parallel to the field block. When the composition of sequence and controlling tectonic mechanism are considered it is likely that the age of this unit is Upper Pliocene-Lower Pleistocene.

### GİRİŞ

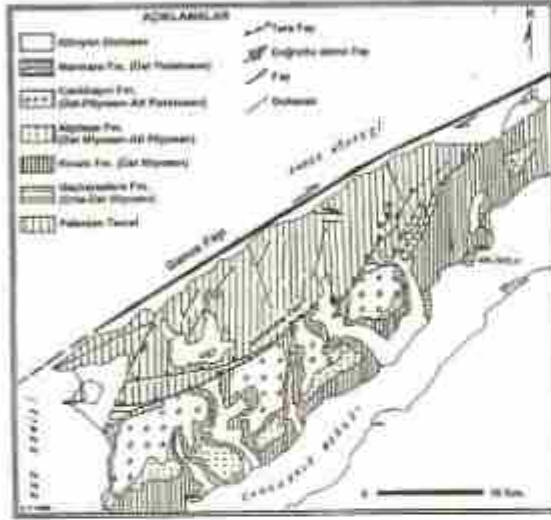
Gelibolu Yarımadası, Saroz Körfezi' nden geçen Ganos Fayı' nın batı sahilini biçimlendirdiği falezler, GB-KD uzanımlı sırtlar, bunlara paralel ana vadiler ve bu sırtları kesen diğ. ikincil vadilerden oluşur. Yarımada'yı

şekillendiren tektonik yapılar aynı zamanda Pliyo-Kuvaterner sedimantasyonunun da en önemli denetçisidir. Özellikle eski çalışmalarda Miyosen-Pliyosen arasında uyumlu olarak görülen çökel kayaların birbiriyle dereceli geçişli olduğu öne sürülmüştür (Saner,1985; Önal,1986). Oysa Üst

\* İ.T.Ü Maden Fak., Genel Jeoloji Anabilim Dalı.



Miyosen-Alt Pliyosen (?) yaşlı Alçitepe Formasyonu ile Kirazlı Formasyonu üzerinde gözlemlenen, alüvyal yelpaze karakterli Conkbayırı Formasyonu'nun sedimentolojik övrimi arasındaki ilişki pek açıklanmamıştır. Alçitepe ve Kirazlı formasyonu sığ denizel-lagüner birimler olarak tanımlanırken (Siyako ve diğ.,1989), Conkbayırı Formasyonu'nu coğrafyacılar Çanakale Boğazı'ndan geçen eski bir akarsu vadisine ait çökeller olarak yorumlamıştır (Erol,1992). Bu incelemede Conkbayırı Formasyonu'nun oluşum mekanizmasını araştırırken, neotektonik olayların Pliyo-Kuvaterner'deki etkileri irdelenmeye çalışılmıştır.



Şekil 1: Gelibolu Yarımadası'nın basitleştirilmiş jeolojik haritası.  
Figure 1: Simplified geological map of the Gelibolu Peninsula.

## BÖLGESEL JEOLOJİ

Gelibolu Yarımadası üzerinde batıdan doğuya doğru gençleşen bir istif bulunur. Bu istifin en yaşlı birimi Üst Kretase-Alt Paleosen yaşlı sığ denizel Lört Formasyonu'dur (Önal,1986). Üzerinde uyumsuz olarak Alt Eosen-Lütesyen yaşlı sığ denizelden denizaltı alüvyal yelpazeye kadar birimler içeren Karağaçlıman Formasyonu bulunur (Önal,1967). Bu birimi düşey ve yanal geçişle deltaönlü çökellerinden oluşan Koyunlman Formasyonu izler (Sümengen ve Terlemez,1991). Koyunlman Formasyonu'nun üzerinde düşey ve yanal geçişli olarak düşük enerjili akarsu çökellerinden oluşan eşyaşlı Fıçitepe Formasyonu bulunur (Kellog,1972). Bu birimin üzerine uyumsuz olarak Lütesyen yaşlı, sığ denizel Soğucak Formasyonu gelir (Sümengen ve Terlemez,1991). Soğucak Formasyonu'nu uyumlu olarak derin denizel Burgaz Formasyonu izler (Kellog,1972). Burgaz Formasyonu'nun üstünde iraksak türbiditlerden oluşan Üst Eosen yaşlı, Korudag Formasyonu uyumlu olarak takip eder. Ardından ortaç türbiditlerden oluşan Üst Eosen yaşlı Keşan Formasyonu gelir. Üzerinde uyumlu

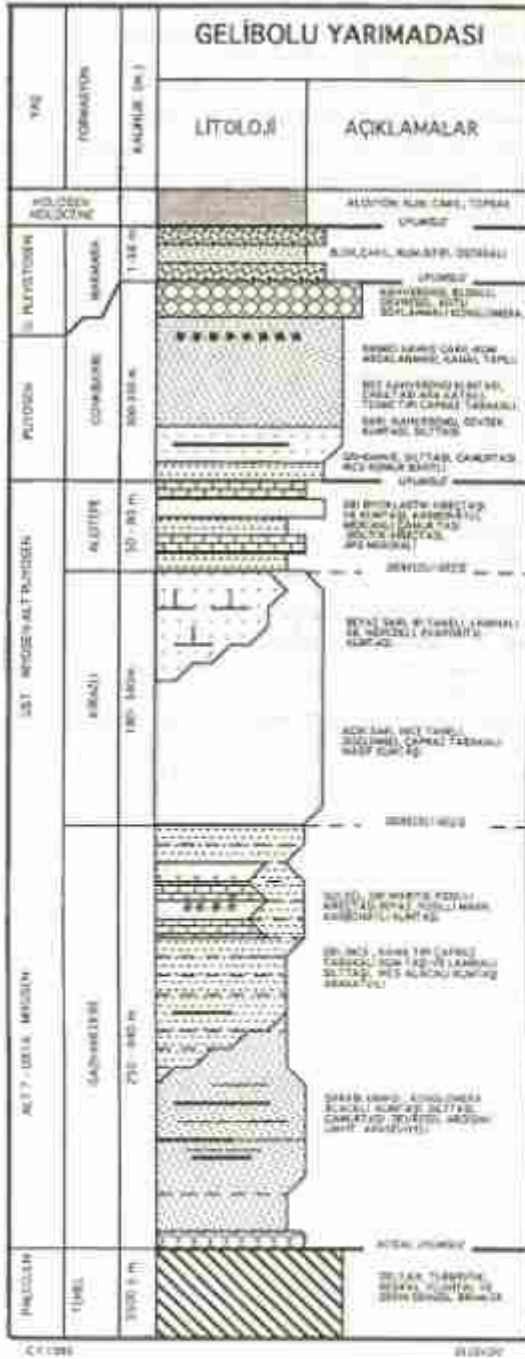
olarak Üst Eosen yaşlı, deltaönlü çökellerinden oluşan Kanlıbent Formasyonu bulunur. Üst Eosen-Oligosen'de (?) istif, delta gerisi çökellerinden oluşan Armuttepe Formasyonu ile sona erer (Sümengen ve Terlemez,1991). Bu birimlerin üzerinde uyumsuz olarak Orta Miyosen yaşlı akarsu ortamında çökelmiş Gazhandedere Formasyonu, Üst Miyosen yaşlı plaj ortamında çökelmiş Kirazlı Formasyonu, Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı sığ, sıcak denizel Alçitepe Formasyonu'nundan oluşan diğer bir istif bulunur (Siyako ve diğ.,1989). Miyosen yaşlı birimlerin üzerinde ise uyumsuz olarak Pliyo-Kuvaterner yaşlı, karasal alüvyal yelpaze çökellerinden oluşan Conkbayırı Formasyonu yer alır. Miyosen-Pliyosen istifinin ve Conkbayırı Formasyonu'nun üzerinde Bakuniyen-Tirheniyen yaşlı, sahil fasiyeslerinden oluşan Marmara Formasyonu bulunur (Sakinç ve Yaltrak,1995).

## CONKBAYIRI FORMASYONU

Conkbayırı Formasyonu ilk defa Saner (1985) tarafından adlandırılmıştır. Birimi Taner (1982) Eceabat Formasyonu olarak tanıtırken, Önal (1986) Akyar Formasyonu adı altında iki üyeye ayırmıştır.

Birim çalışma alanında Gelibolu ile Eceabat arasında ki tüm tepeler ve bunları kesen vadilerde görülür (Şekil-1). Birimin en karakteristik bulunduğu yer Conkbayırı olduğu için bu çalışmada da aynı ad altında değerlendirilmiştir.

Conkbayırı Formasyonu bulunduğu yerlerde, batıda Kirazlı, doğuda Alçitepe Formasyonu üzerinde paralele yakın bir uyumsuzlukla durur. Birim karasal ortamda oluşmuş, kırmızı renkli kum, çakıl devresel tekrarından oluşur. Çakıllar, kireçtaşı, kumtaşı, tuf ve volkaniktir. Birim tabanda, kahverengi çamurtaşı ve silttaşlarıyla başlar içinde arakatlı olarak çakıl ve kum seviyeleri bulunur. İçinde ince karbonlu seviyeler de seyrek olarak görülür. Kumtaşları masif görünlü, tekne tipi çapraz tabakalıdır. Çakıllar kötü boylanmalı, az yuvarlanmış polijeniktir. Saner (1986) birimin içindeki çamurtaşlarında tuzlu su gastrapodlarına rastlamıştır. İstif yukarı doğru çakıllı ve iri kum boyutundaki seviyelerin hakimiyetine geçer. Bunların arasında da kumlu silt ve çamurtaşları mercceklerine rastlanır. Çakıllar üstte doğru belirgin biçimde, bloklu seviyelerin tekrarından oluşan ardalanmalarla arakatlı görülmeye başlar. Çakıl ve bloklar gevşek bir kum matrisle sarılmıştır. Bölgede hakim paleokıntı yönü D-B doğrultusudur. Akarsu kanalları da aynı doğrultuya paraleldir. Bunun tipik görüldüğü yerler Anafartalar, Conkbayırı ve çevresidir. Bu bölgede birim doğuya doğru eğimli olarak durmaktadır. Birimin kalınlığı değişken olup en fazla 350 m civarındadır(Şekil-2).



Sekil 2: Gelibolu Yarımadası'nın genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.  
Figure 2: Generalized stratigraphic section of the Gelibolu Peninsula

Conkbayırı Formasyonu, devresel olarak karada çökelmiş regresif bir istifdir. Malzemenin üste doğru gittikçe kalınlaştığı görülür. Akarsu ortamında çökeldiği düşünülen birim, paleoakıntı yönlerine göre bölgedeki bugünkü vadilere paralel bir sistem tarafından çöktürülmüştür. Birim üst seviyelere doğru çekim

kaymaları ve kaotik yapısıyla alüvyal yelpaze ortamını göstermektedir.

Birimin yaşı, tabanında bulunan Kirazlı ve Alçitepe formasyonları düşünüldüğünde Üst Miyosen-Alt Pliyosen'den genç olmalıdır. Çanakkale Boğaziçi sahillerinde bulunan Üst Pleistosen yaşlı Marmara Formasyonu'nun (Sakinç ve Yaltrak, 1995) içeriği ile Conkbayırı Formasyonu'nun farklılığı düşünüldüğünde olasılıkla Alt Pliyosen-Alt Pleistosen yaşlı olmalıdır.

**JEOLOJİK EVRİM**

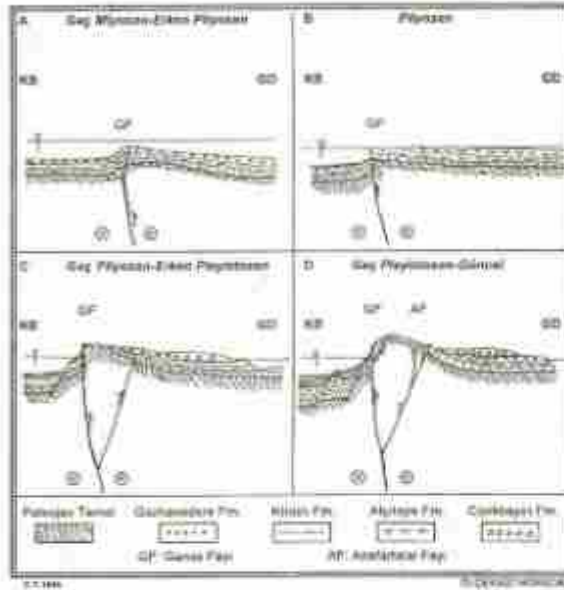
Özellikle bu birimin altında bulunan Miyosen çökellerinin yayılımı ve bugünkü jeomorfolojik özellikleri incelendiğinde, Kirazlı ve Alçitepe formasyonlarının, Çanakkale Boğaziçi sahillerinde yatay tabakalı olarak durduğu, batıya gidildikçe Anafartalar vadisi boyunca birimlerin ve dokanağın doğuya doğru eğim kazandığı görülür. Conkbayırı Formasyonu, erken Pliyosen'de KAF'ın kuzey kolu olan Ganos Fayı'nın çalışmasıyla oluşmaya başlamıştır (Şekil-3a). Ardından Alçitepe, Kirazlı ve Gazhanedere formasyonları doğuya taşınır (Şekil-3b). Gelibolu bloğunun geç Pliyosen'de doğuya bindirmesinin ardından Conkbayırı Fm. ile Miyosen birimleri arasındaki uyumsuzluğun Büyük Anafartalar, Künköy ve çevresinde kıvrımlanmayla Gazhanedere Formasyonu Anafartalar Fayı boyunca yüzeylenir (Şekil-3c). Geç Pliyosen'de bloğun tıltlanması sonucu aşınan Miyosen birimlerinin ardından Paleojen birimleri taşınarak Conkbayırı Fm.'nin üst kesimleri oluşturur (Şekil-3d). Bölgesel tektonik bu mekanizma ile Pliyo-Kuvaterner sedimantasyonunu denetlemeye başlamıştır. Bu mekanizma aynı bir danperli kamyonun içine yüklediği malzemeyi boşaltırken önce üsttekini, en sonda en alttakini boşaltması gibi çalışmaktadır. Günümüzde de Adatepe ve Dereliköy vadisi, Saros kıyısındaki yükselme sonucu akış yönünü değiştirmiştir. Vadilerde çökelen güncel alüvyonlar, Saros körfezine doğru taşınırken bu hareket sonucu dört tarafı kapalı havzalar içinde hapsolmüştür (Şekil-1).

**SONUÇLAR**

1. Conkbayırı Formasyonu'na bu özellikler doğrultusunda bakıldığında, Gelibolu Yarımadasının eksenindeki yüksek tepelerde bulunan karasal birimlerin, Pliyosen'de Çanakkale boğaziçi boyunca uzanan bir akarsuyun denetiminde değil, Ganos ve Anafartalar fayları sayesinde, hızlı yükselen Gelibolu bloğunun üzerinden taşınarak, Pliyo-Kuvaterner'de yüzlerce metre kalınlığa ulaştığı görülür.
2. Ganos ve Anafartalar Fayı'nın arasındaki bloğun üzerinde aşınmış olduğunu düşündüğümüz Miyosen birimlerinin en az 500m kalınlıkta olduğu düşünüldüğünde, aşınma alanında bulunması gereken birimin hacmi ile Conkbayırı Formasyonu'nun depolanma alanının hacmi birbirine yakın



gözükmektedir. Bu nedenle Gelibolu Yarımadası Üst Miyosen'de aşınma alanı değil depolanma alanı olmalıdır.



**Şekil 3:** Gelibolu Yarımadası'nın jeolojik evrimi (Gök Miyosen-Güncel)

**Figure 3:** The geological evolution of the Gelibolu Peninsula (Late Miocene-Actuality)

3. Çanakkale sâhillerinde bulunan Üst Pleistosen taraçalarının en az 7 m yükseldiği, Büyük Kemikli Burnu'nda deniz aşındırmalarının 60 m yükseldiği, genç

vadilerin Saros Körfezi yerine boğaza doğru uzandığı göz önünde bulundurulduğunda yarımada'nın halen aynı biçimde yükseldiği söylenebilir. Bu sistem Ganos Fayının doğrultu atımlı karakteri ile tipik lale yapısından kaynaklanmaktadır. Tiltlenme, bu nedenle gerilime ile değil sıkışma sonucu oluşmuştur. sıkışma yönü tiltlenen bloğa yaklaşık olarak dik D-B doğrultusunda olmalıdır.

#### KAYNAKLAR.

- Erol, O., 1992. Çanakkale Yarımadası Jeomorfolojisi ve Tektoniği. TPJD Bülteni, 4, 1:147-165.
- Kellig, B.H., 1972. Geology and Petroleum Prospects Gulf of Saros and Vicinity SW Tracer. Ashland Oil of Turkey. TPAO Rap. No: 902.
- Önal, M., 1986. Gelibolu Yarımadası Orta Bölümünün Çökeltme İstifleri ve Tektoniği. 10. Yerbilimleri Dergisi, 5, 21-38.
- Sakıncı ve Yalırak, 1995. Güney Trakya Sâhillerinin Geçerli Pliosen Çökeltleri ve Paleogeografisi. Trakya Havzasının Jeolojisi Sempozyumu, 10 Mayıs-3 Haziran. Bildiriler Kitabı (Baskıda).
- Saner, S., 1985. Saros Körfezi Dalmasının Çökeltme İstifleri ve Tektonik Yerleşimi. Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye. TJK Bül. 28, 1-10.
- Siyako, M., Bârkân, K.A. ve Okay, A.L., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımada'nın Terazi Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları. TPJD Bül. 1, 3:183-200.
- Sümenen, M. ve Terlemir, I., 1991. Güneybatı Trakya Yarımadasının Çökeltlerinin Stratigrafisi. MTA Dergisi, 113, 17-30.
- Taner, G., 1982. Die Mälekken Fauna und Pliozän Stratigraphie des Halbinsel Gelibolu. Comin. de la Fac. de Sciences de l' Univ. de Ankara, 25.
- Önal, O.T., 1967. Trakya Jeolojisi ve Petrol Olanakları. TPAO Rap. No: 391.



# EGE BÖLGESİNDE GENÇ MAGMATİZMANIN OLUŞUMU İLE LİTOSFERİN EVRİMİ ARASINDAKİ İLİŞKİ ÜZERİNE DÜŞÜNCELER

## Thoughts on the Relation Between the Young Magmatic Generation and Lithospheric Evolution in Aegean Region

Yücel YILMAZ\*

### ÖZET

Batı Anadolu'da kuzey-güney yönlü sıkışma, en üst Kretasede birbirine yaklaşan kuzey ve güney kıtaların arasında Tetis okyanusunun tamamen tüketilmesi ile başlamıştır. Bunu izleyen yaklaşma litosferik kısalma ve kalınlaşmaya neden olmuştur. Bu olaylar Neojen'e kadar sürmüştür ve Neojen'de, Orta Miyosenden itibaren kuzey-güney gerilemeye yerini bırakmıştır.

Kısalma ve deformasyonun şiddetli bir aşamaya ulaştığında bölgesel metamorfizma olayları gelişmiştir. Bu dönemde, litosferik mantodan kökenlenen bölgesel ölçekte yaygın bir magmatik faaliyet gelişmiştir. Başlangıçtaki termal domlaşma fazını termal çökme takip etmiştir. Bu dönemde metamorfizma kadar magmatizma da devam etmiştir. Ancak magma bileşimi tektonik rejim değişikliklerinden şiddetlice etkilenmiştir.

Bu makalede, Batı Anadolu'daki magma gelişimi ile litosferik evrim arasındaki sorunlar hakkındaki bazı düşünceler tartışılacaktır.

### ABSTRACT

In western Anatolia N-S compression began with the local destruction of the Tethyan ocean during the latest Cretaceous, between the converging jaws of the northern and southern continents. The following convergence began to be taken up by lithospheric shortening and thickening. It lasted to the Neogene and then were replaced by the N-S tension from Middle Miocene onwards.

When the shortening deformation reached an excessive stage, the regional metamorphism were formed. In this period a regionwide magmatic activity, generated from the lithospheric mantle, were developed. An initial phase of thermal uplift were followed by a thermal collapse. Metamorphism as well as magmatism continued in this period, but magma composition were grossly affected from changes of the tectonic regime.

In this paper some thoughts on the problems between the Western Anatolian magma generation and lithospheric evolution will be displayed.

### GİRİŞ

Batı Anadolu'da Sakarya kıtası ile Toros arasındaki kıta/kıta çarpışması Üst Kretase'de başlayıp alt Tersiyerde sona ermiştir. (Şengör ve Yılmaz, 1981). Ancak kıtaların, okyanusal gerecin bütünüyle yok olmasının ardından, birbirlerine kuzey-güney yönlü yaklaşmaları Eosende de devam etmiştir. Bu yaklaşma kıta kabuğu ve litosferde kısalıp kalınlaşma ile karşılanmış ve sıkışma sistemi olasılıkla Orta Miyosene kadar sürmüştür (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1989). Orta Miyosende kuzey-güney sıkışma yerini kuzey-güney gerilme sistemine bırakmıştır. Bu yeni rejim içinde Batı Anadolu'nun bugünkü yapısal çatısı ve morfolijisi oluşmaya başlamıştır. Bu tektonik rejimin sonucu olarak bölgede az-çok doğu-batı gidimli 8

büyük graben gelişmiş ve bunları birbirinden ayıran horstlar çıkmıştır.

Gerilmeye bağlı olarak Menderes masifinin ana yapısal ve morfolojik çatısının bir "Core complex" olarak ortaya çıktığı belirtilmektedir (Verge, 1993; Bozkurt ve diğ., 1993). Bu süreçte masifte önemli bir makaslama rejiminin geliştiği ve sıynma (detachment) düzlemlerinin oluştuğu belirtilmektedir. Ege grabenlerinin gelişme ve denetiminin yalnız makaslama modeli (McKenzie, 1978, 1981) ile basit makaslama (simple shear) modelinin (Vernicke, 1992) ortak etkilerinin sonucu belirlendiği anlaşılmaktadır.

Litosferdeki bu önemli ve hızlı değişim ve evrim döneminde, Menderes masifinin oluşumu ve migmatitlerin gelişmesiyle az çok aynı süreçte bir magmatik faaliyet başlamıştır. Bu magmatizma kısa bir

\* İTÜ Maden Fak., Jeoloji Bölümü, Maslak - İstanbul

kesiklik dışında Batı Anadolu'nun özellikle kuzey ve batı alanlarda 35 ile 4m yıllan arasında süregelmiştir.

Litosferik kısalma ve kalınlaşma- kıta kabuğunun giderek derine gömülmesine neden olmuştur. Bunun verisi Toros birliğinin kuzey kesiminin, Menderes masifi adını verdiğimiz metamorfik topluluk haline gelmesi bu dönemde (yaklaşık 35 my.; Şengör ve diğ., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986) olmasındadır. Bu metamorfizma evresi "Menderes'in ana metamorfizma" sı (Şengör ve diğ., 1984) olarak bilinmektedir. Metamorfizma en az 18-20 km gömülmeyi işaret etmektedir. Amfibolit fasiesine ulaşmış bu metamorfik kayaların günümüzde yüzeyde görülmesi, üzerinden en azından bu kadar bir kaya örtüsünün aşındırıldığını anlamına gelmektedir. Metamorfizmayla birlikte ana tektonik yolla bazı granit ve migmatitlerin de geliştiği anlaşılmaktadır. Bu sonuca hem metamorfik kayaların migmatitik kayalarla olan ilişkilerinin incelenmesinden (Erdoğan ve Güngör, 1992) hemde bazı granitik kayaların ölçülem radyometrik yaş verilerinin az çok metamorfizma yaşı ile çakışmasından (yaklaşık 35 my., Yılmaz, 1989) anlaşılmaktadır.

#### MAGMATİZMANIN GELİŞİMİ VE TARTIŞMA

Ege gölgesinde genç magmatizma belirgin olarak 3 farklı magma kaya ailesi geliştirilmiştir. Bunlar, gelişmeleri birbirleriyle aşmalı bir düzende olan;

Granit ailesi (35-20 my.)

Andezit ailesi (30-15 my.)

Bazalt ailesi (11-4 my.)' dir.

Bazaltik lavlar her ne kadar etkin olarak diğer magmatik kayaların sona erdiği dönemden sonra bölgeye egemen olmuşsa da bölgede baştan beri varlığını sürdürdüğüünün verileri vardır. Özellikle andezit ailesinin son dönemlerinde ortaç lavlarda ardalanmalar göstermiştir. İlk dönemdeki ürünlerinin içinde ise bazalt anklavlarına rastlanmaktadır.

Magmatizmanın gelişiminde 15-14 milyon yıllan arasındaki kesiklik olasılıkla sıkışma döneminde gerilme döneminde geçiş sürecinde rastlanmaktadır. Ayrıca bazik volkanizmanın Kuvaterner' de başlayıp prehistorik dönemlere uzanan Kula örneği özel bir gelişme niteliğindedir.

Ege bölgesi magmatik kayaların yerli ve yabancı yer bilimcilerin ilgilendiği önemli konulardan birini oluşturmuştur. Bu çalışmalar geçen asrın sonundan itibaren başlamış (Washington, 1893, 1894) ve 70' li yıllarda güçlenerek devam etmiştir. Örneğin; Becker-Platen ve diğ. (1971), Innocenti ve Mazzuoli (1972), Borsi ve diğ. (1972), Keller ve Villari (1972), Savaşçın (1980), Ercan ve diğ. (1980,1985), Dora ve Savaşçın (1980) yerli ve yabancı çalışmalara verilebilecek örneklerden bazıdır. Elde birçok çalışma olmasına

rağmen, bu çalışmalar yerel bazı kayalar ve konular üzerinde durmuş olan ve çoğunlukla jeokimyasal ağırlıklı incelemeler niteliğinde olmuştur. Ayrıntılı jeoloji haritası alımı, volkanik stratigrafisinin zaman ve mekanda gelişiminin ortaya konulması, volkanik kayalarla çökel kayaların ilişkilerinin belirlenmesi gibi temel jeolojik araştırmalardan başlayarak buradan petrolojik araştırmaya geçen, daha sonra jeokimyasal verilere desteklenen türde çok disiplinli ve ayrıntılı çalışmalar ise az sayıdadır. Bu tür çalışmaların yeterli olmayışı, bölge magmatizmasının anlaşılmasında önemli bir handikap oluşturulmuştur. Bilindiği gibi magmatizmanın geliştiği alan ve çevre alanların jeolojik ortamları, yapı unsurları ve kabuk yapısı bilinirse magmatizmanın tabii ile bu bilgiler birlikte, bölgenin evriminin anlaşılmasında önemli bir köprüyü oluştururlar.

Granitik ve andezitik toplulukların gelişimi az çok birbirleriyle üstlenen bir zaman aralığı içinde ve aynı yörelerde olmuştur. Yani atalarında zaman ve mekân ortakları vardır. Bu kaya gruplarının oluşma nedenleri ve oluşum koşulları üzerinde farklı görüşler ileri sürülmektedir. Bazı çalışmacılar (Althert ve diğ., 1988; Pe Piper ve diğ., 1989) bunların dalma-batma sistemi içinde gelişmiş olduklarını ve Ege Bölgesinde dalma-batmanın uzun süreden beri geliştiğini iddia etmektedir. Yılmaz (1989), magmatizmaya neden olan dalma-batma işleminin derin kökenli litosferik ters faylanma (A tipi dalma) ile gelişmiş olabileceğini belirtmiştir. Seyitoğlu ve Scott (1992) magmatizmanın Ege gerilme sisteminin ürünü olduğunu, gerilme rejiminin bölgede sanıldığından çok daha erken (Oligosen'de) başladığını iddia etmiştir. Mc Kenzie ve Yılmaz (1991), magmatizmanın nedeni olarak iki aşamalı bir evrim gerektiğini göstermiştir. Bunlardan ilk evrede litosferik manto, kıtasal kökenli gereç ile zenginleştirilmiştir. İkinci evre ise gerilme ile zenginleşmiş bu kökenli kayanın kısmi ergimesi ile oluşan yüksek K' lu magmatik kayalardır.

Bu görüşlerin test edilmesi amacıyla bölgenin değişik, kritik yörelerinde ayrıntılı araştırmalar yapmak üzere Cambridge Üniv. Yer Bilimleri Bölümü ve İTÜ arasında ortak bir proje oluşturularak Denizli ve çevresi bazik kayaların (Patton,1993), Uşak yöresi bazik kayaların (Bunbury,1993) ve Kozak dolay magmatik kayaların (Yılmaz ve diğ., 1994) ayrıntılı olarak incelenmiş ve şu sonuçlara ulaşılmıştır;

a) Magmatizmanın petrolojik, jeokimyasal ve izotop verileri belirlemiştir. Bunun sonucunda magmatizmanın bütün dönemlerde melez nitelikte olduğu ortaya konmuştur. Buna göre manto kökenli bir magma kıta kabuğundan geçerken değişik derecelerde kabuksal kökenli gereçle kimyasal olarak kirlenmektedir.

b) Magmatizmada granitik-andezitik-bazaltik bir sıralanım varsa da her bir magma döneminin arasında



bir aşma ve ortaklık olduğu belirlenmiştir. Yukarıda ana hatları özetlenen bulgular tanımlanmış önemli jeolojik sorunlarının bir çoğuna açıklık getirerek sorunları belli alanlarda daraltmış ve belli yönere doğru geliştirilmesi gerektiğini ortaya koymuştur. Bunların dışında bölgenin önemli sorunlarından birisi ise tektonik rejiminin kuzey-güney sıkışmadan, kuzey-güney gerilmeye geçerkenki değişimi ile magmatizmadaki değişim arasında ilişki olup olmadığını araştırmaktır. Yani kuzey-güney sıkışma sisteminden, kuzey-güney gerilme sistemine ne zaman geçildiğinin kesin verilerini belirlemek ve bu dönemde magmatizmanın evriminin nasıl olduğunu incelemek kritik bir sorundur. Örneğin, a) Bölge magmatizmasında bazı araştırmacıların ileri sürdüğü gibi dalma-batmaya bağlı bir magmatizma gelişmiş ise, bu sürede gelişmiş magmatik ürünlerin, güneyden kuzeye farklılık gösterip göstermediği belirlenmelidir. b) Varlığı kuzey alanlarda ortaya konulan; kıta kabuğundan kaynaklandığı izotop değerleriyle belirlenen (Birkle,1992) granitlerle, güneydeki hibrid granitlerin (Yılmaz ve diğ.,1994) gelişme koşulları ve kökenleri bakımından farklılıklarını saptamak gereklidir. c) Magmatizma ve yörenin yapısal özellikleri ışığında neotektonik dönemde kabuk evriminin ana nitelikleri ortaya konulmalıdır.

Batı Anadolu'da, gerilme rejiminin kıta kabuğunu yaklaşık %50 incelttiği bilinmektedir (McKenzie, 1978; Pichon ve Angelier, 1979; Şengör ve diğ., 1984). Bu gerilmenin ne kadar sürede ortaya çıktığının bilinmesi "β" faktörünün doğru saptanması ise bu süre içinde magmatizmanın gerilme ile doğrudan ilişkili olup saptanması ise bu süre içinde magmatizmanın gerilme ile doğrudan ilişkili olup olmadığını anlamamızda önemli ipuçları verecektir.

#### KAYNAKLAR

- Albers, R., Henjes-Kunst, F., Mathew, A., Friedrichsen, H. and Hensen, B.T. 1988, O<sub>2</sub> isotopic variations in Miocene granitoids from the Aegean; evidence for an origin by combined assimilation and fractional crystallization, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 528-541.
- Becker-Platon, J.D., Besong, C., Harre, W., Kretzer, H., and Müller, P. 1971, Kalkumergon alter des Afyon vulkanismus (Anatolien) und die datierung der Miozän/Pliozän-grenze, *Datierungsbericht. Deut. Bundes. Stahl-Bodenforsch. Hannover*, 2/71
- Birkle, P. 1992, *Petrology, geochemistry and der tige Halbinsel (Ezine NW-Turkey)*, Diplomarbeit an der Geowissenschaftlichen Fakultät der Eberhard-Karl Universität, Tübingen, 118p.
- Borsi, J., Ferrara, G., Innocenti, F., and Mazzuoli, R. 1972, Geochronology and petrology of recent volcanism in the eastern Aegean Sea (W-Anatolia, Lesbos), *Bull. Volc.*, 36, 473.
- Bozkurt, E., Park, G. and Winchester, J.A. 1993, Evidence against the core/corner interpretation of the southern sector of the Menderes massif, west Turkey, *Terra Nova*, 3, 445-451.
- Banbury-Richardson, J.M. 1992, *The basaltic of Kulu and their relation to extension in western Turkey*, PhD Thesis, Cambridge Univ., 173pp.
- Doru, Ö. ve Sarıaçın, Y. 1988, *Alibey-Maden adaları (Ayvalık) bölgesi magmatizması*, TBTAK VII, Bilim Kongr. Matematik Fen Gıda Bilimleri.

- Erçan, T., Güneş, E. ve Türkcan, A. 1980, *Edrenli-Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökenel yorumu*, *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 27, 21
- Erdogan, B. ve Güngör, T. 1992, *Menderes massifinin kuzey kanadının stratigrafisi ve tektonik evrimi*, *TPJD Bül.*, 4/1, 9-24.
- Innocenti, F. and Mazzuoli, R. 1972, *Petrology of the Izmir-Karaburun volcanic area*, *Bull. Volc.*, 36, 839
- Keller, J. ve Villari, L. 1972, *Rhyolitic ignimbrites in the region of Afyon (Central-Anatolia)*, *Bull. Volc.*, 6, 1.
- McKenzie, D. 1978, *Active tectonics of the Alpina-Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions*, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 55, 217-24.
- Paton, S.N. 1993, *The relationship between extension and volcanism in western Turkey, the Aegean Sea and Central Greece*, Unpubl. PhD Thesis, Cambridge Univ., 308pp.
- Pi-Piper, G. and Piper, D.J.W. 1989, *Spatial and temporal variation in late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region*, *Tectonophysics*, 196, 113-134.
- Pichon, X. and Angelier, J. 1979, *The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area*, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- McKenzie, D. and Yılmaz, Y. 1991, *Deformation and volcanism in western Turkey and the Aegean*, *Bull. Technical Univ. Istanbul*, 44, 345-371.
- Saur, M. and Friedrichsen, H. 1986, *The origin and evolution of the Menderes massif W. Turkey: A rubidium-strontium and oxygen isotope study*, *Geol. Jbnd.*, 75/3, 703-714.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. 1992, *Late Cenozoic Volcanism evolution of the northwestern Aegean region*, *Jour. Volcan. Geoth. Research*, 54, 137-176.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. 1981, *Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach*, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Saur, M., and Akkarak, r. 1984, *Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey*, *Tectonics*, 3, 693.
- Verge, N.J. 1993, *Oligo-Miocene orogenic collapse tectonics in western Anatolia and the extensional unroofing of the Menderes massif metamorphic-core-complex, Abstracts, Late orogenic extension in mountain belts*, Montpellier, France, Spéc. Publ. IGIRIA.
- Washington, H.S. 1893, *The volcanism of the Kulu basin in Lydia*, PhD dissertation, Phil. Fak. Univ. Leipzig, New York.
- Washington, H.S. 1894, *On the basaltic of Kulu*, *Amer. J. Sci.*, 48, 314.
- Wernicke, B. 1992, *Senzoic extensional tectonics of the US cordillera*, *Geol. Soc. Amer.*, G-3, 553-579.
- Yılmaz, T. 1989, *An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey*, In: A.M.C. Şengör (Editor), *Tectonic evolution of the Tethyan region*, Kluwer, The Hague, 159-189.
- Yılmaz, T., Altunkaynak, Ş., Karacak, Z., Gündoğdu, N. and Temel, A. 1994, *Development of neo-tectonic related magmatic activities in western Anatolia*, Int. Volc. Congr. (IAVCEI), Abstracts.





# EDREMIT-SUSURLUK BÖLGESİNİN CURIE NOKTA DERİNLİKLERİNİN SAPTANMASI

## Determination of Curie Point Depths in Edremit-Susurluk Region

Mümtaz HİSARLI\*

### ÖZET

Söz konusu çalışmada M.T.A Enstitüsünün hazırlanmış olduğu Edremit, Susurluk ve Balıkesir bölgelerinin aeromagnetik haritaları kullanılmıştır. Çalışma alanı içinde magnetik alan vektörü düzgün bir değişim göstermekte olduğundan toplam magnetik alandaki değişimler harita sahasının kuzeybatı köşesine indirgenmiştir. Daha sonra harita verisi 0.1 devir/veri aralığı kesme frekanslı alçak geçişli filtre ile süzgeçlenerek model çalışmaya uygun hale getirilmiştir. Bu aşamadan sonra, curie nokta derinlikleri en küçük kareler ters çözümünden elde edilmiştir.

Curie nokta derinlik haritası gravite, magnetik ve jeoloji verileriyle karşılaştırılmış ve aralarında iyi bir uyumun olduğu görülmüştür. Ayrıca, Curie nokta derinliklerinden yararlanarak elde edilen ısı akışı değerleri daha önce hesaplanan ısı akışı değerleriyle karşılaştırılmış ve sonuçların birbirleri ile benzer olduğu görülmüştür.

### ABSTRACT

The aeromagnetic maps of the Edremit, Susurluk and Balıkesir regions prepared by Institute of M.T.A is used in this study. The Earth's magnetic field vector shows uniform variation in the study area. Therefore, total magnetic field changes are reduced to the NW corner of the map. Then low pass filter with 0.1 cycle/sample interval cutting frequency was applied to the aeromagnetic map and the Curie depth points were obtained by using the least square inversion.

The map of Curie depth points were compared with the gravity, magnetic and geological map of the study area and very big conformity was seen between them. Beside these, it is possible to see very good similarity. When we compared the heat flow values calculated earlier and obtained from the Curie depth points.

### GİRİŞ

Curie nokta derinliklerinin belirlenmesinde aeromagnetik verilerin kullanılması fikri yeni değildir. Bu konudaki kuramsal çalışmalar Vacquier ve Affleck (1941), Serson ve Hannoford (1957), Alldredge ve Van Voorhis (1961) ve Bhattacharya ve Morley (1965) tarafından gerçekleştirilmiştir. Son yıllarda curie nokta derinliklerinin bulunması amacıyla, çalışılan bölgelere örnek olarak National Park (Bhattacharya ve Liu 1975 a, b, 1977; Smith ve diğerleri 1977), Arizona (Bylery ve Stolt 1977), Utah ve Wyoming (Shuey ve diğerleri 1977), Oregon Cascade sahası (Couch ve diğerleri 1981), Kyushu adası ve çevresi (Okuba ve diğerleri 1985) ve Meksika volkanik kuşağı (Enriquez ve diğerleri 1990) verilebilir.

Çalışmada kullanılan 1/100.000 ölçekli aeromagnetik haritalar M.T.A Enstitüsü tarafından 1960 yılında "Canadian Aero Service Ltd" ne yaptırılmış ve aynı kuruluş tarafından yayınlanmıştır.

Bu çalışmanın amacı, aeromagnetik verilerden yararlanarak curie nokta derinliklerinin belirlenmesidir. Bilindiği üzere, ferromagnetik özellik gösteren mineraller Curie sıcaklığının üzerinde mıknatıslanmalarını kaybederek paramagnetik özelliğe döner. Bu mıknatıslanmanın kaybolduğu veya mıknatıslanma özelliğinin değiştiği noktalara Curie nokta değerleri denir. Bu Curie nokta değerlerini Batı Anadolu için elde ederek bölgenin ısı rejimine bir yaklaşım yapmak çalışmanın bir diğer amacıdır.

Aeromagnetik veriler kullanılarak Curie nokta derinliklerinin belirlenmesinde bugüne kadar çoğunlukla spektral yöntemler çözüm tekniği kullanılmıştır. Bu çalışmada sönümlü en küçük kareler çözümü kullanılmıştır.

\* İst. Üniv. Mühendislik Fak. Jeofizik Müh. Böl.

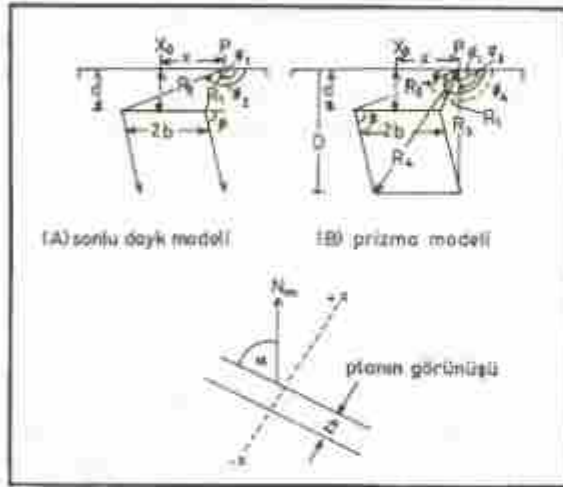
## PRİZMA MODELİNİN TOPLAM MAGNETİK ALAN ANOMALİSİ, MODEL PARAMETRELERİNİN HESAPLANMASI VE YÖNTEM

Sonsuz derinlikte düzgün mıknatıslanmış bir daykın toplam magnetik alan anomalisinin matematiksel ifadesi Gay (1987) tarafından

$$T(x) = 2kTb^2 \sin(\beta) [\sin(2I - \beta) \Delta q - \cos(2I - \beta) \ln \Delta R] + T_0 \quad (1)$$

şeklinde verilmiştir. (1) nolu denklemde geçen büyüklükler Çizelge 1 ve Şekil 1 de gösterilmiştir. Prizma modelinden kaynaklan anomalî ölçü düzlemi altında  $D$  ve  $d$  derinliklerine sahip sonsuz derinlikteki iki dayk anomalisinden hesaplanabilir.

Şekil 1 de gösterilen prizma modelinin  $d, X_0, b, \beta, D, T_0$  &  $kT$  parametrelerine göre kısmi türevlerinin hesaplanması gerekir. Prizma model anomalisinin kısmi türevleri, üst derinlikleri  $d$  ve  $D$  olan benzer iki daykın ayrı ayrı kısmi türevlerinin farkları şeklinde verilebilir (Marobhe 1989).



Şekil 1 Model geometrisi.  $N_m$  magnetik kuzey ve  $\alpha$  cismin magnetik kuzeyle saat yönünün tersindeki doğrultu açısıdır.

Figure 1 Geometry of model.  $N_m$  is magnetic north and  $\alpha$  is strike angle measured anticlockwise from magnetic north.

Jeofizikte ters çözüm tekniğinin amacı, sonlu sayıdaki gözlem değerlerine idealize edilmiş bir model yanıtının çıkarılması ve bu model parametrelerinin elde edilmesidir.

Bilindiği gibi, gözlemsel veri sayısının parametre sayısından büyük olması durumunda, parametre artış miktarının genelleştirilmiş en küçük kareler çözümlü

$$\Delta P = (A^T A)^{-1} A^T \Delta G \quad (2)$$

şeklinde verilir (Lines ve Treitel 1984). Burada  $\Delta P$  parametre artış miktarını,  $A$  kısmi türevleri içeren Ja-

## Hisarlı

cobian matrisini,  $\Delta G$  gözlenen ve hesaplanan değerler arasındaki farkı göstermektedir. (2) nolu denklemin Marquard-Levenberg veya sönümlü en küçük kareler çözümlü

$$\Delta P = (A^T A + \beta I)^{-1} A^T \Delta G \quad (3)$$

şeklinde verilir (Marquard 1963, Levenberg 1944). Burada  $\beta$ ,  $A^T A$  matrisini singulariteden kurtarmak amacıyla matrisin diagonaline eklenen bir sabittir. (3) nolu denklemdeki  $A$  matrisini tekil değerlere (SVD) ayırarak yeniden yazacak olursak

$$\Delta P = V \text{diag} \left( \frac{S}{S^2 + \beta} \right) U^T \Delta \quad (4)$$

elde edilir (Lines ve Treitel 1984). Burada  $U$   $n \times p$  boyutunda veri eigen vektörlerini,  $V$   $m \times p$  boyutunda parametre vektörlerini ve  $S$   $m \times p$  boyutunda eigen değerlerini göstermektedir. Genelde,  $\Delta P$ 'nin değişimini ayarlamak ve duraylı iterasyonu sağlamak amacıyla  $\Delta P$ ,  $\gamma$  gibi bir yuvarlatma faktörü ile çarpılarak yeni parametre ( $P$ )

$$P_{i+1} = P_i + \gamma \Delta P \quad (5)$$

bulunur. Bu yuvarlatma faktörü % hata miktarına bağlı olarak seçilir. Yuvarlatma faktörü eğer % hata > %10 ise 0.25, %25 < % hata < %10 ise 0.5 ve % hata < 0.75 ise 0.75 olarak alınmıştır (Marobhe 1989).

Çizelge 1 Daykın toplam magnetik alan anomalisinin hesaplanmasında kullanılan magnetik parametreler.

Table 1 The used magnetic parameters calculating of the total magnetic filed anomaly of the dayk.

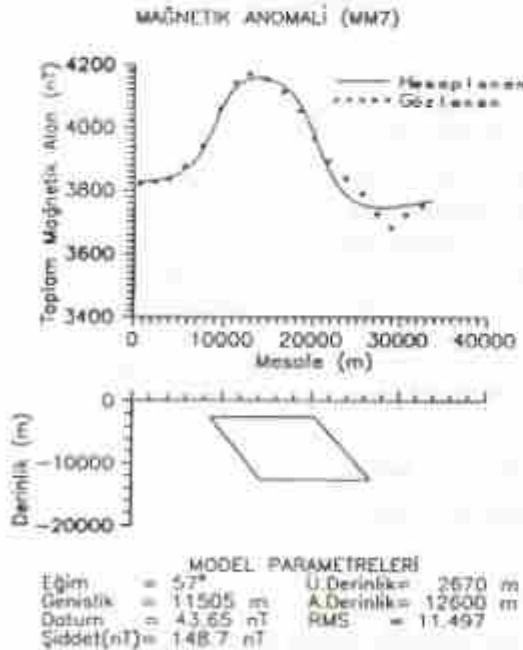
$I$	=	Arctan(tani/sin $\alpha$ )
$i$	=	Yermagnetik alanının inklinasyonu
$\alpha$	=	Cismin saatin tersi yönünde kuzeyle yaptığı açı
$\beta$	=	Daykın eğimi
$T$	=	Yermagnetik alan şiddeti
$x_0$	=	Yüzeyde, Prizma veya daykın merkezi
$b$	=	Yarı değer genişliği
$d$	=	Modelin üst derinliği
$T_0$	=	Datum seviyesi
$k$	=	Suseptibilite kontrastı
$h^2$	=	$1 - \cos^2 \alpha \cos^2 i$
$\Delta \phi$	=	$\phi_1 - \phi_2$
$\Delta R$	=	$R1/R2$
$\phi_1$	=	$\text{Arctan}((x-b)/d)$
$\phi_2$	=	$\text{Arctan}((x+b)/d)$
$R1$	=	$(d^2 + (x-b)^2)^{1/2}$
$R2$	=	$(d^2 + (x+b)^2)^{1/2}$



## VERİLERİN MODELLENMESİ

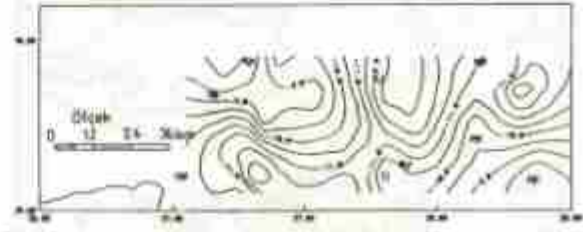
Bu çalışmada kullanılan Edremit-Balıkesir-Susurluk bölgelerini içine alan M.T.A Enstitüsüne ait 1/100000 ölçekli aeromagnetik haritalar kullanılmıştır. Veriler Nyquist kuralına uygun olarak 0.5 cm de bir örnekleştirilmiştir. Çalışma alanındaki magnetik veriler çok geniş bir alanı kaplamasından dolayı, yermagnetik alanın yere bağlı büyük değişimlerini de içermektedir. Çalışma alanındaki magnetik alan vektörü düzgün değişim göstermekte olup bu değişim güneyden kuzeye doğru 3.073 nT ve batıdan doğuya doğru 1.169 nT'dir (Sanver 1974). Bu özellik gözönüne alınarak toplam magnetik alandaki değişimler çalışma sahasının kuzey batı köşesine indirgenmiştir. Daha sonra, küçük dalga boyulu değişimleri atmak amacıyla, aeromagnetik harita 0.1 devir/veri aralığı kesme frekanslı alçak geçişli bir filtre ile süzgeçlenmiştir. Filtrelenmiş harita ile jeolojik yapının korelasyonu yapıldıktan sonra, bir başka deyişle, magnetik anomaliye neden olan kütle veya kütlelerin yapısal doğrultularının belirlenmesi ile sözü edilen bu harita üzerinden uygun kesit yerleri belirlenmiştir.

Daha sonra yukarıda yöntem bölümünde anlatılan teknikle bu verilerin modellenmesi yapılmış ve oluşturulan bu modellere bir örnek Şekil 2 de verilmiştir. Çalışma alanı içinde modelleme sonucu bulunan prizma alt derinlikleri curie nokta derinliği olarak kabul edilmiş ve Şekil 3 de elde edilen curie nokta derinlik haritası verilmiştir.



**Sekil 2** Curie nokta derinlikleri belirlenmesinde seçilen profillerin modellenmesine bir örnek

**Figure 2** An example to the modelling of the selected profile.



**Sekil 3** Aeromagnetik verilerden elde edilen curie nokta derinlik haritası. Kontur aralığı 0.5 km dir.

**Figure 3** Curie depth point map calculated from the aeromagnetic data. Contour interval is 0.5 km.

## ELDE EDİLEN CURIE NOKTA DERİNLİKLERİNİN YORUMU

Edremit-İvrindi arasındaki volkanitlerin, genel olarak, Orta Miyosen kalkalkali-Pliyosen-Kuvaterner alkali ve İvrindi Balıkesir-Kireç civarındaki volkanitlerin ise üst Miyosen kalkalkali-Pliyosen-Kuvaterner alkali olduğu Ercan (1979) ve Savaşçın (1981) tarafından ifade edilmiştir (Şekil 4). Ayrıca Şekil 5 de de çalışma alanının jeolojik haritası görülmektedir.

Sanver (1974) 'in alçak geçişli filtre sonucu elde ettiği olduğu haritada (Şekil 6) görülen aeromagnetik anomalilerin volkanit kütlelere karşı geldiği açıkça görülmektedir.

Şekil 7 de bölgeye ait serbest hava anomali haritası verilmiştir. Bu haritada serbest hava anomalisi Örencik ve civarında bir azalma göstermesine karşın diğer yerlerde bir artma göstererek haritanın KB ve KD köşelerinde maksimum olmaktadır. Şekil 8 de verilen Bouguer gravite anomali haritasında ise merkezi Balıkesir'in biraz batısında olan negatif gravite anomalisi genelde çalışma alanının orta ve güney kısımlarını tamamen kaplamaktadır. Haritanın KB ve KD köşelerinde anomali değerleri pozitif olmaktadır.

Sözü edilen jeoloji, gravite ve magnetik veriler ile hesaplanan curie nokta derinlikleri arasında iyi bir uyum görülmektedir. Şekil 4 ve 5 deki jeolojik harita ile Şekil 3 deki curie nokta derinlikleri karşılaştırıldığında, haritanın KB köşesindeki sığ curie nokta derinlikleri Yenice ve Yenice'nin güneyindeki Üst Miyosen yaşlı volkanitlerle uyum göstermektedir. Haritanın GD köşesindeki diğer sığ curie nokta derinlikleri ise Kireç civarındaki Üst Miyosen yaşlı volkanitlere karşılık gelmektedir.

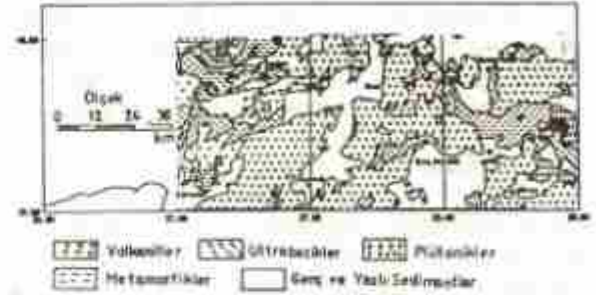


**Şekil 4** Batı Anadolu'da genç volkaniklerin dağılımı ve bazı çizgisellikler. 1. Üst Kretase, 2. Genellikle Eosen ve Miyosen-Kuvaterner kalkalkali+alkali, 3. Genellikle alt-orta Miyosen kalkalkali ve üst Miyosen-Kuvaterner alkali, 4. Genellikle orta-Miyosen kalkalkali ve Pliyosen-Kuvaterner alkali, 5. Üst Miyosen kalkalkali+Pliyosen-Kuvaterner alkali, 6. Plütonik eşleştirmeler, 7. Orta-Üst Miyosen-Kuvaterner alkali bazaltitler, 8. Kuzey Anadolu Fayı ve Graben sistemleri (Saravçın, 1982'den alınmıştır.)

**Figure 4** The distribution of the young volcanic rocks in the Western Anatolia and some traces. 1. Upper Cretaceous, 2. Generally Eocene and Miocene Quaternary calc-alkali and upper Miocene calc-alkali and upper Miocene, 3. Generally (Quaternary alkali), 4. Generally Quaternary alkali, 5. Upper Miocene calc-alkali+Pliocene-Quaternary alkali, 6. Plutonic rock, 7. Middle-upper Anatolian Fault and graben systems (After Saravçın, 1982).

Serbest hava anomalileri yeraltında birim yüzeydeki kütle farklılıklarını yansıtır. Böylelikle bu anomaliler topografya ve derin jeolojik kütle değişimlerinin birleşik etkisini içerir (Frese ve diğ. 1982). Bilindiği üzere, kabuk içindeki yoğunluk değişimi gravite, mineral içeriklerinin değişimi de magnetik anomalileri meydana getirir. Kayaçların yoğunlukları ısasal hacim katsayıları ile ters orantılı olarak değişir. Kritik curie ısısının üzerindeki ferromagnetik mineraller de mıknatıslanmalarını kaybederek paramagnetik şekle döner. Bu durumda kabuk içindeki ısı yükselmesi sonucunda serbest hava gravite anomalisi ile magnetik anomali arasında ters ilişki gözlenir. Başka bir deyişle mıknatıslanma azaldıkça serbest hava gravite anomalisi azalır (Frese ve diğ. 1982).

Bu durumda çalışma bölgesinde, düşük magnetik ve bağıl pozitif serbest hava gravite anomalilerinin gözlemlendiği yerde yüksek ısıdan ve çevreye göre göreceli olarak daha ince kabuktan söz etmek olasıdır. Bilindiği gibi Bouguer gravite anomalilerinin azaldığı yerlerde kabukta göreceli bir kalınlaşma görülmektedir. Bu durumda, curie nokta derinlikleri magnetik, serbest hava ve Bouguer gravite anomalileri ile kontrol edilebilir.



**Şekil 5** İnceleme alanı Jeolojik Haritası (Sarver 1974'den alınmıştır.)  
**Figure 5** The geological map of the investigation area (After Sarver, 1974)



**Şekil 6** 0.1 devir/veri aralığı frekanslı uçak geçişli filtre kullanılarak elde edilmiş aeromagnetik harita (Sarver 1974'den alınmıştır.)  
**Figure 6** Aeromagnetic map obtained by applying the low pass filter with 0.1 cycle/sample interval cutting frequency (Sarver, 1974)

Ege Bölgesi için aktüel ısı akısı ölçümleri yapılmamış olmakla birlikte jeotermal alanlarda ısı gradient ölçümleri bulunmaktadır. Tezcan (1979) jeotermal alanlara bu ısı gradientlerini dikkate alarak sabit bir ısı iletkenliği ( $k=2.1 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ ) için yaklaşık ısı akısı değerlerini hesaplamıştır. İlkışık (1989) ise silika sıcaklıklarını kullanarak KB Anadolu için ısı akısı değerlerini hesaplamıştır.

Tezcan ve İlkışık tarafından elde edilen ısı akısı değerleri Çizelge 2'de verilmiştir.

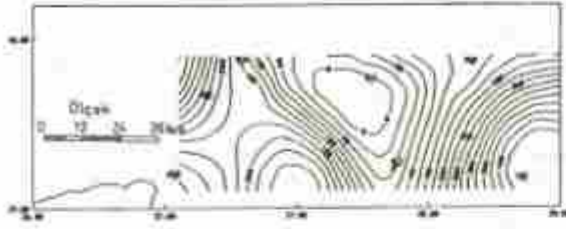
Bilindiği gibi ısı akısı

$$q = k \frac{dT}{dz} \quad (6)$$

olarak verilmektedir. Burada  $k$  ısı iletkenlik katsayısı,  $dT/dz$  ise ısı gradientidir. Bu çalışmada, curie sıcaklığı  $580^\circ\text{C}$  alınarak curie nokta derinliklerinden ısı gradientleri hesaplanmıştır. Tezcan (1979)'nın kullanmış



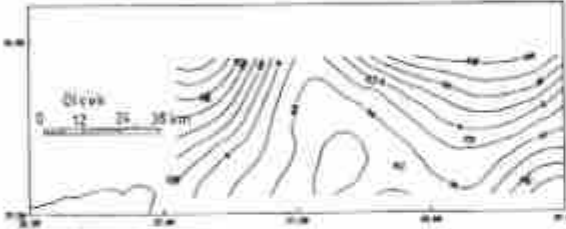
olduğu ortalama  $2.1 \text{ W/m}^2\text{C}$  ısı iletkenlik katsayısı dik-kate alınarak çalışma bölgesi için ısı iletkenlik katsayısı  $2 \text{ W/m}^2\text{C}$  ve  $3 \text{ W/m}^2\text{C}$  seçilmiş ve (6) nolu denklem kullanılarak bölgeye ait ısı akısı değerleri hesaplanmıştır: Elde edilen sonuçlar Çizelge 2 de gösterilmiştir.



Sekil 7 İnceleme alanı serbest hava gravite anomali haritası. Kontur aralığı 25 gb dir.

Figure 7 Free air gravity anomaly map of the investigation area. Contour interval is 25 ga.

Curie nokta derinliklerinden hesaplanan ısı akısı değerleriyle Tezcan ve İlkışık'ın vermiş olduğu ısı akısı değerleri arasında çok iyi bir uyumluluk görülmektedir.



Sekil 8 İnceleme alanı bouguer gravite anomali haritası. Kontur aralığı 25 gb dir.

Figure 8 Bouguer gravity anomaly map of the investigation area. Contour interval is 25 ga.

Çizelge 2 Curie nokta derinliklerinden ve daha önceki çalışmalardan alınan ısı akısı değerleri

Table 2 Heat flow values obtained from the depth points and earlier studies

Alan	Curie nokta derinliği (km)	Isı gradyenti (°C/km)	Isı Akısı (mW/m <sup>2</sup> )	İlkışık (mW/m <sup>2</sup> )	Tezcan (mW/m <sup>2</sup> )
Bahçe	10.5	33.70	111	144	120
İkiz Dağ	15.8	33.60	107	134	90-100
B. Kireç	12.1	47.83	99	119	90-100
Yamaç	9.0	44.40	128	161	140-160

## SONUÇ

Freise ve diğ. (1982), düşük magnetik ve pozitif serbest hava gravite anomalilerinin Yellowstone jeotermal bölgesi, Orta Amerika ve Kuzey Cordillera gibi yüksek ısı akısı ve ince kabuk alanlarıyla karakterize edildiğini belirtmişlerdir. Benzer değerlendirme çalışma alanına taşındığında Örencik ve Kireç civarlarında düşük

magnetik anomaliler (3800 ve 3700 nT) ve yüksek serbest hava gravite anomali değerleri (200-400 gb ve 350- 400 gb) görülmektedir. Söz konusu bu bölgelerde curie nokta derinlikleri ise sırasıyla 8 ile 8.5 km'lere çıkmaktadır. Derin curie nokta derinliklerinin bulunduğu haritanın (Şekil 3) orta kesiminde ise düşük serbest hava gravite anomalileri (50 gb den düşük) yüksek magnetik anomali (4400 nT) değerleri görülmektedir.

Kıtasaal alanlarda ısı gradyenti dünya ortalamalarına göre  $30-50^{\circ}\text{C/km}$  arasında değişmektedir. Bhattacharyya ve Leu (1975 b) Yellowstone National Park'da ısı gradyentinin kalderanın merkezinde  $66-72^{\circ}\text{C/km}$  ve diğer kısımlarında  $53-66^{\circ}\text{C/km}$  ve Okubo ve diğ (1985) Kyushu ve çevresinde  $59-86^{\circ}\text{C/km}$  arasında değiştiğini belirtmişlerdir. Bu çalışmada saptanan curie nokta derinliklerinden bulunan ısı gradyentlerinin  $47-64^{\circ}\text{C/km}$  arasında değiştiği (Çizelge 2) ve yukarıda verilen değerlerle uyumluluğu gözönüne alınırsa, bölgenin gerek jeotermal potansiyele ve gerekse genç tektonik rejiminden dolayı yüksek ısıya sahip olduğu ifade edilebilir.

## KATKI BELİRTME

Çalışmam sırasında gösterdiği ilgi, yapıcı eleştiri ve yardımlarından dolayı Prof. Dr. Naci Orbay'a teşekkür ederim.

## KAYNAKLAR

- Allredge, L.R. and Van Voorhis, G.D., 1961, Depth to sources of magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, 66, 3793-3800.
- Bhattacharyya, B.K. and Murley, L.W., 1965, The delineation of deep crustal magnetic bodies from total field aeromagnetic anomalies, *J. Geomag. and Geoelec.*, 17, 237-252.
- Bhattacharyya, B.K. and Leu, L.K., 1975 a, Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two dimensional structures, *Geophysics*, 40, 993-1013.
- Bhattacharyya, B.K. and Leu, L.K., 1975 b, Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: Mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance, *J. Geophysic. Res.*, 80, 4461-4465.
- Bhattacharyya, B.K. and Leu, L.K., 1977, Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies, *Geophysics*, 42, 41-50.
- Bylerly, P.E. and Stolt, R.H., 1977, Attempt to define the curie point isotherm in Northern and Central Arizona, *Geophysics*, 42, 1394-1400.
- Couch, R., Geopferle, M., Connard, G. and Pitts G.S., 1981, Structural and thermal implications of gravity and aeromagnetic measurements made in the Cascade volcanic arc, *Geophysics*, 47, 424-430.
- Enriquez, J.O., Esquivel, M.A.A. and Fucuzanchi, J.U., 1984, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Belt, from aeromagnetic data, *Tectonophysics*, 172, 77-90.
- Gay, P.S., 1967, Curves for interpretation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures, *Monog. Geophysics*, 11, 312-348.



- Ercan, T.** 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik tektonizması, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 9, 23-46.
- Frese, R.B., Hince, W.J. and Brille, L.W.** 1982. Regional North American gravity and magnetic anomaly correlations, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 69, 743-763.
- İlkeçik, O.M.** 1989. Kuzeybatı Anadolu'da en yakın dağılım, *Jeofizik*, 3, 85-91.
- Levenberg, K.** 1944. A method for the solution of certain nonlinear problems least squares, *Quarterly of Applied Mathematics*, 2, 164-168.
- Lines, L.R. and Trétiol, S.** 1984. A review of least squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.
- Marquardt, D.W.** 1963. An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters, *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, 11, 431-441.
- Marinho, I.M.** 1989. A versatilissimo pascal program for optimization of magnetic anomalies caused by two dimensional dike, prism or slope models, *Computer&Geosciences*, 16, 341-365.
- Okubo, Y., Gray, J.R., Hanson, R.O., Ogawa, K. and Tzu, H.** 1985. Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas Japan, *Geophysics*, 53, 481-494.
- Sarıver, M.** 1974. Ege Bölgesi Haradan Manyetik Haritasının İki Boyutlu Filtreler ve İstatistik Yöntemlerle Analizi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi (Doçentlik tezi), İstanbul.
- Savaşçı, M.Y.** 1981. Late Tertiary extensional tectonics and alkali-basaltic magnetism in the West Anatolian coastal zone, *International Congress of the Hellenic Arc. a. Trench (H.E.A.T.)*, Abstracts, 90-91.
- Savaşçı, M.Y.** 1982. Batı Anadolu neojen magmatizmasının yapısal ve petrografiğe öğeleri, *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli*, O. Erol, (ed), *Türkiye Jeoloji Kurumu*, Ankara.
- Scribner, P.H. and Hansford, W.L.W.** 1957. A statistical analysis of magnetic profiles, *J.Geophys.Res.*, 62, 63, 1-18.
- Shuey, R.T., Schellinger, D.K., D.K., Tripp, A.C. and Alley, L.B.** 1977. Curie depth determination from aeromagnetic spectra, *Geophysical J. the Roy. Astr. Soc.* 50, 75-101.
- Smith, R.H., Shuey, R.T., Felton, J.R. and Bailey, J.P.** 1977. Tellowstone hot spot: Contemporary tectonics and crustal properties from earthquake and magnetic data, *J.Geophys.Res.* 82, 3663-3676.
- Tezcan, A.K.** 1979. Geothermal studies, their present status and contribution to heat flow contouring in Turkey, Cernak, V. and Rybach, L. (eds), *Territorial Heat Flow in Europe*, 283-291, Springer-Verlag, Berlin.
- Vacquier, V. and Affleck, J.** 1941. A computation of the average depth the bottom of the earth's crust, based on a statistical magnetic properties, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 446-450.

# TÜRKİYE' DE JEOTERMİK ARAŞTIRMALAR

## Geothermic Investigations in Türkiye

O.Metin İLKIŞIK\* ve Sıddık ÖZTÜRK\* ; Çetin ŞENER\*\* ve Tuğrul TOKGÖZ\*\*

### ÖZET

Jeotermik araştırmaların amacı, yeryüzünde ısı akışı yoğunluğu ölçümleri yaparak litosfer-astenosfer sistemi içindeki sıcaklık dağılımını ve olası ısı hücrelerinin yapısını anlamak ve özellikle kabuk yapısındaki derin yanal ve düşey değişimleri belirlemektir.

Genel anlamda yapılan bazı araştırmalara göre Türkiye Avrupa' nın yüksek ısı akışı gözlenen bir bölümünde yer almaktadır. Fakat bu güne kadar yurdumuzun ayrıntılı bir ısı akışı haritası hazırlanamamıştır. Bunun nedeni genellikle petrol aramak gibi başka amaçlarla açılan derin kuyuların çoğunda sistematik sıcaklık loglarının olmayışı ve özellikle kesilen kayaçların ısı iletkenlik katsayılarının bilinmemesidir.

Jeotermal suların silika içeriklerine dayanan çalışmalar (İlkişik,1990 ve 1992) bütün Türkiye için ortalama ısı akışı yoğunluğunun  $108.1 \pm 44.5 \text{ mW.m}^{-2}$  olduğunu göstermektedir. Bu değer Yerküre ortalamasından %50 kadar daha yüksektir. Ancak, değerlendirilen veri tabanındaki bazı düzensizlikler ayrıntılı bir harita için yetersiz kalmaktadır.

MTA tarafından Batı Anadolu'dan başlayarak tüm Türkiye' nin sağlıklı bir ısı akışı haritasını hazırlanması çalışmalarına başlanmıştır. Bu amaçla, eldeki eski ve yeni sıcaklık ve gradyan loglarının örneklenmesi yanında, çeşitli karot örneklerinin ısı iletkenlik katsayısı (K) değerleri ölçülmektedir.

Bu çalışmada Türkiye' nin değişik bölgelerinde alınan sıcaklık logları incelenecek, farklı kayaç birimlerinde ölçülen (K) değerlerine örnekler verilecek, sonuçlar silika ısı akışı değerleri ile kıyaslanacaktır. Ayrıca, eldeki verilere göre Batı, Orta ve Doğu Anadolu' daki ısı akışı dağılımı incelenecek, yerkabuğunun üst kesitlerindeki radyojenik ısı üretimi, üst manto içinde astenosfer derinliği, olası magma cepleri ve gelecekte incelenmesi gereken diğer konular tartışılacaktır.

### ABSTRACT

The aim of geothermic investigations are to understand temperature distribution in the lithosphere asthenosphere system and the structure of possible heat-cells and especially to determine deep horizontal and vertical changes of crustal structure, by doing heat flow density measurements on the earth' s surface.

Some regional studies show that Türkiye take place on a high heat flow zone of Europe. But until now a detailed heat flow map of our country could not be prepared. In general, this is due to the lack of systematic temperature logs in most of deep holes which are drilled with different aims such as oil exploration and specially there are no information on lithology and temperature conductivity coefficients of core samples.

Studies based on silica content of geothermal waters (İlkişik,1990 and 1992) show that the mean values of the heat flow for Türkiye is  $108.1 \pm 44.5 \text{ mW.m}^{-2}$ . These value is 50% higher than the world average. But some untidiness in studied data base are not enough for a detailed map.

Recently, MTA has been initiated studies to prepare a reliable heat flow map for whole Türkiye starting from western Anatolia. For this aim, in besides sampling of available old and new temperature and gradient logs, the temperature conductivity coefficient (K) values of various core samples have been measuring.

In this study temperature logs from different locations of Türkiye will be presented together with measured temperature conductivity coefficient (K) for different rock samples and the results will be compared with silica heat flow values. In addition, using available data the heat flow distribution in western, central and eastern Anatolia will be discussed together with radiogenic heat production in upper crust, the depth of asthenosphere in upper mantle, plausible magma plumbs and other subjects which must be taken in to account in the future.

### GİRİŞ

Yerküre' nin ısı alanı incelenerek kabuğa ilişkin önemli yapısal özellikler ve manto içindeki bazı işlemler belirlenebilir. Avrupa kıtasında yerkabuğunun ayrıntılı yapısının araştırılması için 1985 den sonra yürütülen

Avrupa Jeotravers Projesi (EGT) içinde kıtayı çeşitli yönlerde geçen doğrultular boyunca litosfer ve astenosferin jeoelektrik, yoğunluk, sismik hız ve sıcaklık yapısı incelenmiştir. Örneğin Shen ve diğ. (1991) İskandinavya' nın kuzeyinden Kırım güneyinde Karadeniz içlerine kadar uzanan bir doğrultu boyunca yer içinde

\* Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul Üniversitesi, Avcılar 34850, İstanbul

\*\* Jeofizik Etüdüleri Dairesi, MTA Genel Müdürlüğü, Eskişehir Yolu 06520, Ankara



sıcaklık dağılımı 60-70 km derinlere kadar haritalanmıştır. Alexidze ve diğ. (1993) ise Karadeniz, Kafkaslar ve Hazar Denizi bölgelerinde ölçülen ısı akısı değerlerine üst kabuğun üç boyutlu yapısının etkisini irdelemektedir. Bu ve birçok benzeri jeotermik araştırma kotaların kayması ve depremler gibi jeodinamik olayların ana kaynağı olan mantodaki ısı hücrelerinin yapısını anlamakta çok yararlı olmaktadır.

Ülkemiz, Avrupa'nın yüksek ısı akısı gözlenen bir bölümünde yer almaktadır. Ege Bölgesini de kapsayan Avrupa Isı Akısı Haritası - Sofya Paftası (Hurtig ve diğ., 1991) bazı temel bilgiler içermekte ise de, değerler hesaplanırken kayaların ısı iletkenliğinin ( $K$ ) tortul kayalar için ortalama bir değer alınması ve kuyularda sıcaklıkların ölçümüne ilişkin çeşitli belirsizlikler nedeniyle bir ölçüde tartışmaya açıktır. İlkışık'ın (1990) termal suların kimyasal, özellikle silika içeriklerine dayanan çalışmaları ise su kaynaklarının dağılımında ve veri tabanındaki düzensizlikler açısından bazı sorunlar içerir. Rybach ve Pfister (Straub ve diğ., 1992) Marmara Bölgesini esas alan ve halen devam eden bir termal araştırma yürütmektedir.

MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdüleri Dairesi'nce 1994'de başlattıkları "Türkiye Isı Akısı Haritası Projesi" çerçevesinde yapılacak ayrıntılı jeotermik araştırmalar Anadolu'da yeralan tektonik birimlerin ayrıntılı yayılım ve derinliklerini, kıta-kıta çarpışmalarını yaratan bloklar olup olmadıklarını, Ege deniz tabanı ve Anadolu kıtasındaki kayaların ilişkilerini ve özellikle yerici sıcaklığının büyük derinliklerdeki dağılımını belirleyecektir. Bu konu güncel ve geçmişteki jeolojik oluşumlar kadar bölgenin petrol ve maden zenginlikleri açısından da önemlidir. Ayrıca, ısı akısı anomalisi görülen bazı alanlarda yerel uygulamalar yaparak bölgenin "Jeotermal Enerji Potansiyeli" de incelenebilir.

## İLKELER

Jeotermik araştırmalara esas olan ısı akısı ölçümleri iki alt grupta toplanabilir.

### Gradyan Yöntemi:

Bir ortamda ısı iletiminin genel denklemi

$$\rho c(\partial T/\partial t) = \nabla K \nabla T + K \nabla^2 T + A \quad (1)$$

olup burada  $\rho$  yoğunluk,  $c$  özgül ısı,  $T$  mutlak sıcaklık,  $t$ , zaman,  $K$  ısı iletkenlik katsayısı ve  $A$  ise ısı üretimidir. Eğer  $K$  sabit ve  $T$  durağan ise (1) bağıntısı

$$K \nabla^2 T + A = 0 \quad (2)$$

şekline girer ve kabuk sıcaklığı için yapılan birçok hesaplamalarda kullanılır. Jeolojik açıdan genelde sıcaklığın yanal olarak değişmediğini de kabul edersek (2) bağıntısı

$$(\partial^2 T / \partial z^2) = -A / K \quad (3)$$

olur ve bir integrasyon sonra (3) bağıntısı

$$(\partial T / \partial z) = -(A/K)z + \text{Sabit} \quad (4)$$

biçimine girer. Öte yandan ısı akısı yoğunluğunun (birim zamanda birim yüzeyden geçen ısı miktarı)

$$q_z = K(dT/dz)_{z=0} \quad (5)$$

olduğu dikkate alınarak (ısı iletimine ilişkin birinci Fourier bağıntısı); sabit terim yeryüzü ( $z=0$ ) için

$$\text{Sabit } (dT/dz)_{z=0} = q_0/K \quad (6)$$

olur. (5) bağıntısı ile verilen ısı akısı yoğunluğunun hesaplanabilmesi için -karalarda- bir sondaj kuyusunda veya derin bir madende sıcaklık gradyanı ( $dT/dz$ ) ölçülmeli ve aynı noktada geçilen kayaların ısı iletkenlik katsayısı  $K$  ile çarpılmalıdır. Gradyanın bulunmasında gereçlere ilişkin sorunların yanısıra, (çoğu kez yapıldığı gibi) petrol sondajlarının (1000-4000 m) kuyu dibini sıcaklıkları kullanılıyorsa "ölçü zamanı" veya jeotermal haritalama için çok sayıda sığ kuyular kullanılıyorsa "engebe düzeltilmesi" vardır. Kuyuda geçilen bütün litolojiyi simgeliyecek sayıda örneğin ısı iletkenlik katsayısının dikkatle ölçülmesi ve derinlik düzeltilmesinin yapılması gereklidir. Farklı derinliklerden sağlanan verilerin birlikte yorumlandığı doğru bir harita isteniyorsa paleo-klimatik ve erozyon düzeltilmeleri de için içine girer.

### Silika Sıcaklığı Yöntemi :

Isı akısı hesaplamalarında normalde belli bir noktada düşey doğrultuda sıcaklık gradyanı ile ısı iletkenliğinin çarpılması esastır. Ancak termal suların silikat içeriğine dayanan bir yöntemle bulunan hazne kaya sıcaklığı da ( $TSiO_2$ ) o bölgedeki ısı akısı değerinin ( $q_0$ ) hesaplanmasında

$$q_0 = (TSiO_2 - b) / m \quad (7)$$

kullanılabilir (Swanberg ve Morgan, 1978/79). İlkışık (1992) de bu yolla yapılan çalışmada bütün Türkiye için Yenal ve diğ. (1969/70) tarafından tıbbi amaçlarla ölçülmüş jeokimyasal veriler kullanılmıştır. Hazne kaya sıcaklığının 300 °C yi geçmediği durumlarda bu yöntem oldukça doğru sonuçlar vermektedir.

### Sıcaklığın Derinlikle Dağılımının Modellenmesi :

Gösterilebilir ki, sıcaklığın derinlikle değişimi (4) bağıntısına ikinci bir integral işlemi uygulayarak a) eğer ortamda sabit bir ısı üretimi varsa

$$T = T_0 + (q_0/K)z - (A/2K)z^2 \quad (8)$$

b) ısı üretimi derinlikle  $A = A_0 \exp^{-\alpha z}$  biçiminde üstel olarak değişiyorsa

$$T = T_0 - (q_0/K + A_0 D/K)z - (A_0 D^2/K) [1 - \exp^{-\alpha z}] \quad (9)$$

(3) olur ve bir integr



bağıntısını sağlar. Burada geçen  $D$ , yerkabuğu kalınlığının yaklaşık 1/3 kadar olup radyojenik ısı üretiminin olduğu üst kısmın kalınlığını simgeler.

Eğer katmanlı bir ortamda bulunuyorsak (8) bağıntısı

$$T_d(z) = T_{m-1} + (q_m/K_d)(z-z_{m-1}) - (A/2K_d)(z-z_{m-1})^2 \quad (10)$$

biçimine döndürür. Eğer yeryüzündeki  $q_0$  ve  $T_0$  gibi bazı ısı değerleri alınıyorsa ve her katmanındaki  $K_n$  için bir yaklaşım yapılabiliyorsa sıcaklığın katmanlı ortamda derinlikle değişimi yinelemeli olarak bulunabilir.

Sıcaklığın derinlikle ve yanal dağılımı yanısıra ısı akısı yoğunluğunun yerkabuğu ve manto içindeki değişimi de başka bir araştırma konusudur. Burada ısının iletim yerine dolaşım yolu ile aktarılması ve radyojenik ısı üretimi ( $A$ ) gibi olaylar önem kazanır. Yeryüzünde ölçülen ısı akısı yoğunluğu

$$q_0 = q_c + q_m \quad (11)$$

olup " $q_c = A.D$ " yeryüzünde ölçülen değere radyojenik kaynaklı kabuk katkısı ve  $q_m$  mantonun üst sınırındaki ısı akısı yoğunluğudur.  $q_m$  mantodaki ısı hücrelerinin incelenmesi açısından daha doğru bilgiler içerir.

## JEOTERMİK VERİLER

Ülkemiz önemli bir ısı akısı anomalisinin üzerinde yer almaktadır. Şekil 1 de Türkiye'de, İlkışık (1992) tarafından silika sıcaklığı yöntemi hesaplanan ısı akısı değerlerinin dağılımı görülmektedir. Bütün Türkiye için ortalama ısı akısı yoğunluğu  $108.1 \pm 44.5 \text{ mW.m}^{-2}$  olup yerküre ortalamasından %50 kadar daha yüksektir. En yüksek ısı akısı ise Gediz - Eynal - Simav civarında ( $247 \text{ mW.m}^{-2}$ ) gözlenmiştir. Batıda Tuzla - Gönen, Kızıldere, Dikili ve Akyazı'da; Orta Anadolu'da Yozgat (Sarıkaya) ve Nevşehir civarında; Doğuda ise verilerin dağılımı düzensiz olmakla birlikte Erzincan-Nemrut kuşağı boyunca önemli anomaliler izlenmektedir.



Şekil 1: Silika sıcaklığı yöntemi ile hesaplanan Türkiye ısı akısı verileri (İlkışık 1992' den).

Figure 1: Calculated heat flow of Turkey using silica temperature method (İlkışık 1992)

Silika ısı akısı değerlerinin Batı ( $24-31^\circ\text{D}$ ), Orta ( $31-37^\circ\text{D}$ ), Doğu ( $37-46^\circ\text{D}$ ) ve bütün Anadolu için hesapla-

nan histogramları Şekil 2 a-d de görülmektedir. Jeolojik açıdan farklı ortamlar olmalarına karşın bu bölgeler için bulunan ortalama değerler sırasıyla  $110.8 \pm 48.1$ ,  $103.0 \pm 44.4$  ve  $113.1 \pm 39.8 \text{ mW.m}^{-2}$  olup birbirine çok yakındır. Silika yöntemi ile yapılan hesaplarda yüksek ısı akısı gözlenen Gediz-Simav kuşağında açılan Eynal-1 jeotermal kuyusunun bitiminden sonra alınan sıcaklık logları Şekil 3 de çizilmiştir. 240 m derinde 48 saat sonra  $120^\circ\text{C}$  ye ulaşan sıcaklık dikkati çekmektedir. Muhafaza borusunun altında kalan (64-240m) derinlikler için sıcaklık gradyanı  $\approx 0.3 \text{ C.m}^{-1}$  olup (altare andezitik tüfler için  $K=1-1.6 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$  olarak) muhtemelen  $300-500 \text{ mW.m}^{-2}$  arasında beklenen bir yüksek ısı akısı değerine işaret eder ki bölgede ölçülen yüksek silika verilerine uygundur.

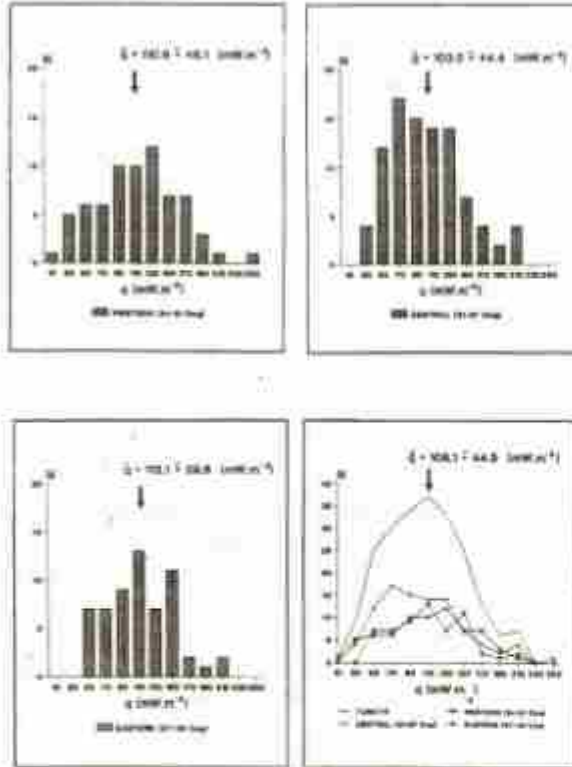
Dikili' de andezitik volkanikler içinde açılan üç araştırma sondajında yapılan sıcaklık gradyanı ve ısı iletim katsayısı ölçümleri ise ısı akısı yoğunluğunun DG-1 kuyusunda (400-600m,ler arası için)  $91.3$ , DG-2 kuyusunda (130-200m)  $90.9$  ve DG-3 kuyusunda (100-200m)  $202.7 \text{ mW.m}^{-2}$  olduğunu göstermektedir (JICA,1987). Bu değerler de Şekil 1 deki ısı akısı değerleri ile uyumludur.

Kızıldere-5 kuyusunda üç ayrı derinlikte (60, 80 ve 100 m) ölçülen sıcaklıklardan hesaplanan gradyanların yaklaşık 1 ay süre ile değişimi ise Şekil 4 de görülmektedir. İlginç olan nokta gradyan değerinin ancak 7-10 gün sonra dengelenmiş olmasıdır ( $\approx 0.25 \text{ C.m}^{-1}$ ). Eğer ısı iletim katsayısı  $K$  için bütün tortul taşların ortalama değeri olan  $2.1 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$  kullanırsak (Tezcan ve Turgay, 1989), bu kuyuda ısı akısı  $525 \text{ mW.m}^{-2}$  olur ki eldeki bilgilere uymaz. Halbuki bölgede yer alan Pliyosen yaşlı Kolonkaya "mar"ımdan alınan (ıslak) yüzey örnekleri üzerinde yapılan ısı iletim katsayısı  $K$  ölçümleri  $1.052-1.281 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$  arasında çıkmaktadır. Bu durumda ısı akısı  $262-352 \text{ mW.m}^{-2}$  olur ki Kızıldere-5 kuyusunda ölçülen silika değerlerinden bulunan  $318 \text{ mW.m}^{-2}$  ile tam uyumlu bir değerdir. Bu, ısı akısı haritalarının hazırlanmasında dikkat edilecek birçok etken arasında ısı iletim katsayısı  $K$  ölçümlerine özel bir önem verilmesi gerektiğinin açık bir kanıtıdır. Sistematik ölçümlerine yeni başladığımız  $K$  değerleri için bazı örnek değerler Çizelge 1 de görülmektedir.

Sıcaklık logları değerlendirilirken; sıg loglar için topoğrafik ve erozyon düzeltmeleri yapılmalı, Paleoklimatik etkiler hesaplanmalıdır. Ayrıca ortamdaki yeraltısuyu hareketleri dikkatlice denetlenmelidir. Kayaç örneklerinin ısı iletim katsayıları ( $K$ ) doğru ölçülmeli, derin karotlar için P-T koşulları dikkate alınmalıdır.  $K$  değerleri açısından diğer bir önemli konu kayacın gözenek ve suyla doygunluk oranıdır. Gözenek oranının %1-9 gibi küçük bir değerde olması durumunda bile suyla doygun ve kuru durumdaki  $K$  değerleri arasında %30 fark oluşmaktadır (Scharli ve Rybach 1984). Gerek yüzeydeki ısı akısı ölçümleri gerekse alt kabuk ve üst

mantodaki sıcaklıkların hesaplanması sırasında kayaların ısı iletim katsayısı  $K$  nın basınç, sıcaklık, tane boyutu gibi bir çok etkene bağlı değişiminin ayrıntılı olarak bilinmesi gerekir.

Jeotermal alanlardan uzakta Zonguldak, Kozlu'da açılan 20-H kuyusundaki sıcaklık logu Şekil 5 de verilmiştir.



Şekil 2: a) Batı Anadolu, b) Orta Anadolu, c) Doğu Anadolu için silika ısı akışı verilerinin histogramları. d) Türkiye ve a, b, ve c deki bölgeler için histogramların bir karşılaştırması

Figure 2: Histograms of silica heat flow ( $q$ ) data sets for: a) western, b) central and c) eastern Anatolia, d) A comparison of all the histograms (i.e. Fig. 2a, b and c).

Yeraltı su seviyesi 200 m de olup kuyuda 1300 m ye kadar borulama yapılmıştır. Kuyu bitiminden 16 ve 45 saat sonra alınan kayıtlar çok farklı değildir. 1400-2000 m için sıcaklık gradyanı  $=0.0295 \text{ C.m}^{-1}$  olup derinden alınan ıslak kumtaşı karotlar üzerinde yapılan  $K$  ölçümleri  $3.3\text{-}3.6 \text{ W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$  arasında değerler vermektedir. Bu ise kuyuda 1000 m nin altında ısı akışının  $=100 \text{ mW.m}^{-2}$  olduğunu göstermektedir.

Yerkabuğunun daha derin bölümlerine ait sıcaklıkların belirlenmesi aşamasında irdelenmesi gereken diğer bir konu kayaların radyoaktif ısı üretimidir. Bu değer kayaların  $U(\text{ppm})$ ,  $Th(\text{ppm})$  ve  $K(\% \text{ ağırlık})$  içeriğinden

$$A=0.1325 p(0.718 U+0.193 Th+0.262 K) \quad (12)$$

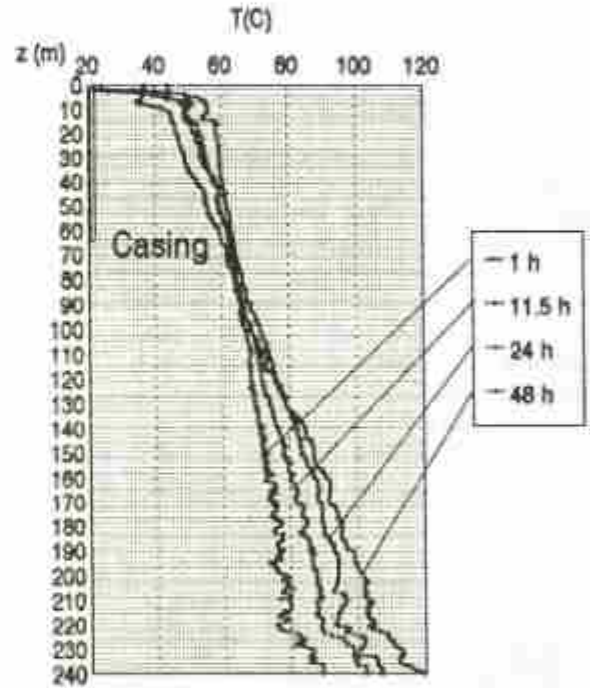
veya yerkabuğu içindeki sismik  $V_p$  hızlarından

$$\ln A=13.7 - 2.17 V_p \quad (13)$$

bağıntıları ile bulunabilir (Rybach ve Buntebarth,1982). Batı Anadolu'da her iki yöntemle de  $A$  nın değerine ilişkin yaptığımız hesaplar üst kabuktaki ısı üretiminin  $3.7 \mu\text{W.m}^{-2}$  kadar olduğunu göstermektedir (İlkışık, 1992). Bu ise sonuçta bölgede üst manto sınırındaki ısı akışının da yerküre ortalamasından %50 daha fazla ve  $55 \text{ mW.m}^{-2}$  olduğuna dolayısı ile litosfer/astenosfer sınırının Batı Anadolu'nun altında oldukça sıg olduğuna işaret eder.

## EYNAL - 1

### Sıcaklık Logunun Zamanla Değişimi

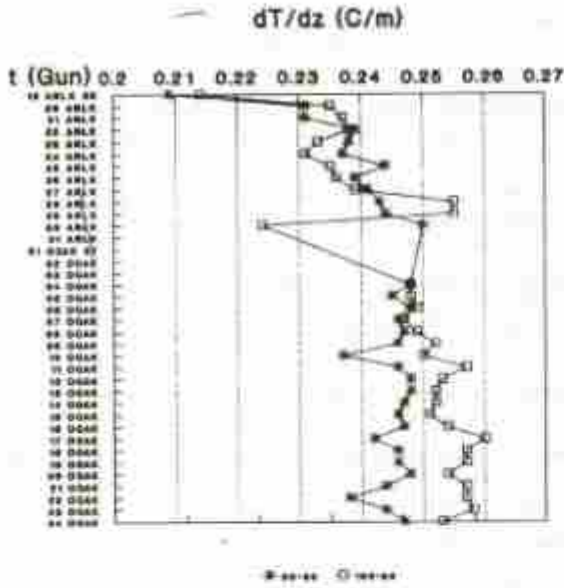


Şekil 3: Eynal-1 kuyusunda sıcaklık logunun zamanla bağlı olarak değişimi

Figure 3: Variation of temperature log as a function of time in Eynal-1 drillhole.



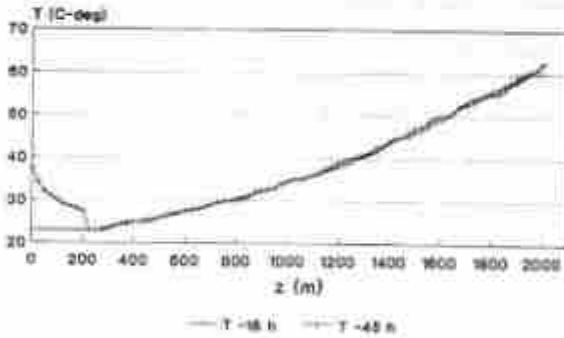
## KIZILDERE - 5 Gradyanın Zamanla Değişimi



Şekil 4: Kızıldere-5 kuyusunda gradyanın zamanla değişimi (Erenütü ve Ternek, 1968).

Figure 4: Variation of gradient as a function of time in Kızıldere-5 drillhole (Erenütü ve Ternek, 1968)

## Kozlu 20-H T Log



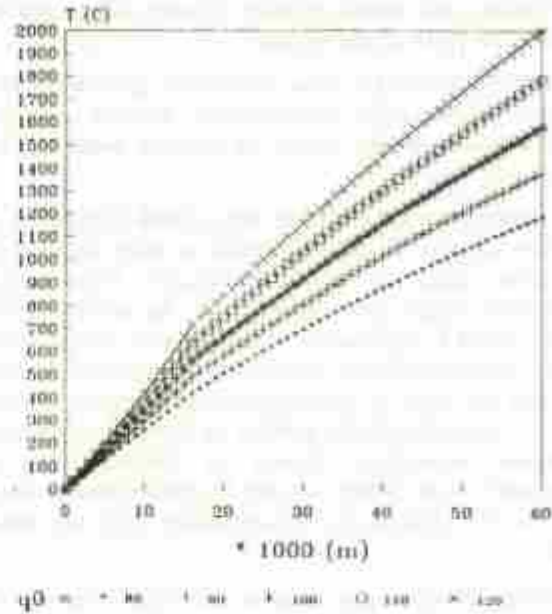
Şekil 5: Kozlu 20-H kuyusunda sıcaklık logu

Figure 5: Temperature log of Kozlu 20-H drillhole

Çizelge 1: Batı Anadolu'da ölçülen  $K$  ( $W.m^{-1}K^{-1}$ ) değerlerinden bazı örnekler.

Table 1: Some samples of  $K$  ( $W.m^{-1}K^{-1}$ ) values which are measured in western Anatolia

Yer	İzmit	Derinlik (m)	K (ortal)	K (max)
Kızıldere	İzmit	0	0,413	1,307
Dikili	Ant. Vahşi	408	2,751	3,267
Tuzla G-2	İzmit	238	2,279	-
Gönceler	Ant. Karacı	709	3,314	4,424
Kızıldağ	Karacı	544	2,581	3,132



Şekil 6: Çeşitli yüzey ısı akısı değerleri için jeotermal gradyan eğrileri. Türkiye'de ortalama ısı akısı değeri ( $q_0=108 mW.m^{-2}$ ) için  $1250^{\circ}C$  astenosfer derinliği yaklaşık 40-50 km'dedir.

Figure 6: Geothermic gradient curves for various surface heat flow values. In Turkey for mean heat flow heat ( $q_0=108 mW.m^{-2}$ ) the  $1250^{\circ}C$  asthenosphere depth is about 40 to 50 km.

Şekil 6 da yerkabuğu içinde sıcaklığın derinliğe bağlı olarak değişimi verilmiştir. Yatay katmanlı ortamda ve yeryüzünde ölçülen farklı ısı akısı yoğunluğu ( $q_0$ ) değerleri için yapıların hesaplarında  $K$ 'nin üst kabukta derinlikle azaldığı ve alt kabukta sabit olduğu kabul edilmiştir. Verilerin daha yaygın olduğu Batı Anadolu için verilen ortalama ısı akısının doğru olduğunu ve  $100-110 mW.m^{-2}$  arasında değiştiğini kabul edersek  $1250^{\circ}C$  sıcaklığa karşı gelen litosfer/astenosfer sınırının kabuk tabanına çok yakın, muhtemelen  $55\pm 5$  km derinde olduğunu söyleyebiliriz. Doğaldır ki daha çok silika verilerine dayanan bu yorumun doğruluğu ancak gradyan yöntemine ve ayrıntılı  $K$  ölçümlerine dayanan çok sayıda yeni verinin üretilmesi ile kesinleşecektir.

## SONUÇLAR

Ege Bölgesi'nde ortalama ısı akısı yoğunluğu  $110.8\pm 48.1 mW.m^{-2}$  olup Yerküre ortalamasından %50 kadar daha yüksektir. Bölgedeki en yüksek ısı akısı ise Gediz-Eynal-Simav civarındadır ( $247 mW.m^{-2}$ ). Batıda Tuzla-Gönen, Kızıldere, Dikili ve Akyazı'da; Orta Anadolu'da Yozgat (Sarıkaya) ve Nevşehir civarında; Doğuda ise verilerin dağılımı düzensiz olmakla birlikte Erzincan-Nemrut kuşağı boyunca önemli anomaliler izlenmektedir.

Jeotermal araştırmaların gündeminde bulunan Dikili, Kızıldere ve Eynal gibi alanlarda yapılan gradyan ve  $K$



ölçümlerinden bulunan ısı akısı değerleri silika değerleri ile iyi bir uyum göstermektedir.

Jeotermal alanlardan uzak Zonguldak gibi birkaç bölgede yapılan derin sondajlardaki sıcaklık gradyan ölçümleri de elde edilen verilerle uyumlu sonuçlar vermektedir.

Kayaçların bir çok özelliğine bağlı olarak değişebilen ısı iletim katsayısı  $K$ , gerek yüzeydeki ısı akısı değerlerinin gerekse kabuk ve mantodaki sıcaklık hesaplanması açısından büyük önem taşımaktadır. Bu nedenle örneklerin doğal  $K$  değerlerinin belirlenmesine çalışılmaktadır. Bazı eksiklikler taşısa da özellikle Batı Anadolu'ya ait elde edilen ısı akısı ve jeoelektromanyetik veriler (İlkışık, 1992), hatta bazı başka jeofizik ve jeolojik araştırmalar bölgede astenosferin oldukça sıg olduğuna işaret etmektedir. Ege Bölgesi altında litosfer/astenosfer sınırı (1250 °C) oldukça sıg ve muhtemelen 55±5 km derindedir.

Türkiye için yapımına başlanan yeni ve ayrıntılı bir "Isı Akısı Yoğunluğu Haritası"nın hazırlanması ve buna bağlı olarak Litosfer içinde düşey ve yanal sıcaklık belirlenmesi salt bilimsel yararları dışında, Bölgemizde yer kabuğunun iki ve üç boyutlu yapısı, petrol için basen analizi, metalik maden yatakları ve depremle ilgili birçok konuda önemli bilgiler sağlayacaktır.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışmada yer alan verilerin bir kısmını sağlayan ve yayına izin veren MTA Genel Müdürlüğü'ne ve Jeofizik Etüdleri Dairesine teşekkür ederiz.

#### KAYNAKLAR

Alexidze, M.A., Gagorn, G.E., Kiria, D.K. ve Chelidze, T.L., 1993. A three-dimensional stationary model of the thermal and thermobaric fields of the Caucasus. *Tectonophysics*, 227, 191-203.

Erenöz, C. ve Temek, Z., 1968. Türkiye'de termomineral kaynaklar ve jeotermal enerji etüdüleri. *MTA Enst. Derg.*, 20, 1-57.

Hortig E., Cernak, V., Haenel, R. ve Zui, V., 1990. *Geothermal Atlas of Europe, Sheet Sophia*. VEB Geoteknik Verlag, Gotha.

İlkışık, O.M., 1990. Heat flow pattern of western Anatolia. 15. Gen. Assembly 23-27 April, Copenhagen. *Ann. Geophys. Spec. Issue*, 33.

İlkışık, O.M., 1992. Silica heat flow estimates and lithospheric temperature in Anatolia. *Proc. of XI. Con. of World Hydrothermal Org.* 13-18.5.1992 İstanbul Pamukkale, 92-106.

İlkışık, O.M., 1992. Magnetotelluric investigations in the western Taurides Region. (Eds. Savaşçın, M.Y.S. ve Eronat, A.H.) *Proc. of IESCA*, v. II 40-51, İzmir.

JICA, 1987. *The pre-feasibility study on the Döküo Bergama geothermal development project. Final Report*. Japan Int. Coop. Agency, MPN 87-160, Tokyo.

Rybach, L. ve Buntebarth, G., 1982. Relationship between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineralogical composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 367-376.

Scharik, U. ve Rybach, L., 1984. On the thermal conductivity of low porosity crystalline rocks. *Tectonophysics*, 103, 307-313.

Shen, P.Y., Wang, K. ve Beck, A.E., 1991. Crustal thermal models along East European geotectonics: inverse solutions. *Tectonophysics*, 194, 363-385.

Straub, C., Kahle, H.-G., Aksay, A. ve Deniz, R., 1992. GPS Project Marmara: Report of the second Campaign August/September 1992. ETH, Inst. für Geodäsie und Photogrammetrie, Nr. 208, Zurich.

Swanberg, C. A. ve Morgan, P., 1979. The linear relation between temperatures based on the silica content of groundwater and regional heat flow: A new heat flow map of the United States. *Geophys.* 117, 227-241.

Tezcan, A.K. ve Turgay, I., 1989. Türkiye ısı akısı haritası. MTA Gen. Md. Jeofizik Etüdüleri Dairesi (Yayınlanmamış doküman), Ankara.

Yenil, O., Usman, N., Bilecen, L., Kanan, E., Öz, G., Öz, U., Bonca, T., Gökse, A., Akhan, H. ve Sezginer, N., 1969/70. Türkiye Maden Suları, Cilt 1, 2, 3, 4 ve 5. İÜ Tıp Fakültesi, Tıbbi Ekoloji ve Hidro Kimyoloji Kürsüsü, İstanbul.

# JEOTERMAL KUYULARDA FORMASYON DEĞERLENDİRİLMESİ

## Formation Evaluation in Geothermal Wells

Ümran SERPEN\*

### ÖZET

Bu çalışmada, petrol endüstrisinde olduğu gibi, jeotermal kuyularda da "amerada" ile alınan basınç ve sıcaklık ölçmeleriyle, formasyon değerlendirilmesi incelenmiştir. Bilindiği gibi bu tür ölçmeler petrol kuyularında 50 yıldır uygulanmaktadır.

Sıcaklık ölçmeleriyle yapılan değerlendirmeler niteliksel olmakla birlikte, bizlere formasyon hakkında önemli bilgiler sağlamaktadır. Bunlar örtü kayacı, rezervuar kayacı ve çatlaklar hakkındaki bilgilerdir. Diğer taraftan basınç ölçmeleri ise daha çok rezervuar kayacı petrofizik özellikleri ile kuyu civarındaki hasar ölçüsü ve formasyon akışkanının fiziksel parametrelerini bize sağlamaktadır.

Sonuç olarak bu çalışmada sıcaklık ve basınç ölçmelerinden hareketle jeotermal sistemlerde petrol rezervuarlarında olduğu gibi formasyon değerlendirilmesi yapılabildiği saha örnekleriyle gösterilmektedir.

### ABSTRACT:

In this study formation evaluation in geothermal wells is investigated through pressure and temperature surveys taken by amerada. As is known this sort of surveys has been carried out for last 50 years.

Despite the fact that the evaluations done by temperature surveys are generally qualitative, they provide us important informations on the formation under investigation such as cap rock, reservoir rock and fractures. On the other hand, pressure surveys provide us information on petrophysical properties of reservoir rocks, physical properties of reservoir fluids and the magnitude of skin effect in the near wellbore.

This presentation shows with field examples that formation evaluation in geothermal systems just as in oil fields could be done by using temperature and pressure surveys.

### GİRİŞ

Bilindiği gibi petrol kuyularında basınç ve sıcaklık ölçmeleri amerada cihazıyla, log aletlerinin aksine sürekli olmayan bir şekilde belli istasyonlarda alınarak yapılmaktadır. Bu cihazlar mekanik olarak çalışan ve verileri bir kart üzerine kaydeden aletlerdir. Jeotermal sahalarda bu tür uygulamalar başlangıçtan itibaren yapılmasına rağmen, bunların formasyon değerlendirilmesinde kullanımı son yıllarda görülmeye başlanmış ve bunlar daha çok su enjeksiyon testlerinin değerlendirilmesi şeklinde ortaya çıkmıştır. Bunun en önemli nedeni, çok sıcak ve yüksek debili jeotermal kuyularda aletlerin akış sırasında indirilme güçlüğüdür. Bundan ötürü basınç yükselimi (buildup) ve azalımı (drawdown) testleri çok az uygulanabilmektedir.

Basınç testlerinden geçirgenlik, depolama, formasyon hasarı miktarı ortalama rezervuar basıncı gibi parametrelerin yanında yakında bulunan fayların yeri ve rezervuar şekli gibi faydalı tesbitler yapılabilir.

Diğer taraftan, sıcaklık ölçmeleri petrol sahalarında gaz zonlarının ve çimento seviyelerinin belirlenmesi gibi çok sınırlı bir çerçevede kalırken, jeotermal sahalarda önemli bir parametre olan sıcaklığın ve onun oluştuğu kontrastın formasyon değerlendirmesinde önemli bilgiler sağladığı gözlenmektedir.

Bilinen jeotermal sistemlerin büyük çoğunluğu çatlaklıdır. Bunların bir çoğunda çatlaklarda bulunan tek gözeneklilik ikincil olup hem depolama hem de akış kapasitesini sağlarken, diğerlerinde sadece akış hızını edip depolama kapasitesine de katkıda bulunmazlar. Bu bakımdan çatlakların yerlerinin belirlenmesi oldukça önemlidir ve bunlar statik ve dinamik sıcaklık ölçmeleri ile mümkün olabilmektedir.

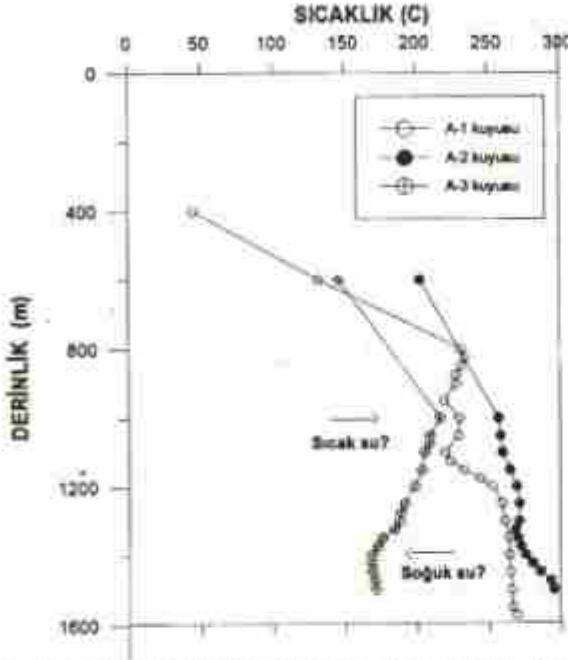
### SICAKLIK ÖLÇMELERİ

Sıcaklık ölçmeleri yapıma durumlarına göre, statik ve dinamik olmak üzere 2 grup altında toplanabilir. Statik ölçmeler sondaj sırasında veya sondaj bittikten sonraki

\* İTÜ Maden Fak., Petrol Müh. Böl.



ısınma periyodunda, kuyuda herhangi bir hareketin olmadığı durumlarda alınır.

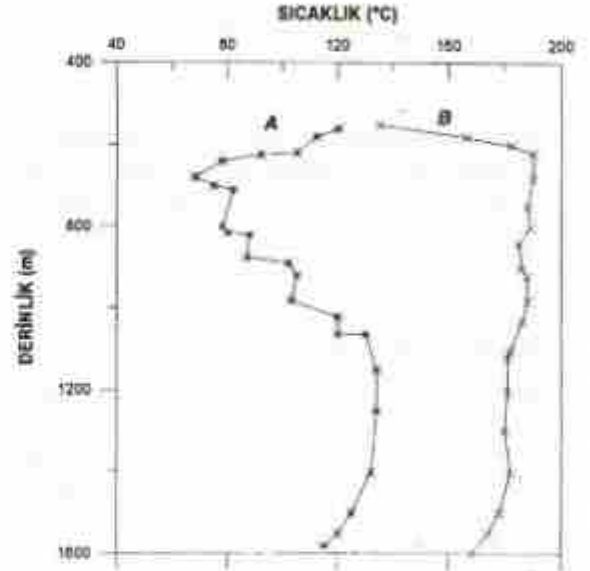


Şekil 1: M sahasında üç kuyudan alınan sıcaklık profilleri.

Şekil-1'de Orta Amerika'daki bir sahada üç kuyudan alınan sıcaklık profilleri görülmektedir. A-1 kuyusunun profili jeotermal sahaların çok karakteristik bir eğrisidir. Profillerin üst kısmındaki sıcaklık gradyanı artışı konduksiyonla ısı iletimini ve dolayısıyla örtü tabakasını, daha sonraki gradyanın sifıra yaklaşması ise bir konveksiyon sistemini ve dolayısıyla da bir jeotermal rezervuarı işaret etmektedir. Bilindiği gibi sıcaklık gradyanı,  $r = q/k$  olarak ifade edilmektedir. Aynı sahada olmasalar da A-1 ve A-2 kuyularındaki sıcaklık gradyanlarının farklı olmalarını  $q$ , ısı akışının veya  $k$ , kayacın ısı iletkenliğinin farklı olmalarıyla açıklayabiliriz. Aynı ısı akışının ve aynı kayacın olduğu bir sahada sıcaklık gradyanları arasındaki bu fark ancak, A-1 kuyusunun bulunduğu yörede örtü kayacının çok iyi görev yaptığı, A-2 bölgesinde ise bir miktar ısı kaybettiği şeklinde açıklanabilir. Bu bağlamda, arama sırasında yapılan gradyan sondajlarıyla bulunan en yüksek gradyanın en sıcak bölge şeklinde yorumlanması veya ısı akışının hesaplanması aldatici olabilir. Görüldüğü gibi A-1 ve A-2 kuyularında erişilen sıcaklık yakındır ve her iki kuyuda da ısı akışı birbirlerine çok yakın olmaları itibarıyla aynı sayılabilir.

A-1 profilinden çıkarabileceğimiz ikinci sonuç çatlaklı bölgelerin belirlenmesidir. Sondajın bitiminden sonra alınan ve soğuk su ile delindiği için 950 ve 1100 m seviyelerinde çatlakların olduğu söylenebilir.

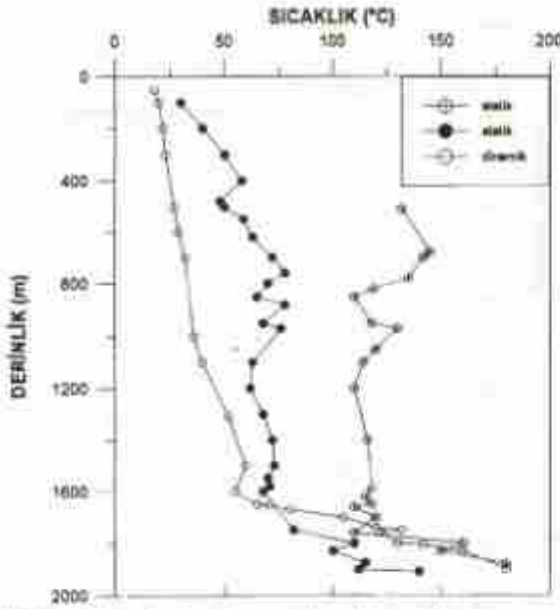
A-3 profilinin durumu daha da ilginçtir. İlk bakışta, bu kuyunun yatay bir sıcak su uzantısını kestiği söylenebilir. İkinci olasılık ise rezervuara dışarıdan bir soğuk su girişidir. Kuyu dibindeki 1400 m'den sonraki sıcaklık artışı, kuyu 1500 m'de bitmeseydi, bunun devam edeceğini dolayısıyla 1400 m'de rezervuara bu bölgede bir soğuk su girişi olduğunu kanıtlamaktadır. Bunun sonuçları çok önemli olup, bu bölgeye üretim kuyuları yapılmamasını işaret etmektedir. Diğer bir sonuçta soğuk su girişinin olduğu bu bölgenin koruma borusu ile kapatılıp izole edilmesi ve daha derin bir bölgeden üretim yapılması olabilir.



Şekil 2: M sahasında alınan A ve B sıcaklık profilleri.

Statik sıcaklık ölçmelerinden elde edilebilecek diğer bir bilgi de geçirgenliğin niteliğidir. Yine Orta Amerika'da bulunan M.sahasında alınan A ve B sıcaklık profilleri (Şekil-2) bize bu konuda bilgi sağlamaktadır. A profilinden gözlenen birçok çatlaktan en önemlisi soğumanın en fazla olduğu 800 m seviyesindedir. On üç saat sonra alınan B profilinde en çok ısınan bölgenin yine aynı seviye olduğunu görmekteyiz. Bunun nedeni geçirgenliğin fazla olan yerlerde konvektif ısınmanın daha hızlı olması, kayacın kendisindeki konduktif ısınmasında yavaş olmasıdır.



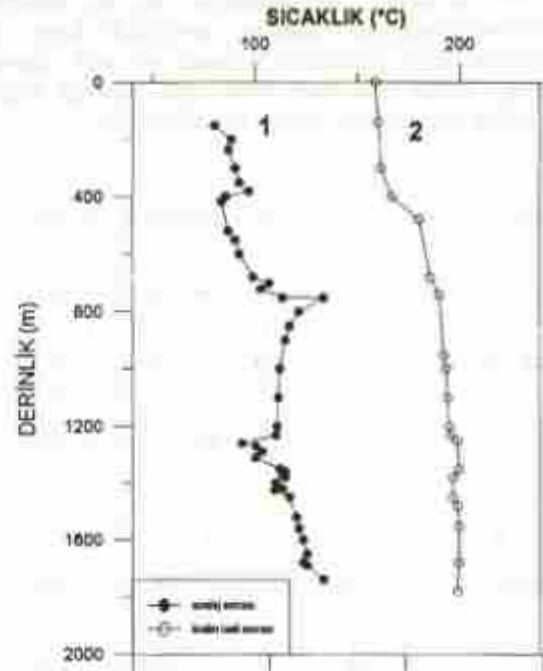


Şekil 3: M sahasında dinamik ve statik sıcaklık profilleri.

Şekil-3'te dinamik ve statik sıcaklık ölçmeleri bir arada görülmektedir. Bu ölçmelerin yapıldığı M-2 kuyusu 1200 m derinliğe kadar açılmış ikinci ve üçüncü profillerde de gözlemlendiği gibi 800 ve 900 m seviyelerde iki çatlak zonu belirlenmiştir. Ancak bu kuyudan yapılan üretim testlerinde ticari olarak kullanılabilecek bir üretim elde edilememiştir. Bu sebepten kuyu 2000 m'ye kadar derinleştirilmiştir. Birinci profil, kuyuya su injeksiyonu, sırasında alınan bir ölçümü temsil etmektedir. Bu profilede pompalanan suyun büyük ölçüde 1600 m'deki bir çatlaklı zona gittiğini sıcaklık gradyanının bu seviyeye kadar düşük bundan sonrada hızla artmasından anlıyoruz. Bu seviyenin altında daha düşük geçirgenliğe sahip birkaç zonanın varlığını tüm profillerden gözlemekteyiz. Bundan da derinleştirmenin yararlı olduğu ve toplam geçirgenlik-kalınlık çarpımı (permeability thickness) olan akış kapasitesinin arttığı anlaşılmaktadır.

Şekil-4'te biri hem sondaj bitimi ve diğeri de üretim testi arkasından alınan 2 profil görülmektedir. Birinci profilede 1300 m civarındaki soğumanın gösterdiği çatlaklı zon üretim eğrisinde de en sıcak seviye olarak ortaya çıkmaktadır. Buradan anlaşılan M-10 kuyusunda başka geçirgen zonların bulunmasına rağmen kuyunun büyük ölçüde bu bölgeden üretim yapmasıdır.

Sondaj sırasında yapılan sıcaklık ölçmeleri formasyonların gerçek sıcaklıklarını yansıtmaz. Ama, arama safhasında kuyunun gerçek sıcaklığını bilmeden tamamlanması olası değildir. Ayrıca, jeotermal rezervuarları litolojik olarak ayırtmak mümkün değildir. Bundan ötürü geliştirme kuyularında rezervuara girdiğimizi ancak gerçek formasyon sıcaklığını belirleyerek anlayabiliriz.



Şekil 4: Sondaj bitimi ve üretim testi arkasındaki sıcaklık profilleri

Bu sıcaklık kuyusu içinde belli bir noktada belli aralıklarla yapılan seri sıcaklık ölçmelerinden tesbit edilmektedir. Formasyondaki konduktif ısı akışının, gözenekli ortamdaki akışkan akışına benzemesinden faydalanılarak, petrol mühendisliğinde geçirgenliği tayini için kullanılan Horner yöntemi gerçek sıcaklığın belirlenmesi için kullanılmaktadır. Şekil-5'te görülen grafikten faydalanılarak (Brian Roux ve diğ. 1980) düzeltilmiş Horner yöntemiyle, yine Orta Amerika'daki S sahastaki bir kuyudaki gerçek sıcaklık 258°C olarak hesaplanmış ve kuyu bittikten epey sonra ölçülen sıcaklık ise 260°C olmuştur.

## BASINÇ ÖLÇÜLERİ

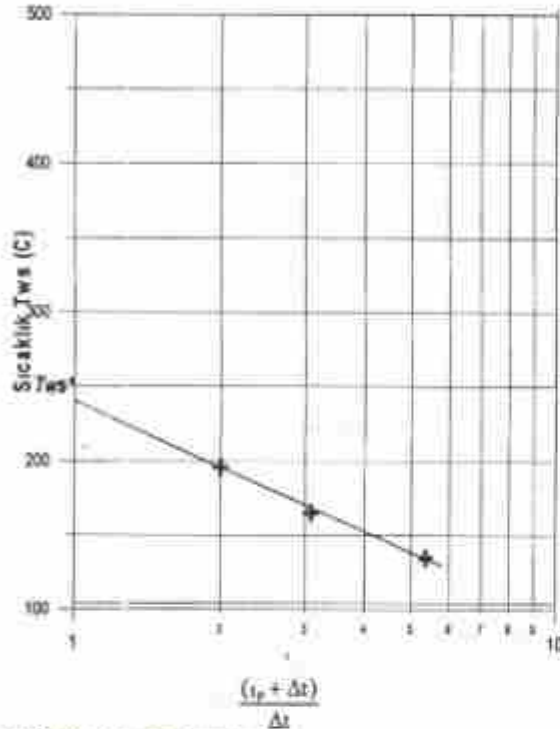
Jeotermal kuyularda yapılan basınç testleri aşağıda gösterildiği gibi 3 tip altında toplanabilir :

- 1) Basınç yükselme ve azalma testleri
- 2) Girişim (Interference) testleri
- 3) Enjeksiyon testleri

### Basınç Yükselme ve Azalma Testleri

Daha önce de bahsedildiği gibi bu testlerin gerçekleştirilmesi sondaların çok yüksek debili ve iki fazlı akışın olduğu kuyulara indirilmesi sorunları dolayısıyla zordur. Böyle kuyularda kaydedici aletin indirilmesi gerçekleşse bile, çatlak geçirgenliğinin büyüklüğüne bağlı olarak bazen birkaç bazen da 10-15 dakika içinde basınç stabilize olmakta ve sabit basınç sınırı (constant

pressure boundary) görülmektedir. Bu tür testlerin değerlendirilmesinin, başlangıç devresinde kuyu içi depolama etkisi (wellbore storage) ve sabit basınç sınırının çabuk erişilmesi dolayısıyla yarı-log doğru (Semi-log straightline) sağlıklı olmamaktadır.



Şekil 5: Sıcaklık için Horner grafiği

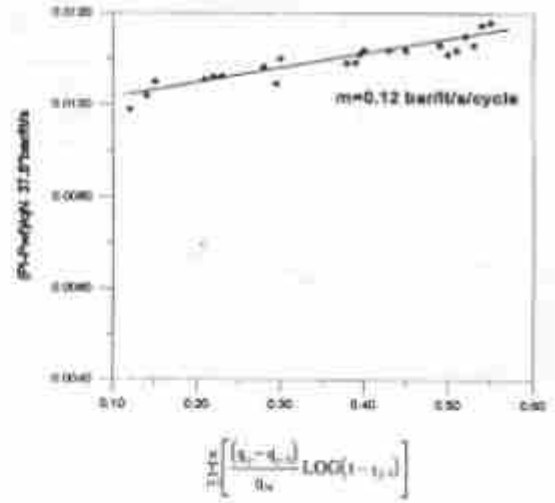
M sahasında basınç yükselme testlerinin değerlendirilmesi sonucunda elde edilen akış kapasitesi M-5 kuyusunda  $2 \times 10^{11} \text{ m}^3$  (20 d-m), M-10 kuyusunda  $4 \times 10^{11} \text{ m}^3$  olarak bulunmuştur. Bu değerler oldukça yüksektir; ayrıca, M-5 kuyusunun üretimi diğerinin 2 katı kadardır. Bunlardan ötürü değerlendirmelerin sonuçları açıkça çelişkilidir. Tüm bu değerlendirme sorunlarının aşılması için değişken debili testlerin yapılmasını teklif ediyoruz.

Şekil-6'da bir tanesi görülen değişken debili basınç yükselme testlerinin aşağıda verilen sonuçları, hem kendi aralarında hem de başka sahalarda eşdeğer üretime sahip kuyuların akış kapasiteleriyle uyumludur.

$$kh (M-1) = 6.5 \times 10^{-12} \text{ m}^3$$

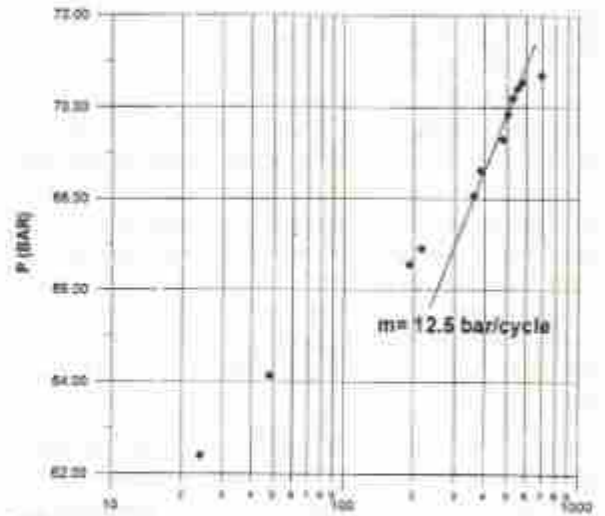
$$kh (M-5) = 2.1 \times 10^{-12} \text{ m}^3$$

$$kh (M-10) = 3.2 \times 10^{-13} \text{ m}^3$$



Şekil 6: M-5 kuyusunda değişken debili basınç yükselme testi

Şekil-7'de Z sahası, Z-3 kuyusunda üç aylık bir üretim dönemi arkasından uygulanan basınç yükselme testi sonucu görülmektedir. Bu kuyuda akış kapasitesi  $6.05 \times 10^{12} \text{ m}^3$ , ortalama rezervuar basıncı ise 77.75 bar olarak bulunmuştur.



Şekil 7: Z-3 kuyusunda basınç yükselme testi

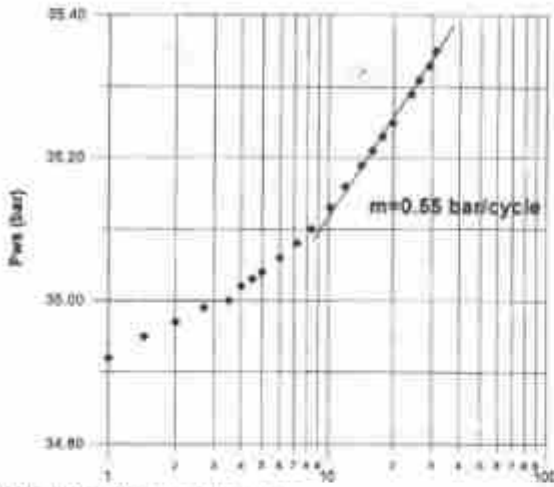
#### Girişim Testleri :

Bu testlerin değerlendirilmesi, bir üretim kuyusunun bir gözlem kuyusunda yarattığı basınç girişiminin sonuçlarının analiziyle elde edilir.

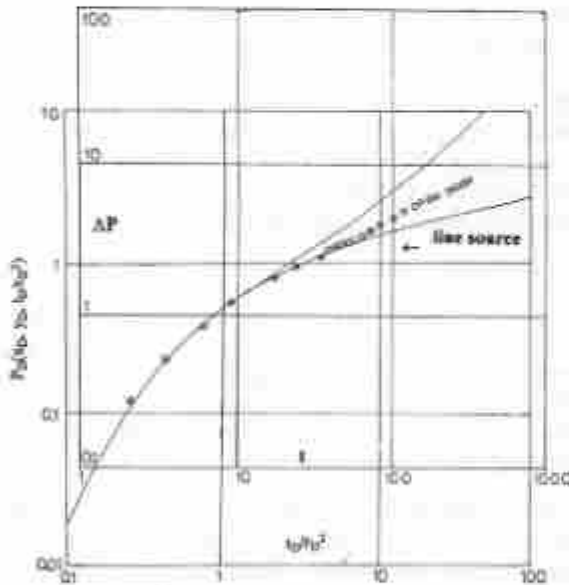
Şekil-8'de MM sahasındaki bir girişim testinin yarılog çözümü görülmektedir. Bu test sonucunda elde edilen geçirgenlik kalınlığı  $1.36 \times 10^{10} \text{ m}^3$ 'dür. Bu tür testlerden 0h gözeneklilik kalınlığı (porosity thickness) elde edilebilir. Bu test için elde edilen değer 0h = 232 m'dir.



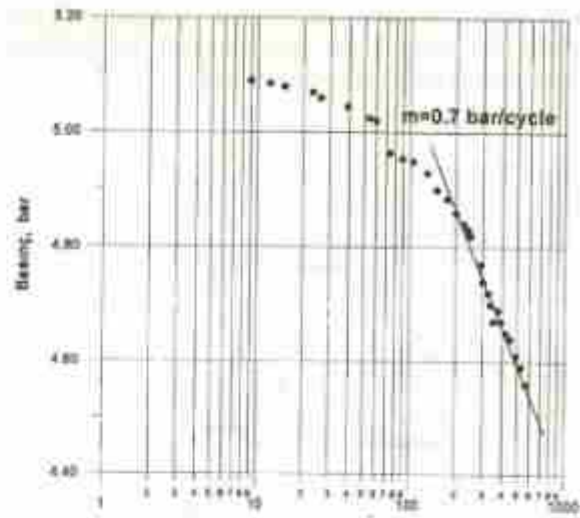
Şekil 9'da aynı testin değerlendirilmesinde tip eğrilerle (type curves) karşılaştırmak için çizilen eğrinin eksponensiyel integral çözümünden ayrılmış kapalı bir rezervuar işaret etmektedir (Earlougher ve Ramey, 1973).



Şekil 9: M11 sahasında girişim testi.



Şekil 9: M11 sahasında girişim testinin "line source" çıkışması.



Şekil 10: M3-M11 kuyuları arasındaki girişim testi.

Şekil-10'da M sahasında 3 kuyu arasında gerçekleştirilen girişim testinden bir tanesinin sonucu görülmektedir. Bu testin değerlendirilmesi sonucunda M-10 ile M-3 arasında geçirgenlik kalınlığı  $kh=2.85 \times 10^{-12} \text{ m}^3$ , M-3 ile M-11 arasında  $kh=1.2 \times 10^{-11} \text{ m}^3$  olarak bulunmuştur. Bu sahada kuzey-güney doğrultusundaki geçirgenlik (M-3 ile M-11), doğu-batı doğrultusundakinin 4 katı olarak bulunmuştur. Aynı doğrultuda sahayı kesen ve jeolojik olarak iyi tanınan önemli bir fayın yarattığı geçirgen zon bu testle teyit edilmektedir.

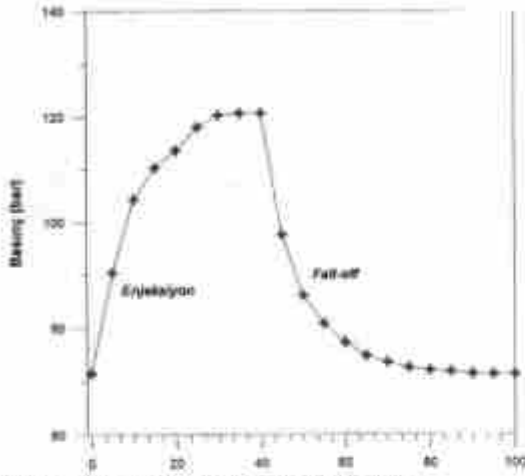
Yukarıdaki sonuçlardan da gözlenebileceği gibi girişim testlerinden elde edilen akış kapasiteleri tek kuyu testlerinden bulunanlardan çok daha büyüktür. Bu durum aşağıda da anlatılan çeşitli nedenlerle açıklanabilir :

- 1) Tek kuyu testleri kuyunun yakın civarındaki durumu yansıtırken, girişim testleri rezervuarın uzak yerlerinin durumunu gösterir.
- 2) Akış çatlaklar boyunca olduğu ve her bir kuyu ancak birkaç çatlakı keserken, uzaktaki basınç tepkisi birçok çatlak boyunca olmakta bu da akış kapasitesinin yüksek olarak bulunmasına neden olmaktadır.
- 3) Tek kuyu testlerinin görece olarak düşük geçirgenlik vermesi kuyuya yakın yerlerde "flashing" olayının neden olduğu relatif geçirgenlik etkisi yüzündendir.

#### Enjeksiyon Testleri :

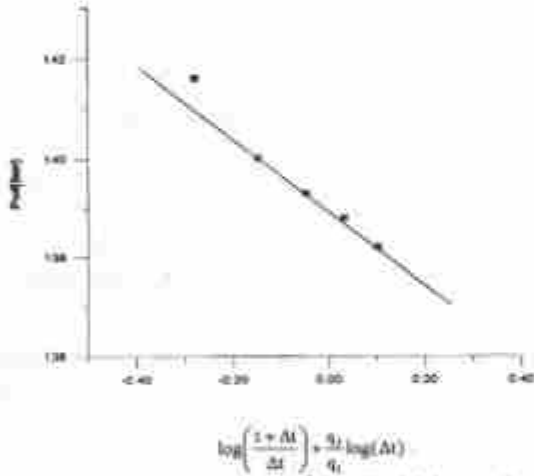
Bunlar hemen sondaj bitiminden sonra veya sondaj süreci içinde gerçekleştirilen ve geçirgenlik hakkında bir fikir sahibi olmayı sağlayan testlerdir. Bu testlerin hem enjeksiyon hem de "fall-off" kısımları değerlendirilmektedir. Genelde, sondaj makinasında biriktirilebilecek su miktarının sınırlı olması dolayısıyla enjekte edilen su miktarının az olması yüzünden gözlenen basınç değişimi çok kısa zamanda sona erip, basınç stabilize olmaktadır (Şekil-11). Bundan ötürü bu tes-

lerin kuyu depolama etkilerinden arındırılıp değerlendirilmesi son derece güç olmakta ve çoğunda yarılogaritmik doğru görülememektedir.



Şekil 11: A-2 kuyusunda enjeksiyon ve fall-off testleri.

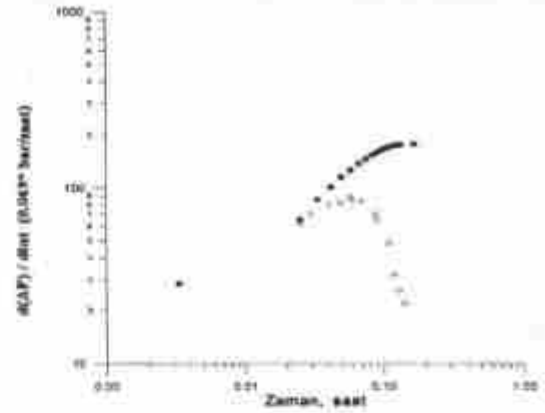
Bu güçlüğü aşmak için iki debili enjeksiyon testleri tercih edilmekte ve bu yolla daha doğru sonuçlar elde etmek mümkün olmaktadır (Şekil-12).



Şekil 12: M-11 kuyusunda iki debili enjeksiyon testi.

Enjeksiyon testleri sonuçlarının kuyunun tamamlanmasında çok önemli bir rol oynaması nedeniyle, bunların sağlıklı bir yöntemle değerlendirilmesi gerekmektedir. Yapılan çalışmalarda bu testlerin analizinde tip eğrilerle karşılaştırma yöntemlerini kullanılmaktadır. Yalnız, bulunan profillerin birkaç eğriyle karşılaştırılabilme olasılığı sağlıklı sonuçların elde edilmesini engellemektedir. Bu sorunun ortadan kaldırılabilmesi için bu basınç değerlerinden çok daha fazla karakteristik özelliğe sahip olan türev eğrilerinin elde edilerek, hem onlara hem de basınç farklarına, diğer bir deyişle iki eğriyle karşılaştırıp daha doğru

sonuçlar elde etmeye çalışılmıştır (Onur, Mustafa, 1992).



Şekil 13: S-1 kuyusundaki enjeksiyon testinin türev analizi.

Şekil-13 de S sahasında S-1 kuyusunda yapılan enjeksiyon testinin "fall-off" kısmının basınç farkı ve türevleri görülmektedir. Maalesef, bu eğrileri Bourdet ve diğ. (1984)'nin yaptığı tip eğrilere karşılaştırmak mümkün olmamıştır. Bunun nedeni, kuyudaki depolama etkisi ve formasyon hasarının yüksek olması ve tip eğriler arasında bu etkileri veren  $C_{De}^{2.0} = 10^{0.2}$  tan daha büyük değerlere sahip eğrilerin üretilmemiş olmasıdır. Bu eğriler üretilerek karşılaştırma yapılabilir. Dikkatli çeken bir nokta, S-1 kuyusunda üretim zonuna yalnız bir değerlendirilme sonunda 40 kadar çimento tupa yapılmasıdır. Bu tapalar, bu zonu tıkamada başarılı olamamalarına rağmen çok büyük bir hasar vermiş ve bu da test sonucunda ortaya çıkan eğrinin  $C_{De}^{2.0}$  değerinin  $10^{0.2}$  tan daha büyük olmasına neden olmuştur.

## SONUÇLAR

Jeotermal kuyularda gerçekleştirilen dinamik ve statik sıcaklık profillerinden rezervuar ve örtü kayaçları gibi önemli birimleri, çatlaklı bölgelerin ve onların niteliğinin, gerçek formasyon sıcaklığının belirlenebilmesiyle kuyunun tamamlanmasına büyük katkılar sağlandığı ortaya çıkmaktadır.

Jeotermal kuyularda uygulanan basınç azalım ve yükselme, girişim ve enjeksiyon gibi basınç testlerinin uygulanmasıyla, formasyon değerlendirilmesinde çok önemli olan akış kapasitesi, gözeneklilik kalınlığı ve ortalama rezervuar basınç gibi bazı parametrelerin elde edilmesi mümkün olmaktadır. Ayrıca, bu testlerle rezervuarların kapalı olması gibi bazı niteliksel bilgiler de elde edilebilmektedir. Bu bağlamda, bazı testlerde depolama etkisi ve sabit basınç sınırına çabuk erişilmesi dolayısıyla ortaya çıkan değerlendirilme güçlüklerinin değişken debili testler, türev ve integral yöntemleri kullanılarak aşılabileceği görülmektedir.



**KATKI BİLDİRİMİ**

Bu çalışma hakkında yaptığı değerli yorumlar için Doç.Dr.Mustafa ONUR'a ve şekillerin çizilmesindeki yardımları için Petrol Mühendisi Ebru N.ALPKAYA'ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

**KAYNAKLAR**

*Agarwal R.G., Al-Hussainy, Ramey H.J. 1980, An Investigation of Wellbore Storage and Skin Effect in Unsteady Liquid Flow. Pressure Transient Testing Methods, SPE Reprint Series No.14, pp. 84-93, 1980.*

*Bourdet D., Ayoub J.A., Pirard, Y.M. Use of Pressure Derivative in Well Test Interpretation, SPE 12777, 1984.*

*Earlougher, R.E., 1977, Advances in Well Test Analysis, SPE Monograph, Dallas, 1977.*

*Earlougher, R.C. and Ramey H.J. 1973, Interference Analysis in Bounded Systems, Canadian Petroleum Technology, pp 33-35, Oct.Dic.,1973, Montreal.*

*Onur, M. 1992, Advanced Well Test Analysis ders notları, İTÜ Pet. Müh. Böl., İstanbul, 1992.*

*Roux B., Sanyal S.K., Brown, S.L., 1990 An Improved Approach to Estimating True Reservoir Temperature Data, SPE 8588,1980.*





# AKYAZI-KUZULUK JEOTERMAL SAHASI JEOFİZİK ARAŞTIRMALARI

## Geophysical Exploration in the Akyazi-Kuzuluk Geothermal Field

Hüdavendigâr ŞAHİN\*

### ÖZET

Akyazi-Kuzuluk sahasında yapılan jeofizik araştırmalar, büyük bir jeotermal enerji potansiyelinin varlığını ortaya çıkarmıştır. Üç değişik yöntemin uygulandığı sahada;

- 1- Özdirenç ölçümleri
- 2- Doğal potansiyel ölçümleri
- 3- Radon gazı ölçümleri

alınmıştır.

Çok küçük debide ve düşük sıcaklıkta su sızıntılarının bulunduğu sahada, jeofizik araştırmalar 36 km<sup>2</sup> lik bir alanı kapsamaktadır. Uygulama sonucunda; jeotermal aktivitenin belirlendiği anomali sınırları içinde 3 adet sondaj açılmıştır. Bu üç kuyudan 84°C sıcaklıkta toplam 170 lt/sn debide sıcaksu akışkanı elde edilerek ekonominin kullanımına sunulmuştur. Ayrıca potansiyeli daha da arttırmak için yeni sondaj lokasyonları saptanmıştır.

### ABSTRACT

Geophysical exploration in the Akyazi-Kuzuluk field revealed the existence of a large geothermal energy potential in the area. The three geophysical methods applied in the exploration program were;

- 1- Resistivity measurements
- 2- Self - potential measurements
- 3- Radon measurements

The area explored included several low-yield and low-temperature hot springs and laved an area of 36 Sq.kms. As a result of exploration the boundry of geothermal activity in the area was successfully delineated with the boundries of the measured geophysical anomalies. Three drill holes located within the geophysical anomalies were proposed. From th three drill holes proposed, hot water resources with 170 liters per second yield and 84°C temperatura were gained and supplied to the benefit of the national economy. Further more new drill locations for further drilling were proposed to enlarge the capacity of the area.

### GİRİŞ

Araştırma sahası, Sakarya ilinde Akyazi ilçesinin 10 km. güneydoğusunda yer almaktadır. (Şekil-1) Ulaşım iyi, ancak çalışma koşulları zordur.

Sahada jeofizik araştırmalar iki aşamada yapılmıştır. Birincisi 1987 yılında "İbrahim ÖNDER" ve ekibi tarafından yaklaşık 1,5 km.<sup>2</sup> lik bir alanda yapılan öz direnç ölçümleridir. Kapılıca amaçlı bu çalışmanın sonucunda K<sub>1</sub> ve K<sub>2</sub> kuyuları açılmış ve 84° C sıcaklıkta, toplam 40 lt/sn debide akışkan elde edilmiştir.

İkinci aşamadaki çalışmalar ise bu bildirinin yazarı "Hüdavendigâr ŞAHİN" ve ekibi tarafından 1993 yılında tamamlanmıştır. Bu araştırma 36 km.<sup>2</sup> lik bir alanı kapsamaktadır ve üç değişik yöntem uygulanmıştır. Amaç yeraltı yapısını çözerek, jeotermal en-

erji olanaklarını araştırmak ve yeni potansiyeller yaratmaktır. Nitekim çalışmanın sonuçlarına göre açılan K<sub>2</sub> kuyusunda amaca bir ölçüde ulaşılmıştır. Zira 84° ve 130 lt/sn debide sıcaksu akışkanı elde edilmiştir.

### JEOTERMAL ENERJİ

Jeotermal enerji; yer kabuğunun çeşitli derinliklerinde birikmiş ısının oluşturduğu sıcaksu ve buhar olarak tanımlanır. Ayrıca sıcak kuru kayalar da jeotermal enerji kaynağı olarak kabul edilir.

Jeotermal enerji; 20° C deki sıcaksu fazından buhar fazına kadar, ısıya ve sıcak akışkana gereksinim duyulan bütün alanlarda kullanılabilir. Ülkemizde de elektrik üretiminden ısıtmaya kadar birçok alanda ancak küçük oranda yararlanılmaktadır. Oysa jeotermal enerji potansiyelimiz büyüktür. Bu enerji kaynağı ucuz, temiz ve

\* Jeofizik Müh. - MTA ANKARA

Jeotermal enerji; 20° C'deki sıvaksu fazından buhar fazına kadar, ısıya ve sıcak akışkana gereksinim duyulan bütün alanlarda kullanılabilir. Ülkemizde de elektrik üretiminden ısıtmaya kadar birçok alanda ancak küçük oranda yararlanılmaktadır. Oysa jeotermal enerji potansiyelimiz büyüktür. Bu enerji kaynağı ucuz, temiz ve yenilenir bir türdür. Bu nedenle daha çok oranda kullanılmalıdır.

## JEOLOJİ

Yörenin jeolojik etüdü "Binali YÜCEL" ve ekibi tarafından yapılmış, rapor 1990 yılında yazılmıştır. Bu bildiriye jeolojik bilgiler ve harita adı geçen rapordan alınmıştır.

Araştırma sahasında jeolojik istifin en alt seviyesine Paleozoyik yaşlı ayrılanmamış metamorfizler oluşturur. Bu birimi üst Kretase yaşlı Abant karmaşığı tektonik dokanakla örtmektedir ve üzerinde paleosen yaşlı kireçtaşları vardır. Eosen yaşlı volkanik kayalar ve kireçtaşları ile Kuvaterner yaşlı, genç çökeller daha yaşlı birimleri örter. (Şekil 1)



Şekil 1 Jeolojik Haritası  
Figure 1 Geological Map

Sahanın doğusu tektonizmadan çok etkilenmiş, batısı ise daha duraylıdır. Kuzey Anadolu fayı sahanın güneyinde izlenmektedir. Araştırma alanında, bu ana faya bağlı olarak gelişen kırık ve çatlak sistemleri oluşmuştur. Faylarda doğrultu atım hakimdir. (Şekil 1)

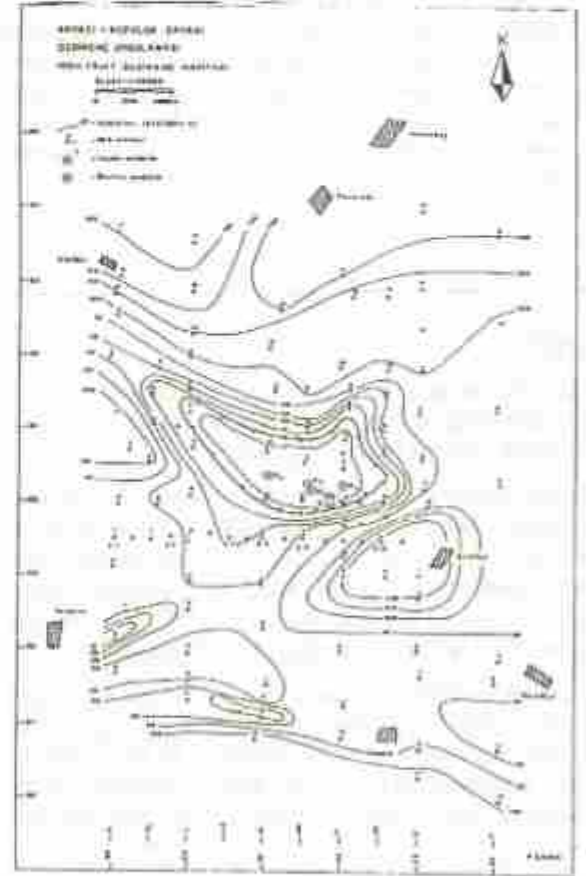
Bölgedeki Paleosen ve Eosen yaşlı kireçtaşları rezervuar özelliğinde, volkanik birimler ile killi Pliyo-Kuvaterner çökelleri ise örtü kayaç özelliğindedir. Sıcaklık aktivitesi magma kökenlidir.

## JEOFİZİK

Bu bildiriye uygulama sonuçları anlatıldığından, ilgili teori, formül ve düzenekler çok yer kapsayacağı düşüncesiyle verilmemiştir.

### Özdirenç Ölçümleri

Temel araştırma yöntemini oluşturan öz direnç uygulaması 36 km<sup>2</sup> alanda, Schlumberger elektrot dizilimi ile düşey elektrik sondajları (DES) yapılarak yürütülmüştür. Araştırma derinliği 500-1000 m. arasında, ölçü istasyonları aralığı ise 100-500 m. arasında değişmiştir. Ölçüler MTA yapısı DR tipi bir öz direnç cihazı ve ekipmanı ile alınmıştır. Arazi ölçümlerinden elde edilen verilerle DES eğrileri oluşturulmuş ve bunlar abaklarla değerlendirilmiştir. Veri bütünlenmesi sağlandıktan sonra jeolojik denetirmelerle tüm sonuçlar harita ve kesitlere aktarılmıştır. Jeotermal sahalarda yerin içinde doğal olarak gelişen sıcak zonlar bulunur. Buralarda ısınan suyun gözenek basıncını ve çökelti yoğunluğunu artırması; çevresi ile bir basınç, sıcaklık ve iletkenlik ayrılığı doğurur. İşte böyle ortamlar öz direnç uygulamalarında; sınırlı, düşük öz dirençli ve iletken zonlar olarak algılanır. Bu özellik diğer yapısal ayrıcalarla birlikte aranır.



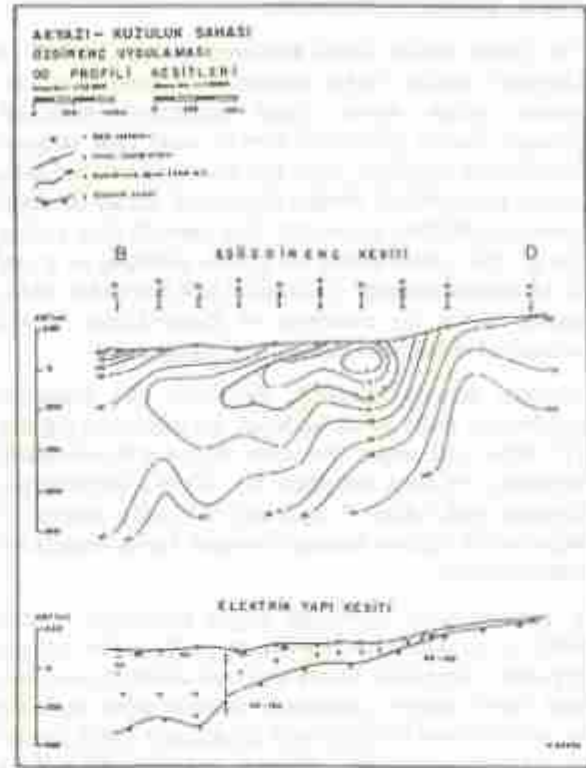
Şekil 2 100 m (Sch) Öz direnç Haritası  
Figure 2 100 m (Sch) Isoresistivity Map



Yukarıda verilen bilgilerin doğrultusunda 100m. derinliği yansıtan öz direnç haritasına (Şekil 2) bakıldığında; sıcak zonun düşük öz direnç değerleri ile kolayca algılandığı ve 10 ohmm eğrisi ile belirgin bir şekilde sınırlandığı görülmektedir. Bu görünüm aktif zonun sıcaklık ve iletkenlik özelliğinin, örtü birimlerini oluşturan volkanikler ile sedimanları etkilemesinden kaynaklanmaktadır. Sahada Jeotermal aktivitenin varlığını gösteren bu zon kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanmakta ve yaklaşık 4 km<sup>2</sup> lik bir alanı kapsamaktadır. Tarif edilen bu sıcak zonun çevreleyen birimlerin öz dirençleri; kuzeyde ve doğuda 200 ohmm. ye kadar ulaşmakta ve ayırtlanmamış metamorfite ile deneyecek, orta- güneyde 30- 50 ohmm. arasında değişmekte ve şistlerle deneyecek, en güneyde ise 100 ohmm. civarında ölçülerek Abant karmaşığı ile deneyecektir. Sağın batı ve kuzeybatı kesimlerinde; sıg yerler 30- 150 ohmm. arasında değişen öz direnç değerleri ile algılanarak kumlu- çakıllı alüvyon birimlerini göstermekte, derin yerler ise 10- 30 ohmm arasında değişen öz dirençleri ile jeotermal aktiviteden etkilenmeyen örtü birimlerini göstermektedir.

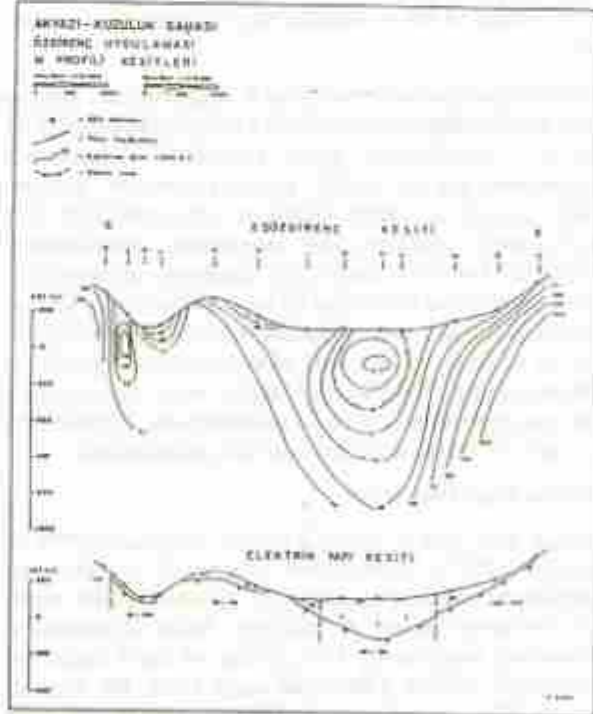
Özdirenç verilerinden hazırlanarak çizilen, kuzey-güney yönündeki M (Şekil 3) ve doğu-batı yönündeki DO (Şekil 4) profillerinin kesitleri; iki boyutta birimlerin görünür ve gerçek öz dirençleri ile yeraltı yapısını göstermektedir. Bunlara göre saha kuzey- güney yönünde dar bir grabeni andırmakta ve aktif zon doğrultu atımlı faylarla sınırlanmaktadır. Elektrik temel en fazla 200m. derinliğe ulaşmakta ve çökel havzının güney kesimleri daha sıcak görünmektedir. 00 profili kesitlerinde ise doğudan batıya doğru giderek derinleşen bir yapı gözlenmektedir. Aktif zon ise LM.O- 0.0 noktaları arasında belirlemektedir. L.0- LM.O noktaları arasındaki süreksizlik doğrultu atımlı bir fay olabileceği gibi, atımı az düşey bir fay da olabilir. Çökel havzada elektrik temel, sahanın en batısında 500m. derinliğe kadar ulaşmaktadır. Kesitlerdeki en önemli özellik; aktif olarak belirlenen zonda, temel kontakındaki öz direnç değerlerinin 3 ohmm. ye kadar düşüğüdür. Bu durumda ortamın oldukça sıcak ve temel kayacın rezervuar özelliği olduğunu göstermektedir.

Sahada jeolojik temeli oluşturan metamorfite ve Abant karmaşığı ile rezervuar özelliği taşıyan paleosen kireçtaşları; öz direnç ölçümlerinde elektrik-temel olarak algılanmıştır. Ancak içinde sıcak akışkanı ihtiva ettiği durumlarda Paleosen kireçtaşları ayırdedilebilmiştir. Tüm sahada elektrik temele hangi derinliklerde ulaşacağı ise öz direnç-taban haritasında (Şekil 5) verilmiştir. Bu haritaya göre çökel birimlerin, yani örtünün kalınlığı doğudan-batıya doğru tedrici bir şekilde artmaktadır. Elektrik temel kuzey ve güneyde tamamen yüzeylemekte, doğuda ise yer yer ince bir örtü altında izlenmektedir. Batı yönünde saha giderek derinleşmektedir. Bu harita sondajların planlanması ve konuşlandırılması açısından önemlidir.



Şekil 3 M. Profili Kesitleri

Figure 3 The sections of profile M



Şekil 4 00 Profili Kesitleri

Figure 4 The sections of profile 00



### Doğal - potansiyel Ölçümleri

Yer içinde oluşan sıcak alanlarda gelişen fiziksel ve kimyasal olaylar, doğal akımların oluşmasına ve akmasına neden olarak doğal potansiyeli yaratırlar. Sonuçta duyarlı potansiyel alanda yerel yada bölgesel bozukluklar meydana gelir. İşte bu sahada da meydana gelmiş böyle bozuk zonları belirlemek amacı ile doğal potansiyel ölçümleri alınmıştır. Uygulamada ölçü noktası aralığı 25m, profil aralığı da 250 m. tutulmuş ve 8 km<sup>2</sup> lik bir alan taranmıştır. Ölçümler 0,1 mV duyarlılığı, 5010c marka sayısal bir avometre ve kurşun-klorür içerikli potansiyel elektrotları kullanılarak alınmıştır.

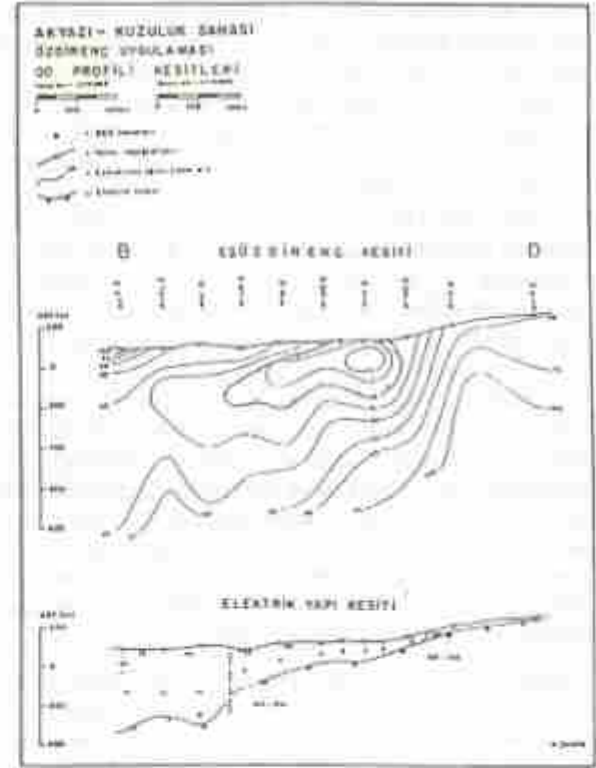
Arazide, kayma düzeneği ile türev (T) ölçümleri yapılmıştır. Daha sonra herhangi bir noktadaki yığımsal (Y) değeri elde etmek için, türev değeri aritmetik olarak toplanmış ve saha dışındaki bir noktaya bağlanmıştır. Böylece elde edilen T değerleri iki nokta arasında, Y değerleri de ölçülen noktaya atanarak harita ve profiller hazırlanmıştır.

Y değerlerinden hazırlanan doğal potansiyel haritası Şekil 6 da verilmiştir. Bu harita sıcak zonlar artı (+) değerlerle sembolize olmuş ve aynı öz direnç haritasındaki yapıyı ortaya çıkarmıştır. Sahanın diğer kesimleri ise genelde eksi (-) değerlerle algılanarak soğuk zonları karakterize etmektedir. Yığımsal değerler -80 mV ile +80 mV arasında değişmekte ve ortamın hareketli olduğunu göstermektedir. Sıfır eğrisi civarında eşpotansiyel çizgileri çift yönlü olarak sıklaşmaktadır. Bu durum, çatlak ve kırık sistemlerinin varlığını göstermektedir.

Doğal potansiyel alanının T ve Y değerlerinden hazırlanan profillerden iki tanesi Şekil 7 de görülmektedir. 5.11 ve 5.12 profillerinin güney kesiminde T basamaklı eğrisindeki sık ve şiddetli yön değiştirmeler, bunların daha çatlaklı ve kırıklı olduğunu göstermektedir. Artı salınımların genlikleri, eksi salınımların genliklerinden büyüktür. Bu da ortamın sıcak olduğunu göstergesidir. Nitekim yapılan iki sondaj da bu kesimlerdeydi. Kuzeye doğru gidildikçe tüm salınımların genlikleri küçülmekte ve en kuzeyde ise bu defa eksi salınımların genlikleri büyümektedir. Yani kuzeye doğru ortam daha duyarlı bir yapıya bürünmekte ve de soğumaktadır. Profillerdeki Y eğrisi de bu durumu destekler bir görünümündedir.

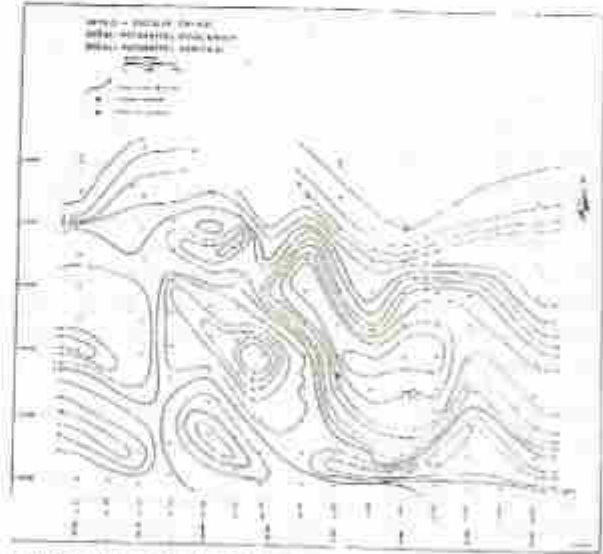
### Radon Gazı Ölçümleri

Radon gazı asal ve ağır bir gazdır. Uranyum ( $U^{238}$ ) ile toryum ( $Th^{232}$ ) izotoplarının radyoaktif parçalanması sonucu meydana gelir. Duyarsız 27 tane izotopu vardır ve yarılanma süresi 4 saniyeye kadar düşmektedir. Jeotermal sistemlerde; kırık, çatlak ve zayıf zonlardan sıcaksuyla birlikte yükselerek açığa çıkar. Bu uygulamada 50m. aralıklarla belirlenen noktalarda cpm cinsinden radon gazı ölçümleri yapılarak 3 km<sup>2</sup> lik bir alan taranmıştır



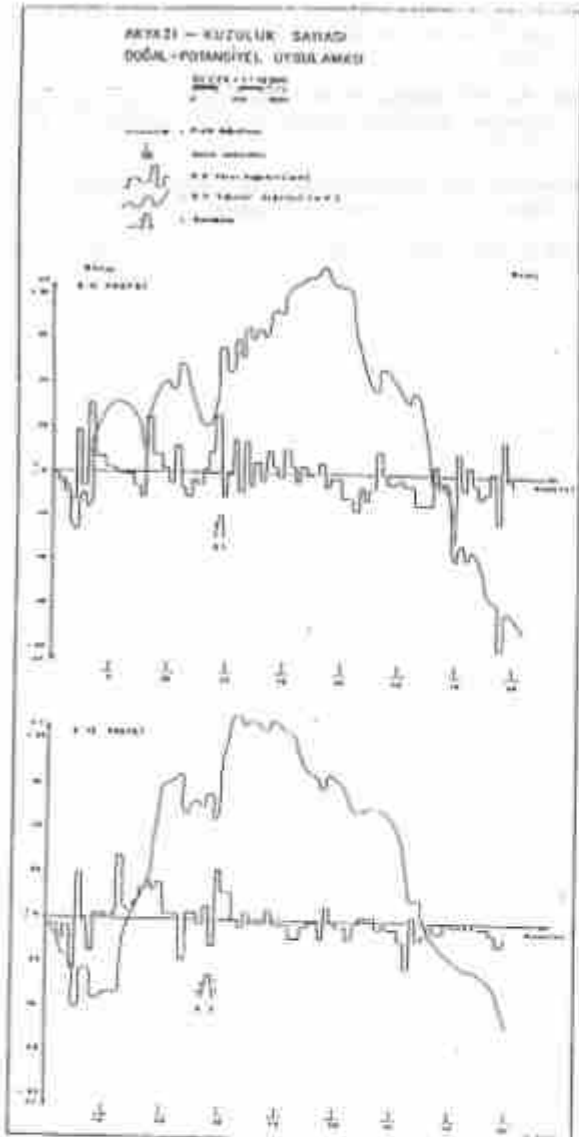
Şekil 5 Taban Haritası

Figure 5 Basement Map



Şekil 6 Doğal-Potansiyel Haritası

Figure 6 Self-Potential Map

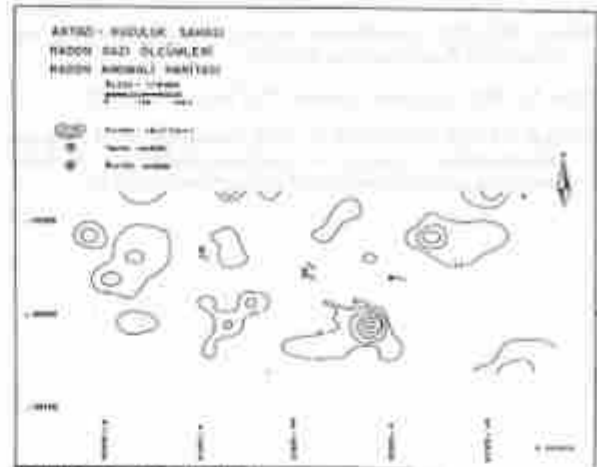


Şekil 7 Doğal-potansiyel Profilleri  
Figure 7 Self-potential Profiles.

Ölçüler EDA- RD200 modeli portatif bir radon dedektörü ile 1 m. derinden ve 1 dakika sürede alınmıştır. Radon gazı ölçümlerini "Ali İhsan GEVREK" yapmıştır.

Şekil 8 de verilen radon anomali haritasında, gazın yoğunlaştığı yerler eşradon eğrileri ile çevrelenmiştir. Ölçülen en büyük değer 100 cpm (dakikadaki parçalanma sayısı) dir ve K<sub>2</sub> sondajının güneyinde alınmıştır. Radon gazı ölçülen yerler zayıf zonları, ölçülemeyen yerler ise iyi izole edilmiş ve sızıntı olmayan kesimleri göstermektedir. Radon anomalileri çeşitli yönlerde takip edilerek zayıf zonların yüzey izleri belirlenebilir. Burada da kuvvetli anomaliler kuzeybatı-güneydoğu yönünde sıralanmakta ve daha önceki

çalışmalarda belirlenen güneyindeki fayta çakışmaktadır.



Şekil 8 Radon Anomali Haritası  
Figure 8 Radon Anomaly Map

## SONUÇLAR

Sahada üç yöntemle yapılan araştırmaların değerlendirilmeleri önceki bölümlerde verilmişti. Elde edilen sonuçları ise şöyle sıralayabiliriz:

- 1- Jeotermal aktivitenin olduğu ve dolayısıyla sıcak akışkanın elde edilebileceği zon belirlenmiştir. Yaklaşık 4 km<sup>2</sup> lik bir alanı kapsamaktadır.
- 2- Çatlak, kırık ve zayıf zonlar tesbit edilerek tektonik yapı aydınlatılmıştır.
- 3- Yeraltı yapısı görüntülenmiştir.
- 4- Üç adet sondaj yapılarak büyük bir jeotermal potansiyelin varlığı ortaya konmuştur. Bu sondajlarda elde edilen akışkanın sıcaklığı 84°C dir. Kuyuların derinlikleri ve debileri ise; K<sub>1</sub>:161m-20 lt/sn, K<sub>2</sub>: 250m-20 lt/sn, K<sub>3</sub>:160m-130 lt/sn dir.
- 5- Potansiyelin daha da artırılması için yeni lokasyonlar belirlenmiştir.
- 6- Sahanın orta entalpili, sıg ve iyi bir jeotermal potansiyele sahip olduğu ortaya çıkarılmıştır.

Jeofizik araştırma yöntemleri ile açığa çıkarılan Akyazi-Kuzuluk sahasında şimdi Türkiye'nin en büyük jeotermal kompleksi yapılmaktadır. Bittiginde 1000 adet daire, 2 otel, 1 hastahane ve çeşitli sosyal tesisleri içerecektir. Kompleks 1996 yılında hizmete girecektir. Sahanın potansiyeli ise Akyazi'nin ısıtılması gibi daha büyük projeleri karşılayacak kapasitededir.

## KAYNAKLAR

- Çaruh, C.,1974, *Orellano-Maney, Rezistivite Değerlendirme Metotları*, Türkiye Jeofizikçiler Birliği Yayını, ANKARA
- Dobrin, M.B.,1983, *Introduction to Geophysical Prospecting*, Mc Graw-Hill Book Company, TOKYO
- Ergin, K.,1985, *Uygulamalı Jeofizik*, İ.T.Ü Yayını, İSTANBUL
- Murty, B.V.S. and Haricharan, P.,1985, *Nomogram for the complex interpretation of spontaneous potential profiles over sheet-like and cylindrical two-dimensional sources*, *Geophysics* 50
- Önder, İ.,1987, *Sakarya- Akyazı Kuzuluk Kaplıcası, Sıcaklık Aramaları, Rezistivite Etüt Raporu*, M.T.A. derleme No: 8253, ANKARA
- Şahin, H.,1993, *Sakarya Akyazı Kuzuluk Sahası, Jeotermal Enerji Aramaları, Jeoelektrik Etüt Raporu*, M.T.A Derleme No: 9653, ANKARA
- Yedinci Bey Yılıta Kalkınma Planı,1994, 1993-1999 Yılları arasını kapsayan planın jeotermal enerji bölümü, ANKARA
- Yücel, B.,1990, *Akyazı Dolayının Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olasılıkları Raporu*, M.T.A Derleme No: 9426, ANKARA



# AYDIN-İMAMKÖY JEOTERMAL ALANIN JEOFİZİK DÜŞEY ELEKTRİK SONDAJ (DES) VE KONTROL KAYNAKLI MANYETOTELLÜRİK (CSAMT) ETÜDÜ

Geophysical Vertical Electrical Sounding (Ves) and Controlled Source Audio Magnetotelluric (Csamt) Surveys For The Exploration of Aydın İmamköy

Mete YÜCEL\*

## ÖZET

Büyük Menderes grabeninde gerek jeolojik gerekse jeofizik çalışmalar uzun yıllardan beri sürdürülmektedir. Bu çalışmalar sonucu; Denizli jeotermal alanı, Aydın-Sultanhisar-Salavatlı jeotermal alanı, Aydın-Germencik-İncirliova jeotermal alanı gibi alanlar ortaya çıkarılmıştır. Çalışma alanı, Aydın ili doğusunda olup AYDIN M 19 b3 1/25000 Ölçekli pafta sınırları içerisinde yaklaşık 20 km<sup>2</sup> lik bir sahayı kapsamaktadır. DES çalışmaları Schlumberger elektrot dizilimi ile yapılmış ve yarı açılım (AB/2) 1000-4000 m. arasında değişmiştir. CSAMT çalışmalarında 8192 Hz ile 0.25 Hz arasında 16 frekans kullanılmıştır. Her iki yöntemle alınan ölçüler analitik olarak ve aynı zamanda bir iki ve üç boyutlu bilgisayar değerlendirme programları ile değerlendirilmiştir. Elde edilen sonuçlar mevcut jeolojik verilerle koordine edilerek ; (i) Sahada hidrotermal akışkan etkisi olarak yorumlanabilecek düşük öz dirençli seviyelerin bulunduğu, (ii) Paleozoik temele ait birimlerin kuzeyde 700 m. 'lerden güneye giderek grabenin ortalarında 1600-2000 m derinliğe ulaştığı, (iii) Çalışma alanında D-B yönlü faylar ve bunu yaklaşık dik kesen K-G yönlü fayların bulunduğu ve (iv) Düşük öz dirençli bölgelerin bu fay sistemleri çevresine denk düştüğü saptanmıştır. Aynı alanda alınan jeoelektrik ve jeoelektromanyetik verilerin uyumluluğu saptanarak uygun bir lokasyona mekanik sondaj önerilmiştir.

## ABSTRACT

Both geological and also geophysical works have been underway in the Büyük Menderes Graben for the geothermal energy exploration purposes for a long time. As a result of these studies the Denizli-Kızıdere geothermal area, Aydın-Sultanhisar-Salavatlı geothermal area, Aydın-Germencik-İncirliova geothermal area have so far been determined. The Aydın İmamköy area has same properties as the others. The Study area is placed the east of city Aydın between Yılmazköy-İmamköy-Pınardere settlements and has an areal extent of 20 km<sup>2</sup> within the map of AYDIN M19-b3 (scale 1/25000). Schlumberger electrode configuration was used in the VES measurements and AB/2 spacings were in between 1000 and 4000m. Also 16 frequencies in between 8192 Hz and 0.25 Hz were used in the CSAMT surveys. Observed data for the both surveys were interpreted analytically using master curves as well as they were treated with computer analysis for 1D, 2D and 3D cases. These results were correlated with the geological data in the study area and the following results were determined; (i) There may be some layers with lower resistivities due to hydrothermal fluids, (ii) The Paleozoic basement reaches to 1600 and 2000 m depths in the middle of graben from 700 m depth in the north, (iii) There are the E-W trending faults and the N-S trending faults cutting them almost perpendicularly, (iv) Lower resistivity zones fall within the intersections of these fault systems. Drilling location has been proposed at a suitable site determined from the results of geoelectrical and geoelectromagnetic surveys.

## GİRİŞ

Batı Anadolu Graben havzalarından Büyük Menderes Grabeninin orta kısımlarında yer alan Aydın İmamköy

jeotermal alanında Şekil (1), jeoelektrik DES ve jeoelektromanyetik CSAMT çalışmaları ;

\* MTA EGE BÖLGE MÜDÜRLÜĞÜ, İZMİR

1-Sahada\* yüzeyden itibaren istiflenen Kuvaterner, Neojen ve Paleozoik birimlerin jeoelektrik özelliklerinin saptanması,

2-Kuvaterner ve Neojen birimlerin kalınlıkları ve paleozoik temele ait birimlerin derinliklerinin saptanması,

3-Jeotermal akışkan etkisiyle oluşan düşük öz dirençli seviyelerin ve bu seviyelerin sahadaki yayılımının saptanması,

4 -Neojen öncesi taban topoğrafyasının çıkarılması,

5 -Yapılacak mekanik sondajın derinlik ve lokasyonunu belirlemek amacıyla yapılmıştır.



Şekil 1: Aydın Bölgesi jeolojik haritası ve Aydın-İmanköy jeotermal alanının konumu.

Figure 1: Geological map of Aydın region and the location of Aydın-İmanköy geothermal area.

## BÖLGENİN JEOLJİSİ

Jeolojik bilgiler "Aydın-Sultanhisar-Salavatlı jeotermal sahası jeolojisi, Karamenderesi (1990)" raporundan alınmıştır. Aydın-İmanköy jeotermal sahası Büyük Menderes vadisinin orta bölümünde yer alır. Sahadaki jeolojik istif Menderes masifi metamorfileri ile bunların üzerinde yer alan Tersiyer sedimanlardan ibarettir. Bölgesel istif, yapılmış olan haritalama ve sondaj verilerine göre çizelge(1) de verilmiştir.

Çizelge 1 Jeolojik birimler.

YAŞ		LİTOLOJİ
	Holosen (Qa1)	Alüvyonlar, Taraçıklar, Yamaç molozları
		Diskordans
KUVATERNER	Pleistosen (P14)	Tutturulmuş konglomera, kum-
	Pleistosen (P13)	çakıl-ml-kil karması
		Diskordans
		Gevrek çimentolu kumtaşı, Konglomera-Miltapı ardalanması
	Pliosen (P12)	Kumtaşı, kil, marn, killi kireçtaşı,
	Pliosen (P11)	ardalanması
NEOJEN		Diskordans
		Gnays, mikasıst, mermer, kireçtaşı,
	Orta Miyosen (M2)	konglomera çakılı

	Orta Miyosen (M1)	Alt seviyeleri kömürlü, kumtaşı, miltapı, killi ardalanması
PALEZOİK	[G, Pmg, Pmir]	Gnays, mikasıst, mermer, grafitli

Bölge genel olarak kırıklı bir graben sahasıdır. Büyük Menderes grabeni ise üç yönlü kuvvetlerin etkisi ile oluşmuştur. Graben sahasının oluşumuna bağlı olarak basamak tipli fayların bulunacağı muhakkaktır. Bölgede ana faylar Büyük Menderes Grabeni'ni oluşturan D-B uzanımli faylardır. D-B uzanımli faylar özellikle ilk oluşmuş faylardır. K-G uzanımli faylar ise daha sonra gelişmiştir.

Bölgede kıvrımlar daha çok kristalen temeldedir ve bu kristalen temelde çeşitli yönlerde kıvrım teşekkülü görmek mümkündür. Neojen çökellerinde ise herhangi bir orojenezle bağlı kıvrım teşekkülü yoktur. Ancak faylanma neticesi teşekkül etmiş bükülmeler görülmüştür.

## Jeotermal Sistem

Bir alanın jeotermal enerji üretim alanı olması için şu dört ana unsura sahip olması gerekmektedir. Bunlar sahadaki özdeşleriyle birlikte şöyledir;

- 1-Hazne Kaya:Çalışma sahasında görülen gnayslar ve mermerler ideal kayalardır.
- 2-Örtü kaya:Çalışma sahasında örtü kaya olabilecek litolojik birimler kristalen temeldeki mikasıstler ve orta miyosen çökelleridir.
- 3-Isıtıcı:Büyük Menderes Grabeninin kırıklı bir bölgede oluşu, çevrede bol kuvars filonlarının bulunması, grabenin çeşitli yerlerinde ve çalışma sahasında sıcak su kaynaklarının bulunması bölgede bir ısıtıcının varlığını göstermektedir.
- 4-Beslenme:Büyük Menderes Grabeninde beslenme olanakları yeterlidir. Hazne kayadaki su bütünlemesi çöklüntünün her iki yanındaki yükselimlerden ve geniş çöklüntü ovasından kırıklar yardımıyla olmaktadır.

## JEOFİZİK ÇALIŞMALAR

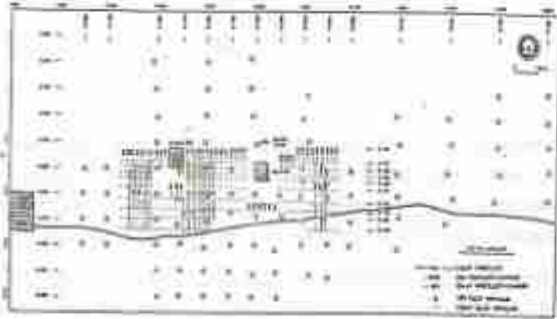
### DES Çalışmaları

Des çalışmaları Schlumberger elektrot dizilimi kullanılarak uygulanmıştır. Açılım yönleri genelde D-B olarak seçilmiştir. Ölçülere temel kaya derinlikleri saptanana kadar devam edilmiş ve AB/2: 4000 m. yarıaçılım derinliğine kadar açılım yapılmıştır. Ölçü noktaları 500 m. aralıklı olarak K-G yönlü profiller oluşturulabilecek şekilde seçilmiş ve yer yer 250 m. aralıklı ölçüler alınmıştır Şekil (2). Tüm DES ölçülerinin tek tek değerlendirilmesiyle iki boyutlu olarak hazırlanan elektrik yapı kesitlerinin saha bazında üç



hazırlanan elektrik yapı kesitlerinin saha bazında üç boyutlu değerlendirilmesiyle şu bulgular elde edilmiştir.

-Sahada jeolojik birimlerle denestirilebilen üç farklı özdirenç seviyesi saptanmıştır Şekil(3).

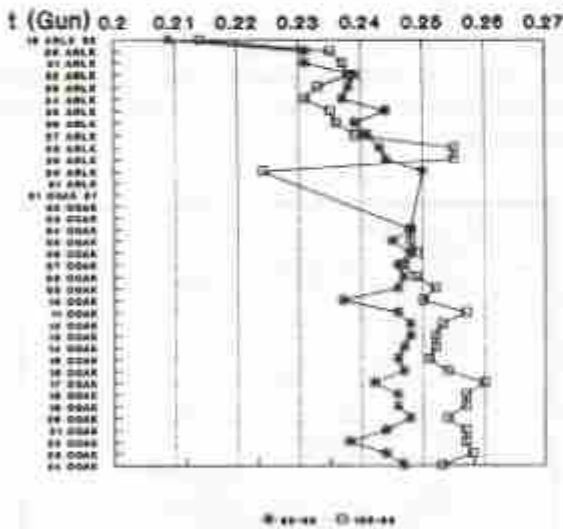


Şekil 2: Aydın-Germencik jeotermal alanında gerçekleştirilen VES ve CSAMT ölçü noktaları lokasyon haritası.

Figure 2: Location map of the carried out in the Aydın-Germencik area VES and CSAMT measurements.

## KIZILDERE - 5 Gradyanın Zamanla Değişimi

$dT/dz$  (C/m)



Şekil 3: 940 profili görünür özdirenç ve elde edilen yapı kesiti.

Figure 3: Section of apparent resistivity and determined structure for the profile 940

Birinci Özdirenç Seviyesi : Ortalama kalınlığı 50-70 m arası değişir. Özdirenç içindeki malzemenin cinsine, tane büyüklüğüne, porozitesine bağlı olarak 200-1000 ohm.m aralığında değişir. 1000 ohm.m civarı yüksek değerler sahanın kuzeyinde yer alır ve grabenin orta-

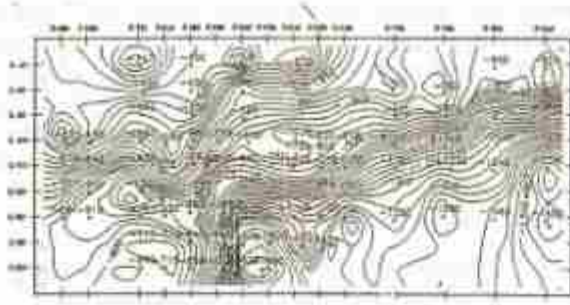
larına yani güneye indikçe tedrici olarak 200 ohm.m değerlerini alır. Bu durum kuzeyde iri taneli olan malzemenin grabenin ortalarına doğru, tane çaplarının küçüldüğünü, kil oranının arttığını ve porozitenin düştüğünü göstermektedir. Bu seviye jeolojik istif ve özdirenç değerleri gözönüne alınarak kuvars, kuvarsit, gnays, mikaşist taneli kabakum, çakıldan oluşan kuvarner alüvyon serileriyle denestirilmiştir.

İkinci Özdirenç seviyesi :Yukarıda belirtilen Birinci Özdirenç Seviyesi ile bölgede temel kabul edilen seviye arasında yer alır ve özdirenç 3-60 ohm.m arası değişir. Bu seviye elektriki temeldeki derinleşmeye bağlı olarak güneye doğru kalınlaşan bir yapı gösterir. Grabenin ortalarında 1500-1600 m. kalınlıklara ulaşır. İkinci Özdirenç seviyesi olarak adlandırdığımız katman, Paleozoik temel içerisinde örtü oluşturan ve tüm grabeni kaplayan Pliyosen ve Miyosen serilerinden oluşan neojen birimlerle denestirilmiştir. Bu birimler içerisinde özdirençleri 30-60 ohm.m arası değişen ve ortalama kalınlıkları 100-300 m. olan kesimler çakıtaşı, kilitaşı, kumtaşı, kil, silt, kum, çakıldan oluşan üst Pliyosen birimleriyle denestirilmiştir. Derinlere doğru özdirenç değerleri düşmektedir. Bu düşüş gerek neojen birimlerdeki kil oranının artması, gerekse jeotermal akışkan etkisiyle formasyonların doğal özdirençlerinin düşmesi olarak yorumlanabilir. Bu nedenle elektrik yapı kesitlerinde Alt Pliyosen serileriyle Miyosen serilerinin ayrımı her yerde tam olarak yapılamamıştır.

Üçüncü Özdirenç Seviyesi : 80-100 ohm.m özdirençli üçüncü özdirenç katmanı Paleozoik yaşlı metamorfitten oluşan ve Büyük Menderes Grabeni'nin temelini oluşturan jeolojik birimlerle denestirilmiştir. Grabenin ortalarında 1500-1700 m. derinliklere kadar ulaşır. Temel kayadaki bu derinleşme, görünür özdirenç kesitleri, noktalar arasındaki derinlik farklılıkları ve grabenin genel yapısı dikkate alınarak birlikte yorumlandığında basamaklı faylarla açıklanmaya çalışılmıştır.

Temeli oluşturan Paleozoik yaşlı metamorfiter yukarıdan aşağı doğru gnays-mikaşist-kuvarsit-mermer-grafit gibi birimlerden meydana gelmektedir. Jeoelektrik DES ölçümleriyle elde edilen DES eğrilerinde birbirleriyle olan sınırlarını saptamak mümkün olmamıştır. Bu nedenle Neojen birimlerden sonra ölçülen yüksek özdirençli katman Paleozoik Temel tanımıyla genel olarak adlandırılmıştır.





Şekil 4: Deniz seviyesine göre Aydın-Inanıköy alanının Temel Kaya derinlik haritası.

Figure 4: Aydın-Inanıköy area basement rock depth map according to the sea level.



Şekil 5: Aydın-Inanıköy görünür öz direnç haritası (AB/2 = 1000 m.)

Figure 5: Aydın-Inanıköy apparent resistivity map (AB/2 = 1000 m.)

Paleozoik temele ait eş derinlik haritası, Şekil(4) de görüldüğü gibidir. Burada D-B ve K-G yönlü faylar açık olarak izlenmektedir. Sahada 10 ohm.m ve altı düşük öz dirençler 1000 m. yarı açılım derinliğinde geniş yayılım gösterirler Şekil (5). En düşük değerler fay sistemleri üzerinde yoğunlaşmıştır.

#### Controlled Source Audio Magnetotelluric (CSAMT) Çalışmaları.

CSAMT yöntemi Goldstein (1971) ve Stranway (1975) tarafından AMT (Audio-MagnetoTelluric) ve MT (Magneto-Telluric) yöntemlerinden yararlanılarak geliştirilmiştir. MT yöntem hidrokarbon ve jeotermal araştırmalarda kullanılır. MT yöntemde 0.0001 Hz - 100 Hz arasında yerin doğal elektrik ve manyetik alan bileşenleri kullanılır. MT ve AMT yönteminde yapay kaynak kullanılmaz. Bundan dolayı doğal sinyallerin genliklerinin küçük olması bir olumsuzluktur. Kaynağı yapay olan CSAMT yönteminin avantajları şöyle sıralanabilir; (i) Sinyal kuvvetli olduğundan dolayı alıcı ünitenin AMT ve MT yönteminde kullanılan alıcılar kadar duyarlı olması gerekmez. (ii) Kaynaktan istenilen frekansta sinyal yaratılıp ölçüldüğü için, sinyal ayrımı diye bir sorun yoktur. Böylece sinyal analizi işlemi daha kolay olmaktadır. (iii) CSAMT yöntemi AMT ve MT yöntemine göre daha hızlıdır. CSAMT yönteminde kaynağa paralel olarak iki elektrot aracılığıyla ölçülen elektrik alan ve oldukça duyarlı bir manyetik bobin

aracılığıyla elektrik alana dik ölçülen manyetik alanı ve bu iki alanın fazları ölçülür. Bu değerlerden aşağıdaki Cagniard bağıntıları kullanılarak görünür öz direnç ve faz farkı hesaplanır.

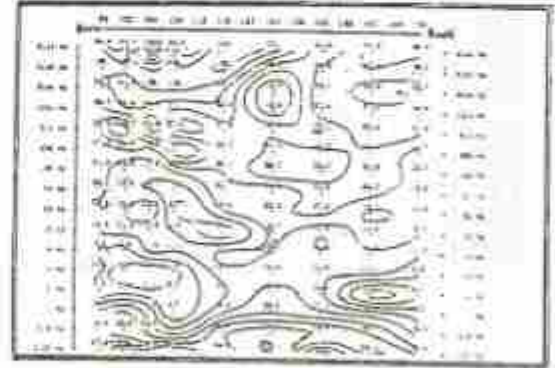
$$\rho_z = 1/5f \left| \frac{E}{H} \right|^2$$

$$\theta = \theta_e - \theta_h$$

burada  $\rho_z^2$ , görünür öz direnç (ohm.m),  $f$  frekans,  $E$  elektrik alan magnitudü (mV/ km),  $H$  ise elektrik alana dik manyetik alan (gamma)dir.  $\theta$  faz farkı,  $\theta_e$  ve  $\theta_h$  ise sırasıyla elektrik ve manyetik alan fazıdır (Kaya 1991).

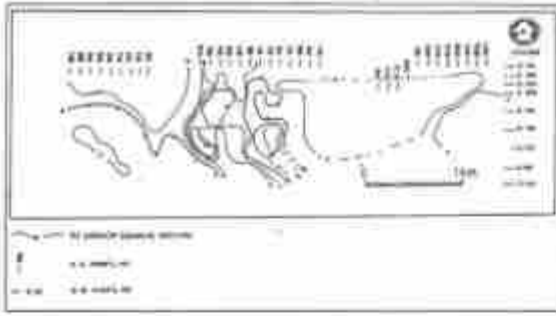
Ölçü düzenegi olarak D-B yönlü profiller halinde alınan CSAMT ölçüleri DES profillerine uygun bir şekilde K-G yönlü olarak değerlendirme için hazırlanmıştır. Toplanan veri sayısı çok fazla olmakla birlikte, manyetik bobini etkileyen yüzey ve çevre şartlarının (Enerji nakil hatları, trafolar, demiryolları, yerleşim birimleri vs..) çalışılan alanda oldukça fazla olması nedeniyle gürültülü ölçüler elimine edilmiştir.

Tüm CSAMT profillerinde 2Hz frekansına ait derinliklerde jeotermal akışkan etkisi olarak yorumlanabileceğimiz düşük öz dirençli ortamlar gözlenmektedir (Şekil 6). Görünür öz direnç değerlerinin yanal yönde devamlılığını izlemek amacıyla çeşitli seviyelerde görünür öz direnç seviye haritaları hazırlanmıştır. En düşük değerler 2 Hz derinliğinde gözlemlenmektedir (Şekil 7). Gerek DES ve gerekse CSAMT çalışmalarıyla elde edilen anomali değerlerinin aynı alanlara denk düşüğü saptanmış ve jeotermal alan daha net olarak tanımlanmıştır.



Şekil 6: Kuzey-Güney doğrultusunda 946 no.lu CSAMT profilinin frekansına göre görünür öz direnç kesiti.

Figure 6: Apparent resistivity section against frequency for the CSAMT profile 946 in the north-south direction.



Şekil 7: 2 Hz için CSAMT görünür öz direnç haritası.

Figure 7: CSAMT apparent resistivity map for 2 Hz.

## SONUÇLAR

Yapılan jeoelektrik ve jeoelektromanyetik çalışmalar sonucu aranan düşük öz dirençli seviyeler saptanmış ve sahanın jeotermal enerji potansiyeline sahip olduğu

belirlenmiştir. Paleozoik temelli basamaklı faylarla güneye doğru derinleştiği, graben içinde horst yapılarının varlığı, sahaya hakim olan D-B yönlü faylarla birlikte K-G yönlü fayların da varlığı ve saha içerisindeki konumları belirlenmiştir. Düşük öz dirençli anomalilerin kırık-çatlak zonlarında yoğunlaşmaları sonucu, sahadaki sistemin tektonik yapıyla bağlantılı olduğu kanısına varılmıştır. D-B ve K-G yönlü fayların kesim bölgelerinde mekanik sondaj yapılmasına uygun bir lokasyonda 1000 +/-100 m.lik sondaj önerilmiştir.

## KAYNAKLAR

*Karamanferesi, İ.H. 1990, Aydın Sultanhisar Salavutlu ve çevresinin jeolojisi. MTA raporu.*

*Kaya, C. 1991, CSAMT yönteminin maden ve jeotermal enerji araştırmalarında kullanımı (seminer) A.Ü.Fen Bil. Enst. Jf. Müh. Ana Bil. Dalı, Ankara.*





# TÜRKİYE'DE ELEKTROMANYETİK - VLF YÖNTEMİ İLE SİĞ ARAŞTIRMALAR

## Use of Electromagnetic-VLF Method in Shallow Explorations in Türkiye

Murat BAYRAK\* ve O. M. İLKİŞİK\*

### ÖZET

Elektromanyetik-VLF yönteminde kaynak olarak daha çok, deniz aşırı askeri haberleşmeler için yayın yapan radyo vericileri kullanılır. Ölçü noktası civarında bir süreksizlik ya da iletken varsa indüklenen akımlar bileşke vektörün yön ve şiddetini değiştirir. Bu değişim çeşitli biçimlerde izlenerek yeraltı yapısı incelenir. VLF yöntemi seçtiğimiz frekansa ve ortamın öz direncine bağlı olarak yaklaşık 5-70 m arasındaki sığ yapıların araştırılmasında oldukça hızlı ve ucuz bir yöntem olduğu için madencilikte, yeraltı suyu, zemin araştırmaları, çevre sorunları ve arkeolojide giderek artan biçimde kullanılmaktadır.

Ülkemizde bir Türk ekibi tarafından ilk olarak uygulanan VLF yöntemi ile, 15.0-30.0 kHz frekans aralığında yayın yapan uluslararası çeşitli radyo istasyonlarını Anadolu'nun çeşitli yerlerinde ki VLF yayın spektrumları ölçülmüştür. Gözlenen odur ki, VLF spektrumlarında gözlenen çeşitli frekanslarda ki yayınlar Batı ve Orta Anadolu'da yürütülen araştırmalar için yeterli şiddette bir kaynak alan oluşturmaktadır. Ancak VLF ölçümlerine başlamadan önce verici radyo istasyonlarının belli gün ve saatlerde ki bakım ve onarım sürelerini de dikkate almak gerekmektedir.

Ekibimizde bulunan EDA Omni-Plus elektromanyetik-VLF gerceci ile çalışılan sahada incelenen yapıya bağlı olarak bu frekanslardan üçü seçilir ve yere uygulanan 5-10 m açılımlı elektrotlar yanal yönde geçirilerek iki veya üç boyutlu ölçümler alınır. Farklı frekanslar nispeten farklı derinliklerden bilgi sağlamaktadır. Ölçümler seçilen frekanslarda ki yayın yönüne uygun biçimde alınmalıdır. Düzenegin yanlış yönlendirilmesi önemli hatalara yolaçmaktadır. İncelenen probleme bağlı olarak seçilen her bir frekansta çeşitli elektrot ve nokta aralıkları için VLF toplam alan şiddeti, alanın tilt'i, manyetik düşey bileşenin gerçel ve sanal kısımları, görünür öz direnç ve faz değerleri ölçülür. Elde edilen parametreler haritalandığında, olası iletken yerleri, yanal süreksizlikler, sıcak su zontları, kırık-çukuk bölgeler, metalik madenler hatta arkeolojik alanlarda duvar izleri açık bir şekilde görülmektedir. Anadolu'nun çeşitli yerlerinde yapılmış olan farklı jeolojik, hidrojeolojik, jeotermal, maden ve arkeoloji problemleri için örnekler verilecek ve değerlendirilmeleri tartışılacaktır. Bazı tipik anomaliler için bir ve iki boyutlu modeller sunulacaktır.

### ABSTRACT

In electromagnetic-VLF method, the radio transmitters for overseas military communication are used as a source. If there is any discontinuity or a conductive zone around the measuring site, the direction and the magnitude of induced currents change. By tracing this change in different forms, the underground structure can be interpreted. Since the VLF method is a quick and cheap technique for investigation of shallow (5-70 m) structures, depending on the resistivity of medium and the frequency, it is used increasingly in mineral and groundwater exploration, in foundation and environmental investigations and in archeology.

Using VLF method which, is applied first time by a Turkish crew in our country, the VLF transmission spectra of various radio stations have been measured at different locations of Anatolia in the frequency range of 15-30 kHz. The observed transmissions in different frequencies of VLF spectra provide a source field with adequate intensity for scheduled investigations in West and Central Anatolia. However, prior to VLF measurements at each location, the periodic maintenance and repairing times of the transmitters in certain days or hours should taken in to account.

Using our EDA Omni-Plus electromagnetic-VLF instrument and a depending on the structure under investigation, three of these frequencies chosen and two or three dimensional measurements are taken by shifting the 5-10 m separated electrodes - applied to the ground horizontally. Different frequencies provide information from relatively different depths. Measurements should coincide with the orientation of transmissions in chosen frequencies. Depending on the studying problem, VLF total field intensity, tilt angle, real and imaginary parts of vertical magnetic component, the apparent resistivity and phase values can measured with different electrode and site spacing at each chosen frequency. By mapping the obtained parameters, locations of plausible conductive zones, lateral discontinuities, thermal water containing zones, faulted and crushed zones, metallic ores, and also wall traces in the archeological sites appear clearly. Samples from different geological, hydrogeologic, geothermal, mining and archeological cases will be given and their interpretation will be discussed. One and two dimensional models will be presented for some typical anomalies.

\* İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü 34850 Avcılar, İstanbul.

## GİRİŞ

Radyo dalgalarının yerin elektrik özelliklerinden etkilendiği yıllardan beri bilinmektedir. Elektromanyetik "tilt" tekniklerini kullanarak yerin iletkenliğinin ve dielektrik sabitinin ölçülmesi ilk olarak 1930 larda yapılmıştır (Feldman 1933). 1960 lardan sonra yaygınlaşan çok alçak frekanslardaki (*Very Low Frequency*) radyo vericilerinin 15-30 kHz arasındaki yayımları iletken jeolojik yapıların araştırılması için elektromanyetik-VLF yönteminin gelişmesine yol açmıştır. Yerden ölçümlere uygun ilk ticari VLF geroci 1964 de üretilmiş, 1969 da ise havadan VLF ölçümlerine başlanmıştır (Paterson ve Ronka 1971). Daha sonraları portatif VLF vericileri de kullanılmıştır.

Üzerinde çok çalışılmakla birlikte VLF ölçümlerinin yorumu hala bazı belirsizlikler taşımaktadır. Bir-boyutlu (I-B) yapılar ile ilgilendiği zaman bağıntılar nispeten çözülebilir. Ancak daha yaygın olan 2-B ve 3-B yapılar için matematik daha karmaşıktır ve sayısal modelleme tekniklerine başvurmak gerekir (Kaikkonen 1979, Saydam 1981, Poddar 1982).

## VLF YÖNTEMİNİN İLKELERİ

**Vericiler ve VLF Dalgaları:** Çok büyük uzaklıklar ile iletişimin güvenli bir şekilde yapılabilmesi için VLF frekanslarında yayın yapan ilk verici 1910 ve 1912 arasında kurulmuştur (Watt 1967). Daha sonra 1927 de Rugby (GBR) ile başlayarak yayılan bu vericiler, ikinci dünya savaşı süresince 100 kW'm üzerinde bir yayım gücü ile deniz - ve denizaltı - haberleşmelerinde kullanılmıştır. Büyük ölçekli tel örgüler biçiminde kurulmuş vericilerden VLF frekanslarında yapılan küresel ölçekli iletişimler bugün de etkin biçimde kullanılmaktadırlar. Çizelge 1'de 15-30 kHz frekans bandında yayın yapan bazı VLF verici istasyonlarının listesi, Şekil 1'de ise Türkiye'de ölçtüğümüz spektrum örnekleri verilmektedir.

$I_0 e^{i\omega t}$  akımı ile beslenen  $h$  yüksekliğindeki bir VLF vericisinden yayılan elektromanyetik alanın radyal ( $r$ , uzaklık) bileşenleri (V/m veya A/m cinsinden)

$$E_z = (\eta_0 I_0 h / 2\pi) (i\beta/r + 1/r^2 - I/\beta r S) e^{i\beta r} e^{i\omega t} \quad (1)$$

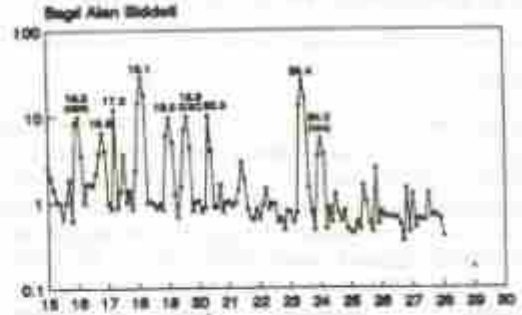
$$H_\theta = (I_0 h / 2\pi) (i\beta/r + 1/r^2) e^{i\beta r} e^{i\omega t} \quad (2)$$

bağıntıları ile verilir. Diğer bileşenler yoktur ya da ihmal edilir. Burada  $\eta_0 (=377 \text{ Ohm.m})$  boşluğun iç direntisi,  $\beta (=2/\pi\lambda)$  yayımın faz sabitidir. (1) ve (2) bağıntılarındaki  $r^{-1}$ ,  $r^{-2}$  ve  $r^{-3}$  ile orantılı olan terimler sırasıyla radyasyon, indüksiyon ve elektrostatik terimlerdir. Dikkat edilirse uzak alan ( $r \gg \lambda$ ) bölgesinde radyasyon terimi hem  $E_z$  hem  $H_\theta$  için daha baskındır ve yeryüzeyinde birbiriyle aynı fiziksel elektrik ve manyetik dalgalar bileşenlerinin büyük uzaklıklarda ki

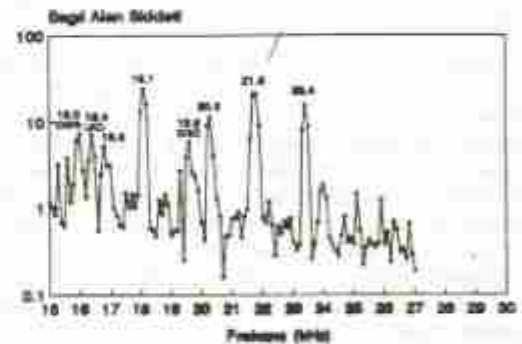
şiddetleri bazı sadeleştirme ve kabuller ile (db, mV/m veya mA/m) cinsinden

## ELEKTROMANYETİK-VLF SPEKTRUMU

AKYAZI, 26 HAZİRAN 1993, 16:00



FETHİYE, 11 HAZİRAN 1994, 07:50



Şekil 1: Akyaazi ve Fethiye'de ölçülen elektromanyetik-VLF spektrumları.

Figure 1: Electromagnetic-VLF spectrum measured in Akyaazi and Fethiye.

$$E_z = 44.3 + 10 \log P - 1010 \log f - 20 \log h_t \quad (3)$$

$$+ 20 \log \Lambda - 10 \log (a \sin(r/a)) - \alpha r$$

$$H_\theta = E - 51.5 \quad (4)$$

bağıntıları ile hesaplanabilir. Burada,  $P$ (kW) anten çıkış gücü,  $f$ (kHz) yayım frekansı,  $h_t$  (km) iyonosferdeki yansıma sınırının yüksekliği,  $\Lambda$  vericinin endüyük moddaki etkinliğine bağlı küçük bir katsayı,  $a$  Yer'in yarıçapı (6.4 Mm),  $r$  Mm (mega metre) cinsinden vericilerden uzaklığı ve  $\alpha$  iletken yer ve iyonosfer içinde güç kaybını açıklayan sönüm katsayısıdır (db/Mm). Sönüm frekans, yayımın yönü, ortamın elektrik iletkenliği ve düz oluşu, günün saati, mevsimler, enlem ve güneş aktivitesi gibi birçok etkene bağlıdır (Watt 1967). Boşluğa kıyasla çok farklı dirençlere sahip olan yerkayaçları yüzeyinde ilerlerken değişken eliptik kutuplaşma gösteren elektromanyetik VLF dalgalar TM modunda (*transverse magnetic field*) baskın olup, bir de



VLF öz direnç ölçümleri için önemli olan  $E_z$  bileşeni içerir.

**Temel Bağlantılar:** Elektromanyetik dalgaların içinde serbest yük bulunmayan ortamda davranışları Maxwell bağlantıları ile açıklanır. Bunlar,

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mu\mathbf{H} \quad (5a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = (\sigma + i\omega\epsilon)\mathbf{E} \quad (5b)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = 0 \quad (5c)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (5d)$$

olup (5b) nin rotasyoneli alınarak ve vektörel ilişkiler kullanılarak,

$$\nabla^2 \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} = 0 \quad (6)$$

olduğu gösterilebilir. Burada dalga sayısı  $k = (\omega^2 \mu \epsilon - i\omega \mu \sigma)^{1/2}$  dir. Birincil manyetik alanın ( $H_x$ ) yalnızca yayılma yönüne dik olan  $y$  yönünde olduğunu kabul edersek (6) denkleminin genel çözümü,

$$H_{xy} = (a_m e^{-i\alpha y} + b_m e^{i\alpha y}) e^{-i\omega t} \quad (7)$$

şeklinde olur.  $\lambda$  bir sabit ( $=k_z \sin \theta$ )  $\theta$  dalganın geliş açısı,  $\alpha_m = (\lambda^2 - k^2)^{1/2}$  dir. Yer ionosfer ortamında ilerleyen elektromanyetik-VLF (EM-VLF) dalgaların yüzey direnci (empedansı), yeryüzündeki yatay elektrik ve manyetik alan bileşenlerinin oranı olarak tarif edilir;

$$E_{zx} / H_{xy} = Z_1 = [i\mu_0 \omega / (\sigma_1 + i\omega\epsilon_1)]^{1/2} \cdot [1 - (k^2_\theta / k^2_1 \sin^2 \theta_1)]^{1/2} \quad (8)$$

geliş açısı  $\theta = \pi/2$  olup EM-VLF frekanslarında ( $k^2_\theta \ll k^2_1$ ) dir. Ayrıca jeofizik uygulamalarda geneide ( $\sigma_1 \gg i\omega\epsilon_1$ ) alınabileceğinden

$$E_{zx} / H_{xy} = Z_1 \approx (i\mu_0 \omega / \sigma_1)^{1/2} = 0.7071 (1+i) (\mu_0 \omega / \sigma_1)^{1/2} \quad (9)$$

olur (McNeill ve Labson 1991). (9) bağlantısı homojen bir ortamda yatay elektrik ve manyetik alanlar arasındaki faz açısını  $45^\circ$  ve  $E$  nin önde olduğunu göstermektedir.

EM-VLF yönteminde toplam alan şiddeti, alanın tilt'i, düşey bileşenin gerçel ve sanal kısımları gibi manyetik alana ilişkin çeşitli büyüklükler yanısıra (9) dan yararlanarak yeryüzünde birbirine dik yönde ölçülecek  $E_{zx}$  ve  $H_{xy}$  değerlerinin oranından ortamın görünür öz direnci ve fazı

$$\rho_a = (1/i\mu_0 \omega) \cdot |Z_1|^2 = (1/i\mu_0 \omega) \cdot |E_{zx} / H_{xy}|^2 \quad (10a)$$

$$\phi_a = \arg Z_1 \quad (10b)$$

bağlantılar ile bulunabilir.

**Nüfuz Derinliği:** Bizi (9) bağlantısına ulaştıran kabuller ışığında ve yeraltında düşey doğrultuda ilerleyen bir elektromanyetik dalga için (7) bağlantısı

$$H_{xy} = a_j e^{-\alpha_j z} e^{-i\omega t} \quad (11)$$

şeklinde yazılabilir. İkinci Maxwell bağlantısından (5b) hareketle

$$E_{zx} = -(1/\sigma_j) \partial H_{xy} / \partial z \quad (12)$$

ve buradan da bazı ara işlemler ile elde edilir. (11) ve dolayısıyla (13) bağlantılarında yer alan  $e^{-\alpha_j z}$  terimi yer içinde ilerleyen dalga genliğinin derinliğe bağlı olarak azalacağına işaret etmektedir. Karmaşık dalga sayısını

$$k_j = (-i\mu_0 \omega \sigma_j)^{1/2} = (1-i) (\mu_0 \omega \sigma_j / 2)^{1/2} \quad (14)$$

biçiminde yazarsak elektromanyetik dalganın başlangıçtaki genliğinin  $1/e$  ( $\approx 0.37$ ) katına indiği derinlik metre cinsinden

$$d_l = (2/\mu_0 \omega \sigma_j)^{1/2} \quad (15)$$

nüfuz derinliği olarak tarif edilir. Jeofizik araştırmalar açısından çok önemli bir kavram olan nüfuz derinliği seçilen frekansında direnci  $\rho_1$  (veya iletkenliği  $\sigma_1$ ) olan bir ortamda yüzeyden  $d_l$  derinliğine kadar olan kayalardan bilgi alınabileceğini gösterir.

**Bir Boyutlu Modelleme:** Elektromanyetik-VLF yöntemi arazide uygulanırken genelde çeşitli noktalarda belirli bir frekanstaki VLF büyüklükleri ölçülür ve haritalanır. İki yatay katman durumunda ( $\rho_1, h_1$  ve  $\rho_2$ ) ortamın görünür öz direnci ( $\rho_a$ ) ve fazı ( $\phi_a$ ),

$$\rho_a = \rho_1 |Q_1|^2$$

$$\phi_a = 45^\circ + (180/\pi) \arg Q_1$$

olup burada  $Q_1$

$$Q_1 = [\beta_1 + \tanh(\alpha_1 \sqrt{d})]$$

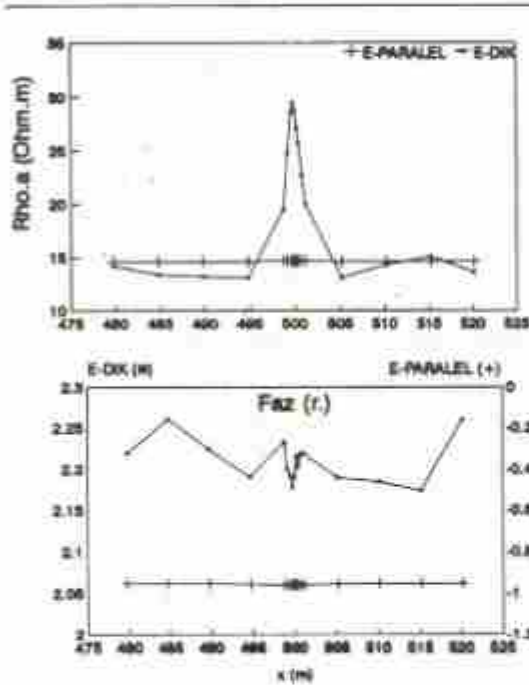
bağlantısı ile verilir.  $\alpha_1$  ve  $\beta_1$  katsayıları ise sırasıyla  $\alpha_1 = (\omega \mu_0 \rho_1) h_1$  ve  $\beta_1 = (\rho_2 / \rho_1)$  dir. Eğer  $\rho_2$  için geçerli bir yaklaşım yapılabiliyorsa çeşitli  $h_1$  ve  $\beta_1$  değerleri için hazırlanan abaklar yardımı ile arazide ölçülen  $\rho_a$  ve  $\phi_a$  değerlerinden üst katman kalınlığı  $h_1$  ve alt katman öz direnci  $\rho_2$  her ölçü noktası için ayrı ayrı hesaplanabilir (Mathieson ve Crossley 1981). Bu, örtü tabakasının kalınlığı veya gömülü bir süreksizliğin izlenmesi açısından yararlı ve kolay bir çözümdür.

**İki Boyutlu Modelleme:** Yeraltının daha karmaşık olduğu durumlarda elektromanyetik modelleme için iki boyutlu sayısal çözümler uygulanır. Bunlar manyetotellirik yöntemle benzer biçimde olup seçilen sayısal çözüm yoluna göre sonlu farklar, sonlu elemanlar v.b. yöntemler olarak bilinir. Şekil 2 de orta noktası 3.6 m derinde gömülü 1x2 m boyutlarındaki bir boşluğun aktarım benzerliği yöntemi ile paralel ve dik



modlarda hesaplanmış iki boyutlu VLF  $\rho_{\parallel}$  ve  $\phi_{\parallel}$  tepkileri görülmektedir. Çevre ortam direnci 10 Ohm.m olup hesaplamalar için EMCDC yazılımı kullanılmıştır (Madden and Swift 1969). Modelleme, arkeolojik veya çevre açısından öneme sahip olabilecek böyle gömülü bir koridor veya tünelin, vericinin yönü dikkatli bir biçimde seçilerek E-dik durumda sık aralıklarla yapılacak VLF ölçümleri ile belirlenebileceğini göstermektedir.

### ELEKTROMANYETİK-VLF (BOSLUK)



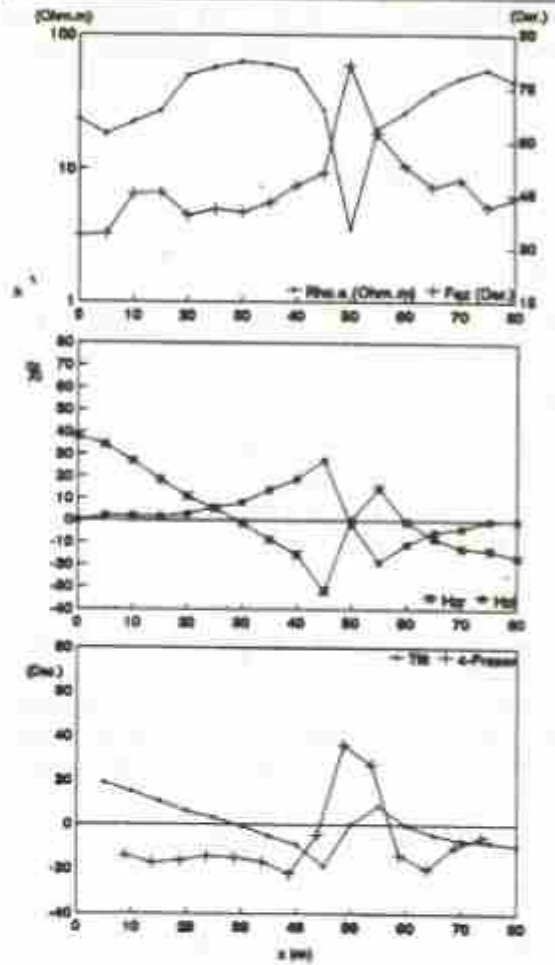
Şekil 2: 3.6 m derinde gömülü 1x2m boyutlarındaki bir boşluğun paralel ve dik modlarda iki boyutlu VLF  $\rho_{\parallel}$  ve  $\phi_{\parallel}$  tepkileri. Çevre ortam direnci 10 Ohm.m dir.

Figure 2: Two dimensional VLF  $\rho_{\parallel}$  and  $\phi_{\parallel}$  responses (in perpendicular and parallel modes) of a 1x2 cavity which is buried at 3.6m. The resistivity of surrounding medium is 10 Ohm.m.

### ARAZİ ÖRNEKLERİ

Şekil 3 de İstanbul Dudullu'da kısmen yerleşilmiş bir alanda (şehir içi elektromanyetik kirlenme olmasına rağmen), gömülü bir metal su borusu üzerinde ölçülen elektromanyetik -VLF büyüklükleri görülmektedir. Profilin başlangıcından 50 m uzakta öz direnç azalırken faz değerleri yükselmekte, gerçel ve sanal bileşenler işaret değiştirmekte, tilt açısı işaret değiştirirken Fraser filtre sonuçları yüksek bir anomali vermektedir.

### DUDULLU, KEMERDERE MEVKİ F-Dogrultusu, VLF 19.0 kHz

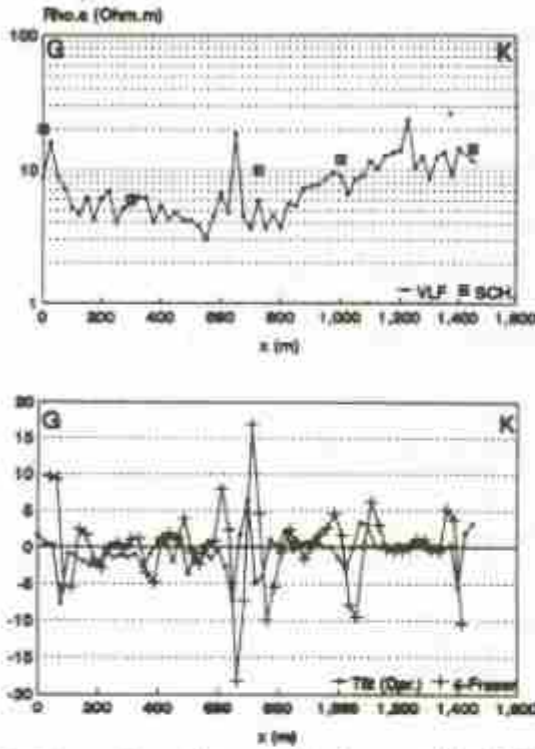


Şekil 3: İstanbul, Dudullu'da gömülü bir metal su borusu üzerinde ölçülen elektromanyetik-VLF büyüklükleri.

Figure 3: Electromagnetic-VLF quantities measured on a buried metal water pipe in Istanbul, Dudullu.

Sakarya, Akyazı'da jeotermal bir alan üzerinde yaptığımız EM-VLF ölçüm sonuçları ise Şekil 4 de verilmiştir. 100 m civarından sıcak su alınan kuyulara yakın geçen L-1000 doğrultusu boyunca ölçülen VLF (16.0 kHz) ve Schlumberger (AB12=10 m; H. Şahin 1993, kişisel görüşme) görünür öz direnç değerleri çok iyi bir uyum göstermektedir. "Tilt açısı" ve Fraser filtre sonuçları da iletken zonlar üzerinde anomali vermektedir. Daha büyük elektrot açılımı (> 20 m) ve daha seyrek ölçüm aralığı (50-500 m) nedeniyle elektrik öz direnç yöntemi ile görülemeyen ayrıntılar 5- 10 m elektrot açılımı ve daha sık (< 25 m) alınabilen VLF yöntemi ile ayrıntılı biçimde izlenebilmektedir. Yüzeyle kaynayan jeotermal sıvılar ile doygun olan ortamın iletken olması nedeniyle ölçümler 10-15 m gibi oldukça sığ derinlikleri yansıtmaktadır.

**AKYAZI**  
1000-Doğrudusu, VLF 16.0 kHz



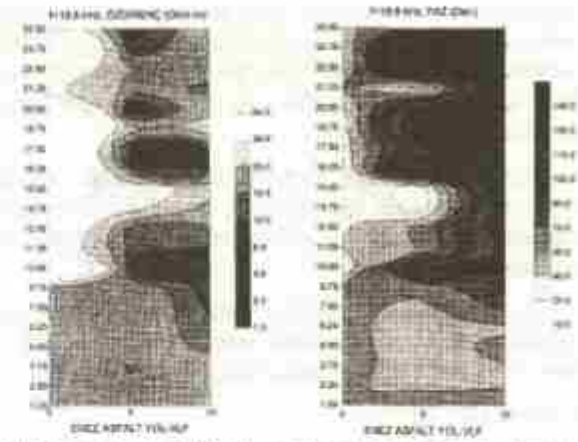
**Şekil 4:** Sakarya, Akyaşı' da jeotermal bir alan üzerindeki EM-VLF büyüklükleri. (Üstte) 1-1000 doğrudusu boyunca ölçülen VLF ve Schlumberger (AB/2=10 m ; Şahin 1993, kişisel görüşme) görünür öz direnç değerleri. (Altta) Aynı doğrultu üzerinde "tilt açısı" ve Fraser filtre sonuçları. Anomaliler ileten zonları belirlemektedir.

**Figure 4:** Em-VLF quantities on a geothermal field in Akyaşı, Sakarya. (Above) VLF and Schlumberger (AB/2=10 m; Şahin 1993, pers. comm.) apparent resistivity values. (Below) "Tilt angle" and Fraser filtered results on the same profile. Anomalies indicate conductive zones.

Şekil 5'de Enez'de asfalt yol altında kalmış arkeolojik bir yapıyı üzerinde ölçülen EMVLF görünür öz direnç ve faz haritası görülmektedir. E-dik durumda yapılan ölçüler 5 m'lik bir elektrot açılımı ve 1.25x2.5 m'lik bir grid aralığı ile alınmıştır. Islak killi kumlu iktken ( $\rho_a = 5-20$  Ohm.m) bir ortamda gömülü yüksek dirençli ( $\rho_a > 100$  Ohm.m) mermer yapılar alanın sol üst yarısında izlenebilmektedir.

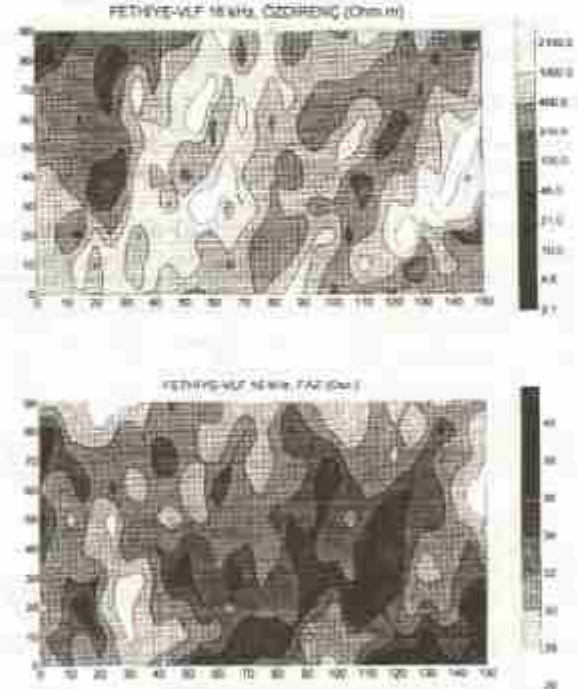
EM-VLF yöntemi ile 16.0 kHz'de Muğla, Fethiye'de krom cevheri üzerinde ölçtüğümüz görünür öz direnç ve faz haritaları ise Şekil 6'da yer almaktadır. Ana kayacın 1000-5000 Ohm.m arasında değişen çok yüksek görünür öz dirençlerine karşın, 200 Ohm.m'den daha küçük görünür öz dirençler ve  $32^\circ$ 'den yüksek faz değerleri olası iktken cevherin yerini ve yönelimini belirlemektedir. Ölçümlerimiz diğer jeofizik ölçümler

ve bilinenler ile büyük bir oranda uyumludur (A. Adalan 1994, kişisel görüşme).



**Şekil 5:** Enez'de asfalt yol altında gömülü kalmış arkeolojik bir yapıyı üzerinde ölçülen EM-VLF görünür öz direnç ve faz haritası.

**Figure 5:** The measured EM-VLF apparent resistivity and phase map of a buried archaeological ruin located beneath the asphalt paved road in Enez.



**Şekil 6:** EM-VLF yöntemi ile Fethiye'de bir kromit cevheri üzerinde 16.0 kHz'de ölçülen görünür öz direnç ve faz haritası.

**Figure 6:** The measured apparent resistivity and phase map using EM-VLF method at 16.0 kHz on a chromite ore in Fethiye.

## SONUÇLAR

Ülkemizde ilk defa uyguladığımız elektromanyetik-VLF yöntem kullanım açısından kolay ve hızlı bir yöntemdir. Yayındaki vericilerin alan şiddetleri ve süreklilikleri



çeşitli yörelerde izlenmiş ve Türkiye'deki ölçümler için yeterli kaynak-alan oluşturdukları görülmüştür.

Akyazı jeotermal alanında, sıcak su içeren sıg ve düşey iletken yapılar üzerindeki EMVLF ölçümleri, elektrik öz direnç (Schlumberger) ölçümleri ile tam uyumlu olup daha küçük elektrot açılımı ile çalışıldığından daha ayrıntılı bilgi sağlamaktadır.

Araştırma ortamının herhangi bir şekilde tahrip olmaması gereken durumlarda; örneğin arkeolojik yapıların incelenmesinde elektromanyetik-VLF yöntemi çok başarılıdır.

Ortamın direncine ve seçilen frekansa bağlı olarak sıg sayılabilecek metalik maden aramalarında cevherin 2 hatta 3 boyutlu konumu açıkça belirlenebilmektedir.

### KATKI BELİRTME

Sunulan çalışmalar 91K121050 numaralı D.P.T. projesi sağlanan gereçler ile yapılmıştır. Araştırmalarımız ayrıca İ.Ü. Araştırma Fonu (493/230791 ve 621/070794) ve Milli Prodüktivite Merkezi'nce de desteklenmiştir. Akyazı'daki kampa katılmamıza izin veren MTA Jeofizik Etütleri Dairesi'ne, çalışmalarımıza ilgileri için H. Şahin'e (MTA) ve A. Adalar'a (Akteş-Birlik) teşekkür ederiz.

### KAYNAKLAR

Bayrak, M., 1993, *VLF Ölçümleri ve Değerlendirilmesi*. Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Mühendisliği AD, İstanbul.

Çizelge 1: Çok alçak frekansa yayın yapan bazı Elektromanyetik-VLF vericilerinin listesi.

Table 1: List of some electromagnetic-VLF (Very Low Frequency) transmitters.

KODU	İSTASYON	F(kHz)	GÜÇ(W)	ENLEM	BOYLAM	SAKIM
FJD	Bordeaux, FRANSA	15.1	500	44°55' N	0°48' W	
GBR	Rugby, İNGİLTERE	16.0	750	52°20' N	1°11' W	Salı 1000-1400
JXZ	Heigeland, NORVEÇ	16.4	350	66°25' N	13°01' E	
	FRANSA	16.8				
UMS	Moscow, RUSYA	17.1	1000	55°49' N	38°01' E	
NDT	Yocami, JAPONYA	17.4	50	34°58' N	137°01' E	Aynı İki Perşembe-Cuma: 2300-0900 Diğer Perşembe-Cuma: 2300-0700
	Criggeon, İNGİLTERE	19.0				Çarşamba
GBZ	Oxford, İNGİLTERE	19.6				
NSS	Annapolis, Maryland, ABD	21.4	400	38°59' N	76°27' W	Salı: 1200-2000 Salı: 2000-2200 test 2. ve 4. Çarşamba Operatör talimi
NWC	Exmouth, AVUSTURALYA	22.3	1000	21°49' S	114°09' E	Pazar: 0000-0600 Eğer Pazar: tatilse Perşembe: 0000-0400
	Rhauderfehn, ALMANYA	23.4				
NPM	Lualaba, HAWAİ	23.4	600	21°25' N	158°09' W	Ay'ın son Çarşamba-Perşembe: 1800-0400 Diğer her Çarşamba-Perşembe: 1800-0200
NAA	Cutler, Maine, ABD	24.0	1000	44°36' N	67°16' W	Pazar: 1200-2000. Her Pazar: 2000-2200 test. Eğer Pazar: tatilse, izleyen Cuma ve 1, 3. ve 5. Perşembe Operatör talimi.
NLK	Jim Creek, Seattle, ABD	24.8	125	48°12' N	121°55' W	Perşembe: 1600-2400 Günışığında: 1500-2000
NAU	Aguada, PORTO RİKO	28.5	100	18°23' N	67°11' W	Çarşamba: 1200-2000

Crossley, D.J., 1981, *The theory of EM surface wave impedance measurements*, in Collect. L.S. and Jensen, O.G., Eds., *Geophysical applications of surface wave impedance measurements*, Geological Survey of Canada, 81-15, 1-17.

Feldman, C.B., 1933, *The optical behavior of the ground for short radio waves*, Proc. IEEE, 21, 764-801.

Fraser, D.C., 1969, *Contouring of VLF-EM data*, Geophysics, 34, 958-967.

Kulkkanen, P., 1979, *Numerical VLF modelling*, Geophysics Prospecting, 27, 815-834.

Madden, T.R., and Swiff, C.M., 1969, *Magnetotelluric studies of the electrical conductivity structure of the crust and upper mantle*, in American Geophysical Union Mon. 13, *The Earth's Crust and Upper Mantle*, 469-479.

Mathieson, C., and Crossley, D.J., 1981, *Interpretation of single frequency VLF data*, in collect. L.S. and Jensen, O.G., Eds., *Geophysical applications of surface wave impedance measurements*, Geological Survey of Canada, 81-15, 49-65.

Poddar, M., 1982, *Very low frequency response of a perfectly conducting half-plane in a layered half-space*, Geophysics, 47, 1059-1067.

Paterson, N.R. ve Ronka, V., 1971, *Five years of surveying with the very low frequency-electromagnetic method*, GeosExploration, 9, 7-26.

Saydam, A.S., 1981, *Very low-frequency electromagnetic interpretation using tilt angle and ellipticity measurements*, Geophysics, 46, 7-26.

Watt, A.D., 1967, *VLF radio engineering*, Pergamon Press, New York.



# ALETSEL JEOTEKNİK GÖZLEMLER

## Instrumental Geotechnical Observations

Haldun BİNGÖL\* Taner TEOMAN\* Haluk KUNTER\*

### ÖZET

Aletsel jeoteknik ölçüm uygulamaları Türkiye 'de çeşitli alanlarda kullanılmaya başlanmıştır. Bu tür çalışmalar tünel, metro, otoyol gibi yapı projelerinde sıklıkla kullanılır ve çok faydalı sonuçlar verir. Aletsel jeoteknik ölçümler gerek uygulamada (inşaat sırasında) gerek projelendirme aşamasında büyük öneme sahiptirler. Bunun nedenlerinden biri projenin öngördüğü limitlerin pratikte ne ölçüde gerçekleştiğini izlemek ve buna göre adım atmaktır. Bu ölçüm değerlerinden elde edilecek bilgiler, olabilecek çok çeşitli sorunların üstesinden gelmede projeye ve müteahhite önlem alma konusunda ışık tutacaktır.

Bu bildiri de öncelikle jeoteknik aletler kısaca açıklanacaktır. Daha sonra bu aletlerin hangi projelerde kullanılabilceği dile getirilecektir. Son olarak ülkemizde bir otoyol ve tünelde uygulanmış aletsel jeoteknik gözlemlerden çeşitli örnekler değerlendirilecektir.

### ABSTRACT

Geotechnical measurement applications have been used in Turkey in variety areas. These applications are often used in construction projects such as tunnel, metro and highways and give useful results. Geotechnical instrumentation has important role both in construction and design stages. One of the reasons for that is to follow designer's foreseen limits in practice and take appropriate steps. Information obtained by these measurements will highlight the designer and the contractor to take precautions by means of overcoming different problems.

In this paper geotechnical instruments shall explain briefly. Afterwards, projects in which these instruments can be used will discuss. We shall give measurement examples from a tunnel and a highway projects of our country.

### GİRİŞ

Aletsel jeoteknik ölçümler ülkemizde özellikle son yıllarda önemi artan bir konu haline gelmiştir. Bu artışa metro, hafif raylı sistem, otoyol ve arıtma sistemleri gibi projelerin çokluğu ve bu tür projelerin kapsamlı jeoteknik ölçümlere ihtiyaç göstermesi sebep olmuştur. Yakın geçmişe kadar ülkemizdeki bu tür uygulamalar yabancı firmalar tarafından yapıldı. Ancak, son yıllarda bu çalışmalar yerli firma ve gruplar tarafından da gerçekleştirilmeye başlanmış ve bu konuda bilgi birikimine neden olmuştur.

### ALETSEL JEOTEKNİK ÖLÇÜMLER

Jeoteknik ölçümler in-situ (yerinde) ve arazi performans gözlemleri diye iki genel kategoriye ayrılır. İki kaya ve zemin karakteristiklerinin sağlamlık, sıkışabilirlik, geçirgenlik gibi niteliklerinin belirlendiği projenin tasarım (dizayn) aşamasında uygulanır. İkincisi, projenin yapım başka bir deyişle uygulama aşamasında ortaya çıkar ve deformasyon, gerilme, basınç ve yük

gibi büyüklüklerin ölçülmesini kapsar. Biz burada ikinci kategoriye ilgileneceğiz.

Aletsel jeoteknik gözlemlerle yüzey hareketleri, yeraltı deformasyonları, boşluk basınçları, yük, gerilme, basınç ve yapı elemanlarındaki gerilmeler gibi mühendislik parametreler ölçülür. Bu ölçümler yapım ve kazı çalışmalarında bina, dolgu, tünel, istinat yapıları, galeri ve barajların tasarım aşamasındaki varsayımların gerçekleşip gerçekleşmediğini ve öngörülen önlemlerin üstesinden ek önlemler alınıp alınmayacağını belirlemek amacıyla yük, gerilme, basınç, yeraltı su basıncı ve deformasyonların gözlenmesi şeklinde gerçekleştirilir.

Jeoteknik ölçüm aletlerinin çok büyük bir bölümü temelde bir transdüser, bir veri toplama sistemi ile bu ikisinin arasındaki iletişimi sağlayan bir iletişim sisteminden oluşmuştur. Transdüser fiziksel değişimi bir çıkış sinyaline çevirir. Veri toplama sistemi basit bir okuyucudan karmaşık otomatik sistemlere kadar değişir. Aradaki iletişim sistemi sinyali veri toplama sistemine aktarma görevini görür. Veri toplama ve iletişim sistemleri yukarıda değindiğimiz gibi çok çeşitlilik

\* Belirli Mühendislik Danışmanlık A.Ş.

gösterir. Bunlardan başlıcaları mekanik, hidrolik, pnömatik ve elektrikli olanlar şeklinde sıralanır. Bu başlıkların hepsi kendi içinde pek çok alt bölümlere ayrılır. Ancak, biz burada bunların ayrıntısına girmeyeceğiz.

Aletsel gözlemlerle ölçülen parametrelerin ana başlıkları aşağıda verilmiştir.

- Yeraltı Basıncı,
- Zeminlerdeki Toplam Gerilme,
- Kaya İçindeki Gerilmeler,
- Yapı Elemanlarındaki Yük ve Şekil Değiştirme,
- Deformasyon,
- Isı.

Projede kullanılacak aletsel donanım büyük bir titizlikle seçilmeli ve mühendislik probleme çözüm olacak parametreleri ölçecek şekilde planlanmalıdır. Bilindiği üzere her projenin kaynağı sınırlıdır. Dolayısıyla, aletsel donanımın bizi bir adım öteye götüreceği şekilde seçilmesi ve sorunlara çözüm getirecek veriyi içermesi esas amaçtır. Zaten aletsel jeoteknik gözlemlerin gayesi daha öncede belirttiğimiz gibi, gerçekleştirilen ölçümlerle projenin ilerlemesi hakkında yönlendirici, uyarıcı nitelikteki bilgileri taşımasıdır.

Bir projede kullanılacak aletlerin seçiminde aşağıdaki unsurlar gözönüne alınmalıdır:

- a) Projenin ne uygulaması olduğu (tünel, otoyol, ...),
- b) Proje boyunca karşılaşılabilecek jeolojik birimler (kil, kireçtaşı, ...),
- c) Alanın yapısal jeolojisi (fay, çatlak, süreksizlik, ...),
- d) Öngörülen sorunların neler olduğu ve neler olabileceği,
- e) Gözlem yapılacak alandaki kritik yapılar (bina, viyadük, trafo, ...),
- f) Yapılacak gözlemlerde hangi parametrelerin ölçülmesi gerektiği,
- g) Parametrelerin hangi duyarlılıkta gerekeceği ve ne sıklıkta ölçüleceği.

### ALETSEL DONANIM SEÇİMİ

Jeoteknik aletsel donanım seçimi ve ölçümler ilk bakışta kolay ve basit gibi görünebilir. Ancak için içine girdikçe istenilen ve planlanan mühendislik sonuçları elde etmenin o kadar kolay olmadığı anlaşılır. Amaç, sadece bu aletlerin seçimi değil aynı zamanda bunlardan elde edilen sonuçların incelenip projede eşzamanlı olarak gerekli önlemlerin alınmasını sağlamaktır. Uyarı niteliğindeki gözlem sonuçlarına göre ek tedbirler mi almalı, yoksa bazı tedbirler hafifletilmeli mi gibi sebep-

sonuç ilişkilerinin irdelenmesi projenin sağlıklı ve ekonomik olarak sürmesi açısından büyük önem taşır. Zaten sözkonusu ölçümlerin yapılmasının esas sebebi de budur.

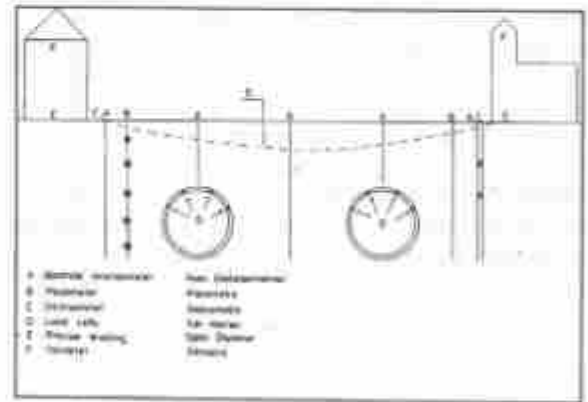
Ters istenmeyen etkileri uyuracak şekilde planlanmış bir gözlem programı kapsamlı aletsel donanıma ve bunların vereceği detaylı verilere ihtiyaç duyar. Bu amaç doğrultusunda kullanılan aletsel donanım inklinometre (eğim ölçer, inclinometer), ekstansometre (uzama ölçer, extensometer), kuyu ekstansometreleri (borehole extensometer), çatlak ölçerler (crackmeter), basınç hücreleri (pressure cell), yük hücreleri (load cell), şekil değiştirme ölçerler (strain meter) ve piezometreler (yeraltı basıncı ölçer, piezometer) gibi ölçüm aletlerinden oluşur. Aşağıda çeşitli yapım çalışmalarında kullanılacak aletsel donanımlar tartışılmıştır.

### Yeraltı Kazıları

Yeraltı kazıları zemin ve kaya tünelleri, metro istasyonlarını, maden işletmelerini ve galerileri kapsar.

Stabilite analizi yeraltı kazılarında jeoteknik tasarımın önde gelen prensiplerinden biridir. Stabilitayı etkileyen faktörler stratigrafi, yeraltı suyu seviyesi, kaya veya zeminin sağlamlığı, geometri, kazı metodu, destek tip ve yerleştirme sistemi şeklinde sıralanır.

Ülkemizin büyük şehirlerinde son yıllarda hızlanan metro ve hafif raylı sistem inşaatlarında yeraltı kazılarına sıkça başvurulmuştur. Özellikle tünel kazıları ve istasyon yerleri ve bu çalışmalarda Yeni Avusturya Tünel Açma Yönteminin (NATM) kullanılması aletsel jeoteknik gözlemlerin etkin kullanımını artırmıştır.



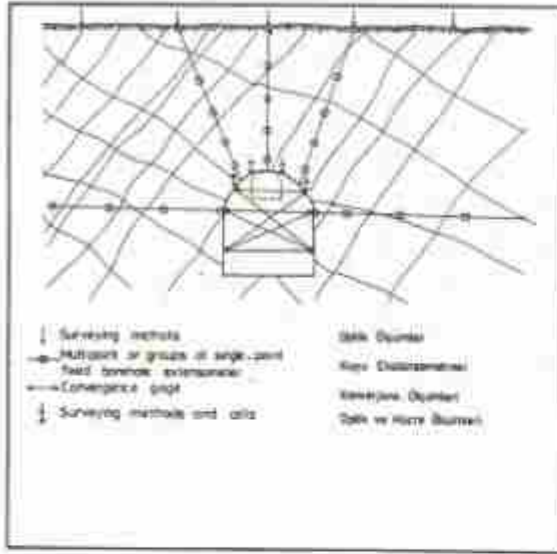
Şekil 1: Zemin tünellerinde aletsel donanım.

Figure 1: Tunnel instrumentation in soil.

Bu sorundan yola çıkarak zemin ve kaya tünelleri için ayrı ayrı hazırladığımız olası jeoteknik aletsel donanım aşağıdaki şekillerde verilmiştir. Ancak, burada gözden kaçırılmaması gereken husus her projenin eldeki mevcut bilgilerine göre bu aletsel donanım üstünde gerekli revizyon ve düzenlemelerin yapılmasıdır. Şekil 1 'de



zeminlerdeki kazılarda kullanılabilen donanım gösterilmiştir. Kaya kazılarında kullanılacak aletsel donanım Şekil 2 'de verilmiştir.



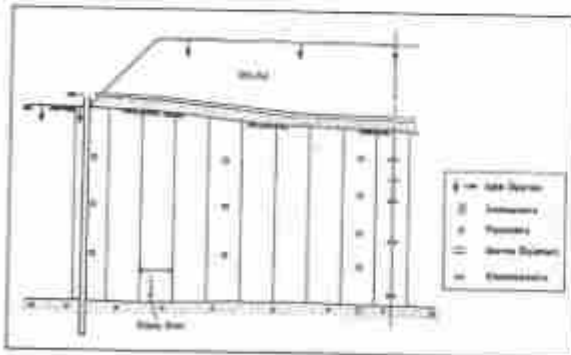
Şekil 2: Kaya tünellerinde aletsel donanım.

Figure 2: Tunnel instrumentation in rock.

### Zemin Dolguları

Pek çok durumda temel zeminine ait parametrelerin seçiminde tutucu (konservatif) davranılır. Bu nedenle de yeterli güvenlik faktörü kullanıldığı düşüncesiyle aletsel gözlemler yapılmaz. Ancak, bu tür dolguların uygulamasında hürün bunlara rağmen hatalara beklenenden daha sık rastlanılır.

Bu yüzden aletsel gözlemler yumuşak zemin üstü dolguların tasarım ve yapım aşamalarında önemli bir rol oynar. Bu rollerden belkide en önemlisi dolgunun konsolidasyonu konusudur. Şekil 3 'te zemin üstü dolgularında kullanılacak olası aletsel donanım gösterilmiştir.



Şekil 3: Zemin Üstü Dolgularında Aletsel Donanım

Figure 3: Instrumentation in Soil Embankment

### Baraj Dolguları

Aletsel gözlemlerin esas amacı barajın tasarım öngörüşleri doğrultusunda davranıp davranmadığının gözlenmesidir. Bu ifade iki ana gruba ayrılır: birincisi özel temel tipler veya alışılmadık tasarım özellikleri gösteren problemlili alanların gözlenmesi, ikincisi özel problemlerin olmadığı sıradan alanların gözlenmesidir.

### Şevler

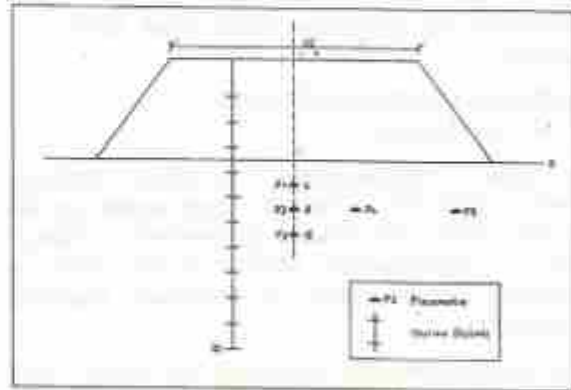
Şev stabilitesinin analizi şevlerin jeoteknik tasarımının başlıca prensiplerindedir. Deformasyon ve yeraltı su basıncı ölçümleri şevlerde birincil öncelikli parametrelerdir. Diğer özel ölçümler kaya bulonlarındaki yükler ve su ölçümleri gibidir.

### Kazıklar ve Kuyu Temeller

Bu tür yerlerde yapılan ölçümler genellikle statik aksel ve yanıl yük deneyleri, özel yük deneyleri (yük, hız, deformasyon, şekil değiştirme) ile diğer özel uygulamalar yeraltı su basıncı, oturma gibi sıralanır.

### Destekli Kazılar

Bu tür kazıların tasarımı çoğunlukla deneysel (ampirik) prosedürler ve geçmiş deneyimlere dayanır. Bu cins çalışmalarda aletsel gözlemlerden beklenen kazının stabil olup olmadığı ile yakındaki yapılara ters etkilerde bulunup bulunmadığının gözlenmesidir. Yapılacak gözlemler yüzey ve yapılarıdaki oturmalar, yatay deformasyonlar, çatlak ölçümleri, yeraltındaki oturma ve yatay deformasyon ölçümleri, yük, taban kabarmaları ve yeraltı su basıncı gibidir.



Şekil 4: Gözlem İstasyonunun Kesiti.

Figure 4: Observation Station.

### DOLGUDA ALETSEL GÖZLEM UYGULAMALARI

Güneydoğudaki TAG otoyolu dolgusunda yapılan bu ölçümlerdeki sorun yumuşak zemin üstüne gelen otoyol dolgunun konsolidasyonu ve yapılan kum drenajların



performansını gözlemek ve bu şekilde dolgu imalatını gereksiz zaman kayıplarına uğramadan tamamlamak idi. Bu nedenle 3 kilometrelik bu arakesime 6 adet gözlem istasyonu kurulmuştur. Her istasyon 5 tane piezometre ile bir tane oturma kuyusundan oluşmuştur. Bir örnek gözlem istasyonunun şeması Şekil 4 'te verilmiştir.



Şekil 5: Aylık boşluk suyu basınç gözlemi.

Figure 5: Monthly pore water pressure monitoring

Boşluk suyu basıncı (pore water pressure) Vibrating Wire (VW; titreşen tel) tekniği ile üretilmiş piezometreler ve okuyucu birim (VW readout unit) kullanılarak ölçülmüştür. Hergün sürdürülen ölçümlerde elde edilen değerler aylık gelişmeleri gösterecek şekilde raporlanmıştır. Bunlara ait bir aylık boşluk suyu basınç gözlemi Şekil 5 'te sunulmuştur.

Yine aynı dolgunun imalatı sırasında gerçekleşen değişik seviyelerdeki oturmaları gözlemek için problu oturma sistemi (Sondex Settlement System) kullanılmıştır. Bu çalışmada değişik derinliklere yerleştirilen sensörlerin bir prob vasıtasıyla ölçülmesi sonucu gerçekleşen oturmalar günlük olarak gözlenmiştir. Bu gözlemlere ait bir örnek Şekil 6 'da verilmiştir.

#### TÜNELDE ALETSEL GÖZLEM UYGULAMALARI

Ülkemizden verebileceğimiz bir diğer uygulama İstanbul Hafif Raylı Sistemi çerçevesinde yapılan Mevhibe İnönü Tüneli'ndeki gözlemlerdir. Yaklaşık 1500 m uzunluğundaki tünelde çeşitli kesit ve noktalarda oturma, basınç ve konverjans ölçümleri yapılmıştır.

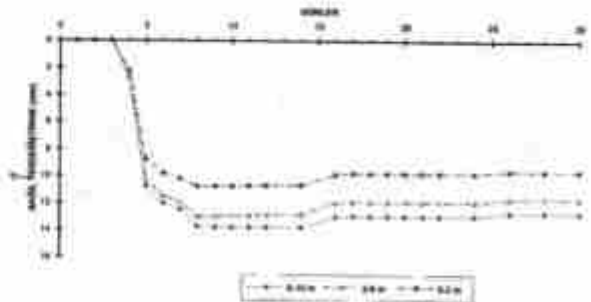
Bağıl yerdeştirmelerin ölçüldüğü çok noktalı kuyu ekstansometre (MPBX) gözlemleri tünel üstünde Bakırköy Viyadüğü'nü geçtiği yerde tek bir kesitte 3 tane olmak üzere toplam 7 ölçüm noktasında gerçekleştirilmiştir. Tünel boyunca 3 ve 4 'ü çok noktalı kuyu ekstansometreleri (uzamaölçer) yerleştirilmiştir. Gözlem sıklığı tünel aynasının ölçüm kesitine uzaklığına ve deformasyonlara bağlı olarak artırılmış veya azaltılmıştır. Bu ölçümlerden biri Şekil 7 'de gösterilmiştir. Görüleceği üzere ilk 3 günde herhangi bir hareket gözlenmemiştir.

KÖPER DERİNLİKLERİ										
GÜN	NO.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	-5.5	-4.03	-0.25	4.855	9.88	14.36	20.01	22.97		
2	-5.5	-4.03	-0.25	4.855	9.88	14.36	20.01	22.97		
3	-5.5	-4.03	-0.25	4.855	9.87	14.36	20.01	22.97		
4	-5.5	-4.03	-0.25	4.845	9.87	14.36	20.01	22.97		
5	-5.5	-4.03	-0.255	4.845	9.87	14.36	20.01	22.95		
6	-5.5	-4.03	-0.26	4.845	9.87	14.36	20.01	22.95		
7	-5.5	-4.035	-0.26	4.845	9.87	14.36	20.01	22.95		
8	-5.5	-4.035	-0.26	4.845	9.87	14.36	20.01	22.95		
9	-5.5	-4.04	-0.26	4.84	9.87	14.36	20.005	22.95		
10	-5.5	-4.04	-0.26	4.84	9.87	14.36	20.005	22.95		
11	-5.5	-4.04	-0.26	4.84	9.87	14.36	20.005	22.95		
12	-5.5	-4.04	-0.26	4.84	9.87	14.36	20.005	22.95		
13	-5.5	-4.04	-0.26	4.84	9.87	14.36	20.005	22.95		
14	-5.5	-4.04	-0.27	4.845	9.865	14.36	20.005	22.94		
15	-5.5	-4.04	-0.27	4.845	9.86	14.365	20.005	22.94		
16	-5.5	-4.04	-0.27	4.84	9.86	14.365	20.005	22.925		
17	-5.5	-4.04	-0.27	4.82	9.855	14.34	20.005	22.925		
18	-5.5	-4.04	-0.27	4.82	9.855	14.34	20.005	22.925	24.73	
19	-5.5	-4.04	-0.27	4.82	9.855	14.34	20.005	22.925	24.73	
20	-5.5	-4.05	-0.27	4.82	9.855	14.34	20.00	22.92	24.72	
21	-5.5	-4.05	-0.275	4.82	9.855	14.34	20.00	22.92	24.72	
22	-5.5	-4.05	-0.275	4.82	9.855	14.34	20.00	22.92	24.72	26.21
23	-5.5	-4.05	-0.275	4.82	9.85	14.34	20.00	22.92	24.72	26.205
24	-5.5	-4.05	-0.275	4.82	9.85	14.34	20.00	22.92	24.71	26.15
25	-5.5	-4.05	-0.28	4.82	9.85	14.34	20.00	22.925	24.695	26.145
26	-5.5	-4.05	-0.28	4.815	9.845	14.325	19.995	22.92	24.685	26.135
27	-5.5	-4.055	-0.285	4.81	9.84	14.32	19.99	22.915	24.675	26.13
28	-5.5	-4.05	-0.28	4.81	9.835	14.32	19.985	22.91	24.67	26.125
29	-5.5	-4.05	-0.28	4.81	9.835	14.325	19.98	22.905	24.665	26.125
30	-5.5	-4.05	-0.28	4.81	9.83	14.325	19.975	22.90	24.66	26.12
TOPLAM (mm)	3.0	3.0	4.5	5.0	5.5	5.5	7.0	7.0	9.0	

Şekil 6: Aylık oturma gözlemleri

Figure 6: Monthly settlement observations.

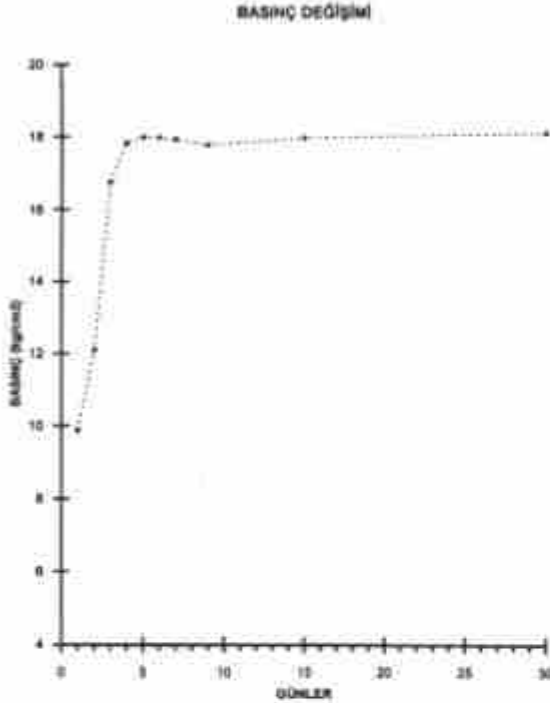
Buna karşılık tünel aynasının kesiti geçmeye başladığı 4. günde sensörlerde yerdeğiştirme hareketi başlar. Bunu izleyen gün en büyük sıçrama gözlenir ki bu tarihte tünel aynası tümüyle ölçüm kesitini geçmiştir. Daha sonraki bir kaç gün boyunca hareketin ivmesi azalarak devam eder. Hareket izleyen günlerde duraganlaşır ve kesilir.



Şekil 7: Kuyu ekstansometre gözlemleri

Figure 7: Borehole extensometer monitoring.

Yine tünelde 5 radyal ve 5 teğetsel olmak üzere toplam 10 tane basınç hücresi bir kesite yerleştirilerek kaplama betonunun performansı gözlenmiştir. Kullanılan donanım Vibrating Wire türü basınç hücreleri ile VW okuyucu birimdir. Bu kesitte yapılan ölçümlerden bir tanesi Şekil 8 'de verilmiştir. Şekilden izlenebileceği gibi basınç ilk 4 günde yükselmiş sonra artış ivmesi azalmıştır. Daha sonraki günlerde yapılan ölçümlerde artış bitmiş ve düzgün olarak seyretmiştir.



Şekil 8: Basınç hücresi gözlemleri.  
Figure 8: Pressure cell observations

## SONUÇLAR

Aletsel jeoteknik ölçümler büyük kapsamlı projelerin tümünde planlanır ve uygulanır. Ülkemizde de gelişen teknolojiyi yakından izleyen bu tür ölçümler daha sık kullanılmaya başlanmıştır.

Bu gözlemler projenin önemli temel taşlarından biridir. Ölçümlerin nasıl, nerede ve hangi sıklıkta gözleneceği konusuna özen göstermeli ve planlama ona göre yapılmalıdır. Çünkü bu ölçümler projenin izleyen aşamalarında atılacak adımlar için başka bir deyişle karar alma aşaması için önemli bilgiler taşıyacaktır.

Bu ölçümler projeci için belirleyici ve uyarıcı nitelikte bilgiler taşır. Yapım projelerinde etkin olarak kullanılan aletsel jeoteknik gözlemlerle projenin ilerleyişi ve tasarım parametrelerinin uygulamadaki sonuçları hakkındaki gerekli veriler toplanmış olur. Kurulan gözlem aletleri bir ters etki ortaya çıktığında bir uyarı görevini görür. Böylelikle kritik bir durum ortaya çıkmadan önlem alma şansı doğar. Bundan sonraki işlem projecinin mevcut koşullar altında karar vermesine kalmıştır.

## KAYNAKLAR

- Bellini A.Ş. 1992, *Geotechnical Measurement Proposal For İncirli (Nevhihe İnişi) Tunnel, İstanbul.*
- Bellini A.Ş. 1992, *İstanbul Metrozu Jeoteknik Ölçümler Hakkında 1. Teklif, İstanbul.*
- Dunncliff, J. 1988, *Geotechnical Instrumentation For Monitoring Field Performance, Wiley Publication, New York.*
- Hunt, R.E. 1984, *Geotechnical Engineering Investigation Manual, McGraw-Hill Book Company, New York.*





# ZAMAN ORTAMI SPEKTRAL IP YÖNTEMİ VE ARAZİ UYGULAMALARI

## Time Domain Spectral IP Method and its Applications

Hakan ÇAVAŞ\*

### ÖZET

İndüksiyon akımı kesildiği zaman ara sathta meydana gelen aşırı gerilim zamanla eksponansiyel olarak söner. Bu gözlenen gerilimler bir kayaç içerisinde polarizasyon tesirlerini ölçme metodunu ifade eder. Buna zaman bölgesi (*Time Domain veya Pulse Transient*) metodu denir. Doğal olarak 'Metalik' olan, yani elektriği metallerdeki gibi ileten birkaç mineral vardır. Bu mineraller genellikle sülfittir. Grafitik karbon ile birkaç oksitte bu gruptadır.

IP (*Induced Polarization*) olarak tanımladığımız elektrik olaylar grubu, yeraltındaki kayaçlarda metalik mineraller bulunduğunda iyonik akımlardan dolayı oluşur. Kayaçlardaki çok küçük mineralizasyon konsantrasyonları IP etkisi verirler.

Bilindiği üzere bu tür çalışmalarda, yere uygulanan doğru akım kesildikten sonraki gerilim (voltaj) sönümün ölçülmesi ile rezistivite, şarjabilite ve zaman sabiti parametreleri hesap edilmektedir.

### ABSTRACT

In case of interruption of current Over-Voltage in the contacts of metallic particles attenuates exponentially. The observation of the polarization effect of metallic minerals in a certain time period is called Time Domain or Pulse Transient IP method. A few sulfitic minerals, graphitic carbon and some oxides behave such as conductive metals and cause strong polarization effect.

Electrical events named IP (*induced polarization*) occur in consequence of ionic currents in metallic minerals and rocks comprising low mineralization concentration in the earth.

As it is known, resistivity, chargeability and time constant parameters are determined from observation of voltage attenuation after interruption of direct current applied to the earth.

### GİRİŞ

Zaman Domeni (TD) yada diğer adıyla geçici çok darbe (*Pulse Transiyent*) metodunda IP etkisi yere verilen akımın kesilmesini takip eden voltaj düşmesinin kaydı ile ölçülür. Şekil 1'de bir kayaç numunesinde ve R-C devresindeki elektrot polarizasyonun karşılaştırmasını görmekteyiz. Elektrik alanı yere tatbik edilen ve elektrik alanının küçük bir parçası olan bir E<sub>0</sub> değerine süratle düşerek uzun bir zaman periyodu boyunca yavaşça sönmektedir. (İpr.12 zaman eğrisi) Sönüm eğrisinin şekli akımın numune üzerinden geçtiği zaman periyoduna bağlı olmaktadır. Akımın kesilmesinden sonra gözlenen ilk voltaj düşmesi sarj zamanına bağlı görülmektedir. (Keller & Friscknecht 1966). Teorik şarjabilite  $m = V_s/V_p$  (Seigel 1959)  $m$  şarjabilite,  $V_s$  ikincil voltaj (*secondary voltage*)  $V_p$  birincil voltaj (*primary voltage*)  $V_p$  akımın kesildiği andaki son voltaj  $V_s$  akımın kesilmesinden sonraki alıcı tarafından ölçülen voltajdır. Gerçekte sahada induktif ve kapasitif kuplaj etkilerinden ötürü ( $m$ ) ölçülemez.

### COLE -COLE PARAMETRELERİ

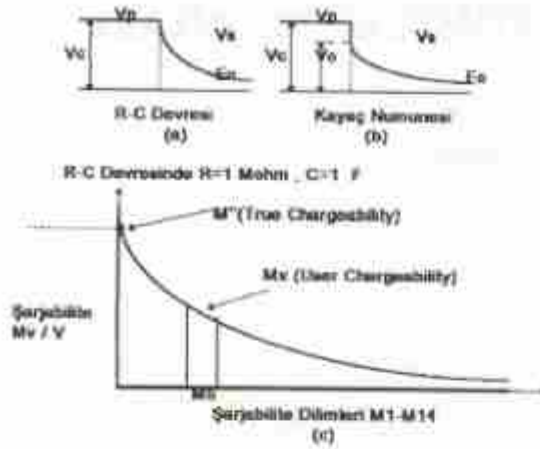
Pelton v.d (1978) cole-cole dağılım modelini, dört parametrenin ortalaması tarafından tanımlanabilen frekans-bağımlı rezistivite ile anlatmıştır. Bunun için ; alınmalıdır. Şekil-2' de cole-cole modelinin gösterildiği bir eş-devre mevcuttur. R1 bloke olmuş gözenek boşluğu içindeki elektrolitin direncini, R<sub>0</sub> bloke olmamış gözenek boşluğunun direncini ve (τwt). ise cevher minerali ile elektrolitin girişim kompleks empedansını gösterir. Eş değer devre Şekil 2 için cole-cole modelinde m ve tau aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$m = 1 / (1 + R1 / R_0) \quad (2)$$

$$\tau = X (R_0 / m)^{1/k} \quad (3)$$

cole-cole modelindeki zaman (tau) frekans aksında maksimum fazın pozisyonuna bağlıdır.

\* MTA Jeofizik Mühendisi

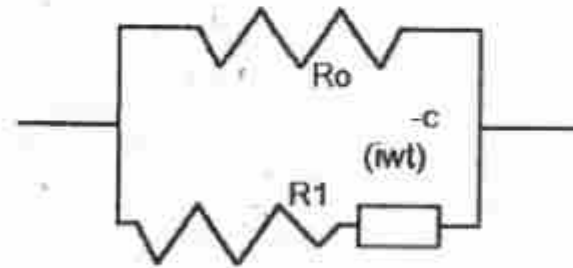


Şekil 1: IPR-12 Sönüm eğrisi.

Figure 1: IPR-12 Best Curve.

$$z(\omega) = R_0 \left[ 1 - \frac{1}{1 + (j\omega t)^c} \right] \quad (1)$$

(1)

 $z(\omega)$  = kompleks empedans $R_0$  = sıfır frekansta  $z$ 'nin değeri $m$  = şarjabilite $c$  = frekansa bağımlısı $t$  = zaman bağımlısı $\omega$  = açısal frekans (tau) $j^2 = -1$ 

Şekil 2: Eş-devre teması.

Figure 2: Equivalent circuit

Maksimum fazın düşük frekanslara doğru bir yüzölçümüne, zaman sabitinin yaklaşık bir yüzölçümüne sebep olur.  $c$  eksponenti, spektrum fazının eğimidir. Cole-cole modeli, Spektrum fazının karışmasına bağlı olarak tek yada çoklu set olarak spektrum fazına uygulanabilir. H. Vanhala, M. Peltoniemi (1992) nin laboratuvar ve arazi üzerindeki verilerinde saçınmış cevherleşmenin zaman sabitleri

saniiyelerden 2000'e kadar farklılık gösterdiğini ve çoğunlukla 200 saniye civarında olduğunu belirtmişlerdir. Bunlardan daha küçük zaman sabitleri daha az cevher depozitlere ve çevreleyen saçınmış kayalara bağlıdır. Şarjabilitenin artması ile saçınmaların zaman sabitleride artmaktadır. Örnek olarak cevher minerallerinin miktarının artması ile artmış cevher minerallerinin miktarı genellikle petrografik tane boyutundaki az bir değişime bağlıdır. Bu aynı zamanda cevher minerallerinin birbiri ile olan kontaklarının miktarını da artırır ve böylece efektif tane boyutu hızla artar. Ağsal yapıdaki cevherleşmelerin zaman sabitleri her nasılsa saçınmış cevherleşmelerinden çok daha büyüktür, yaklaşık bir saniye civarında bulunur. Saçınmış ve ağsal yapıdaki cevherleşmelerden her ikisinin ortalama  $c$  değeri 0.2 civarında olmaktadır.

## ARAZİ UYGULAMALARI

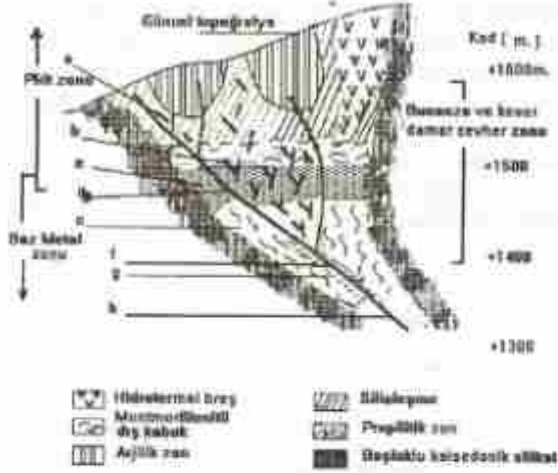
Arazi uygulamalarından ilk örneklerin Altın sahalarından olacağından aşağıda 'Arama İçin klavuzlar' başlığı adı altında aranan Altın sahalarının genel olarak jeofizige gerekli olan, jeolojik parametrelerin açıklanması bu başlık altında olmuştur.

## ARAMA İÇİN KLAUZLAR

İlca tipi altın yataklarının aranmasında saha seçiminin ilk döneminde magmatik, tektonik ve yapısal konular temeldir. (White ve Hedenquist, 1990) Bir epitermal cevherleşmenin bulunup bulunmadığını kontrol eden kritik özellik volkanik kayaların varlığı değil, meteorik su dolaşımı için ısıyı sağlayan sokulumların bulunmasıdır. Cevherleşmenin gerçek yeri ana bölgesel faydan çok, bu fay zonundaki bir ikincil yapının üzerindedir. As, Hg, Sb, Tl, B gibi iz sürücü elementlerin jeokimyası cevherleşmenin yerinin saptanmasında bir doğrudan yaklaşımdır. (White, 1981; Clarke ve Govett 1990; White ve Hedenquist, 1990 alterasyon mineralojisinin ve zonlanmanın incelenmesi depolanmanın olası yerlerini işaretler. Epitermal sistem içerisindeki depolanma zonu belirlendikten sonra, cevher oluşumu zamanındaki paleo yüzeye göre erozyon yüzeyinin şimdi nerede olduğunu çıkartılması gerekmektedir. (Clark ve Govett, 1990) Morfoloji, damar yapıları, alterasyon tipleri, sinter ve/veya silisleşme ve patlama breşi hedef sahanın belirlenmesinde yararlıdır. Proje sahası ölçeğinde yapısal incelemeler yararlıdır. (White ve Hedenquist, 1990) yapıların çoğu cevherli olmadığından, yapılar, jeokimya, cevher yüzeylemeleri ve hidrotermal alterasyon arasındaki bağıntıyı inceleyerek en umutlu yapıların ayırt edilmesi gereklidir. Ana kayanın bileşimi, cevherleşme için kontrol edici bir etken değildir (Hayba ve diğ., 1985). Cevherli akışkanlar geçirgenliğin arttığı zonlarda odaklanmaktadır (White ve Hedenquist, 1990). Cevherli kırıkların artan yoğunluğu, breşlerin varlığı eski geçirgen zonların tanınmasına götürür. Akışkanların kaynaması altının depolanmasına



neden olur, bu süreçlerin kanıtları damar ve alterasyon mineralojisi ile belirlenir.



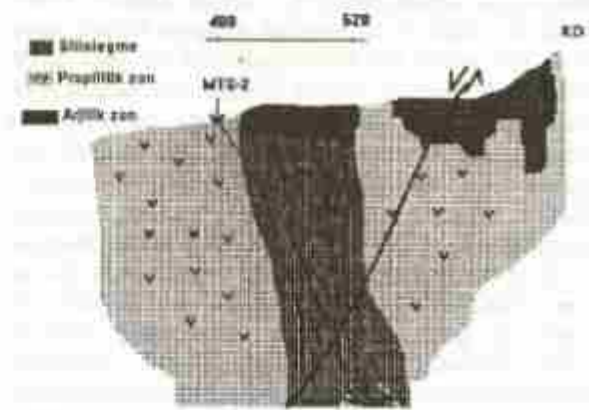
- (a) Kuvars + illit + Nabit metaller + Sülfürsenitler + Sülföantimonitler + Pirit  
 (b) Monmorillonitli dış kabuk  
 (c) Boşluklu Kalsedonik Silika + (Keolinit) + (Alunit)  
 (d) Kuvars + illit + Barit + Karbonatlar ++ Nabit Metaller + Sülfotuzlar + Sülfütlr  
 (e) Kaolinit - (Alunit)  
 (f) Kuvars + Adularya + İllit + Gümüşsülfür ve Sülfotuzları + Nabit Altın + Pirit + Baz Metalsülfütlr + Kuvars Psödomorfozu kalsit  
 (g) İllit  
 (h) Kuvars + Klorit + Adularya + Pirit + Baz Metalsülfütlr + Gümüş sülfütlr

#### Mastra Etüt Sahası

Araştırma alanı Easen yaşlı kalk-alkalen volkanik kayalar yaygın olan altın sahasının genel olarak andezitik lav, tuf piroklastiklerle örneklenen volkanitlerin üzerinde kumtaşı, kireçtaşı, marı ve tüller gelir. Bölgenin jeoteknik evrimi ile ilişkili olarak ana kırık sisteminin kontrol ettiği kıymetli cevher zenginleşmesi zonu ardezitik volkanitler içerisinde gelişmiştir. Bu zonlar propilitik, arjilik ve yoğun silisifiye alterasyon zonları ile belirgindir. Hidrotermal akışkanların çıkış kanalları dayka yakın 10-70m' lik kırık zonları oluşturmuştur.

Düşey mineral zonlanması (pirit zonu ve baz metal zonu) gösteren cevher damarlarının genel cevher mineral parajenezleri, pirit, nabit, altın ve gümüş, gümüş silfat tuzları (arjantit, baz tennatit gibi minerallerden oluşmaktadır. Kovelin olarak

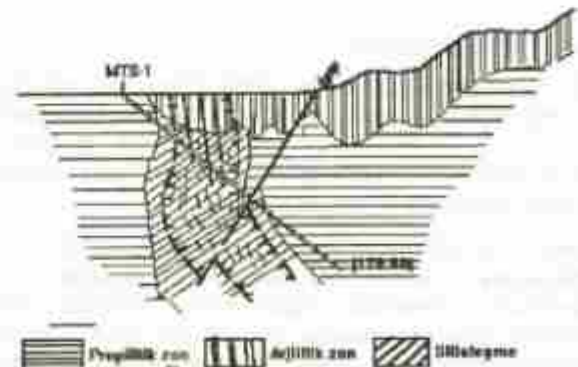
gözlennmektedir. Cevherleşmeye eşlik eden gang mineralleri kuvars, illit kalsit, dolomit, barit, adularya ve klorit olarak belirlenmiştir.



Şekil 3: Sondaj kesiti

Figure 3: Geological section deduced from drilling results.

Mastra etüd sahasında, sondajlar jeofizik etüdüden önce ve ilk olarak MTS-2 sondajı yapılmıştır. Bu sahada x=25 m. ve Dipol-Dipol çalışma sistemi açılmıştır. Şekil-3 ,100 no'lu profilin 4+00 numaralı ölçü noktasında, KD 60° eğimli 170 m. sondaj yapılmıştır. MTS-2 Sondajı mineralizasyonu, silisifiye zon içerisindeki ağsal ve kuvars damarında izlenmektedir. 129.00-142.10m. ler arasında ağsal ve kuvars damarı, içeri zonda (0.12-57.7 gr/ton Au) Altın değeri tespit edilmiştir. 100 profili üzerinde 4+00-5+20 noktaları arasında arazide kuvars damarı izlenmektedir. Dipol-Dipol 100 Profil kesitinin filtre değerlerinin ortalama resistivitesi (270 Ohm-m.) ve şarjabilitesi (130 Mv/v) olan 4+90 noktasında pik değeri olarak ölçülmüştür. Ağsal kuvars damarı içindeki alası Au bulunması için önerilecek dik sondaj noktasının 4+90 noktası olabileceğini düşünüyorum.

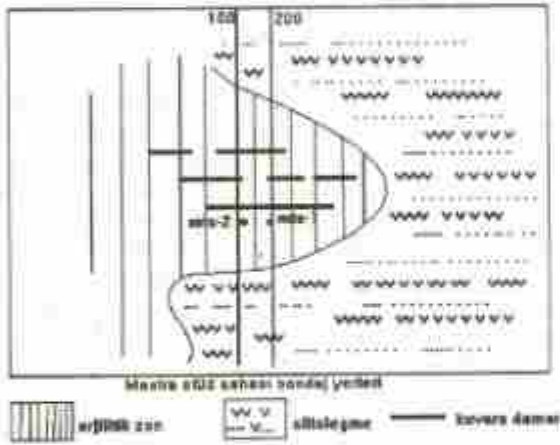


Şekil 4: MTS-1 Jeolojik kesiti ve sondaj lokasyonu

Figure 4: MTS-1 Geological section deduced from drilling results



Şekil-4 de MTS-1 Sondajının jeolojik kesiti ve 45° KD eğimli sondajı göstermiştir. Bu sondaj 100 profilinden 50 m. aralıklı alan 200 profili üzerinde 3+40 numaralı istasyondan yapılmıştır. MTS-1 Sondajı Ağsal ve kuvars damarları 76.60-79.50 metreler arasında kuvars damar (2.40-7.48 gr/ton Au) Bu damarlarında yer yer Cu, Pb, Zn' da izlenmektedir. Ayrıca birkaç seviye halinde ağsal zonda geçilmiştir. MTS-2 sondajında damara paralel giden sondajın yerinde yapılan MTS-1 sondajı 45° eğimle damarı kestiği görülmüştür. Şekil 5'de sahadaki profil konumu, sondaj ve kısmen jeolojisi görülmektedir. Şekil-8'de sahadaki 200 profili üzerinde 3+50 ile 4+10 noktaları arasında Ağsal kuvars damarı izlenmektedir. Dipol-Dipol filtre değerlerinden de görüleceği gibi, odası damar verilerimizin 3+90 ile 3+90 arasında ortak yüksek değeri aldığından düşünceme göre; Bu sahadaki örnek alınan damarda Altın içeren ağsal kuvars damarı, en yüksek resistivite değeri ile en yüksek şarjabilite değerinin ortak olduğu noktaya bağlı olduğu sondaj verileri ve gözlenen saha jeolojisi ile ortaya konmuştur.



Şekil 5: Profil ve sondaj yerleri.

Figure 5: Profile and Drilling locations.

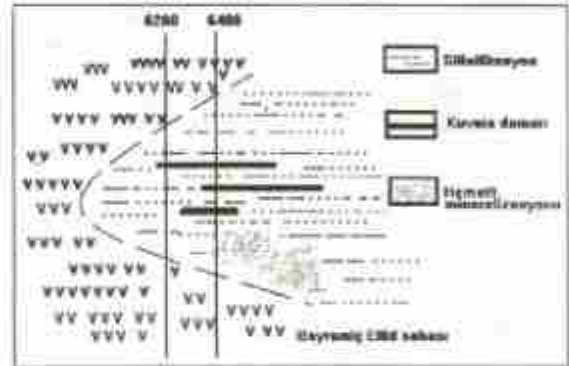
#### Bayramiç Etüd sahası :

Bu sahadaki  $x=50m$ , aralıklı Dipol-Dipol ölçü tekniği uygulanarak ölçü alınmıştır. Şekil-6'da sahadaki kısmen jeolojik ve örnek alınan 6200 ve 6400 profilleri gösterilmiştir. Bu sahadaki silisifikasyon içerisinde Ağsal Kuvars damarının izlenmesi istenmiştir.

Şekil-9 'de 6200 profilinin TD -IP kesitinde 234+00 noktasından 244+00 noktasına kadar silisifiye zon içerisinde kalmaktadır. Ağsal kuvars damarları bu istasyon noktaları arasında kalmaktadır. Sahada gözle izlenebilen kuvars damarı; 6200 profili filtre değerlerinden de yoruma gidildiğinde 240+00 ile 242+00 noktalarında resistivite ve şarjabilite ortak en

yüksek değerini almaktadır. Lokasyon olarak sahadaki bu noktalarda kuvars damarı net olarak görülmektedir.

Şekil-10' da 6400 profilinde kısmen görülen Ağsal Kuvars damarları 240+00 ve 244+00 noktalarında izlenmektedir. 236+00 ile 239+00' a kadar silisifiye zon olduğu, 244+00 noktasından sonra hematit mineralizasyonuna girildiği ölçü değerlerinden resistivitenin 1000 Ohm-m'den 400 Ohm-m'ye düştüğü görülmektedir. Profil ölçüleri silisifiye zon içerisinde olduğundan kuvars damarından çıktuktan sonra şarjabilite değerlerinde fazla bir düşme gözlenmemekle birlikte silisifiye ortamdan ayrılabilir.



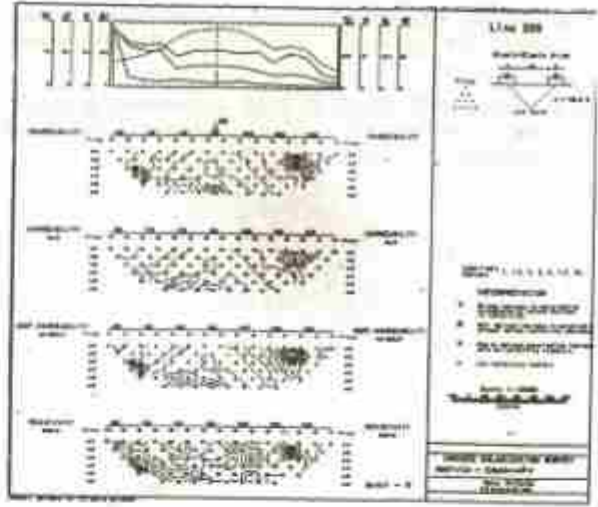
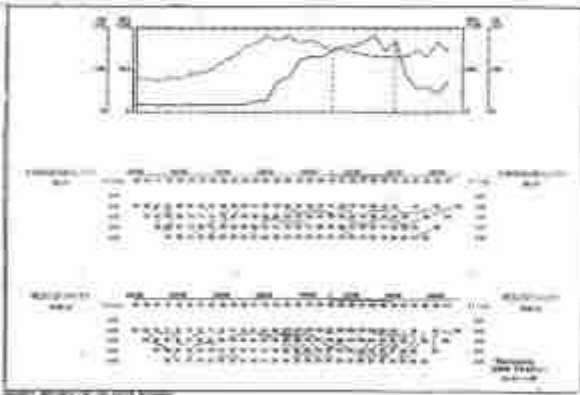
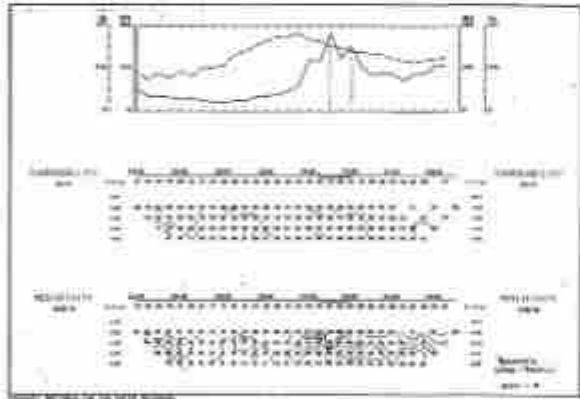
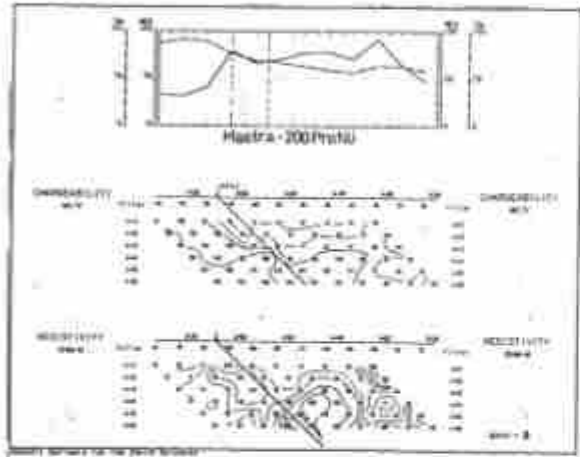
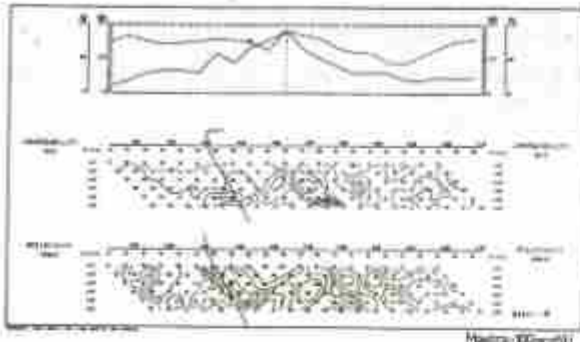
Şekil 6: Bayramiç jeolojisi ve profil yerleri

Figure 6: Bayramiç- Geological map and profile lines

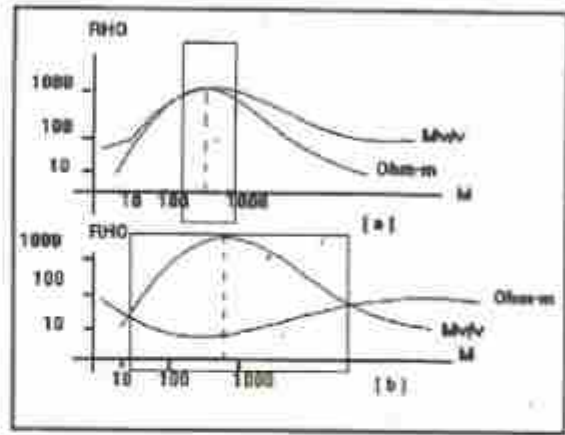
#### Derinköy sahası:

Araştırma sahasında bizden istenen; sahadaki dayk yapısının üzerinde oluşmuş geniş yayımlı bir porfiri bakır yatağının muhtemel olarak belirlenmesini içeren bir çalışma yapılmıştır. Örnek olarak aldığımız 200 profilinde daha önce belirtmiş olduğum silisifiye zonalardaki karakteristik filtre değerlerinden hareketle aşağıdaki yoruma gidildi.

Şekil-11'de 200 numaralı profil hattında örtülü zemin üzerinde  $x=100m$ , Dipol-Dipol ölçü tekniği ile çalışılmıştır. Aranılanın bakır yatağı olması nedeni ile 8+00 numaralı istasyonda D2 sondajı önerilmiştir. Bu noktada en düşük resistivite değeri karşılık sahadaki da en yüksek şarjabilite değerleri elde edilmiştir. Henüz sondaj yapılmamıştır.



## SONUÇ



Gözlenen ve arazide ölçülen değerlerde, Resistivite ve Şarjabilite sayısal değerlerine fazla önem verilmemesinin nedeni, çalışma alanlarının herbirinin kendine özgü jeolojik yapısının olması ve araştırılması istenen konuların özelliğine bağlı olduğundandır.

Mastra ve Bayramiç sahalarında izlenen Ağsal kuvars damarları şekil (a)'da yüksek rezistivite ve yüksek şarjabilite değerlerinin ortak pik yaptığı yerleri olduğu tespit edilmiştir. Ağsal kuvars damarı izlenmesinde bu örneklerin doğru olabileceği kanısındayım.

Derinköy sahasında izlenmesi istenen porfirli bakır yatağı için, yukarıdaki değerlerin doğrultusunda şekil (b)'de görüldüğü üzere yüksek şarjabilite ve düşük rezistivitenin başlangıç ve bitiş kesişme noktaları arasının saha içerisinde önem kazandığı görüşündeyim.

## KAYNAKLAR:

R.J. Irvine and M.J.Smith, Geophysical exp. for epithermal gold deposits *Geochem. Exp.* 36:375-412

- I. M. Johnson, P. Laflèche, B. Webster Sciencetex Limited Toronto, Canada SIP parameters obtained from the time domain measurements.*
- W. H. Pelton, W. R. Sill, B. D. Smith, interpretation of complex resistivity and dielectric data part 1. and part 2 Geophysical Transactions. 1983 Vol.29 No:4 pp 297-330.*
- H. Vankala and M. Peltoniemi, Spectral IP studies of Finnish ore prospects, Geophysics Vol.57, No.12 P.1543-1555*
- D. E. White, and J. W. Hedenquist, Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes and gold lines for exp. Geochem. Exp.36, 443-474*



# İSTANBUL'UN SU DURUMU: VARLIK, KİRLLENME, KAZANÇ, ÇEVRE ETKİLERİ

## Water State of Istanbul: Potential, Pollution, Economy, And Environmental Impacts

Ahmet ERCAN\* \*\*

### ÖZET

Günümüzde 4.000 km<sup>3</sup>/yıl olan Dünya su tüketimi nüfus artışının iki katıdır. Bu suyun %0.6' ı yeraltından, %0.03 yüzey sularından sağlanır. Türkiye'de su üretimi 108 milyar m<sup>3</sup>/yıl'dır. Bunun %59'u baraj, %9'u yeraltı, %32 akarsu ve göllerden gelir. Kişi başına günlük su tüketimi ABD'de 6000 lt, Türkiye'de 500 lt, Gana'da 82 lt'sn dir.

6000 km<sup>2</sup> lik İstanbul'a yılda düşen yağmur 4, yeraltısularının beslenmesi 0.8, İstanbul'da kullanılan su 1.5 milyar m<sup>3</sup>/yıl'dır. Kullanılan su miktarı 3.600.000 m<sup>3</sup> tür. Bu suyun %66-73'ü yeraltından halkça, %30-35'i yüzey sularından belediyece üretilir.

İstanbul'daki kent 5000 km lik şebekesinin taşıyabileceği su toplamı 1.500.000 m<sup>3</sup>/gün, ulaşım sırasında tesisatlardaki su yitimi %49'dur. 10 milyon kişilik kent su gereksinmesi 2.600.000 m<sup>3</sup>, sanayi ve tarımın 2.000.000. m<sup>3</sup> dolayındadır. İSKİ' nin verdiği 1.200.000 m<sup>3</sup>/gün çıkışlı suyun salt 600.000. m<sup>3</sup>/gün'ü halka ulaşırken, gerisi taşıma, sarnıçlama, yeniden kazanma, ve yeraltı sularından edinilmektedir.

Yeraltısularından yararlanmak üzere açılan derin kuyu sayısı, 2000 tane/yıl, yaklaşık, ortalama boyu 200 m, toplam delme boyu 400 km/yıl, ortalama verim 1.5 lt/sn, üretilen su 2.6 km<sup>3</sup>/gün, hidrojeolojik ve jeofizik çalışma yapılarak delme oranı %12, kuyularda jeofizik kuyu logu alın oranı %2, havzalarda yeraltısuyu düşümü Bakırköy 2-2.5 m/yıl, Kadıköy'de 0.5-1 m/yıl'dır. Tuzlanma kuşağı genişliği, Çayırova'da 500-1000, Kadıköy'de 50-200, Bakırköy'de 100-600, Silivri'de 500-1000 derinliği 60 ile 150 m.dir. İstanbul'da her 8 kişiden 1'i su toplama havzası içinde yaşar. Havzalardaki 1000 den fazla sanayi tesisinin %41'i metal, %14'ü kimya, %9'u tekstil, %5'i mermer, %3-4'ü benzin istasyonu, %27.5 diğer iş kollarıdır. Yüzey sularının

belediyeye maliyeti 0.5 ABD Doları/m<sup>3</sup>, ortalama yeraltısuyu maliyeti ise 13.300 ABD doları/kuyu ve bunun geri ödeme süresi 1.5 ile 8 aydır.

Bilinçsiz klorlama sinir sistemi, böbrek, idrar yolu ve kanser hastalığı, derin kuyulardan çıkan su, klepsiyola hastalığı mide ve bağırsaklara virüs yapışması oluşturur. Ozonlama dinlendirme havuzu gerektirir. En uygun olan ultraviyole ile arındırma maliyeti 17 kuruş/m<sup>3</sup> tür.

İstanbul'da su kaynakları uzun dönemde; Melen projesi, orta dönemde; İstranca dereleri, Sazlıdere barajı, Yeşilçay barajı, denizsuyu, kısa dönemde; yeraltısuları şebeke yenileme, sarnıçlama ve taşıma su olabilir.

### ABSTRACT

Water use of World is presently 4000 km<sup>3</sup>/year and doubles the population growth rate. 97% of existing water source are in oceans, 2.3% are in icebergs, 0.6% are in subsurface, and 0.03% are in surface. Total water production in Turkey, is 108 billion m<sup>3</sup>/year, of which, 59% from reservoirs, 9% from ground-water, 32% from rivers. In 1.5 billion yearly production of Istanbul, groundwater takes 66-73% shares and surface water takes 30-35% shares. Istanbul is situated on the territory which is 6000 km<sup>2</sup> size which receives approximately 4 billion m<sup>3</sup>/year of precipitation. Total catchment capacity of reservoirs is 0.48 billion m<sup>3</sup>/year. However, 5000 km long water pipes have transport capacity of maximum 0.55 billion m<sup>3</sup>/year but it loses 49% of supply because of leakage and misuse. Estimated needs of supply for 10 million people are about 2.600.000. m<sup>3</sup>/day, and that of industry and agriculture is of 2.000.000. m<sup>3</sup>/day. Amount which is supplied by municipal water works department (ISKİ) is only 1.200.000. m<sup>3</sup>/day from reservoirs.

\* İTÜ Maden Fak. Jeofizik Mühendisliği Bölümü - Aysaçık / İstanbul.

\*\* Yerel Aramacılık Bilimsel Araştırma Kuruluşu - Acısu Sok. 9/2 Beşiktaş - İstanbul.

However only 600.000. m<sup>3</sup>/day could be delivered for use, because of losses and rest of them are provided by transportation from surrounding regions, cisterns, recycling and from groundwater. Estimated number of operating groundwater well is about 2000 and yearly drilling rate is about 2000 with 200 meters of average length, 400 km, total yearly daily production. Average drop, rate at groundwater level in basins is about 0.54 to 2.5 m/year. Hydrogeological and geophysical technics applied in deciding.

Drilling locations is only 12% and use of geophysical well logging is only 2%. Along the coastal line, salinity zone wideness is 500 to 1000 meters at Çayırova, 50 to 200 m. at Kadıköy, 100 to 600 meters at Bakırköy, 500 to 1000 meter at Silivri and average interface depth between brine and saline water is between 60 to 150 meters. One out of 8 inhabitants lives in catchment basin. There exists over 1000 various industrial complex in basins out of which 41 % metal, 14% chemical, 9% textile,

5% marble, 3 to 4% petroleum stations, 28% other manufactories. Production cost of surface water to İSKİ is 0.5 USD/m<sup>3</sup>, and cost of ground water drilling is 13300 USD/well and reimbursement time is about 1.5 to 8 months. In refinement process, over usage of Cl and existence of NO<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub> destroys nerve system, upsets kidney, and wreath and causes cancer. Clepsiola virus, generated from groundwater wells ruins stomach and in testing or enteritis. Ozone and chorine addition needs resting pools before letting to use. Ultraviolet purification is the best and costs only 5 10-6 USD/m<sup>3</sup>. Solution for water shortage is the Melen project for long term, and İstanca creeks, Sazlıdere, and Yeşilçay reservoirs, seawater purification for mid term, and renewal of distribution network, cisterning, for short term and transportation and groundwater drilling for urgent term.

## GİRİŞ

10 Milyon nüfusu ile İstanbul Türkiye'de her 6 kişiden birinin yaşadığı kenttir. Türkiye'de nüfus artışı %2.5 iken, göç ile desteklenen İstanbul'da %4.5, Pendik'te %12 dir. Politik ve ekonomik koşulların yurt içindeki durumu nedeni ile durdurulamayan kente göç, gerek konut, gerekse sanayi ve gerekse atıklarının yerleşim ve dağılımı, kent planının ötesine geçmiştir. Yerleşim önce, planlama sonradan gelmektedir. Bu gibi yerleşimlere Belediye hizmetleri ya verilmemekte ya da kısıtlı olarak yararlandırılmaktadır. Tarihsel dokusu içinde kent çarpık bir sosyal ve mimari yapılaşma patlaması ile karşıkaryya ve çöküşü yaşamaktadır.

Göçün ve kaçak yapılaşmanın maliyeti göçen bir kişi için yapılması gereken yeni yatırımı kişi başına 10 m<sup>2</sup> yol; 2.5 m<sup>2</sup> otopark ve 4 cm ray için yaklaşık 2500 dolar. Yani, 100 Milyon lira (Arıoğlu, 1995).

Yine kente gelen her bir kişi için 160 litre temiz su, 250 litre atık su, 3.5 kw/saat enerji ve 0.20 oranında telefon gereksinmesi için de 5000 dolardır. Benzer biçimde ev, okul, yeşil alan, hastane gibi hizmetlerin yerine getirilebilmesinin de 6000 dolar gerekmektedir.

Diğer sosyal donanımlar ve iş olanağı için gerekli yeni yatırımlarla birlikte, kente göçün ülkeye kişi başına maliyeti 27.500 dolar, yani yaklaşık 1 milyar liradır. İstanbul'a 1 yılda göç eden 400 bin kişi için gerekli yeni yatırım bedeli 400 trilyon lirayı (11 milyar dolar) bulmaktadır.

Gerek yerlisi ve gerekse yeni gelenleri ile kentin en önemli sorunu su kaynaklarının yetmezliğidir. Kentin 3.600.000. - 4.000.000. m<sup>3</sup> gün'lük su gereksinmesini

salt %15 - %25'i yüzey sularından İstanbul Su ve Kanalizasyon İdaresince (İSKİ) sağlanırken, gerisi özel girişimcilerce yeraltından ya da kent dışından tankerlerle taşıma ile karşılanmaktadır.

Kentin 1/25.000 ve 1/5000 ölçekli yeraltı kaynakları ve yeraltısuları hidrojeolojik ve hidrojeofizik haritası olmadığından konut, sanayi ve çöp alanları yeraltısuyu kaynakları üzerinde denetimli ya da denetimsiz gelişebilmektedir. Bunların örnek; İstanbul'da en verimli su yatağı olan Eosen kireçtaşları üzerine Altınşehir, Hadımköy sanayisi, Halkalı çöplüğü yerleşirken, menbasuyu kaynağı olan; Pliyosen Belgrad formasyonu üzerine Kemerburgaz çöplüğü, granit-arsenit üzerine Tuzla çöplüğü, Yakacık kuvarsitleri üzerine Yakacık çöplüğü yerleştirilmiştir.

Halkalıdere ve Nakkaş Dere, Lahana Deresi, Ömerli, Elmalı dereleri gibi üzerine sanayinin yapılaştığı yerlerde hem yüzey ve yeraltı suları ve hem de içme suyu havzaları kirletilmiş ve yeni alanlar elden bir daha geri dönüşü olmaksızın çıkmaktadır.

Susuz kalan halk ve sanayi yeraltısularına ya da dışarıdan su taşımaya yönelmiştir. Kaynak, içme ve kullanma sularının sağlanması; su aramacılığı, çıkartması, üretimi, dağıtımı, taşınması ve satışında çok karlı yeni iş kollarının gelişmesine neden olmuştur. İçinde kaynak bulunan arsaların değeri 10 ile 100 kat, aramacılık ücretleri 2 ile 10 kat, delme ve çıkartma işleri ücreti 2 ile 3 kat, taşımacılık 2 kat, satış ise 100 ile 1000 kat olarak katlamıştır. 1994 yılında tüm kaynaklar kapatılmış, 3500 derin kuyu ve 3000 su satış yeri açılmıştır ve açılmaktadır.



Çığ gibi büyüyen su iş kolu, DSİ, İSKİ, Valilik, İl sağlık müdürlüğünce denetlenemeyecek ivme ve boyuta erişmiştir. Açılan derin kuyu, mahalleye gelen su satış yeri, taşınan suyla rahatlayan İstanbullularda çevre ve sağlık sorunları başlamıştır.

### Yeryüzünde Su Bütçesi

Yaklaşık 150 milyon kilometre karelik dünya toprağına, dengesiz biçimde dağılmış, en değerli doğal kaynak sudur. Çöl ve kutup bölgelerinin kapladığı 75 milyon km<sup>2</sup> lik kesimde hiç su yoktur. İçimlik suların olmadığı yerde yaşayan insan sayısı 1,8 milyar kişidir. 2,4 milyar kişi ise her türlü sağlıklı içmesuyu donanımından yoksundur. Dünyada her yıl 20 milyon kişi pis ya da su yetmezliğinden kaynaklanan hastalıklardan ölüyor. Azalan su kaynakları ile gittikçe çoğalan insanı beslemek için tarım ürünleri üretmek olanaksız.

Yıllar ilerledikçe su tüketimi de artmaktadır.1950'de 1000 km<sup>3</sup>/yıl olan tüketim 1991'de 4000 km<sup>3</sup>/yıla ulaşmıştır. 40 yıllık aralıkta su tüketimi Dünya nüfus artışının 2 katı olmuştur. Bu hızı arttıranlar çiftçi ve sanayicilerdir.

Yeryüzündeki suların %97'si okyanuslardadır. Geri kalan %3 suyun, %79'u (toplamın %2.37 si) buzullarda, %20'si (toplamın %0.6 sı) yeraltında, %1'i (toplamın % 0.03) yüzeyde yer alır. Yüzey sularının %52'si göllerde, %38'i yeryüzündeki nemde, %8'i atmosferdeki su buharında, %1'i nehirlerde ve %1'i de canlı organizmasında yer alır.

Su tüketiminin %70'i tarımsal amaçlı kullanımla gider. Bunun %40 yanlış sulama yöntemi nedeniyle yitiriliyor. m<sup>2</sup> başına olağan sulama 1 m<sup>3</sup> /yıl (ya da 3 lt/gün) dür. Bu sulama hızında dahi, su sığ derinlikte buharlaştığı için toprakta tuz birakarak aşırı gübre ve tarım ilaçları ile çoraklaşmayı hızlandırmaktadır. Ormanların hızla kesilmesi ile dengesiz su akışı ile gelişen erozyon gelecek 40 yıl içinde dünya ekilebilir toprakların %30'unun yitirilmesine neden olacaktır.

### Türkiye'de Su Bütçesi

Ülkelere göre kişi başına yıllık su tüketimi; ABD'de 2200 m<sup>3</sup> /yıl (6000 lt/gün), Fransa'da 725 m<sup>3</sup>/yıl (2000 lt /gün), Türkiye'de 182 m<sup>3</sup>/yıl (500 lt/gün), Gana'da (30 m<sup>3</sup> /yıl) (82 lt/gün) dür.

Türkiye'deki suyun 350 lt/gün'ü tarımda kullanıldığına göre 150 lt/gün'ü temizlik, içimlik ve sanayide kullanılmaktadır. Gelişmişlik sınırı için bir kişinin temizlik ve içimlik su gereksinmesi 200 lt/gün'dür.

Türkiye'deki su üretimi, orman ve otlaklardan 108 milyar m<sup>3</sup>/yıl'dır. Bunların 64 milyar m<sup>3</sup> 'ü (%59.2) barajlardan, 9,5 milyar m<sup>3</sup>'ü (%8.8) yeraltısularından, 34,5 milyar m<sup>3</sup> 'ü (%32) akarsu ve göllerden sağlanır. Bu sular 3,8 milyon hektarlık sulu tarım alanında sulama, 35.000 MW lık hidroelektrik santrallarda enerji

üretimi için ve yerleşim-sanayi alanlarında kullanılır. Sudan dönüştürülen enerjinin toplam enerji içinde aldığı oran % 14,4, olup diğer kaynaklar; odun % 19,2, taş kömürü %7,1, linyit kömürü, % 37,7, asfaltit %5, petrol %11, tezek bitki %9,3, doğal gaz %0,6, jeotermal enerji % 0,05 tir.

### İstanbul'un Su Bütçesi

İstanbul'un yaklaşık yüzey alanı 6000 km<sup>2</sup> ya da 600.000 hektardır. Bu alanın %29'u tarım, %54'ü orman, %4'ü otlak, %11'i yerleşim, %1'i su, %1'i diğer yüzeylerini oluşturur. Yıllık yağış ortalaması 0,6 m/m<sup>2</sup>, yağış toplamı 3,9 milyar m<sup>3</sup>/yıl, ortalama %20 sızdırmaya göre yere sızan su miktarı 780 milyon m<sup>3</sup>/yıl yeraltı su kaynaklarının üretim kapasitesi 950 milyon m<sup>3</sup>/yıl olduğundan, İstanbul'da yeraltı sularından yararlanma oranı %121, ile beslenmenin 170 milyon m<sup>3</sup>/yıl üzerindedir. 1994 yılında İstanbul'da İSKİ'ce kullanıma sunulan su miktarı 1.200 milyar m<sup>3</sup>/yıldır (%73'ü yeraltından, %27'si yüzey sularından).

### Geçmişte İstanbul Suları

İstanbul'da ilk su yolları Constantinius tarafından 4'üncü yüzyılda yapılmaya başlanmıştır. Romalıların İstrancılara yaptığı su yolu boyu 240 km' dir. Bu boyda, 40 tane kemer vardır. 85 cm x 170 cm. Sular, yeraltına gömülen eni 85, yüksekliği 170 cm olan taş oluklar içinden gelirdi. Onbinde 6 bir eğimli bu su yolları günde 25.000 m<sup>3</sup> su getiriyormuş. Bu devirde İstanbul'un nüfusu (Eminönü) 20.000 kişi kadarmış (Çeçen, 1994). Teodoris zamanında Belgrad ormanlarından 10.000 m<sup>3</sup> su getirilmiş. M.S 368 Valens zamanında kişi başına 2 m<sup>3</sup>/gün su kullanılmış. Fatih fetih yaptıığında nüfus 40.000 kişi imiş. Fatih zamanında İstanbul susuzmuş. 1 ata yüklenen su 15 akçaya satılmış. Fatih eski su yollarını onartmış, yenilerini yaptırmış. Romalılar yüzey sularını, Fatih pınar sularını kullanmış. Şu anda hepsi yıkık dökük olan Halkalı suları o zaman günde kente 50.000 m<sup>3</sup> su getirmiş. Bunların bir çoğu Fatih tarafından yapılmıştır.

### İstanbul'un Su Gereksinmesi

İSKİ'ye göre İstanbul'da beklenen nüfus artışına göre gereken su miktarının yıllara göre dağılımı şöyledir (Eroğlu., 1994).

Yıl	Nüfus	Gereksenen Su Milyon m <sup>3</sup>
1990	7	2.09
1995	8.6	2.5
2000	10	3-3.5
2010	13.4	3.8
2020	16	4.5



Ancak, kayıt dışı nüfusu ile 1994'te 10 milyonu bulan İstanbul'da günlük su kullanımı 3.6 milyon m<sup>3</sup> bulmuştur. Oysa bu durum İSKİ'nin 2000 yılında yakalamayı düşündüğü hedefidir.

#### Yüzeysel Su Kaynakları

Büyük İstanbul'da yüzeysel sularından su sağlama alanı genişliği, batıda Bulgaristan sınırında Kırklareli'nden Istrancalar boyunca, doğuda Bolu-Zonguldak sınırına kadar uzanır. Su kaynakları; dereler, göller, göletler, baraj ve bentler, deniz ve yeraltısuyu kaynaklarıdır. Su sağladığı ve tasarladığı havzalar; Büyükçekmece Gölü, Terkos Gölü, Alibey Toplayıcısı, Ömerli, Elmalı ve Darlık Barajı Yeşilyadı, Kuzey Istranca Dereleri, Yeşilçay, Sazlıdere-Kirazlıdere-Kabakoz-Alacalı-Büyükmelen barajları ve havzalarıdır. Buna göre İstanbul su kaynaklarının kapasitesi m<sup>3</sup>/yıl olarak izleyen gibidir.

Duru Su Gölü	120.000.000.
Bentler ve Su Yolları	15.000.000.
Elmalı Bentler	18.000.000.
Uzuncadere Kuyuları	6.000.000.
Alibeyköy Barajı	39.000.000.
Ömerli Barajı	180.000.000.
Büyükçekmece Barajı	100.000.000.
	478.200.000. m <sup>3</sup> / yıl
	1.310.000 m <sup>3</sup> / gün

1994 geliştirilen projeler uyarınca yüzeysel su kaynakları ve artırılmış su tutma oranları şöyledir (Eroğlu, 1994)

	m <sup>3</sup> / gün
Istranca Dereleri 1. Kademe	82.000 İSKİ
Istranca Dereleri 2. Kademe	220.000 İSKİ
Sazlıdere Barajı	140.000 DSI, KOİ
Yeşilçay Regülatörü	400.000 DSI
Kirazlıdere Barajı	274.000 DSI
Büyükmelen Regülatörü	660.000 DSI
Büyükmelen Barajı	3.400.000 DSI
<b>Toplam</b>	<b>5.176.000 m<sup>3</sup> / gün</b>

#### Kente Su Dağıtım

İSKİ'nin günde 0.600 ile 1200 milyon m<sup>3</sup> lük kente verdiği suyun %50'si eskiyen şebekelerde yitmektedir. Bunun %10'u araya giriş yaparak kaçak su alımı ile %90'ı ise toprağa sızma ile yitmektedir. Ancak su fazla olsa bile, bugün için İstanbul şebekesinin dağıtabileceği su miktarı 1.500.000 m<sup>3</sup> tür. Döşenmiş toplam su şebekesi boyu 5000 km. dolayındadır.

#### Ormanlarda Su

İstanbul'da yağışın 0.8 m/m<sup>2</sup> ile en fazla düştüğü yer Belgrad ve Şile-Elmalı ormanlık alanlarıdır. Su üretim fabrikası gibi davranan ormanlardan ABD'de su üretiminin %75'i karşılanmaktadır. Ormansız alanlar çıplaksa, yağıştan yararlanma oranı %10'dur. (Şengönül, 1994). Orman toprağı kendi ağırlığının 5-6 katı su tutabilir.

Ancak orman örtüsünün erozyonu önlenemezse, orman su tutmaz. Göç, ve kaçak yapılaşma nedeniyle orman alanları hızla daralmakta ve pınarlar birer birer kurumaktadır. Yağışı artırmak için 1991-1993 yıllarında denenen bulut tohumlama ile yağış artışı ortalama %24 olmuştur (Incecik, 1994). Ancak, yapay tohumlamanın Türkiye gibi kurak yerlerde olumlu sonuç vermesi beklenmez.

#### Yeraltısuları

İstanbul'da günlük atık su 3.600.000.m<sup>3</sup> dolayındadır. Bunun 600.000 - 1.500.000. m<sup>3</sup> İSKİ kaynaklarının geri kalan 2.600.000 m<sup>3</sup> ise özel girişimcilerin yeraltında açtığı kuyuların ya da taşkınlarının atıklarıdır. Diğer bir deyimle, İstanbul'da kullanılan suların % 73'den fazlası özel girişimce, yeraltından % 27'den azı belediyelerce üretilmektedir. İstanbul'da açılan kuyuların ortalama %30'u DSI denetimi altında izli su havzaları içinde %70'i kaçak ve izinsiz açılmaktadır ve herhangi bir kayıtları yoktur. Bunların ortalama %10-15'i İSKİ tarafından atıksu denetimi altındadır. DSI 1970' den beri İstanbul'da araştırma yapmamıştır. (Atalay, 1994). Önceki yapılan çalışmalara göre bazı su toplama çukurlarının kapasiteleri şöyledir (Şekil 1) (Atalay, 1994).

Çukur	Milyon m <sup>3</sup>
Bakırköy-Yeşilköy doğusu	13
Bakırköy Yeşilköy batısı	3
Kartal-Küçükyalı arası	4.5
Küçükköy-Paşaçayırı arası	6.6
Kağıthane deresi	3.2
Çatalca-Terkos	0.5
Yalıkavak	0.45
<b>Toplam</b>	<b>31 milyon m<sup>3</sup></b>



Şekil 1: İstanbul yeraltı suyu verim haritası

Figure 1: Groundwater pay map of İstanbul

İstanbul'da en çok su veren jeolojik birimler; Rumeli yakasında Eosen yaşlı erime boşluklu kireçtaşları (15 ile 40 lt/sn), Miyosen yaşlı Çukurçeşme formasyonu (kum, çakıl) (1 ile 4 lt/sn), Anadolu yakasında; Silüriyen yaşlı İstinye kireçtaşları (1-5 lt/sn), ayrışik granitler (0.5-3 lt/sn) dir. Öz olarak sular karbonatlı kayalar ve kırıntılı birimlerde yer alır.

İstanbul'da yeraltı suyu üretmek için çalışan delgi makinası sayısı 120 tanedir. Yılda açılan kuyu sayısı 2000, ortalama kuyu çapı 20 santimetre, boyu 200 metre, yılda toplam delme boyu 400 km dir. Bu güne kadar açılan toplam kuyu sayısı 20000 olduğu tahmin edilmektedir. Bir kuyunun ortalama verimi  $Q=1.5$  lt/sn ya da  $130$  m<sup>3</sup>/gündür. Buna göre günde yeraltından üretilen su 2.600.000. m<sup>3</sup>/gündür. Derin kuyuların yerlerinin seçiminde hidrojeolojik ve jeofizik arama teknolojisinin kullanma oranı % 12, açılan kuyularda verimi arttırmak için çekilen jeofizik kuyu logu oranı %2 dir. O nedenle araştırmaya yapılan yerlerde, o arazinin maksimum verimi elde edilirken, diğer yerlerde kuyular ya az su vermekte ya da kuru çıkarak ulusal değer yitimi olmaktadır. Bakırköy çukurundan 1986'da çekilen su 16 milyon m<sup>3</sup>/yıl dir. Bu hızla üretim sonucu, İstanbul'un Zeytinburnu, Bakırköy, Ataköy gibi önemli su havzalarında yeraltısuyu yılda 2-3 metre düşmektedir. Yapılan, hesaplara göre 2005 yılında Halkalıderede 200-250 metreye kadar su kalmayacaktır.

Özel girişimcilerin yeraltından ürettikleri su miktarı İSKİ üretiminin 1.6 katı fazladır. Diğer bir deyimle gerçekte yeraltısuları, toplam kullanılan suyun %73'sidir. Bu oran A.B.D. de %50, Almanya'da %60 dolayındadır. Özel suların; %70'i sanayide, %20 evsel kullanımda, %5'i sulamada %5'i tarımsal amaçlı kullanılmaktadır. Açılan kuyuların salt %20'si için sağlık kuruluşlarından nitelik ve kirlenme durumu belgesi alınmaktadır.

Sanayinin en çok %10-15'inde arıtım dizgeleri vardır. Sanayi ve evsel atıklarla kirlenen sular derelere, dere

yataklarına, yeraltına, göle, denize ya da kanalizasyon dizgelerine atılmaktadır.

### Sarnıçlama

İstanbul'un nüfus artışına bağımsız olarak su gereksinmesini önemli ölçüde karşılayacak ve durulan su havzaları ve kuruyan kaynakların yerini alacak çözüm; yağışları (yağmur ve kar) toplayan sarnıçlardır. İstanbul'da m<sup>2</sup>'ye düşen ortalama yıllık yağış miktarı 0.6 m<sup>3</sup> dir. Kuraklık indisi 20 ile 30, güneşlenme süresi 2500-2750 saattir. Akdeniz iklim kuşağındaki İstanbul'da en az yağış Nisan-Eylül ayları arasında (0.04 ile 0.03 m<sup>3</sup>/ay), en çok yağış ise Ekim-Mart arasında (0.06 ile 0.122 m<sup>3</sup>/ay) düşer.

Aylar	Yağış (mm)	Yağış (%)	Ortalama Sıcaklık °C
Ocak	88	11.8	5.5
Şubat	69	9.5	5.5
Mart	51	6.4	6.9
Nisan	41	5.6	11.3
Mayıs	30	4.1	16.2
Haziran	33	4.5	20.7
Temmuz	28	3.9	23.2
Ağustos	41	5.6	23.4
Eylül	51	7.0	19.6
Ekim	62	8.5	15.6
Kasım	102	14.0	11.8
Aralık	122	16.8	8
Top	726	100	Ort. 14

Dikkat 2: Gütepe gözlem evsinde 48 yıllık aylık ortalama yağışlar, aylık ortalama sıcaklıklar

Yağışı az olan zamanda sıcaklık ve suya gereksinme çok, çok olan zamanda sıcaklık düşük suya gereksinme ortadır. Düşen yağışın bir kısmı buharlaşma-terleme (BT), kalanı sellenme ile yitmekte ve yaklaşık %10-%15'i toprağa sızmaktadır.

Düzeltilmiş BT nin yıllık toplamı 0.79 m dir. Ancak yıllık gerçek BT 0.5 m. hesaplanmıştır. Ekim ayından başlamak üzere Mayıs ayı sonuna kadar ortalama yağış BT değerlerinden yüksektir. Haziran ayında 0.125 m lik BT nin ancak 0.8 m.si gerçek BT olabilir, 0.047 m. su noksanı vardır. Su noksanı Temmuzda 0.097 m., Ağustosta 0.011 m. ve Eylülde 0.041 m. olarak hesaplanmıştır.

Aralık, Ocak, Şubat, Mart, ve Nisan aylarındaki su fazlası ya da sellenme miktarı 0.17 m. görülmektedir. Buna göre, bölge için yıllık toplam ortalama yağışın



BT-0.5 m.lik kısmı buharlaşma terlemeyle atmosfere dönmektedir. Geri kalan 0.17 m. su fazlası (%25) yeraltına süzülür ve (%25)'i sel olarak akar. Ortalama göreceli nem %70 dir (Ercan, 1987)

Bu bilgilere göre 6000 km<sup>2</sup> lik yüzey alanı olan İstanbul'a yılda düşen ortalama yağış 3.6 Milyar m<sup>3</sup>/yıl, günlük ise 9.8 milyon m<sup>3</sup>/gün'dür. Yağışın %24'ü tarım alanlarına (2.9 Milyon m<sup>3</sup>), %50 si (5 milyon m<sup>3</sup>) orman alanlarına, %4'ü (0.4 milyon m<sup>3</sup>) otlaklara, % 25'i (1.5 milyon m<sup>3</sup>) yerleşim alanlarına, %1'i (0.1 milyon m<sup>3</sup>) göl, gölet, baraj yüzeyine düşer. Bu yağışın 4.8'i buharlaşır, ençok 2.5 milyon m<sup>3</sup>/günü yeraltında toplanır, 2.5 milyon m<sup>3</sup>/günü yüzey akışına geçer. Yüzey akışına geçen bu suyun sadece %15'lik kısmı (0.375 milyon m<sup>3</sup>/gün). Ömerli, Elmali, B.Çekmece, Darlık gibi havzalarda toplanırken gerisi 2.125 m<sup>3</sup>/gün yüzey akışı ve derenajlarla denize akarak yitirilir. Yitirilen bu su miktarı kişi başına 200 lt/gün hesabıyla 11.000.000. kişinin su gereksinmesini karşılayacak düzeydedir.

Osmanlı ve Bizans döneminde İstanbul, su gereksinmesinin çoğunu bu suları evlerinin altına ya da bahçeye yaptıkları sarnıçlarda toplayarak karşıları. Yaklaşık 11.000 km yolu bulunan İstanbul'un, yıllık ortalama göre sokaklarında toplayacağı su miktarı 20 milyon m<sup>3</sup>, yolların her iki tarafındaki saçakların toplayacağı su miktarı ise 200.000.000. m<sup>3</sup>/yıl ya da 550.000 m<sup>3</sup>/gün dür. Bu ise, İSKİ'nin İstanbul'a verdiği suya eşittir. Saçaklarda biriken sular oldukça yumuşaktır. Yağmur suyu içindeki olası kurşun ve kurum 5-10 mikronluk kartuş ve reçine süzgeci ile durdurulur. Koliform bakteri, koku, klor tadı, fazla klorür aktif karbon filtresi ile giderilebilir ya da ultra viyole bakteri giderici olarak kullanılabilir. Yol sularındaki bakteriler patojen yararlı bakteriler ile akaryakıt ve yağ katkıları köpük ile yağlar çözültürülerek giderilebilir. Evdeki arıtmanın toplam gideri 10-15 milyon TL içindedir.

### Yeraltısularının Kirlenmesi

Dünya sıralamasına göre Türkiye kirliliği su kullanan ülkeler arasında sayılmaktadır. Yeraltısularının kirlenmesi; Tuzlaşma, kimyasal, biyolojik ve radyoaktif türlerin yeraltısuyuna karışımı, biçiminde görülür.

Tuzlaşma; delgilerin tatl-tuzlu su sınırı geçmesi, tuzlu su kuşaklarının bilimsel yöntemlerle önceden belirlenmemesi sonucu, tatl yeraltısularını tuzlaştırarak kullanılmaz duruma getirmesidir. Eminözü-Küçükçekmece, Kadıköy-Pendik arasında yaklaşık 100 metrelik deniz kuşağı boyunca 30 ile 120 metre derinliklerde, özellikle erime boşluklu kireçtaşlı kesimlerde görülür.

Kimyasal ve biyolojik kirlenme ise atık suların doğal bir alıcı ortamı olan, kanalizasyon gibi akan kirlili derelerden

yeraltısuyuna sızma ya da delme ile katılan sularla oluşur. Böyle kirlenmiş kuşaklardaki sular, yeraltısuları düzeyi her yıl yaklaşık 2.5-3 metre çekildikçe derine sızarak yeraltısularını kirlendirir. Ya da kirlenme kuşakları içinde açılan ve yüzey suları yalıtılmayan kuyularda kirlili sular delgi boyunca yeraltısuyuna karışmaktadır.

İstanbul'daki 42 derenin %70'e yakını kirlili ve ıslah altında değildir. Derelerin ve kuyuların denetim altına alınması ile kirlenme büyük ölçüde engellenebilir. Özellikle çökel çukurlarında açılan ve yüzey katmanı yalıtılmayan kuyularda, yüzey kirliliği zamanla yeraltı su yataklarına değin inerek yatakları kirlenmektedir. Halkalıdere içinde açılan kuyularda kuyunun ilk 40-50 metresi yalıtımlı olmaması ve bu nedenle kuyuların kimyasal atıklarla kirlili dereden sızan sularla beslenmesi sonucu kirlenme derinliği 150- 200 m'ye kadar inmiştir (Şekil 2)



Şekil 2: İstanbul yeraltı suyu kirlenme haritası.

Figure 2: Groundwater contamination map of Istanbul.

Tutturulmamış birimlerde kil ve marın varlığı, geçirimsiz oldukları için sızdırmazlık perdesi yaparak kirlenme derinleşmesini sınırlandırabilirler. Kayasal birimlerde ise kilitli gibi metamorfik ya da granit gibi magmatik kayalar geçirimsizlikleri nedeniyle kirlenmeyi engelleyebilirler. O nedenle, sızdırır ve sızdırmaz katmanların sıralarına, konumlarına, eğimlerine, kıvrım ve kırıklarına, yanal ve düşey geçişlerine, boyutlarına gözeneklilik boyut, tür ve dağılımlarına, su geliş yönlerine, yeraltı katman eğimleri, kirlenme kaynaklarından uzaklıklarına, kirlenme yayılımına bağlı olarak kirlenme oranı değişir. Kirlenmeye aday alanların boyutları, derinlik ve yerleri sıralanışları yanal ve düşey geçişleri jeolojik ve jeofizik araştırmalarla belirlenebilir. Kirlenmiş kesimler ise yeraltında oluşturaları iyon yoğunluğu miknatizasyon ve radyasyon özellikleri ile jeofizik yöntemlerden polarizasyon, magnetik ve radyoaktivite yöntemleri ile belirlenebilir.

Bakırköy kireçtaşları Eminözü'nden Büyükçekmece'ye kadar geniş bir alanda görülür. İçindeki sular 10 ile 40 metre arasındadır. Özellikle Esenyurt (Büyükçekmece)



Firuzköy (Avcılar), Cumhuriyet-Cennet Mahallesi (Küçükçekmece), Merter, Bahçelievler (Bakırköy) deki suları kimyasal ve evsel atıklarla oldukça kirlenmiştir. Bu kesimlerde cilt, göz, buğursak hastalıkları yaygındır. Bu sular Firuzköy'de sulamayı engelleyecek derecede kirlidir. Osmanlılar'dan kalma birçok çeşme ve pınar sularını Bakırköy ve Çukurçeşme formasyonlarından alır. Sanayileşmiş alanlarda bu çeşmeler kullanılmaz durumdadır. Kemerburgaz çöplüğü, su üreten Çukurçeşme formasyonu üzerinde, Yakacık çöplüğü İstanbul'da en güzel içimlik suları veren kuvarsitler, Tuzla Çöplüğü arenitin yumuşak suları üzerindedir.

Soğucak kireçtaşı daha çok Avrupa yakasında ve Çekmece göllerinin kuzey, kuzey-batısında yer alır. Derinlikleri 60 ile 100 metre arasındadır. Altınşehir, Halkalı dışında suları pek kirlil değildir. Ancak, Halkalı çöplüğü bu formasyon üzerinde oluşturulduğundan bu kesimdeki su yatakları tamamen kullanım dışı kalmıştır. Ayrıca bu çöp sızıntısı çok varlıklı Nakkaşdere sularını da kirlenmiştir. Ayamanı deresi çevresinde bu formasyon içine açılan kuyular içine yüzey kirlenmesi karışmıştır. Kirlenme derinliği 100 ile 150 metreye değin ulaşmıştır.

Marmı kireçtaşları İstinye, Adalar, Fenerbahçe, Göztepe, Bostancı, Kartal, Pendik, Gebze'ye uzanır. Gebze'de Çayırova'da 100-150 metreye kadar tuzlulaşmıştır. Suadiye, Göztepe, Bostancı, Fenerbahçe'de 130-150 metre derinlikte bile kuyuların %80'ninde bakteriye rastlanmıştır. Şehir şebeke sularında kirlilik depolarda ve bonz hatlarında olmaktadır. Özellikle turistik sahil otelleri ve yazlıklarda tuzluluk 1200 ile 3000  $\mu\text{S}$  arasında değişmektedir.

Ortaköy, Ulus, Akadlar, Etiler, Taksim, Kadıköy, Erenköy, Suadiye, Bostancı dolayındaki kuyuların çoğundan Nitrit ( $\text{NO}_2$ ) ve yer yer Amonyak çıkmıştır.

#### Havzalarda Yüzey Suları Kirlenmesi

1988 yılı Su Kirliliği Denetimi Yönetmeliğinin 16'ncı maddesi gereği olarak, su toplama havzalarının ilk 300 metresi mutlak, 300-1000 metre arası kısa uzaklık, 1000-2000 metre arası orta uzaklık, 2000 metre ile su toplama havzası sonu arası uzun uzaklık koruma olarak tanımlanır. Bu gibi kesimler ağaçlandırılarak İSKİ, Çevre, Sağlık ve Sosyal Yardım, Turizm ve Kültür Bakanlıkları ile belediyelerce korunur ve denetlenir.

Ancak, İstanbul'da çarpık kentleşme, amansız göçün önlenememesi, planlamatin yerleşim hızının ardında kalması sonucu 8 milyonluk İstanbullunun 1 milyonu su havzaları içine yerleşmiştir. Havzalarda kurulan sanayi tesisleri sayısı 1000'e yakındır. Bunların %41'i metal, %14'ü kimya, %9'u tekstil, %5'i mermer, %3-4'ü benzin istasyonu, %27.5'u diğer iş kollarıdır. İstanbul'un suyunun %32'sini karşılayan Ömerli Barajı çukurunda Sultanbeyli, Alemdağ, Büyükbakkalköy,

Yenimahalle, Kartal, Sultançiftliği, Yenidoğan yerleşim alanları, ile 261 tane sanayi tesisi yer alır. Göçmendere Ozandere ve Şalgamdere bu gölü kirlenmiş suları ile beslerler. Bu göldeki azot ve fosfor oranı sınır değerinin 2-2.5 katı fazladır. Ömerli Baraj Gölü'nde evsel atıklar ve besi çiftlikleri kaynaklı amonyum azotu kirliliği, organik kaynaklı kirlenme, ağır metal, katı madde, bakteriyolojik kirlilik ve azot-fosfor miktarları "tehlikeli boyutlarda" ya da sınırların çok üstündedir. Karadenizden su basma sonucu Terkosta aşırı bir iyod birikimi başlamıştır.

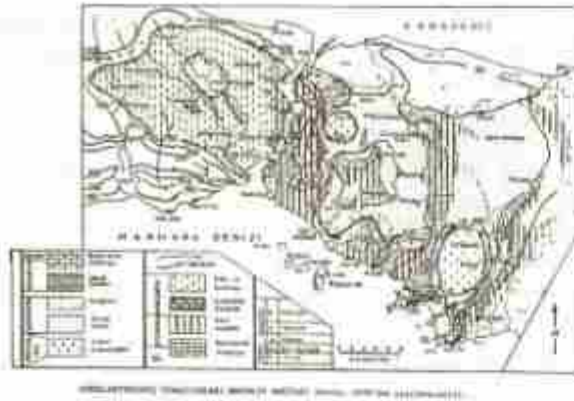
Alibeyköy havzasını 50 bin nüfuslu Atatürk Çiftliği sentinin kanalizasyonu ve Kemerburgaz atıksuları ile kirlenmektedir. Büyükçekmece havzası, Ahmetli köyü, Tepecik AK Çimento Fabrikası, Hava Alanı ve TEM yolunun tehdidi altındadır.

DSİ ve İSKİ'den edinilen bulgulara göre Budakdere, Dudullu, Ömerli, Köydere, Sazlıdere, Şamlar, Elmali Barajı Dolusavak önlü, Çatalca Karasudere ve Büyükçekmece Gölü'nde insan ve hayvan atığının üst düzeylerde.

Darlık ve Alibeyköy barajları, Terkos Gölü, Ömerli Paşaköydere ve Karasudere amonyak yönünden çok az değerler içermektedir. Başka bir deyimle Budakdere Dudullu suyu Darlık Barajı'ndan 50 kat düzeyde amonyak içermektedir. Ömerli Köydere'nin Ömerli Paşaköydere'den 15 kat amonyak içermektedir. Elmali Barajı'nda Terkos'tan 10 kat daha fazla amonyak vardır.

Amonyak-Azot ise Büyükçekmece Gölü arıtma tesisleri önünde, Terkos Gölü ortasından 36 kat fazla saptanmıştır. Büyükçekmece Gölü Tepecik Deresinin, Terkos Gölü DSİ su alma yapısı düzeyinden 30 kat, Alibeyköy-Pirinççi Köyü'nde de son sözü edilen yerden 20 kat amonyak-azot düzeyi içerdiği belirlenmiştir. Büyükçekmece Gölü, Terkos, Ömerli Ozandere, Sazlıdere Şamlar suyundaki fosfat düzeyinin yüksek olduğu belirlenmiştir. Büyükçekmece Çakıldere-Tepecik suyunun Terkos ve Elmali derelerinden 10 kat sanayi atığı krom kromat içerdiği belirlenmiştir. Büyükçekmece Gölü'ne akan bazı derelerde diğer havzalara göre daha fazla kurşuna rastlanmıştır. Sularda bulunması gereken fenol türevlerine Büyükçekmece, Alibeyköy, Ömerli, Elmali barajlarına akan derelerde rastlanmıştır.

Su havzalarında ayrıca kadmiyum, nikel ve bakteriyel kirliliğe de rastlanmıştır.



### Su Kirliliğinin Sağlığa Etkisi

Kirli sular başlıca tifo, dizanteri, deri, mide, boğaz ve göz, kalp, böbrek, karaciğer, beyin hastalıklarına neden olmaktadır.

Amonyak ( $NH_4$ ): mideye inince asidik bir yapı kazanmaktadır. Asidik olan bu bileşiğin alınması sonucu boğaz, yemek borusu, mide ve bağırsak sistemi tahriş olarak, bulantı, kusma, mide ağrıları yanı sıra metabolik asidoz gelişimine de neden olarak, ciddi klinik olaylar yaratabilir. Sonuçta beyin, karaciğer ve böbrekte hasar oluşabilir. Çok az düzeylerde olsa bile, duyarlı kişilerde alerjik deri döküntüleri ortaya çıkabilir. Amonyak ile bulaşık sularının klorlanması sonucu oluşan kloraminlerin kanserojen etkisi de tartışma konusudur (Cumhuriyet 12.7.1994).

Amonyak ( $NH_4$ ) - Azot (N) ve Nitrit ( $NO_2$ ) varlığı ve uzun süre alınması nitritlerle görülen gıda zehirlenmesi olayına benzer bir durum ortaya çıkarabilir. Bu durumda deride kızarma, yanma, kusma, baş dönmesi kan basıncında belirgin düşme, morarma ve solunum felci gelişebilir.

Fosfat (F) varlığı; terleme, ağızda salya artışı, göz yaşarması, kusma, ishal, kaslarda seyrime, epifoksi, nefes darlığı, bulanık görme, şiddetli baş ağrısı ve hatta yoka neden olduğu bilinmektedir.

Krom (Cr) varlığı; şiddetli karın ağrısı, kusma, şok ve yanı sıra böbrek bozukluğuna yol açtığı bilinmektedir. Deriyle temas sonucu da egzama, deride yaralar, buruna çekilmesiyle burun zarında yaralar ve delinmeler gelişebilir.

Kurşun (Pb) varlığı; beyin, böbrekler, karaciğer, mide bağırsak sistemi ile kemik iliğine yerleşek bu organların bozulmasına ve buna bağlı hastalıklara neden olduğu bilinmektedir.

Fenol bileşenleri; Bu bileşiklerin alınması sonucu beyin ve dolaşım sisteminde bozukluklar, böbrek yetersizliği, yutak ve boğazda şiddetli yanma, susama, bulantı, kusma, mide kanaması, idrarda azalma, kaslarda kramplar, şok solunum durması gelişir.

Flörür, floröz hastalığına neden olmaktadır. Nitrat midede, mide asidi ile belirli orana kadar yok edilebilir. Ancak, çok olması durumunda nitrite çevrilirken bu da kesin toksik maddedir (Özer, 1994).

Köli basili; başlıca ishal ve çeşitli bulaşıcı hastalıklara ateş, bay dönmesi, halsizlik, bulantı, terleme, aşırı bitkinliğe neden olabilir. Kaynak sularından gelen klepsiyola virüsü mide ve bağırsaklara yapışıp, vücudun zayıfladığı zamanlar harekete geçer.

Klor (Cl) dozu uygun ayarlanmazsa ve klorlu su 1 saatten az bekletilerek kullanılırsa sinir sistemi bozukluğu, böbrek ve idrar yolu hastalıkları ve kansere yol açabilir (Metz, 1994).

Sodyum (Na). Tuzlu ve yumuşatılmış sulara vardır. Damar sertliği, kalp rahatsızlığı, aşırı kilo yaratabilir. Bebeklerde ölüme neden olabilir.

Sulardaki sertlik ( $Fr^\circ$ ) su içinde erimiş kalsiyum ve magnezyum iyonlarından kaynaklanır. Bu iyonlar yıkama esnasında sabunların bileşimindeki alkalilerde yer değiştirerek, suda çözülmeyen yeni bileşikler oluştururlar. Kimyasal etkileşim sürecinde, sert sulardaki bir kısım kalsiyum ve magnezyum yeniden çöker. Su ısıtılır ya da basıncı azalırca çökeltme hız ve oranı daha da artar. Böylelikle sert suların dokunakta olduğu bütün su tesisatında zamanla bir tortu birikir ve bu tortu donanımı bozar.

Aynı olay nedeniyle, su içinde sert suların bulunduğu kuyularda filtre yarıkları çok kısa sürede kireç tortu ya kabukları ile tıkanır ve kapanır, kuyu su vermez olur. Sulardaki sertlik, geçici sertlik (karbonat sertliği) ve sürekli sertlik (karbonat dışı sertlik) diye iki kısma incelenir. Bu ikisinin bir arada bulunmasına toplam sertlik denir. Toplam sertlik içindeki sertliğin, bir yumuşatma işleminden geçirilmesi ile yok edilmesi olasıdır. Yumuşak sular 0-15  $Fr^\circ$  sertliğinde, orta sert sular 15-30 $Fr^\circ$ , sert sular 30-50  $Fr^\circ$  sertliğindedir. 30 $Fr^\circ$   $Fr^\circ$ 'dan yüksek sularda tortu ve kabuk bağlama özellikleri fazladır, buna karşın zorunlu durumda kullanılabilirler. 50  $Fr^\circ$ 'dan yüksek olan sular ise kullanılamaz. Deniz suyunun sertlik derecesi 295  $Fr^\circ$ 'dir. Suyun sertliğinin 30 $Fr^\circ$ 'yi aşması durumunda, yumuşatma işleminden geçirilmesi gereklidir.

İstanbul'un suları çoğunlukla sert-orta sert sulardır. Çavuşbaşı ve Balçık granitarenitlerinden gelen sular 2 ile 8 $Fr^\circ$ , Miyosen kum çakıllarından 20-30 $Fr^\circ$ , kuvarsitlerden gelen 1 ile 5 $Fr^\circ$ , grovakta 40-50 $Fr^\circ$ , karbonatlı şeyde 50-55 $Fr^\circ$ , kireçtaşlarından gelen sular 45-60 $Fr^\circ$  dolayındadır. EC elektrik iletkenlikleri ise 700±200 mikro Siemens arasında değişir. İstanbul'un sularının genellikle 30 $Fr^\circ$  üzerinde olması yumuşatma işlemi gerektirir. Ancak bu yumuşatma sırasında Na iyonunun yükselmesi gözönünde bulundurulmalıdır.



Maddeler Adı	İzin Verilen Oran	Ençok Olabileceği Oran
<b>1 - Zehirli Maddeler</b>		
Kurşun (Pb)	-	0.05 mg/l
Selenyum (Se)	-	0.01 mg/l
Arsenik (As)	-	0.05
Krom (Cr <sup>6+</sup> )	-	0.05
Siyanür (Cn)	-	0.2
Kadmiyum	-	0.01
<b>2. Sağlıkta Etki Eden Maddeler</b>		
Florür (Cl) (F)	1.0	1.5
Nitrat (NO <sub>3</sub> )	-	5
Çizge (Hg)	-	-
<b>3. İçilebilme Özelliğine Etki Eden Maddeler</b>		
Renk	5 Birim	50 birim
Bulanıklık	5 Birim	25 birim
Koku ve tad	Kokusuz normal	Kokusuz normal
Buharlaştırma kalitesi	500 mg/l	1500 mg/l
Demir (Fe)	0.3 mg/l	1.0 mg/l
Mangan (Mn)	0.1 mg/l	0.5 mg/l
Bakır (Cu)	1.0 mg/l	1.5 mg/l
Çinko (Zn)	5.0 mg/l	15 mg/l
Kalsiyum (Ca)	75 mg/l	200 mg/l
Mağnezyum (Mg)	50 mg/l	150 mg/l
Sülfat (SO <sub>4</sub> )	200 mg/l	400 mg/l
Klorür (Cl) Na	200 mg/l	800 mg/l
pH	7.0-8.5 mg/l	6.5-9.2 mg/l
Bakiye klor	0.1 mg/l	0.5 mg/l
Fenolik maddeler	-	0.002 mg/l
Alkil benzil sülfonat	0.5 mg/l	1.0 mg/l
Mg+Na <sub>2</sub> +SO <sub>4</sub>	500 mg/l	1000 mg/l
<b>4. Kirletmeyi Belirten Maddeler</b>		
Toplam organik maddeler	3.5 mg/l	-
Nitrit	0	0
Amonyak	0	0

**Dikkat:** 1- Türk ölçülerine TSE 266 (standartlarına) göre içme sularının fiziksel ve kimyasal özellikleri.

#### Su Arıtma ve Denetim

Sulardan alınan örneklerin çözünleme sonuçları ayrı deneyliklerde ayrı sonuçlar vermektedir. Kent içindeki sular, ya toprağın halihazırda kirliliği ya da kuyu ağızları yalıtılmadığı için genellikle NH<sub>4</sub>, NO<sub>2</sub>, bakteri kirliliği ile karşılaşmaktadır. Kendi kuyusunu kazınlarında su sağlığı denetimi kendilerince, ancak kaynak suları denetimi üç ayda bir sağlık il müdürlüğü görevlilerince yapılır (Aslantürk,1994). Kaynak yerleri de, sağlık kurulunca yılda iki kez incelenir. Kaynaktan su satış

yerlerine ulaştırılan sular depolandığından itibaren bir iki saat içinde mikrop gelişmektedir. O nedenle, kaynak suyu paslanmaz çelikten tankerler taşınmalı ve suyun ışın geçirme özelliği (transmission) belirlenmelidir. Satış öncesinde, depodan çıkan su bir mikron boyutlu kum süzgecinden geçirilip ozon tankında ozonlanmalıdır. Bunun çıkışında ise su, ışık geçirme özelliği ve suyun debisine ayarlanmış ultraviyole ışığından geçirilerek mikroplardan arındırılmış biçimde içime sunulmalıdır.

Suyun yumuşatılması, minerallerinin eksilmesine ve sodyumun (Na)'nın artmasına neden olduğundan kalp rahatsızlığına ve bebek ölümlerine neden olabilir. Oysa, İstanbul dolaylarında kaynak suları miktarı sınırlı olduğundan, yanına açılan kuyulardan çıkan sular yumuşatılarak, çoğunlukla karışık olarak satılmakta ve arındırma işlemi gelişigüzel yapılarak halk sağlığı tehdit edilmektedir.

İçinde nitrit bulunan sular, zehirli sulardır. Bu gibi suya, oksijen vererek içindeki nitrit, nitrate dönüştürülebilir.

#### Su Üretimi Ekonomisi

Dünyada her yıl, suya yapılan yatırım 80 milyon, sigara üretimine 124 milyon, ve silahlanmaya 1.5 milyar dolardır (Altuğ, 1994)

Güneş ışığı ve hava satılmayan ancak su satılan, kazanç sağlayan bir maldır. Yatırım maliyeti, kaynak yerinin satın alınması, kaynak yerinin araştırılması (jeofizik+hidrojeolojik), kaynak geliştirme ve çıkartma işlemi, biriktirme ve yükleme kurguları giderlerinden oluşur. Satış maliyetine ise; kaynaktan satış, satış yerine ulaştırma, arıtma ve akıtma işlemleri etkiler.

Yüzey (göl, dere) sularından elde edilen suyun maliyeti İSKİ'ye 15.000 TL/m<sup>3</sup> (0.5 ABD doları/m<sup>3</sup>), İSKİ'nin konutlara satışı ise 10 m<sup>3</sup>'e kadar 23.000 TL/m ya da (0.74 ABD doları/ m<sup>3</sup>) tür 20 m<sup>3</sup>'e kadar 46.000 TL dir (26.6.1994 Tayyip Erdoğan).

Yeraltısuları için 200 metrelik bir derin kuyu maliyeti, Anadolu yakasında 600 Milyon TL, Rumeli yakasında 400 milyon TL (13.300 Dolar) dir. Kuyunun kendini ödeme süresi çıkan debi ve kullarıma göre değişir. Bu değer sanayide 1.5 ile 3 ay, konutlarda 3 ay ile 8 aydır. Dolayısıyla, yeraltısuyu kullanımı çok ekonomik ve çok güvenli olup, su bağımsızlığı sağlar.

İşletim amacı ile açılan kuyularda ise 1 m<sup>3</sup> lük suyun satışı 150.000/200.000 TL/m<sup>3</sup> tür. Bu tür satış yapan firma sayısı 125-150 dolayındadır. Bunlar tankerlerle konut ya da fabrikalara düşük nitelikli zaman zaman belirsiz oranda kirliliği su dağıtmaktadırlar.

Diğer su kaynağı ise 1993'den beri yeni bir iş koluna dönüşen kaynak suyu satış yerleridir.1994'te bunların sayısı 3000 dolayındadır. Her birinin günlük satış oranı 10 ile 60 m<sup>3</sup>/gün, satış fiyatları 1000-1200 TL/m<sup>3</sup>



(0,003 Dolar/lit) ve peşindir. Suların satış noktasına geliş fiyatı 250 ile 500 TL/m<sup>3</sup>'dür. Sular İstanbul'un kuzeyindeki ormanlık araziden, ya da İzmit, Adapazarı, Bolu, Bursa dolayından gelmektedir. Kaynak suyu üreten ve taşıyan işletmelerin maliyetleri ise 100 ile 200 TL/m<sup>3</sup>, üretim miktarları ise 100 ile 1000 m<sup>3</sup>/gün dolayındadır. Bu sular hem üreten ve hemde tüketen için çok ekonomiktir.

Su işinde kar, %20 ile % 120 arasındadır. Su işinde İSKİ ve özel sektör haksız rekabet içindedir. İSKİ, büyük yatırımlar yaparak 1 m<sup>3</sup> suyu 23.000 TL'den satarken Özel sektör yatırım yapmadan 1 m<sup>3</sup>'ü 5.000.000 TL den ve çoğu kayıtsız satmaktadır. Bu yolla vergi kaçağı 5 trilyon TL dolayındadır (Altuğ, 1994).

Su dağıtımının denetlenememesi, su kayıp ve kaçakları, kaçak su kullanma nedeni ile devlet kasasına her yıl 17 trilyon TL girmemektedir. Oysa vergilendirilmemiş su satışında günde dönen paralar 10 ile 20 milyar TL dolayındadır. Satılan suların İSKİ atık su parası almamakta, kaynak içme, ve kullanım suları devletçe vergilendirilmemektedir.

Suya olan isteğin artışı, özel sektörün suya yatırımını kamçulamıştır. Özel sektör suları, çoğunu su havzaları içinde ya da ormanda yer alan İstanbul'a yakın arsa ve tarlalardan sondaj ya da bostan kuyuları ile üretmektedir.

## SONUÇ VE ÖNERİLER

İstanbul'da 1994 yılında kullanılan su miktarı 3.600.000 m<sup>3</sup>/gün'dür. Bu suyun 600 ile 1.000.000 m<sup>3</sup> ü İSKİ'ce ve İSKİ yeraltı şebekesini kullanarak, geri kalan 2.6-3 milyon m<sup>3</sup>/gün yeraltından üretilmektedir. İstanbul'da nüfus artışı % 4,5 iken Pendik'te % 12 ve bu rakamın denetimsiz olması, yerleşimin planlama hızı önüne geçerek havzaların yok olmasına ve su yetmezliğinin süregitmesine neden olabilecektir. İstranca ve Melen projelerinin 2020 yılında bitirilmesi

ile üretilecek toplam su miktarı 5.2 milyon m<sup>3</sup>/gün'e ulaşırken nüfusun 18 milyon kişi üzerine çıkması beklenilmektedir.

Çözüm olarak, yeni yeraltı dağıtım şebekeleri yapılarak su taşıma yetisi su üretim yetisi üzerine çıkarılmalı, eski şebeke yenilerek 500-700 bin m<sup>3</sup>/gün su kaçağı önlenmeli, sarnıçlama ile 150 günlük su tasarrufu sağlanmalı, her havza için ayrı ayrı kurulacak birlikler denetiminde havzalar konummalı, toplumsal-siyasi ve parasal nedenlere dayanan göçün İstanbul'a akması hükümet ölçeğinde alınacak kararlarla önlenmelidir.

## KAYNAKLAR

- Altuğ, Osman, 1994, İstanbul Su Sorunu, TMMOB Mak. Müh. Odası, Paneli, Gümüşsuyu - İSTANBUL.*
- Arioğlu, E.:1995, İstanbul ve Göç: Mimarisinan Univ. ve Boğaziçi Univ. Paneli 6.1.1994, Cumhuriyet Gazetesi 7.1.1994, z.3.*
- Aslantürk, Fahri, 1994, İstanbul Su Sorunu, TMMOB Mak. Müh. Odası, Paneli, Gümüşsuyu - İSTANBUL.*
- Atalay, Engin, 1994, İstanbul Su Sorunu: Tartışma ve Öneriler Toplantısı, İTÜ-İSKİ Toplantısı, 30 Haziran, Maslak, İSTANBUL.*
- Çeçen Kuzum, 1994, İstanbul Su Paneli, Zirve Mak. Odası*
- Ercan Ahmet,1987, E3 Otoyolu Planlama Kriterleri, İstanbul Anakent Projesi, Cilt I, II, III, IV Yeraltı Aramaçılık Yay., İSTANBUL.*
- Ercan, Ahmet, 1994, İstanbul Su Sorunu, TMMOB Mak. Müh. Odası, Paneli Gümüşsuyu - İSTANBUL.*
- Ergüla, Veynel, 1994, İstanbul Su Sorunu: Tartışma ve Öneriler Toplantısı, İTÜ-İSKİ Toplantısı 30 Haziran - Maslak-İSTANBUL.*
- İncecik, Seluhanin, 1994, İstanbul Su Sorunu: Tartışma ve Öneriler Toplantısı, İTÜ-İSKİ Toplantısı 30 Haziran-Maslak-İSTANBUL.*
- Metz, Jordan, 1994, İstanbul Su Sorunu, TMMOB Mak. Müh. Odası, Paneli Gümüşsuyu - İSTANBUL.*
- Örmeci, Cankut, 1994, İstanbul Su Sorunu, TMMOB Mak. Müh. Odası, Paneli Gümüşsuyu - İSTANBUL.*
- Özer, Nurnen, 1994, İstanbul Su Sorunu, TMMOB Mak. Müh. Odası, Paneli Gümüşsuyu-İSTANBUL.*

# KUYU LOGLARININ BARTIN-AMASRA TAŞKÖMÜR HAVZASINDA KORELASYON AMAÇLI KULLANIMI

## Application of Well Logging Methods for Correlation in the Bartın-Amasra Hardcoal Basin

Nekir GÜMÜŞ\*

### ÖZET

Bartın-Amasra taşkömür havzasında 81 sondaj kuyusunda, radyoaktif, elektrik ve mekanik loglar alınmıştır. Bu loglar litoloji tayini ve kömür damarlarının tesbiti amacıyla kullanılmıştır.

Gamma Ray-Neutron verileri korele edilip, havzanın kömür varlığı, kıvrımlar, ters faylar ve sürüklenme fayları tesbit edilerek yapısal bir yoruma gidilmiştir.

### ABSTRACT

A number of radioactive, electrical and mechanical well logs have been obtained from 81 drillings in the Bartın-Amasra hardcoal basin. These logs have been utilized for determining the lithology and coal strata locations in the region.

In the second part of the study, Gamma-Ray and Neutron log results have been correlated to estimate coal deposits, folds, reverse faults and thrust faults. Consequently, a structural approach has also been reached.

### GİRİŞ

Bartın-Amasra taşkömür havzası, Bartın ili ve Amasra ilçesi arasında yer alır. MTA Genel Müdürlüğü'nün "Zonguldak-Kastamonu Taşkömür Arama Projesi" kapsamında 1941-1990 yılları arasında etüd ve sondajlı arama faaliyetleri sürdürülmüştür.

Çalışmaların amacı, Jura-Kretase örtüsü altındaki Karbonifer'in varlığı, yapısı, devamlılığı çerçevesinde; kömürlerin tesbiti, korelasyonu ve teknolojisinin araştırılmasına yöneliktir.

Günümüzde ağır sanayinin vazgeçilmez bir girdisi olan taşkömürü, 1802 yılında İskoç'ların ilk buharlı gemiyi sefere çıkarmasıyla insanoğlunun, giderek ülkelerin ilgisini çeker. 1938 de İngiliz'lerle imzalanan Balta Limanı Antlaşması'na Alman'lar 1840 da imza koyarak Osmanlı madenlerinde imtiyaz sahibi olurlar. Alman araştırmacı Herrn Schlehan (1852), Amasra'ya gelerek, Anadolu'nun bilinen en eski jeoloji haritasını yapar. Bundan sonra sürdürülen arama ve işletme faaliyetleri belgelenmemiştir. Yüzyılın sonuna doğru, Ralli (1895), Amasra'dan bahseder.

Ciddi çalışmalar 1930 lu yıllarda başlar. Lucius (1931), ve Charles (1931), Jeolojik rapor hazırlar. MTA projesi çerçevesinde, Arni (1940), Louis (1955), Yahşiman ve Ergönül (1958), Ergönül (1960), Tokay (1962), Artüz

(1963), Ağralı ve Konyalı (1970) Jeolojik ve Palinolojik çalışmalarda bulunurlar.

1941-1943 yılları arasında 10 adet sıç sondaj yapılarak, 1360 m delinmiştir. 1956-1962 yılları arasında yapılan 22 adet sondajla 18000 m delinmiştir. Tokay (1962) ve Ağralı (1970), modellerini Amasra civarında yapılan bu sondajlar üzerine kurmuşlardır.

1973-1990 yılları arasında yapılan 46 sı karotlu 112 sondajla 113 km ilerleme yapılmıştır. Bu dönemde palinolojik korelasyon çalışması olmamıştır. Havza Amasra'dan Bartın'a kadar genişlemiştir. Jeolojik raporlar Bulut ve diğ. (1992) tarafından hazırlanmıştır.

Havzanın genişletilmesi ve yapı problemlerinin çözümü için rezistivite (Ünay 1977) ve gravite (Çalm 1978) çalışmaları yapılmıştır.

Jeofizik kuyu ölçü çalışmaları 1973 te başlamış ve 44 ü karotlu olmak üzere 81 sondaj kuyusu ölçülmüştür.

### JEOLOJİ

#### *Yılanlı Formasyonu (Dky)*

Kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Yaşı Kuviniyen Vizeen aralığındadır (Yergök ve diğerleri 1987).

\* MTA Batı Karadeniz Bölge Müdürlüğü, 67100 Zonguldak.



**Alacağzı Formasyonu (Ka)**

Karbonifer'in Namuriyen katında, kilitaşı, kumtaşı arıalanmasından oluşmuştur.

Çok ince kömür damarlarına sahiptir.

**Kozlu Formasyonu (kk)**

Kilitaşı, kumtaşı, konglomera ve işletmeye uygun kalın kömür damarlarından oluşur. Yaşı Karbonifer'in Westfaliyen A katıdır.

**Karadon Formasyonu (Kka)**

Kilitaşı, kumtaşı, konglomera, şiferton ve işletmeye uygun kömür damarlarından oluşur. Yaşı Karbonifer'in Westfaliyen BC katıdır.

**Çakraz Formasyonu (PTrç)**

Kilitaşı, kumtaşı, konglomera arıalanmasıyla, Permiyen-Trias aralığında oluşmuştur.

**Zonguldak Formasyonu (Jkrz)**

Altta kumtaşı, konglomera üstte kireçtaşıdan oluşur. Yaşı Jura-Barremiyen aralığındadır.

**Killimli Formasyonu (Krk)**

Kumtaşı ve kilitaşı arıalanmasından oluşmaktadır. Yaşı Albiyen-Apsiyen olarak verilmiştir (Bulut ve diğ, 1992).

**Cemaller Formasyonu.(Krc)**

Senomaniyen yaşı kumlu kireçtaşıdır.

**Başköy Formasyonu (Krb)**

Turoniyen yaşı killi kireçtaşıdır.

**Dinlence Formasyonu (Krd)**

Aglomera, tuf, marn ve andezitlerden oluşmuştur. Yaşı Turoniyen-Kampaniyen aralığındadır.

**İkse Formasyonu (Kri)**

Santoniyen-Kampaniyen aralığında, tuf ve marnıan oluşmuştur.

**Kazınar Formasyonu (Krkz)**

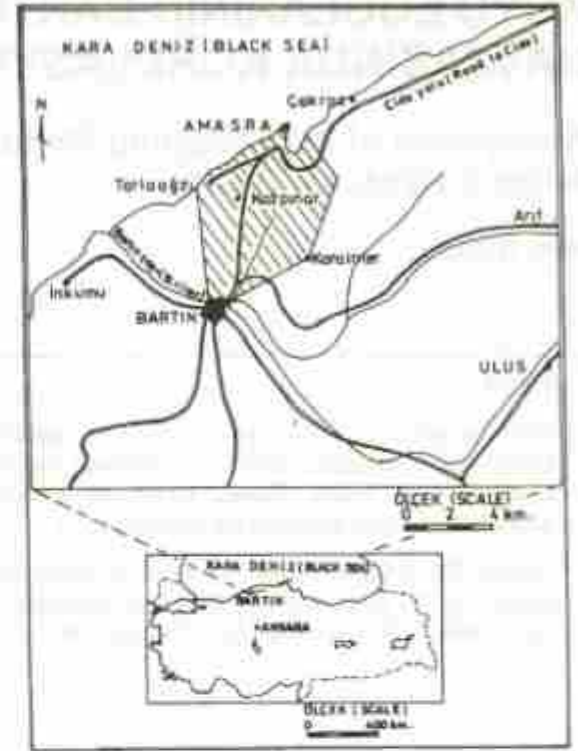
Kampaniyen yaşı andezitlerden oluşmuştur.

**Alaplı Formasyonu (kra)**

Meastrichtiyen yaşı killi kireçtaşıdır.

**JEOFİZİK KUYU ÖLÇÜLERİ**

1973 ten beri süregelen çalışmalarda, elektrik, mekanik ve radyoaktif loglar alınmuştur. İlk zamanlar havzada kırıntılı sondajların yapılması nedeniyle kuyu ölçüleri, kömür seviyeleri ve kalınlıklarının belirlenmesi açısından önem kazanmuştır. Daha sonra karotlu sondajlara geçilmiş, kuyu ölçüleride kuyular arası korelasyona yönelmiştir



Şekil 1: Yer hulduru hartası.

Figure 1: Location map of the investigated area.

Kuyu litolojisinin tayininde Gamma Ray-Neutron, Elektrik, S.P. logları etkili olmaktadır. Kömürlerin tayininde Gamma Ray, Density, Elektrik logları kullanılmaktadır. Sıcaklık ölçümleri ve gaz problemleri için Temperature log, kuyu çapı, çatlık ve mağaraların belirlenmesinde Caliper log kullanılmaktadır. Sondaj tekniği problemleri çok kollu Caliper, Temperature ve Density logları ile çözümlenmektedir.

Korelasyon denemesi Gamma Ray-Neutron (GR-N) ikilisi ile yürütölmüştür.

**Gamma Ray Log (Gamma Işını Ölçüsü)**

Birimlerden doğal olarak yayılan gamma ışınlarının şiddetleri ölçödür. Gamma ışınlarını Uranyum, Toryum, Potasyum 40 gibi radyoaktif elementler yayarlar. Bu ışınlar yüksek enerjili elektromanyetik dalgalarıdır.

Genelde potasyum 40 içeren feldspat ve mikasistlerin bozunmasıyla oluşan kilitaşıları, en yüksek gamma ışını değerini verirler. Diğer sedimanların gamma ışını değerleri, kil içeriklerine göre değişir. Kömür en az gamma ışını değerine sahiptir. Karbonifer istifinde en yüksek gamma ışını değerini şiferton (ateşe dayanıklı kilitaşı) verir (Şekil-3).



### Neutron-Thermal Neutron Log (Hidrokarbon Gözenekliliği Ölçüsü)

Kuyuda neutron bombardımanı yapıp, formasyondan yavaşlamış (thermal seviye) olarak dönen neutronların şiddeti ölçülür. Neutronu en iyi şekilde yavaşlatan onunla eş ağırlıktaki hidrojenidir. Bu açıdan neutron ölçüsünü, birimlerin hidrojen, hidrokarbon varlığı ölçüsü şeklinde düşünebiliriz.

Bu durumda en yüksek neutron değerlerini (en az gözeneklilik) kireçtaşı ve konglomeralar, en düşük değerleri (en yüksek gözeneklilik) kömür verir.

### KORELASYON TEKNİĞİ

Ölçü aletlerimiz mekanik sistemle çalıştılarından ve birkaç değişik formattaki aletlerle ölçüler alındığından, matematik bağlantıların kurulması oldukça zordur. MTA Jeofizik Dairesi, bu yönde bir girişim yapmış ve ölçüler dijital hale getirilmeye başlanmıştır.

Sondaj kuyuları standart olmayıp, hem kuyular arası hem aynı kuyuda, kuyu çapı değişmekte, karotlu kuyularda ise bazen iç içe dört muhafaza borusu bulunabilmektedir. Bütün bu olumsuzlukların ölçüler üzerindeki etkileri düzeltilmeden, sadece dikkate alınarak korelasyon denemesi gerçekleştirilmiştir.

İşletme ve sondajlarla ilgili bütün bilgilerden (paleontoloji, kimyasal analizler, karot eğimleri gibi) yararlanılmış, bilhassa paleontolojik verilere uyumuştur.

Ölçülerle korelasyon görsel bir olaydır. Burada GR-N ikilisinin oluşturduğu görüntüler esas alınmıştır. S71'de 9.damarın üstündeki görüntü çam ağacı görüntüsüdür (Şekil-2). 7.damarın üstündeki görüntü ise silindirik görüntüdür. Bu tip görüntülerle hem ortamsal yorumu hemde korelasyon mümkündür.

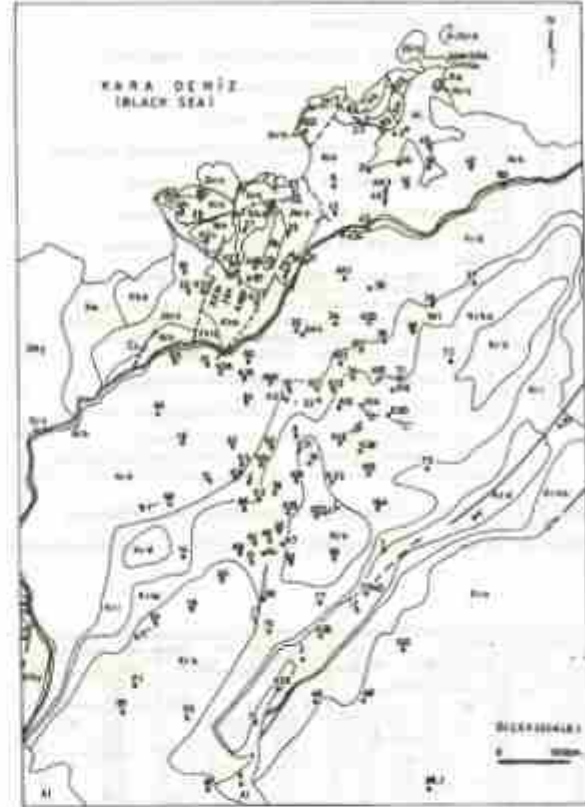
Ölçülerin baştan sona ayrılığı prensibi ancak çok yakın sondajlarda geçerlidir. Karakteristik bazı istif ve kömür damarları bütün havzada aynılığına koruyabilmişlerdir.

### İstif ve Damar Korelasyonu

**Karadon Formasyonu (WBC) 16.damarı:** Hemen altındaki konglomera ile beraber düşünülmelidir. Çok düşük GR ve çok yüksek N değeri veren bu konglomera dinamik konglomera diye anılır (Şekil-3). Aynı görüntüye Karbonifer'de bir daha rastlanmaz.

**WC 9. damarı:** Amasra bölgesinde Tavan damarı adı altında işletilmektedir. Bu damarın GR eğrisi en düşük değerde W şeklini alır (Şekil-3). Kil ara kesmesinden sonra gelen ikinci parçasının GR değeri, hiç bir zaman ana kömürün GR değerinden düşük değeri alamaz.

**WC 5. damarı:** Şiferton ara kesmeli bu damar Şifertonlu damar diye adlandırıldı. GR eğrisi Şekil-3 ve Şekil-7'de görüldüğü gibidir. Aynı görüntüye Karbonifer'in hiç bir katında bir daha rastlanmaz.



Şekil 2: Barın-Amasra taşkömür havzası jeolojisi haritası.

Figure 2: Geologic map of the Barın-Amasra hardcoal basin.

**WC 1.damarı:** Tek özelliği şifertonun hemen üzerinde yer almasıdır. Şiferton Karbonifer'in en yüksek radyoaktifiteli birimidir (Şekil-3). WC korelasyonunun bel kemiğidir.

**WB 1.damarı:** Damarın hiçbir özelliği yoktur. Hemen altındaki istifte birlikte düşünülmelidir. Kozlu (WA) serisine dahil 150-175 m kalınlığındaki bu istifin üst seviyelerinde konglomera vardır. WA'da başkaca konglomera yoktur. İstif, ters duruyor izlenimi verir (Şekil-4).

**WA 32.damarı:** Kozlu serisinin kalın damarlarından biridir. Yukarıda bahsedilen istifin hemen altında yer almasıyla tanınır (Şekil-4).

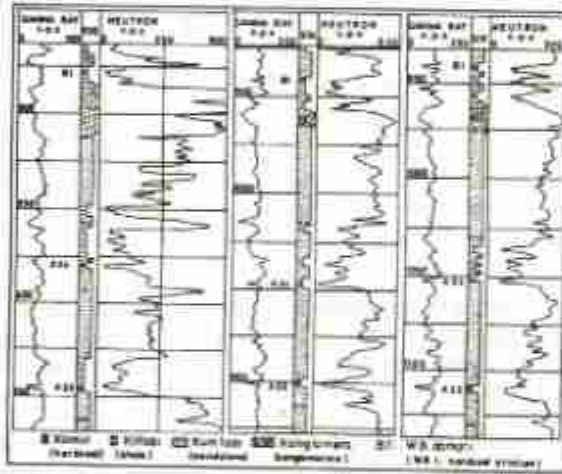
**WA 25.damarı:** Üstündeki kumtaşı ile beraber düşünülmelidir. Bu kumtaşıdaki radyoaktivite başka hiçbir kumtaşıda görülmez (Şekil-5).

**WA 23.damarı:** Altındaki 150-200 m lik istifte beraber düşünülmelidir. Kalın bir ara kesmeye sahiptir (Şekil-5).

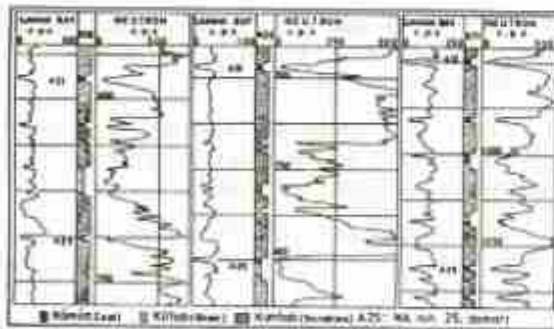
**WA 17.damarı:** Ara kesmeli ve kalın bir damardır. Kesmeli damar diye adlandırıldı. Üstündeki istifte birlikte düşünülmelidir (Şekil-6).



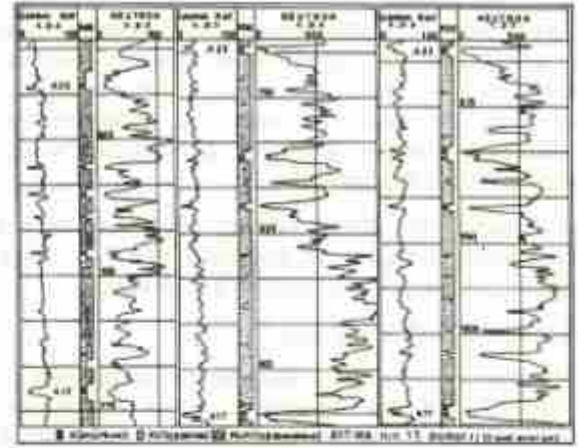
Şekil 3: K11, S74, S71 Karadön Formasyonu GR-N korelasyonu.  
Figure 3: GR-N Correlation of the K11, S74, S71-Karadön Formation



Şekil 4: K35, S74, S71 Kozlu, Karadön Formasyonu GR-N korelasyonu.  
Figure 4: GR-N correlation of the K35, S74, S71-Kozlu, Karadön Formation.



Şekil 5: K36, K33, S71 Kozlu Formasyonu GR-N korelasyonu.  
Figure 5: GR-N correlation of the K36, K33, S71 - Kozlu Formation



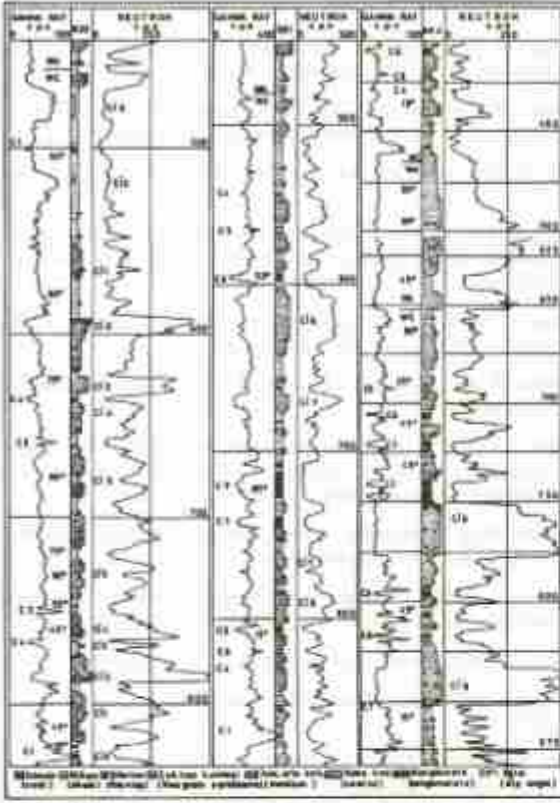
Şekil 6: S68, K36, K35 Kızıl Formasyonu GR-N korelasyonu.  
Figure 6: GR-N correlation of the S68, K36, K35- Kızıl Formation

### Kıvrım ve Fayların Görüntüsü

Dairesel düzgün bir kıvrım ölçüsü, kıvrım ekseninden katılırsa, değerlerin aynılığı nedeniyle çakışmaları gerekir. K33 sondaj logları incelendiğinde, mükemmel bir kıvrım örneği ile karşılaşırız (Şekil-7). Bu sondaj, korelasyonda kullanılan 1. ve 5. damarları kesmiştir. S51 ise, korelasyonda kullanılan 1. ve 5. damarlar ile 6. ve 7. damarları kesmiştir. AK4 sondajı, kıvrımın biraz daha içinde yer alır. K33'ten daha kuzeydedir. 6.damarla beraber ters fayla itildiğinden alttaki şiferton görülmez. Korelasyonda kullanılan 5. ve 9. damarlar kesilmiştir (Şekil-7). Yer kesitlerinde bu kıvrımlara yer verildi (Şekil-9).

K33 sondajında 450 m civarında WC üzerinde WA görünmektedir (Şekil-7). Fay çizgisinin üzerinde yer alan kumtaşının N eğrisi, aşındırılmalı tabanlarda görülen düz bir çizgi vermektedir. Bu kadar ince bir kumtaşının, aşındırma yapması olanaksızdır. S51'de aynı durum N eğrisinde görülmemekte fakat Elektrik eğrisi bunu doğrulamaktadır (elektrik logları verilmedi). Ayrıca GR ölçüsünden WC-WA ayrımı yapılabilir. WA'nın kil baz çizgisi WC'nin kil baz çizgisinin çok altındadır.





Sekil 7: K33, S31, AK4 Karadön Formasyonu Ayrıntı GR-N korelasyonu.

Figure 7: GR-N correlation of the K33, S31, AK4-Fold of the Karadön Formation.

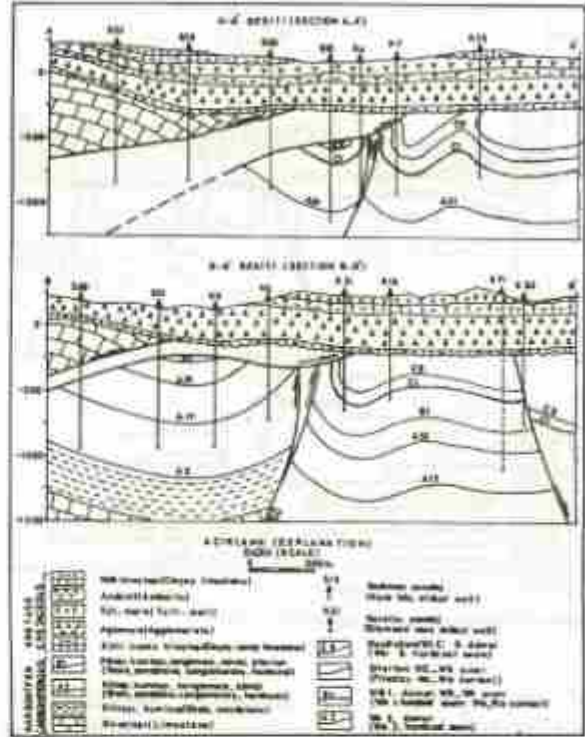
## YER KESİTLERİ VE YAPISAL YORUM

Daha önce bahsedilen sondaj ve işletme verilerinin yardımıyla GR-N ikilisi esas alınarak, ölçülmüş sondajların tamamını içeren yer kesitleri hazırlanmıştır. Burada, havzayı karakterize eden 4 kesite yer verilmiştir (Şekil-8,9).

Yaklaşık batı-doğu yönlü kuvvetlerin etkisinde kalan havza, büyük olasılıkla Karbonifer sonrası kıvrımlanmaya başlar. K4-K21-AK8-AK4 hattında, sıkışan WABC birimleri mantar gibi yüzeye çıkıp, kırılarak bir kütle kaybına neden olurlar.

Aynı zamanda bölgenin batısı yükselmekte doğusu çökmektedir. K20 sondajının doğusu Permo-Trias çökellerinin sınırındadır. Hareketler devam eder. WA birimleri WC'yi, Namuriyen-Vizeen birimleri WA'yı örterler. Son olarak WC, bütün bu bindirmelerin üzerine sürüklenerek gelir. İlk gelişen bindirmeler, büyük deformasyonlara neden olmuşlardır. Oysa WC örtünmesi, tabanındaki şiferton ve içindeki damarlarıyla deformasyona uğramamış gibidir. Bu nedenledir ki Tokay (1962), "Gravite Yoluyla Kayma" modelini geliştirmiştir.

Senomaniyen ve Turoniyen'de, havzanın bütün çıkıntıları yok olmuş ve 20-25 m lik kumlu, 10-15 m lik killi kireçtaşları gelişmiştir. Kretase'de deniz altında gelişen volkanizma tuf aglomera gibi kalıntılarını bırakır.



Sekil 8: AA', BB' yer kesitleri.

Figure 8: Geological section of the AA', BB'.

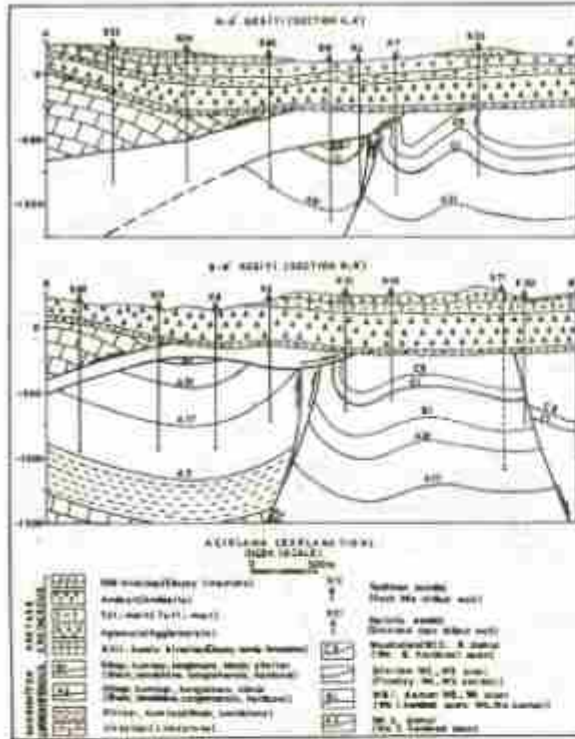
Kretase sonrası yükselen havza bugünkü şeklini alır. Kuzeybatı daha fazla yükselmiş ve Kretase birimleri aşınarak Karbonifer ortaya çıkmıştır.

## SONUÇLAR

K20 sondajından sonra, kömürlü Karbonifer üstü birimlerine, Permo-Trias çökelleri ve Karbonifer'in kömürsüz üst seviyeleride eklenerek, güney doğuya doğru giderek kalınlaşmakta, S72'de WC tabanı, eğim ve düşey faylarla -1300 m ye kadar inmektedir.

K4-AK4 deformasyon hattının doğusu WC birimleriyle başlanmakta, yaklaşık -500 m civarında WC kömürlerinin ve şifertonun problemsiz işletilebilirliği düşünülmektedir.





Sekil 9: CC', DD' ypr kesitleri

Figure 9: Geological section of the CC', DD'

Bu hattın batısında WA bindirmesi altındaki yerli WA'da -500 m civarında problemsiz işletilebilirlik ön görülmektedir.

WA'nın kalınlığı yaklaşık 1000 m ve 50 cm den kalın kömürlerin sayısı 35 tir. 4 klavuz seviye saptanmıştır.

WB'nin kalınlığı yaklaşık 200 m ve 50 cm civarındaki kömürlerin sayısı yaklaşık 10 dur. 1 klavuz seviye saptanmıştır.

WC'nin kalınlığı yaklaşık 200 m ve 50 cm den büyük 16 kömür damarı vardır. 5 kömür damarı halen işletilmektedir. 4 klavuz seviye saptanmıştır.

## KAYNAKLAR

- Ağralı, B.1970, Amasya Karbonifer Havzası mikrosporlarının incelenmesi (III), MTA Dergisi 73, 50-90.
- Ağralı, B. ve Konyalı, Y.1970, Amasya Karbonifer Havzası mikrosporlarının incelenmesi, MTA Dergisi 73, 49-148.
- Aralı, P.1940, Amasya Kömür havzasının kısa raporu, MTA Raporu 1313.
- Arslan, S.1963, Amasya-Tarlaağzı kömür bölgesindeki Kalın ve Ara damarların (Westfalyen C) mikrosporolojik etüdü ve korelasyon denemesi, I.U.Fen Fak. Monogr 19.
- Bulut, M. ve diğ. 1992, Bartın-Amasya Taşkömür Havzası Jeolojisi Raporu, MTA Raporu (Yayımlanmamış).
- Charles, F. 1831, Note sur le Houiller d'Amasya, Ann. Soc. Geol. de Belgique 54.
- Çelme, A.1978, Taşkömür aramalarında kullanılan grevite metodunun Kuzeybatı Anadolu Taşkömür Havzasında uşbiki, Türkiye I. Kömür Kongresi, 225-236.
- Egemen, R.ve Pekmezçiler, S. 1945, Amasya Karboniferi hakkında jeolojik rapor, MTA Raporu 1636.
- Ergünel, Y.1960, Amasya havzasında kömürü Karbonifer seviyelerinin paleontolojik etüdü, MTA Dergisi 53, 45-51.
- Louis, J. 1955, Le Bassin Houiller d'Amasya, MTA Raporu.
- Lucius, M.1931, Amasya kömür havzası hakkında rapor, MTA Raporu 13.
- Ralli, G.1985, Le bassin houiller d'Héraclée, Ann. Soc. Geol. de Belgique 23, Schiehan, H. 1852, Versuch einer geognostischen Beschreibung der Gegend zwischen Amasya und Tyrlio-azy an der Nordküste von Klein-Amen, Zeitschrift der Deutsch Geol. Gesellschaft 4, 96-147.
- Tokay, M. 1962, Amasya bölgesinin jeolojisi ve Karbonifer'de grevite yatağına bazı kayma olayları, MTA Dergisi 55, 1-20.
- Önel, Y.1977, Kuzeybatı Anadolu bölgesi kömür ve tabii gaz aramaları rezerve etüdü, MTA Raporu (Yayımlanmamış).
- Yahşımın, K.ve Ergünel, Y. 1958, Amasya-Tarlaağzı E.K.I. galerisindeki kömür damarlarının sporolojik etüdü ve korelasyonu, MTA dergisi 51, 42-49.
- Yergök, A.F. ve diğ. 1987, Batı Karadeniz Bölgesinin jeolojisi (I), MTA Raporu (Yayımlanmamış).

# SİSMİK YÖNTEMLE ELDE EDİLEN MÜHENDİSLİK PARAMETRELERİ ÜZERİNE

## A Discussion on the Engineering Parameters Derived from Seismic Methods

A. KEÇELİ\*

### ÖZET

Bu makalede mühendislik jeofiziği yöntemlerinden sismik yöntemle yapılan inşaat zemini jeoteknik amaçlı etütlerde mühendislik parametrelerinin elde edilmesi, kullanımı ve takdimi tartışılmıştır. Uygulayıcının karşılaşılabileceği bazı sorunlara açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

### ABSTRACT

In this article, the role of seismic methods of engineering geophysics in the determination, use, and representation of construction site geotechnical parameters are discussed. Some clarification to the problems faced by engineers is given.

### GİRİŞ

Mühendislik jeofiziği uygulamalarında sismik yöntemle yapılan inşaat zemini jeoteknik etütleri son iki üç yıl içerisinde artan bir hızla kullanılmaktadır. Önceki yıllarda söz konusu yöntem, bilindiği gibi, zeminin sadece yapısal ve fiziksel özelliklerini aydınlatmak amacıyla başarılı bir şekilde kullanılmıştır. Daha sonra, zemin içinin sadece yapısal ve fiziksel özelliklerinin açıklanmasının mühendislik yönünden yeterli olmayacağı bunların yanında mühendislik özellikleri yönünden elastisite parametrelerinin kayaç litolojisine göre değişimi ve bilhassa projelendirme safhasında zeminin taşıma kapasitesinin de bir mühendislik çalışmasında bir jeofizik mühendis tarafından verilmesi gereği ortaya çıkmıştır. Bu gereği yerine getirmeye çalışan ilk araştırmanın Japonya'dan olduğu görülmektedir. Nitekim Imai (1976) tarafından zeminin taşıma gücü anlamındaki serbest basınç direnci,  $q_u$  ile zeminin enine sismik dalga hızı,  $V_s$  arasında sırasıyla

$$V_s \text{ (km/s)} = 138,3 q_u^{0,417} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (1)$$

$$q_u = 10 V_s^2 \text{ (km/s)} \quad (2)$$

deneyel bağıntıları geliştirilmiş ve Japon menşeyli OYO firması tarafından yayımlanmıştır. Ancak bu deneyel bağıntıların çeşitli jeolojik birimler için sağlıklı sonuç vermemesi nedeniyle Tüzker ve Keçeli (1988) zemin taşıma gücü,  $q_u$ , ve zemin emniyet gerilmesi,  $q_w$ , parametrelerini sırasıyla aşağıdaki gibi

$$q_u = \frac{d \text{ (kg/cm}^3\text{)} V_p \text{ (cm/s)}}{4} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (3)$$

$$q_s = \frac{d \text{ (kg/cm}^3\text{)} V_s \text{ (cm/s)}}{4} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (4)$$

tanımlanmışlardır. ( 3 ve 4 ) bağıntılarındaki zemin hakim periyodu katman kalınlığına bağlı bir parametre değeridir. Halbuki,  $q_u$  ve  $q_s$  parametreleri katman kalınlığına bağımsız olarak kullanılır. Bu görüş noktasından ve Braciac ( 1978 ) in sismik empedansa göre zemin sınıflamasından esinlenerek Keçeli (1990 )  $q_u$  ve  $q_s$  bağıntılarını aşağıdaki gibi genelleştirmiştir.

$$q_u = \frac{dV_p}{100} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (5)$$

$$q_s = \frac{dV_s}{100} \text{ (kg/cm}^2\text{)} \quad (6)$$

Keçeli, geliştirdiği bu parametre değerlerinin kullanılmakta olan çizelge değerleriyle her türlü kayaç için uyum içinde olduğunu yine çizelgelerle ve uygulama örnekleriyle göstermiştir. Bu uyumun görülmesi üzerine söz konusu bağıntılar bir çok jeofizik mühendisi tarafından pratikte kullanılmaktadır.

Zemin etütlerinde kayaçların mühendislik özellikleri üzerine jeofizik sondajların mekanik sondaj verilerinden daha sağlıklı ve daha çok bilgi verebildiğini gösteren çalışmalar yaparak hazırlanan jeoteknik raporların sunulmasıyla jeofizik mühendisliği uygulamalarına güven ve talebin artacağı şüphesizdir. Yine zeminin mühendislik özelliklerinin proje mühendislerine anlaşılır bir şekilde sunulması jeofizik mühendislik etütlerini yaygınlaştıracığı şüphesizdir. Bu görüş

\* Yahı Cad. 20/17 Küçükçekmece, İstanbul



noktasından hareketle, jeoteknik etütlerde kullanılmakta olan (5 ve 6) bağıntılarının kullanımında bir takım sorunlarla karşılaşılması üzerine bu makalede söz konusu bağıntı ile birlikte ilgili bazı mühendislik parametrelerinin kullanımı ve takdimlerine açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

### YÖNTEMLERİN KARŞILAŞTIRILMASI

Jeoteknik laboratuvar ve arazi deneyleri ve sonuçları bir çok yayında karşılaştırılmıştır. Jeofizik mühendisliği jeoteknik uygulayıcılarını aydınlatmak amacıyla burada yöntemleri ayrı ayrı ele alarak detaylı bir karşılaştırma yapılmasının yararlı olacağı kanısındayım.

Bilindiği gibi, jeoteknik mühendisliği çalışmalarında hiç bir yöntem ideal sonuç vermemektedir. Her yöntemin kendine göre uygulama koşullarına bağlı olarak avantaj ve dezavantajları bulunmaktadır. Şöyleki:

1- Bilgi birikimi ile hazırlanan zemin emniyet gerilmesi çizelgelerindeki değerler zeminin lokasyonlarındaki jeolojik birimin özelliğine uymayabilmekte ve bu durumda biraz küçültülmüş elde edilen yakın emniyetli değer seçilmektedir. Yeriçi özellikleri araştırılmadığı için çoğu kez yanlışlıklarla karşılaşmıştır.

2- Yükleme Deneyi: Ancak bir kaç metrelik sığ derinlikler için bilgi ve verebilmektedir. Zemin özellikleri derinlikle değiştiği durumlarda yanıltıcı sonuçlar vermektedir.

3- Taşıma Gücünün laboratuvar deneyleriyle saptanması: Mekanik sondajla alınan numuneler etüd alanının tümünün özelliğini temsil etmemektedir. Bu yüzden bazen çok küçük değerler ve bazen de çok büyük değerler elde edilebilmektedir. Taneli zeminlerde örselenmemiş alınamamakta ve laboratuvar arazi koşulları oluşturulamamaktadır. Bu sebepten deprem bölgelerinde hayati önem taşıyan kayma modüllü (shear modul) de sağlıklı saptanamamaktadır. Dolayısıyla buradan dolayı olarak elde edilecek zemin hakim periyodu da sağlıklı olarak saptanamamaktadır.

4- Standart Penetrasyon (SPT) deneyi: Bloklu ve molozlu zeminlerde çok değişken değerler vermekte, bu yüzden ortalama değer seçilmeye çalışılmaktadır.

5- Konik Penetrasyon (KPT): Ancak yumuşak alüvyon zeminlerde çalışabilmektedir.

6 - Sismik Yöntemle elde edilen taşıma gücü: Sismik profil yöntemi bir ölçü ortamının ortalama hız değerini verdiği için çok küçük bir lokasyon özelliğini yansıtamaz. Ancak belirli lokasyon topluluğunun ortalama özelliğini yansıtır. Bununla beraber sismik tomografi yöntemi küçük lokasyon farklılıklarını belirleyebilir.

Sonuç olarak, kayacın bir parçasına veya noktasına göre elde edilecek bir özellik onun mühendislik yapısının yükü altında nasıl davranacağını tanımlamaya yetmez.

Çünkü o kayaç biriminin, yeraltındaki yapısal, stratigrafik konumunun; yani kırık, çatlak, fay, tabakalanma ve daha yumuşak birimin üstte veya altta oluşu ayrıca hidrojeolojik özelliği çok önemli etkenlerdir.

Bu özellikleri birlikte tesbit etmek çok sayıda mekanik sondaj gerektirdiği için zaman ve finansman bakımından sismik yöntemin diğerlerine göre önemli avantajlara sahip olduğu aşikardır.

### JEOTEKNİK AMAÇLI SİSMİK UYGULAMALAR

Sismik yöntemle zemin emniyet gerilmesi bağıntısının birimini belirlemede ve kullanmada bazı uygulayıcılara göre açıklanması gereken hususların olduğu anlaşılmıştır. Bunlar:

1-  $q_u$  birimi ile ilgili husus: Daha önce sunulan şekli ile kullanıcının birimleri (yoğunluk,  $d$ ,  $gr/cm^3$  ve sismik hız  $m/s$ ) kullanma alışkanlığı nedeniyle aşağıdaki gibi dönüştürülmüş olarak

$$q_u = \frac{dV_p}{100} \quad \text{ve} \quad q_s = \frac{dV_s}{100} \quad (7)$$

verilmişti.

Bir noktanın jeostatik yükü onun taşıma gücüne denk oacağı görüşünden hareketle veya jeoteknik ifadeyle sürüşaj yükü,  $q_m$

$$q_m = dh$$

olup burada  $h$ , homojen ortam içinde bir derinlikler, Zemin hakim periyodu,  $T$ ,

$$T = \frac{4h}{V_s} \quad (9)$$

tanımından  $T$ 'nin (8) yerine konmasıyla

$$q_s (kg/cm^2) = \frac{d(kg/cm^3) V_s(cm/s) T(s)}{4} \quad (10)$$

bağıntısı elde edilir. (10) bağıntısı aşağıdaki gibi sağlam, dayanıklı bir kayaca endekslenirse, yani

$$q_s (kg/cm^2), \quad d=3,3 (gr/cm^3), \quad V_s=3000 (m/s) \quad (11)$$

değerleri (10)da yerlerine konursa  $T=0,4$  S elde edilir. Bu  $T$  nşn değeri (10) da tekrar yerine konursa

$$q_s (kg/cm^2) = \frac{d(kg/cm^3) V_s(cm/s) s}{10} \\ = \frac{d(gr/cm^3) \cdot 10^{-3} V_s(m/s) \cdot 10^2 \cdot S}{10} = \frac{dV_s}{100} \quad (12)$$

elde edilir.

2- Söz konusu (12) bağıntısında görülen  $d$ , yoğunluğunun mekanik sonda ile numune alınarak saptanmasına gerek yoktur. Çünkü kayaların yoğunluğu ile sismik hız arasında Telford (1976) tarafından verildiği üzere derinlik kayaları için:

$$d = 1.6 + 0.2 V_p \text{ (km/s)} \quad (\text{gr/cm}^3) \quad (13)$$

mühendislik çalışmalarında sığ derinlik kayaları için:

$$d = 0.31 V_p^{0.25} \text{ (km/s)} \quad (\text{gr/cm}^3) \quad (14)$$

deneysel bağıntıları zaten mevcuttur. Jeoteknik amaçlı uygulamalarda yukarıdaki bağıntılardan elbette ikincisinin kullanılması gerekmektedir. Çünkü gevşek zeminlerde, bilindiği gibi, yoğunluk  $d = 1.6 \text{ gr/cm}^3$  den daha küçük olabilmektedir.

3- Zemin birimlerinde en çatlak kırık ve gözeneklerin olması durumunda  $q_c$  değerleri, zemin mekaniği yöntemleriyle elde edilen değerlerde yapıldığı gibi, yüzde altmışa kadar küçültülmelidir. Yeraltı suyu seviyesindeki zeminlerde, yine, yüzde elli küçültülmelidir.

4- Eğimli jeolojik birimlerde elde edilen görünür hızdan gerçek hızlar elde edilerek kullanılmalıdır.

5- Topoğrafyası eğimli zeminlerde eğim nisbetinde  $q_c$  değerleri emniyetli tarafı seçme bakımından küçültülmelidir.

6- İnşaat zemininde muhtemel heterojeniteyi belirlemek amacıyla sismik profil çalışması yanında sismik tomografi mutlaka yapılmalıdır. Mühendislik uygulamalarında sismik tomografi dik doğrultuda yapılan broadside çalışmadır. Bu tür ölçüler jeofizik mühendisinin zemin heterojenitesini tanımaya yardım etmekte ve meslek açısından uygulanan teknik hakkında işverene güven vermektedir.

7- Zemindeki kayuç özelliğinin daha iyi anlaşılabilmesi için elde edilen elastik parametrelerin sayısal değerlerinin mühendislik yönünden ne ifade ettiğinin belirtilmesi gerekir. Diğer mühendislere değerlerini bildikleri referans materyal olarak örneğin; granit ve betonarme gibi dayanıklı kütlelerin değerleri ile nicelik ve nitelik yönünden karşılaştırılmalı olarak tartışılarak etüt alanının mühendislik özelliği anlatılmalı. Şöyleki: bir betonarmenin Young Modülü dayanıklılık

derecesine göre  $E = (100 - 400) \times 10^3 \text{ Kg/cm}^2$  değerleri arasında etüd alanın elastik parametre değerlerinin yeri belirtilmelidir.

8- İnşaat zemininde sismik elastik parametre değerlerine göre mikro bölgelendirme yapılmalı ve bölgeler arası fark büyükse farklı oturmaları önlemek için seçilecek temel sistemine dikkat çekilmelidir.

9- Heterojeniteye bağlı olarak elde edilen mikro bölgelendirmede, yapılacak zemin hafriyatında herbir mikro bölgenin muhtemel sökülebilirlik seyri açıklanmalıdır. Örneğin; sismik hız dağılım haritası gibi hafriyatı varsa mikro bölgelerin sökülebilirlikleri de tanımlanmalıdır.

10- Jeoteknik amaçlı sismik zemin etütleri de diğer sismik etütlerde olduğu gibi yeraltı suyu, boşluk olan ve hız farkı olmayan ortamların ayırımı için jeoelktirik yöntemle desteklenmelidir.

11- Elde edilen verilere göre zeminin bitinen zemin sınıflaması çizelgelerindeki yerini, inşaat ve jeoloji mühendisinin anlayacağı şekilde belirtilmelidir. Örneğin: Bayındırlık Bakanlığı Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik' te (I- IV.) zemin türlerinden hangi türe karşılık geldiği belirtilmelidir.

#### KAYNAKLAR

- Bruciner Z., Jungl M., 1978, Engineering Geological Maps of Seismic Regions: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, N. 18, 27-32.
- Imai T. and Yoshimura M., 1976, The Relation of Mechanical properties of soils to P and S Wave Velocities for Soil Ground in Japan. URANA RESEARCH INSTITUTE, OYO Corp.
- Imai T., Fumoto H. and Yokota K., 1976, P and S Wave velocities in Subsurface of Ground in Japan, OYO Corp.
- Keçeli A., 1990, Sismik Yöntemlerle Müade edilebilir Dinamik Zemin Taşıma Kapasitesi ve Oturmasının Saptanması, JEOFİZİK, 4, 83-92.
- Telford W., Gedart L., Sheriff R. and Keys D., 1976, Applied Geophysics, Cambridge University Press.
- Türker E., 1988, Sismik Yöntemlerle Zemin Taşıma Gücünün Saptanması, Doktora Tezi, A.Ü. Müh. Fakültesi.
- Uzuner B., 1992, Temel Zemin Mekaniği, Teknik Yayınevi.
- Ward S. H., 1990, Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. (I - III), S.E.G.





# KARKHEH (İRAN) BARAJ YERİ SEÇENEKLERİNİ ETKİLEYEN FAKTÖRLER

## Factors Influencing Selection Of Karkheh (IRAN) Dam Site

Adel KHALİLİ\*

### ÖZET

Zagros Kenet Kuşağı güneyinde, Karkheh (İran) nehri üzerinde taşkın kontrolü, enerji üretimi ve sulama amaçlı bir barajın yapımı düşünülmektedir. Baraj yeri için Karkheh "sıfır", "A" ve "C" seçenekleri söz konusudur. Baraj yeri ve göl alanı Lahbari formasyonu ve Bakhtiyari formasyonu üzerinde yer almaktadır. Lahbari formasyonu Kiltası, Silttaşı ve Killi-siltli-kumtaşı gibi çok farklı litolojilerden oluşmaktadır. Lahbari formasyonu alttan Aghajari formasyonu ile tedrici geçişlidir. Bu birim üzerine uyumsuz olarak gelen Bakhtiyari formasyonu, değişik kökenden farklı boyutlarda yuvarlak ve yassı kum ve çakılların bir arada tutturulmasından oluşmuştur. Ancak, birim içerisinde yer yer kum, silt ve kiltası mercikleri de mevcuttur.

Karkheh "sıfır", "A" ve "C" baraj yeri seçeneklerinin mühendislik jeolojisi, jeomekanik özellikleri ile fiziko-mekanik özellikleri incelenmiştir. Yapılan saha çalışmaları sonucunda "Karkheh A" baraj yeri artezyen sorunu dışında en uygun baraj yeri olduğu belirlenmiştir. Dolayısıyla "Karkheh A" baraj yerinin 1-1.5 km memba-

kesimine doğru kaydırılarak araştırılması önerilmiştir.

### ABSTRACT

Three proposed sites of Karkheh dam lies on the Karkheh river in southern Zagros Thrust Belt. The dam follow the general trend of the thrust belt. Its axis and reservoir area is expected to cover the Lahbari and Bakhtiyari formations. The Lahbari formation comprises mud-stone, silt stone and alternating clay-silt and sandstone and is transitional to Aghajari formation lying below. The Aghajari formation overlies Lahbari formation and consist of sand and gravel of various sources. In this unit, there are also lenses of silt and mudstone.

Three different dam sides are studied from the point of engineering geology, geomechanic and physicomecanic. In conclusion, Karkheh "A" is found suitable for the dam side, but there is some problem related to artesian. So, this study suggests that the dam of side of "Karkheh A" should be shifted towards to the river source.

### GİRİŞ

İnceleme alanı İran'ın GB'sında Khuzistan ili sınırları içerisinde Endimeshk ilçesinin yaklaşık 30 km. KB'sında yer almaktadır (Şekil:1). Bu çalışmada; Zagros kenet kuşağı güneyinde yer alan yaklaşık 50.000 km<sup>2</sup> gibi geniş bir havza alanı kaplayan Karkheh nehri üzerinde taşkın kontrolü, enerji üretimi ve sulama amaçlı Karkheh baraj yeri seçenekleri ve göl alanının mühendislik jeolojisi ve jeomekanik özellikleri incelenmiş ve olası sorunlar tartışılmıştır.

### BÖLGESEL JEOLJİ

Baraj yeri ve göl alanı kıvrımlı Zagros zonunun GB'sında yer almaktadır. Bu zonun KD'sunda Zagros bindirme zonu ve GB'sında Khuzistan düzlüğü (Arap platformu) yer almaktadır.

Zagrosun en yüksek kesimlerini meydana getiren ve yüksek Zagros adını alan, Zagros bindirme zonundaki Mesozoyik yaşlı birimlerin tümü GB'ya doğru itilmiştir. Bu zon KB-GD doğrultulu eski ve derin bir rift boyunca İran ve Arabistan platformlarının sınırlarını karakterize etmektedir. Zagros jeosenklinealinin derin kesimlerinde, oluşan zon, Liyastan Eosene kadar yaklaşık 3500 m kalınlığındaki globijerinalı mamlar, radiolaritler, ofiyolitik kayalar ve filiş çökellerinden oluşmuştur. Kıvrımlı-Zagros bölgesi ise İran'ın GB'sında çok basit bir jeolojik yapıya sahip olmakla beraber bir dizi KB-GD gidimli antiklinal yapıları sunmaktadır.

\* Department of Geology, Shahrud University, Maydaneh 7 Tir, Box No: 36155-316, Shahrud-IRAN





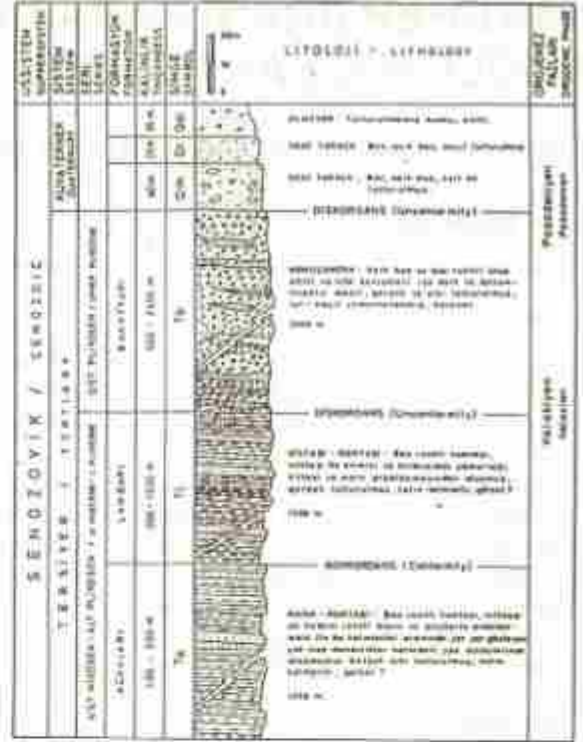
Şekil 1: İnceleme alanının mevkî haritası.  
Figure 1: Location map of the study area.

10.000 metreden fazla bir kalınlığa sahip olan bu denizsel çökeller, Alp orojenezini sonlarına doğru (Pliosen-Pleyistosen) kıvrılmıştır. Bu bölgenin sedimentler çökellerini; oluşum ortamı, ve şekline göre 3 ana başlıkta toplamak mümkündür (Tehrani 1989).

- Orta Triyas sonuna kadar oluşan platform özelliğindeki çökeller.
- Üst Triyas'dan Miyosene kadar oluşan jeosenkinal çökelleri.
- Son Alp orojenezinden hemen sonra oluşan Bahriyari formasyonu.

### STRATİGRAFİK JEOLJİ

Göl alanı ve baraj yerinin en yaşlı birimi, Tersiyer sisteminin Alt Miyosen yaşlı Gachsaran formasyonudur. Bu birim üzerine Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Aghajari formasyonu konkordan olarak gelir. Lahbari formasyonu ise Aghajari formasyonu ile tedrici geçişlidir. İnceleme alanında yaygın mostra veren Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Bahriyari formasyonu, Lahbari formasyonu üzerinde diskordanslıdır (Şekil; 2).



Şekil 2: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti  
(Khalili, 1993)

Figure 2: Generalized Stratigraphical Section of dam site and lake area (Khalili, 1993)

Ancak inceleme alanında birim; kiltası, silttaşı, killi silttaşı, çamurtaşı, killi kumlu silttaşları ile kumtaşları gibi çok farklı litolojilerden oluşması ve hemen hemen her yerde bir şapka gibi Aghajari formasyonu üzerinde yeralması, litostratigrafi ve kronostratigrafi açısından birimin formasyon aşamasında incelenmesine neden olmuştur (Khalili 1993).

Lahbari formasyonu; çok değişik kalınlıklara sahip olan, gri ve kahve renkli kumtaşı, kırmızımsı kiltası, marn, silttaşı, killi silttaşı ve çamurtaşları ile kırmızımsı ve kahve renkli killi kumlu silttaşlarının aralanması şeklindedir. Birim yanal ve düşey yönde sık değişen litolojiler sergilemektedir. Karkheh sıfır baraj yerinde yapılan araştırma sondajlarında, farklı litolojilerden oluşan istif içerisinde az tutturulmuş çeşitli kumtaşı düzeylerini ayırtmak mümkündür. Kalınlıkları bazen 10 m'yi aşan kumtaşları yaklaşık 8° KD eğimlidir. Kuvars, feldespat ve çört gibi minerallerin bir arada tutturulmasından oluşan kumtaşlarının çimentolanması orta derecedir. Çapraz tabakalanma özelliğine sahip olan kumtaşlarının farklı kalınlık ve dayanımlarından dolayı mostra dağılımı ve yayılımları da farklıdır.

### Bakhtiyari Formasyonu (Tb)

İnceleme alanında oldukça geniş yayılım gösteren birim Karkheh baraj yeri ile rezervuar alanının büyük bir kesimini oluşturmaktadır. Birim içerisinde değişik kökenden, farklı boyutlarda yuvarlak ve yassı çakıllar bir arada tuturulmuştur.

Karkheh C baraj yerinde, yapılan araştırma sondajlarında ve baraj yeri yamaçlarında, konglomeranın; kumlu silttaşı ve kiltası düzeylerini içeren litolojileri görmek mümkündür. Konglomerayı oluşturan yuvarlak ve yassı çakıllar; Oligosen, Eosen oluşukları ile Kretase karbonatlarından oluşmuştur. Bu farklı kökenli malzemeleri bir arada tutan çimento ise karbonat ve silis'den ibarettir. İstifin üst kesimleri sert ve dayanıklı konglomera, konglomeratik kumtaşı, kumtaşı ardalanması ile yer yer ince silttaşı ve kiltası merccekleri oluşturmaktadır. Alt kesimlerde ise birim farklı kalınlıklardaki silttaşı, kumtaşı ve kiltası düzeyleri ile konglomera ardalanması şeklindedir (Khalili 1993).

Birim içerisindeki kiltası düzeyleri, Karkheh C yerindeki nehir kodu baz alınarak, nehir kodu üzerindeki kiltası düzeylerine 1, 2, 3, 4 no'lu kiltası düzeyleri, nehir kodu altındakiler ise -1, -2, -3 no'lu kiltası düzeyleri olarak adlandırılmıştır (Mahab Goods 1990). Bu düzeyler yunal ve düzey olarak çok farklılıklar göstermektedir. Genelde kalınlıkları 1-2 m olan kiltası düzeylerinin en kalını ve devamlısı yaklaşık 4 m kalınlığı ile 3 no'lu kiltası düzeyidir. Karkheh nehir kenarlarında yer yer yüzeylenen bu düzey, Bakhtiyari formasyonunun alt ve üst zonu arasındaki sınırı da oluşturmaktadır. Konglomeralar yuvarlak karbonatlı çakıllar, kumlar, koyu kahve renkli demirli çörtler ile kumlu siltli matriks ve karbonatlı, silisli çimentodan oluşmuştur.

Birim içinde egemen olan iri ve yuvarlak çakıl, çakılcık ve kum boyu malzemeler, birimin üst Pliyosen veya daha genç bir yaş koyağın kurasal ve hızlı bir çökeltme ortamında durulmuş olabileceğini göstermektedir.

### MÜHENDİSLİK JEOLJİSİ

Karkheh nehri üzerinde KB'dan GD'ya doğru (menba kesiminden mansap kesimine) birçok farklı seçenек farklı zamanlarda Karkheh baraj yeri adı altında veya başka isimlerde araştırılmıştır. Karkheh sıfır, Karkheh A, Karkheh C baraj yerlerinin ve yapılması düşünülen barajın teknik özellikleri çizelge 1'de mukayeseli olarak gösterilmiştir.

#### Karkheh Sıfır Baraj Yeri

Baraj gövdesi ve yan tesislerinin temelini Lahbari formasyonu oluşturmaktadır. Temeldeki Lahbari formasyonu kendi içinde 15'i aşkın dayanıklı kumtaşı ile kalın katmanlı ve az dayanımlı silttaşı ve killi silttaşı ardalanmasından oluşmuştur.

### Baraj Yerinin Stabilitesi ve Geçirirliiği

Baraj yeri yamaç eğiminin oldukça düşük olması, birimin kumtaşı katmanları gibi dayanıklı seviyelerle ardalanması, yamaçların genelde stabil olduğunu göstermektedir.

1. Barajın Türü	Karkheh A	Karkheh B	Karkheh C
Dünya alanı	41000 Euz	41000 m <sup>2</sup>	41000m <sup>2</sup>
Ortalama yükseklik	400m/yıl	400m/yıl	400m/yıl
Ortalama alan	2000 m <sup>2</sup> /yıl	2000 m <sup>2</sup> /yıl	2000 m <sup>2</sup> /yıl
İkinci sınıf malzeme alanı	4100 m <sup>2</sup> /yıl	4100 m <sup>2</sup> /yıl	4100 m <sup>2</sup> /yıl
Malzeme sınıfı (toplam alan)	2000 m <sup>2</sup> /yıl	2000 m <sup>2</sup> /yıl	2000 m <sup>2</sup> /yıl
Malzeme sınıfı (her birim)	4100 m <sup>2</sup> /yıl	4100 m <sup>2</sup> /yıl	4100 m <sup>2</sup> /yıl
2. Baraj			
Türü	Toprak beton	Toprak beton	Toprak beton
Baraj yüksekliği	280 m	247 m	240 m
Baraj genişliği	740 m	650 m	500 m
Kam alanı	12 m	12 m	12 m
Malzeme sınıfı	12 m	12 m	12 m
Malzeme sınıfı	28 m/alan	-	-
3. Rezervuar Alanı			
Ortalama alan	4000 m <sup>2</sup>	-	-
Ortalama alan	200 Euz	-	-
Ortalama alan	20 m <sup>2</sup> /yıl	-	-
4. Düzeyler			
Dünya alanı	Dünya alanı	Dünya alanı	Dünya alanı
Baraj yüksekliği	240 m	-	-
Baraj genişliği	14 m	14 m	14 m
5. Silttaşı Düzeyi			
Dünya alanı	Silttaşı alanı	Silttaşı alanı	Silttaşı alanı
Baraj yüksekliği	12 m	-	-
Baraj genişliği	12 m	-	-
6. Düzeyler Düzeyi			
Dünya alanı (her birim)	12 m/Alan	12 m/Alan	12 m/Alan
Dünya alanı (her birim)	12 m/Alan	12 m/Alan	12 m/Alan
Dünya alanı (her birim)	12 m/Alan	12 m/Alan	12 m/Alan
Dünya alanı (her birim)	12 m/Alan	12 m/Alan	12 m/Alan
Dünya alanı (her birim)	12 m/Alan	12 m/Alan	12 m/Alan
Dünya alanı (her birim)	12 m/Alan	12 m/Alan	12 m/Alan

Çizelge 1: Karkheh baraj yerlerinin ve barajın teknik özellikleri.

Table 1: The Technical specifications for Karkheh dam and its locations.

Karkheh sıfır baraj yeri araştırma sondajlarında birimin geçirgenliği belirlemek için yapılan Lugeon deneyleri birimin geçirgenlik katsayısının (k) genelde 1 lugeon'dan daha ufak olduğunu göstermiştir. Bu sonuçlara göre Lahbari formasyonunun killi, kumlu ve siltli seviyeleri geçirimsizdir. Fakat çok nadir olarak bazı sondajların kumlu kesimlerinde geçirgenlik kat sayısının (K) 1-2 Lugeon arasında olduğu gözlemlenmiştir. Karkheh sıfır baraj yerinin göl alanını genellikle geçirimsiz olarak belirlediğimiz Aghajari ve Lahbari formasyonları oluşturmaktadır. Dolayısıyla bu kesimlerden önemli su kaçaklarının olabileceği tahmin edilmemektedir.

Bu baraj yerini oluşturan litolojilerin, çok farklı direnç özelliklerine sahip olmalarına rağmen kilttaşlarının ayrılmış zonları dışında genellikle 125-500 kg/cm<sup>2</sup> gibi basınç dirençleri ile güvenilir ve sağlamca litolojilerden oluşmuştur. Bu litolojilerin maksimum ve kalıcı kayma



mukavemeti parametreleri  $Q=37-25^{\circ}$  ve  $C=425 \text{ KN/m}^2-0$  arasında değişmektedir. Bu değerlere göre duyarlılığın sağlanabilmesi için; kuru mansap kesiminin temel kayası içinde şev eğimi  $34^{\circ}$  (1.5:1), temel kaya doğrultusunda ise şev eğimi  $26^{\circ}$  (2:1), menba kesiminin sular altında kalan ve ani olarak değişebilen su seviyesinden etkilenecek tabanın şev eğimi; temel kaya içinde  $21^{\circ}$  (2.5:1), üst kesimlerde ise  $18^{\circ}$  (3:1) olmasının uygun olacağı belirlenmiştir (Khalili 1993).

Karkheh sıfır baraj yeri mühendislik jeolojisi ve fiziko-mekanik özellikleri bakımından uygun olmasına rağmen baraj aks yerinin uzunluğu ve baraj gövdesinin büyüklüğünden doğan ekonomikklik açıdan uygunluğu tartışılmalıdır.

#### Karkheh A Baraj Yeri

Karkheh sıfırın yaklaşık 1/3 kadar gövde uzunluğuna sahip olması ve temelin Bakhtiyari formasyonun'dan oluşu, Karkheh A baraj yeri araştırmalarını pozitif yönde etkilemiştir.

#### Baraj Yerinin Stabilitesi ve Geçiririlliliği

Baraj yerini oluşturan Bakhtiyari formasyonu, yüzeyde alterasyona uğramış kesimler dışında, sert ve dayanıklıdır. Baraj eksenı boyunca sağ yamacın eğimi  $8^{\circ}-12^{\circ}$  dolayında ve sol yamacın eğimi ise  $15^{\circ}-20^{\circ}$  civarındadır. Birimin dayanıklı oluşu ve yamacın uygun bir topografik eğime sahip olması eksen boyunca doğal yamacın stabil olduğunu göstermektedir.

Baraj yerindeki araştırma sondajlarında yapılan Lugeon basınçlı su deneyleri Bakhtiyari formasyonunun çok değişken geçirgenlik özelliklerine sahip olduğunu göstermektedir. Konglomera; iyi çimentolanmış sert kesimlerde 1 Lugeon'dan daha az değerleri ile geçirimsiz, ancak iyi çimentolanmış kesimlerle kumlu kesimlerde ise 1-40 Lugeon'a varan geçirgenliği ile birimin geçirimli ve geçirimsiz zonlardan oluştuğu görülür. Diğer yandan bu birim altında yer alan Lahbari formasyonunun yanal ve düşey olarak çok farklılık gösteren bir birim olduğu bilinmektedir. Karkheh sıfır baraj yerindeki Lahbari formasyonunun Kumtaşları ile Karkheh A baraj yeri yüzey altındaki kumtaşları arasında; tane boyu, çimentolanma derecesi, dayanım, katman kalınlığı ve geçirgenlik gibi özellikleri bakımından önemli farklılıklar vardır.

Baraj yerinde Lahbari formasyonu yaklaşık 35 m kalınlığındaki geçirimsiz kiltası ile başlar ve derine doğru bu geçirimsiz örtü katmanından sonra yaklaşık 55 m'nin üzerinde bir kalınlık gösteren Lahbari formasyonunun geçirgen kumtaşı katmanı gelmektedir. Araştırma sondajlarında bu kumtaşı katmanı için yapılan lugeon basınçlı su deneyleri katmanın 50-60 Lugeon'dan fazla bir geçirgenliğe sahip olduğunu göstermiştir. Bu sondajlarda geçirimsiz kiltası katmanı delindikten sonra yaklaşık 100 m derindeki kumtaşının

tuttuğu su yükselerek yeraltı su seviyesini 6-7.5 m yükseltmiştir. Özellikle Karkheh nehrinin sağ sahilinde yapılan KA<sub>1</sub> sondajında yeraltı suyu kuyu ağzından yaklaşık 0,6 atmosferik bir basınç ile dışarı doğru fıkmaya başlamıştır. Bu basınçlı artezyenin debisi yaklaşık 170 L / dakikadır.

Karkheh A baraj yeri; baraj eksenı uzunluğu ve gövde hacmi büyüklüğü bakımından Karkheh sıfır baraj yerinden daha küçük ve ekonomiktir. Baraj yeri yamaç eğimi ve stabilite açısından uygun morfoloji ve litolojiye sahip olmasına rağmen temelde yeralan 55 m kalınlığındaki Lahbari formasyonunun kumtaşı düzeyinin geçirgenliğinin yüksek oluşu ve bazı araştırma sondajlarında artezyen yapması, bu baraj yerini sorunlu kılmıştır.

Karkheh A baraj yerinin göl alanı, Karkheh sıfır göl alanına ilaveten bu iki baraj yeri arasında kalan kesimi de kapsamaktadır. Bu kesimi örten Lahbari formasyonundan önemli su kaçaklarının oluşacağı tahmin edilmemektedir.

#### Karkheh C Baraj Yeri

Bu seçenekte baraj gövdesi ve yan tesislerinin temelini; sağ ve sol sahilde üst Bakhtiyari formasyonu, nehir yatağında ise tutturulmamış alüvyal oluşukların altında yeralan alt Bakhtiyari formasyonu oluşturmaktadır.

#### Baraj Yerinin Stabilitesi ve Geçiririlliliği

Bakhtiyari formasyonundan oluşan temel, yüzeyde altere olmuş kesimler dışında oldukça sert ve dayanıklıdır. Karkheh nehri vasıtası ile yarılan formasyon, nehir kenarında yaklaşık 30-40 m yüksekliğinde  $80^{\circ}$ 'ye varan sarp ve dik yamaçlar oluşturmaktadır. Baraj yerinde bu yamaçlar boyunca bazı ufak çaplı kaya ve blok devrilmeleri dışında önemli kayma hareketleri gözlenmemiştir. Ancak inşaat süresi ve inşaat bitiminden sonra duraylılığın sağlanabilmesi için, yamaç litolojilerinin kayma mukavemeti parametrelerinin bağlı değişimine göre kuru mansap tarafının şev eğimi en az  $26^{\circ}$  (2:1), sulardan etkilenebilecek menba tarafında ise şev eğiminin en az  $18^{\circ}$  (3:1) olacak şekilde traşlanmalıdır.

Alt Bakhtiyari formasyonu baraj yerinde, listen alta doğru 3, 2, 1, -1, -2, ve -3 No'lu merceksi kiltası seviyeleri ile siltli kumlu seviyelerin konglomera ile aralanmasından oluşmuştur. Birimin bu gibi merceksi kiltası seviyeleri geçirimsizdir (0-054 Lugeon). Ancak çört ve kireçtaşı parçalarının bir arada tutturulmasından oluşan Konglomeranın geçirgenliği, kapsadığı kumtaşı ve silttaşı merceklerinin durumuna göre çok farklılık göstermektedir (1-60 Lugeon). Diğer bir ifade ile bu formasyon; siltli merceklerin egemen olduğu kesimlerde Lugeon sınıflamasına göre az geçirimli veya geçirimsizdir (1-25 Lugeon). Fakat kumlu merceklerin

egemen olduğu kesimlerde geçirimli veya çok geçirimli (5-60 Lugeon) özelliklere sahiptir.

Baraj yerinde yaklaşık 100-120 m kalınlığında olan üst Bakhtiyari formasyonunun geçirgenliği alt zona oranla daha azdır. Bu kesimde merceksi killi, siltli ve kumlu seviyelerin seyrek oluşu ve konglomeranın daha iyi tutturulmuş olması birimin geçirgenliğini olumsuz yönde etkilemiştir (2-35 Lugeon). Dolayısıyla alt Bakhtiyari formasyonu genellikle geçirimli özelliğe sahip olmasına rağmen üst Bakhtiyari formasyonu genellikle az geçirimli veya geçirimli özelliğe sahiptir.

Karkheh C baraj yerinin göl alanı Karkheh A göl alanına ek olarak bu iki baraj yeri arasında kalan ve Bakhtiyari formasyonu ile örtülü olan kesimi de içine almaktadır. Göl alanını örten birimlerden herhangi bir su kaçağının olabileceği tahmin edilmemesine rağmen Lahbari formasyonunun geçirgen kumtaşı katmanının, Karkheh A ve C baraj yeri derinliklerindeki yayılım, dağılım, kalınlık, geçirgenlik ve artezyen durumunun belirlenebilmesi için bazı araştırma sondajları ile büyük ölçekli jeolojik çalışmalar yapılmalıdır. Bu şekilde kumtaşının durumuna göre oluşabilecek olası kaçaqların önlenmesi için geçirimsiz enjeksiyon perdesi boyutlandırılmalıdır.

Barajın su tutmaya başlamasıyla göl alanı yamaçlarında; oluşum mekanizması şekli ve türü bakımından 3 farklı hareket tipini gözlemek mümkündür.

Göl alanı sol yamaçlarında, Bakhtiyari, formasyonunun  $80^{\circ}$ 'yi aşkın dik yamaçları boyunca, yükselen yeraltı suyu ve boşluk suyu basıncı etkisiyle artarak gelişen gravite çatlakları vasıtasıyla ana kayadan koparak göl alanı içine gelen birkaç  $m^3$  büyüklüğünde olan blok, kaya ve/veya yamaç devrilmeleridir.

Diğer bir hareket tipi göl alanı yamaçlarında, Karkheh A ve Karkheh sıfır baraj yerleri arasında Lahbari formasyonunun marnlı düzeyleri, yükselen yeraltı suyu etkisiyle doygun hale gelecek ve  $8^{\circ}$ - $10^{\circ}$  KD'ya eğimli olan bu killi marnlı katmanların fiziko-mekanik özellikleri, değişerek killerin kıvam özellikleri plastik limite doğru yaklaşacaktır. Neticede yamaç eğimi, süreksizlik düzlemlerinin eğimi, yamaçların litolojisine, geometrisi ve yeraltı suyu düzeyine bağlı olarak bazı yerel yamaç hareketleri oluşacaktır.

Başka bir hareket Karkheh C ve A baraj yerleri arasında, rezervuarın doldurulmasıyla sol sahilten göl alanı içine doğru uzanın, yarımada şeklindeki yamaçlar boyunca, Bakhtiyari formasyonunun merceksi kilaşı ve siltli kumtaşı düzeylerinin morfolojisiyle kestiği bölgelerde, yamacın geometrisine, litolojisine, dayanımına, süreksizliğine, eğimine ve gelişen yeni kuvvet sistemlerine bağlı olarak yer yer yamaç hareketleri veya kaya ve blok düşmeleri olasıdır.

Karkheh C baraj yeri, gövde hacmi uzunluğu bakımından Karkheh A'dan büyük olmasına rağmen Karkheh sıfır baraj yerinin yarısı kadardır. Bu seçenek; baraj yeri litolojisi, morfolojisi ve baraj yerinin mensaba kaydırılmasıyla göl alanının büyümesi ve sulama alanına (Dashte-abbssa) yaklaşması açısından uygun görülmektedir. Ancak göl alanı sağ yamacının Karkheh A baraj yerine kadar olan kesimin oldukça ince ve arkasının boş olması stabilite ve su kaçaqları açısından kaygılı görülmemektedir. Yine göl alanının sol yamacında Karkheh C ve A baraj yerleri arasında kalan kesimden, göl alanı içine doğru uzanan sırtlar boyunca bazı stabilite sorunlarının yaşanmaması için yaklaşık 30 km uzunluğunda yamaç islah çalışmaları yapılmamalıdır. Bu çalışmaların doğuracağı maliyet artışı ve olası hareket risklerinin varlığı ile sağ yamacın ince ve arkasının boş olması Karkheh C baraj yerinin olumsuz özellikleridir.

## SONUÇLAR

Karkheh sıfır baraj yeri mühendislik jeolojisi ve jeomekanik özellikleri bakımından uygun olmasına rağmen baraj gövdesi uzunluğu açısından ekonomik olmadığı belirlenmiştir. Karkheh A baraj yeri gövde hacminin büyüklüğü, temel stabilitesi ve birimlerin fiziko-mekanik özellikleri bakımından uygun baraj yeri olmasına rağmen temelde yer alan geçirgen kumtaşının bazı araştırma sondajlarında artezyen yapması bu aks yerini olumsuz kılmıştır.

Karkheh C seçeneği; baraj yeri litolojisi, morfolojisi, gövde hacmi, göl hacmi ve sulama alanına olan yakınlığı açısından uygun görülmektedir. Ancak göl alanının sağ yamacının ince ve arkasının boş oluşu, sol sahilten göl alanı içine doğru uzanan sırtlar boyunca gerekli yamaç islah çalışmalarının doğuracağı ek maliyet ve olası hareket risklerinin varlığı bu baraj yerinin olumsuz özellikleridir.

Barajın su tutmaya başlamasıyla göl alanı sol sahilindeki dik yamaçlar boyunca gelişen gravite çatlakları etkisiyle blok veya kaya devrilmeleri artacaktır. Diğer taraftan yükselen yeraltı suyu etkisiyle sağ yamaçlardaki marnlı killi düzeylerin fiziko-mekanik özellikleri değişecektir.

Bu seçeneklerdeki mevcut farklı sorunlardan kurtulmak için Karkheh A baraj yerinin 1-1.5 km menba kesiminde yeni bir aks yeri araştırılmalıdır.

## KATKI BELİRLEME

Yazar değerli eleştiri ve katkılarından dolayı Prof. Dr. Okay GÜRPINAR'a Prof. Dr. Okay EROSKAYA'a ve Yrd. Doç. Dr. A. Malik GÖZÜBOL'a içtenlikle teşekkür eder.

## KAYNAKLAR



- Berberian, M., King, C.P. 1981,** *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Jour. of Earth Sci.* Vol. 18, No: 2
- Bieniawsky, Z.T. 1974,** *Geomechanics classification of Rocks. Masses and its Application in Tunneling Proc. 3 cong. of Int. Soc. Rock Mech. V.II A, PP. 27-32*
- Cavagrande, A. 1948,** *"Classification Identification of soils" Transactions, American Society of Civil Engineers. Vol. 113, 901-930*
- Karkheh River Basin Development 1979** TEHRAN, IRAN
- Khalili, A. 1995,** *Karkheh Baraj yerinin mühendislik jeolojisi ve göl alanı yamaçlarının duraylılığı I.Ü. Fen. Bil. Ens. İSTANBUL*
- Khalili, A. 1995,** *Karkheh Baraj yeri Labire Formasyonunun mühendislik özellikleri. Science and Technology Bulletin on Earth Science "GEOSOUND. Num: 21 PP. 73-84. Çukurova Üniversitesi ADANA*
- Khalili, A. 1994,** *Karkheh baraj yeri ve göl alanının geçirirliliği. Mühendislik jeolojisi Türk Milli Komitesi Bülteni- Sayı: 15 İSTANBUL*
- Khalili, A., Yüksel, F.A. 1994,** *Karkheh Baraj yeri ve çevresinin deprem etkinliği ve sismotektonığı. Cumhuriyet Üni. Müh. Fak. Dergisi Seri, A- Yerbilimleri (İstanbul).*
- Lugeon, M. 1933,** *Barrages et Geologie. methods de recherches terrassment et impermeabilisation Librairie des Universite.*
- Mañab Goods. 1990,** *Gözleşme-je Zeminşenastye Sade Karkheh. (yayınlanmamış rapor)*
- Tehrani, K. 1989,** *Stratigraphy of Iran and Type Sections of Formations. Tehran University Pub. No: 1977 - Tehran-Iran.*

# VLF YÖNTEMİNDE AKIM YOĞUNLUĞU DAĞILIMININ ELDE EDİLMESİ

## Determination of Current Density Distribution in VLF Method

Ferhat ÖZÇEP\*

### ÖZET

VLF yöntemi, yer kabuğunun bağıl olarak sığ kesimlerinin elektrik özelliklerini belirlemek amacıyla 15-30 kHz frekans aralığında radyo dalgalarının yayımladığı elektromanyetik dalga enerjisini kullanan bir jeofizik yöntemidir.

VLF eğim açısı verilerinin doğrusal filtrelenmesi ile akım yoğunluğu dağılımı basit bir şekilde belirlenebilir. Önerilen yorumlama tekniği VLF verisinin ayrık doğrusal filtrelenmesine (KH filtresi) dayanır. Filtrelenmiş veri, ölçülen manyetik alanın neden olduğu akım yoğunluğu terimleri ile açıklanabilir.

Tekniğin kullanımı için kuramsal ve ülkemizden (Akyazı) bir saha örneği verilmiştir.

### ABSTRACT

For determination of electrical property of relatively shallow part of the earth's crust, VLF method as a geophysical method uses electromagnetic waves which are propagated the radio waves in frequency range from 15 to 30 kHz. Using linear filtering of VLF dip angle measurements, distribution of current density can determine very easily.

The suggested interpretation technique is based on discrete linear filtering (KH Filter) of VLF. The output of the filtering results is expressed in terms of an equivalent current density at a specified depth that would cause the measured magnetic field.

The use of the technique was given on theoretical and field examples from Akyazı, Turkey.

### GİRİŞ

Radyo dalgalarının yayını uzun süreden beri kuramsal ve uygulamalı olarak incelenmektedir. VLF radyo dalgalarının iletişim (telekomünikasyon) amacıyla yararlanma 1900'ü yıllarda başlar. Ancak bu dalgaların yer içinin fiziksel özelliklerini belirlemeye yönelik kullanımı yüz yılın ikinci yarısıdır. Uzun dalga ya da VLF radyo yayınları uzun ve ilginç bir tarihe sahiptir. VLF sözcüğü etimolojik olarak İngilizce çok alçak frekans anlamına gelen Very Low Frequency sözcüklerinin ilk harflerine dayanmaktadır. VLF bandında yayım ilk olarak 1910-1912 arasında denenmiştir. Günümüzde bu dalgaların temel kullanım amacı denizcilikle haberleşmeye yöneliktir.

Jeofizik mühendisliğinde ise VLF Radyo Dalgaları yöntemi, çok alçak frekanslı radyo yayımlarını kaynak olarak kabul eden bir elektromagnetik arama yöntemidir. Kullanılan alıcının türüne göre Elektromanyetik (EM) alan bileşenlerinin değişimlerinin veya eğim açısının ölçülmesi ilkesine dayanır. Kaynak olarak 15-30 kHz frekans aralıklarında işleyen haberleşme amaçlı radyo istasyonları kullanılır.

Jeofizik açıdan elektromagnetik (EM) kuramın ilkeleri Straton (1940), Wait (1962) ile Lorrain ve Coersan

(1970)'de bulunabilir. VLF uygulamaları açısından EM ilkeler ise Crossley (1981)'de açıklanmıştır. Yerdeğiştirme akımlarının etkileri ise Sinha (1977) tarafından ele alınmıştır.

Zamanla periyodik olarak değişen bir magnetik alan etkisi altındaki iletken bir kürenin davranışı Wait (1951) tarafından incelenmiştir. Doğal elektromagnetik alanlar için fay modeli ise d'Erceville ve Kunetz tarafından araştırılmıştır (1962). VLF yönteminde en çok uygulama sahası bulunmuş modellerden biri olarak dayk modeli çeşitli araştırmacılar tarafından analog ve sayısal olarak incelenmiştir. (Telford ve diğ., 1976; Saydam, 1980; Kaikonen, 1980; Sinha, 1990 v.d.).

VLF yöntemi ülkemiz için yenidir, yöntem hakkında daha ayrıntılı bilgi almak isteyenler Özçep (1992 ve 1994)'e bakabilirler.

VLF istasyonlarından yayılan sinyaller jeofizik açıdan çeşitli amaçlar için kullanılabilir. Bunlar; maden araştırmaları, yeraltı suyu aramaları veya kirlenme çalışmaları zemin incelemeleri, iyonosfer çalışmaları, meteorolojik çalışmalar ve arkeolojik araştırmalar olarak sıralanabilirler.

Bu çalışmanın esas konusu VLF eğim açısı verilerinin filtrelenmesidir. Bu işleme bir tür modelleme gözüyle

\* İst. Üniv. Jeofizik Müh. Bölümü Yer Fizik Anabilim Dalı

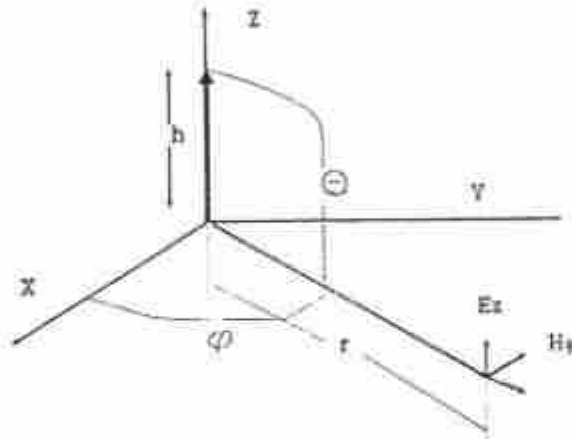


bakabiliriz. Bu işlemle, basit bir şekilde akım yoğunluğu dağıtımını elde edilebilir (Karous ve Hjeit, 1983).

### VLF KAYNAK DALGASI

VLF radyo dalgalarının yayılımını iki ayrı açıdan ele alınabilir. İlki, bir Elektromagnetik (EM) kaynağın (yani antenin) herhangi bir alıcı noktasında oluşturacağı potansiyelden yola çıkarak o noktadaki alan şiddetli değerini hesaplamak, ikincisi ise Maxwell denklemlerinin çözümünü gerektiren düzlem EM dalganın indüksiyonudur.

Aralarında çok küçük bir  $l$  uzaklığı bulunan iki noktaya uygulanmış  $+q$  ve  $-q$  elektrik yüklerini alalım (Idemen, 1987; Akkaya, 1982). Böyle bir düzene Hertz Dipolü adı verilir (Şekil.1.).



Şekil 1: Kartezyen koordinat sisteminde Hertz dipolü (McNeil ve Labson, 1993)

Figure 1: Hertz dipole in cartesian coordinate system (from McNeil ve Labson, 1993' den)

Şimdi bu dipolü  $(x, y, z)$  koordinat merkezine ve  $z$  eksenine boyunca yerleştirelim.  $\theta$  noktasından  $r$  uzaklığındaki bir  $P$  noktasında oluşacak vektör potansiyelini hesaplayacak olursak bu potansiyelden elde ettiğimiz elektrik ve manyetik alanların sırasıyla  $1/r$ ,  $1/r^2$ ,  $1/r^3$  şeklinde uzaklığa bağımlılık gösteren üç terimin toplamından oluştuğu görülür. Bu bileşenlerin anlamları ise;

(1)  $r$  ile ters orantılı kısım "ışınma" (radyasyon) alanıdır.

(2)  $1/r^2$  ile orantılı kısım "indüksiyon" alanı denir.

(3)  $1/r^3$  ile ters orantılı kısımda ise elektrik alan bileşenlerinde vardır. Bu kısım statik alan olup zamanla değişmeyen yükler dikkate alındığında elde edilen alanın benzeridir. Bütün jeofizik araştırmalarında bu bileşenin ihmal edilebilir.

Küçük uzaklıklarda statik alan ve indüksiyon alanı baskındır. Fakat,  $r \gg c/\omega$  olduğu zaman ışınma alanı daha

büyük olur. Bu durumda dipolden yeteri kadar uzaklıkta yalnızca  $1/r$  ile orantılı ışınma alanı (1) bulunacak ve diğerleri bunun yanında ihmal edilecektir. Bu sözü edilen alanın bileşenleri;

$$E_r = 0 \quad (1a)$$

$$E_\theta = -\frac{\omega I_0 l \sin\theta}{4\pi r c^2} \sin\omega(t - r/c) \quad (1b)$$

$$E_\phi = 0 \quad (1c)$$

$$H_r = 0 \quad (1d)$$

$$H_\theta = 0 \quad (1e)$$

$$H_\phi = \frac{\omega I_0 l \sin\theta}{4\pi r c} \sin\omega(t - r/c) \quad (1f)$$

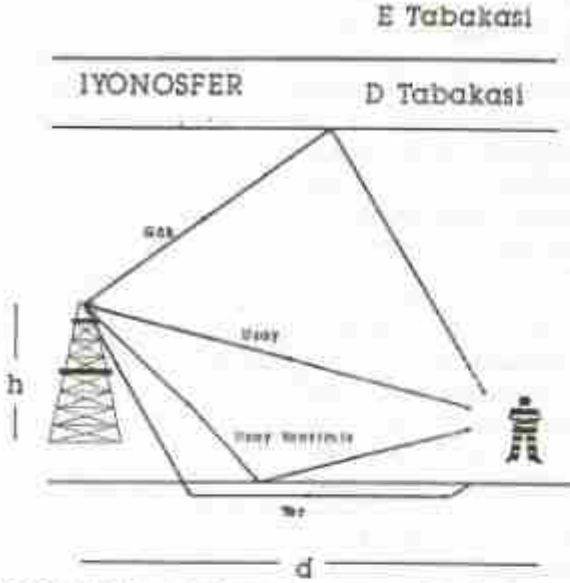
olur. Burada,  $\omega = 2\pi f$ ;  $I_0 =$  anten akımı, Amper;  $c =$  ışık hızı;  $r =$  kaynak ile alıcının arasındaki uzaklıktır. Bu durumda dipolün  $H_\theta$  ve  $E_\theta$  bileşeni olmak üzere iki bileşeni vardır. Çizelge 1'de VLF ve LF istasyonları çeşitli özellikleri (frekans, dalgaboyu, güç, enlem ve boylamlar) ile verilmiştir. Şekil 2'de ise aynı dalgaların yeryüzünde olası yayılım yörüngeleri görülmektedir.

İSTASYON	FREKANS (kHz)	YER	KOORDİNATLAR	YAYINLANAN GÜÇ (kW)
AMİ				
WLE	24.8	Washington	22505-68612	125
WLS	21.4	Norfolk	79427-28017	400
WLA	24.5	Natick	67617-68620	1000
WAZ	28.5	Peoria Nisn	67911-28623	100
WPH	21.4	Salem	15069-23625	500
AVRUPA				
WOB	16.8	Ruby, İsviç.	01911-32620	750
WNO	17.1	Nürnberg	17001-32649	1000
WZJ	26.4	Neigeland, Nor.	15001-68625	150
WFO	15.1	Budapest	00908-44601	1000
AVİSTRALYA				
WVI	21.1	West West Cape	214009-21947	1000
JAPONYA				
WJP	27.4	Yokohama	117001-34928	50

Çizelge 1: Çeşitli özellikleri ile VLF radyo dalgaları vericileri (McNeil ve Labson, 1993)

Table 1: VLF stations with the different properties. (from McNeil and Labson, 1993)

Çoğu kez yer içi şartları, her biri içinde elektrik ve manyetik özelliklerin değişmediği homojen, izotrop materyallerden oluşan bölünmüş düşey ve yatay tabakalardan oluşuyormuş gibi düşünülür.



Şekil 2: VLF Radyo dalgaları için alan yayılım yörüngeleri (Crosley, 1981)

Figure 2: Possible propagation paths for VLF radio waves (from Crosley, 1981)

VLF yöntemine ilişkin değerlendirmelerde yüksek güce sahip verici antenler tarafından oluşturulan EM dalgalar düzlem dalgalar olarak kabul edilirler.

Jeofizik uygulamalarda EM dalga denkleminin genel çözümü zamanla ve ortamla (burada derinlik) değişimi gösterir. EM dalga bir boşlukta değil de sonlu iletkenliğe sahip kayalar içinde ilerliyorsa, bu dalganın genliğinin üstel bir şekilde azaldığı görülür. EM alan şiddetinin başlangıç değerinin  $1/e$  katına indirildiği değere nüfuz derinliği denir ve

$$d = 503\sqrt{\rho/f} \quad (\text{m}) \quad (2)$$

bağıntısı ile ifade edilir (Sheff, 1984). (2) bağıntısını yer içine ilerleyen dalganın nüfuz derinliğinin ortamın öz direnci ( $\rho$ ) ile doğru, dalganın frekansı ( $f$ ) ile ters orantılı olduğunu gösterir. Çizelge 2'de Türkiye'ye yakın VLF istasyonlarının frekansları kullanılarak hesaplanmıştır.

### VLF EĞİM AÇISI ÖLÇÜLERİNİN DOĞRUSAL FİLTRELENMESİ

Karous ve Hjelt (1983), VLF eğim açısı ölçümleri için farklı bir değerlendirme yöntemi geliştirmişlerdir. Değerlendirme çok basit olarak manyetik alan ( $H$ ) ile ona neden olan akım ( $J$ ) yoğunluğu arasındaki ilişkiden yola çıkar (Bakınız Şekil 3). Manyetik alanın düşey bileşeni Biot-Savart yasası (Reitz ve Milford, 1966) gereği aşağıda izlendiği gibi akım yoğunluğu

VLF İstasyonu	Frekans (kHz)	Özdirenci (ohm.m)	Nüfuz Derinliği (m)
FYO BOBACAIT	15.1	10	12.8
		100	40.8
		1000	129.4
		10000	409.0
		100000	1294.0
IKR SUGES	14.8	10	12.5
		100	39.7
		1000	125.7
		10000	409.0
		100000	1294.0
JXX HELCELAND	16.4	10	12.4
		100	39.2
		1000	124.2
		10000	392.7
		100000	1242.0
ZMS MURKIVA	17.1	10	12.1
		100	38.4
		1000	121.2
		10000	384.4
		100000	1218.3

Çizelge 2: Türkiye'de kullanılabilir VLF istasyonlarının belirli öz direnci değerleri için nüfuz derinlikleri (Yerdeğiştirme akımları ihmal edilmiştir.)

Table 2: The Skin depths versus the different resistivity values for various VLF stations for use in Turkey (Displacement currents are negligible)

$$J(\xi, z)$$

tarafından oluşturulur.

$$H_z(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} d\xi \int_{-\infty}^{\infty} J(\xi, z) (x-\xi) d\xi_z / [(x-\xi)^2 + z^2] \quad (3)$$

(3) konvolüsyon integrali  $\xi = z$  derinliğinde,  $z'$  nci genişlikte akım yoğunluğuyla sınırladığı varsayımıyla basitleştirilir.

$$\int_{-\infty}^{\infty} J(\xi, z) = J(\xi) \Delta z$$

ile biz,

$$H_z(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} J_a(\xi_j) \Delta z (x-\xi_j) d\xi_j / [(x-\xi_j)^2 + z^2] \quad (4)$$

elde ederiz. Denklem, Bendat ve Piersol'un (1968) lineer filtre kuramı kullanarak  $J_a$  için çözülebilir. VLF'de ayrık hale getirmemiz gerekir. Bunun için varsayalım ki  $H_z(x)$ ,  $x$  aralıklarıyla eşit olarak uzak noktalarda ölçülmüş olsun. Bu anomaliye yol açan akım yoğunluğu dağılımı  $z$  derinliğinde dağılan noktalarda hesaplanabilir:

$$H_{zm}(X_j) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{J_a(\xi_j) \Delta z \Delta x (x_j - \xi_j)}{[(x_j - \xi_j)^2 + \Delta x^2]} \quad (5)$$

$$x_j = j \cdot \Delta x$$

$$\xi_j = (j-1) \cdot \Delta x$$

$$0 \leq j \leq l$$



buradaki  $H_I \frac{2\pi}{\Delta z} = H_{zm}(x_I)$  ve  $J_s(\xi) = J_I$  dir. Böylece

$$H_I = \sum_{j=-\infty}^{\infty} J_j K_{0j} \quad (6)$$

$$K_{0j} = \frac{(l-j-j_0)}{((l-j-j_0)^2 + l^2)}$$

elde edilir. İdeal ters filtre (6) denkleminin çözümüyle bulunur. Filtre katsayılarının sayısı kuramsal olarak sonsuzdur. Bu yüzden,

$$H_I = \sum_{k=-n}^{n+1} J_k K_{0k}$$

$$J_k = \sum_{l=-n}^{n+1} K_{0l}^{-1}(H_{I,l})$$

olur. Sonuçlar göstermiştir ki aşağıdaki filtre pratikte iyi çalışır:

$$\frac{\Delta z}{2\pi} J_s\left(\frac{\Delta x}{2}\right) = -0.205H_{-2} + 0.323H_{-1} \\ -1.446H_0 + 1.446H_1 - 0.323H_2 + 0.205H_3$$

burada,  $H_j = H_{zm}(l, \Delta z)$  dir. Bu tek bir akım hattının alanının ters çözümü için %8'den daha küçük bir hata veren en kısa filtredir.

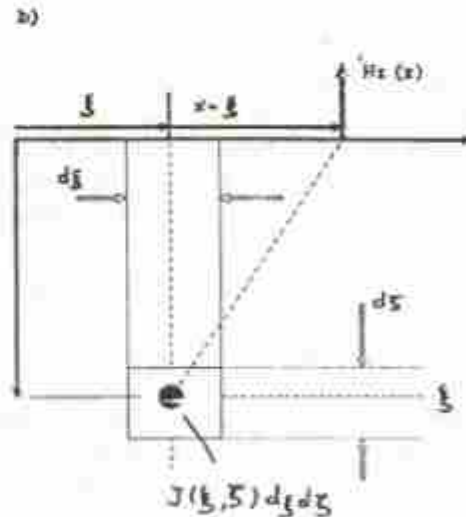
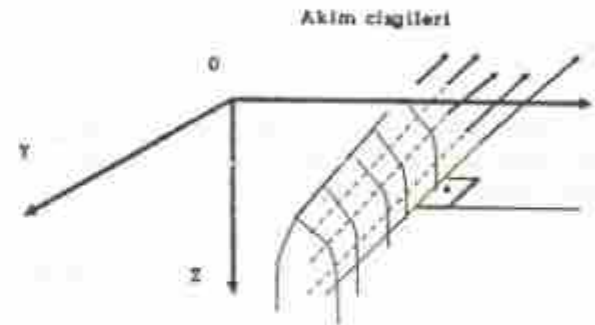
Alan verilerini yorumlarken ölçülmüş değerler yumuşatılmalıdır. Bununla birlikte simetrik filtre aşağıdaki gibidir:

$$\frac{\Delta z}{2\pi} \bar{J}_s(0) = -0.102H_3 + 0.05559H_{-2} - 0.561H_{-1} \\ + 0.561H_1 - 0.05559H_2 + 0.102H_3$$

burada,  $\bar{J}(0) = \frac{1}{2} [J(\Delta x/2) + J(-\Delta x/2)]$  ortalama akım yoğunluğudur.

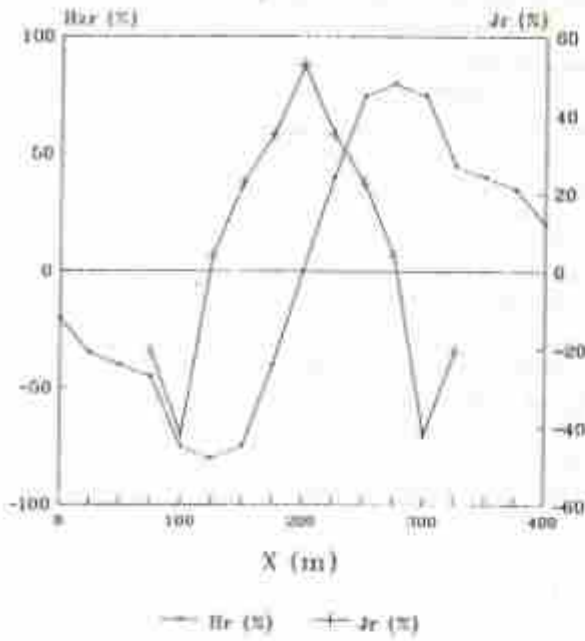
Filtre katsayıları akım yoğunluğu bileşenine karşılık olarak verilen bağıl anomali  $H_{zm}/H_s$  sanal ve gerçel bileşenine uygulanır. Bunu bir örnek üzerinde açıklamak için Şekil 3'deki  $H_z$  (%) eğrisine sahip olduğumuzu düşünelim. Bu eğriye filtremizi uygulayabilir ve akım yoğunluğu dağılımını elde edebiliriz. Yatay eksen nokta yerleri düşey eksen akım yoğunluğu değerleri olmak üzere çizerseniz Şekil 4'deki  $J_x$  (%) grafiğini elde etmiş oluruz.  $H_z$  (%) eğrisinin sıfır olduğu noktanın altında iletken bir dayk vardır. Filtrelemeden sonra elde edilen  $J_x$  (%) değeri de aynı şekil üzerine çizilmiştir. Dikkat edilirse  $J_x$  (%) eğrisi en büyük değerini daykın üzerinde almaktadır. Bu çok

önemlidir. Zira yüzlerce VLF verisinden elde edilmiş  $H_z$  (%) değerine bu filtreyi uyguladığımızda bu kadar çok veri içinde gözünüzden kaçan düşey iletkenlik süreksizliklerini filtrelemeden sonra kolayca haritalayabilirsiniz. Bu amaçla Akyazı'da 16.0 kHz frekansında alınan (İlkışık ve Bayrak, 1993) bir VLF profilinin  $H_z$  (%) ve  $H_y$  (%) bileşen değerlerine bu yöntem uygulanmıştır. Gerçel bileşene (%  $H_y$ ) uygulanan filtre sonucu elde edilen akım yoğunluğunun gerçel bileşeni (%  $J_x$ ) bizim için yukarıdaki örnek nedeniyle daha önemli bilgiler taşımaktadır. Akyazıda alınan VLF verisine uygulanan filtre sonucu bulduğumuz akım yoğunluğunun gerçel bileşeni  $J_x$  (%) yi yorumladığımızda (Şekil 5) X ekseninin sıfırdan itibaren metre olarak 200, 375, 450, 525, 675, 750, 1150 noktalarının altında elde ettiğimiz pozitif  $J_x$  (%) pikterinden dolayı düşey iletkenlik süreksizlikleri beklenebilir. Ayrıca benzer filtre sanal bileşen değeri  $H_z$  (%)'ne uygulanmış elde edilen değerler  $J_z$  (%) olarak gösterilmiştir. (Şekil 6).

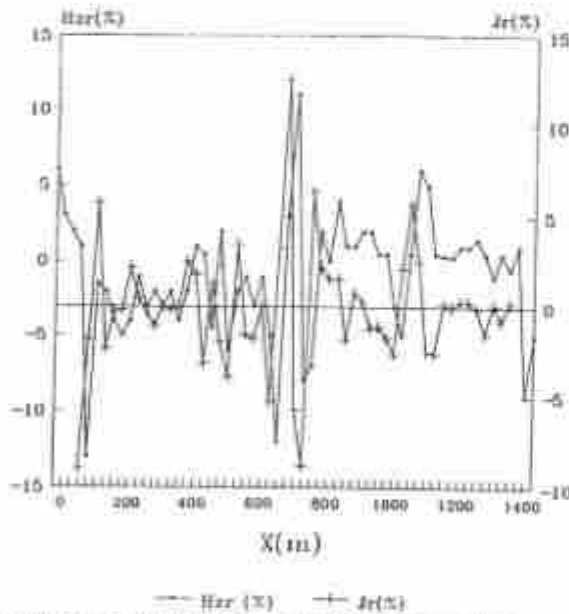


Şekil 3: a) Akım çizgilerinin yönlendmesi. b) Akım yoğunluğu elemanının oluşturduğu manyetik alan (Kraus ve Hfelt, 1983)

Figure 3: a) Orientation of the current lines b) Magnetic field which originates current density element (from Kraus ve Hfelt, 1983)



Sekil 4: Akım yoğunluğu filtresi (KH) filtresi için bir örnek uygulama.  
Figure 4: A simple application for current density filter (KH)

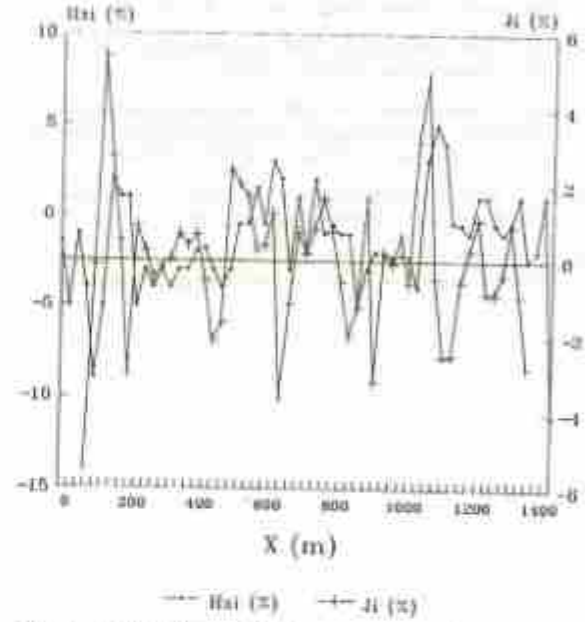


Sekil 5: Gerçek (Hr) bileşen ve bu bileşen uygulanan filtre sonucu elde edilen Jr akım yoğunluğu.  
Figure 5: Jr current density obtained Hr real component.

#### 4. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bir akım kaynağının oluşturduğu manyetik alandan yola çıkarak VLF eğim açısı ölçülerinin filtrelenmesi üzerinde durulmuştur. Bu yolla VLF alanının bileşenlerinden olan manyetik alandan, ters filtrelerin kullanımıyla bu alanı oluşturan akım yoğunluğu

dağılımını çeşitli derinlikler için hesaplamak mümkündür. Bu konuyla ilgili bir örnek ülkemizde Akyazı'da alınan VLF profillerinin Hr (%) ve Hzi (%) bileşenlerine uygulanmış ve sonuçta profil hattı boyunca akım yoğunluğu dağılımının kolayca belirlenebileceği ortaya çıkmıştır.



Sekil 6: Sanal (Hzi) bileşen ve bu bileşene uygulanan filtre sonucu elde edilen Ji akım yoğunluğu.

Figure 6: J, current density obtained Hzi imaginary component

#### KATKI BELİRLEME

Bu çalışma; LÜ. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yazar tarafından hazırlanan yüksek lisans tezinin bir bölümünü oluşturmaktadır. Çalışmanın yazarı, tezin gerçekleşmesi aşamasında yardım, destek ve teşviklerinden dolayı Prof. Dr. O. Metin İlkçık, Prof. Dr. Naci Orbay, Araş. Gör. Mümtaz Hisarlı ve Jeofizik Yük. Müh. Tazegül Özçep'e ve ayrıca makale haline dönüşmesinde çizimlerde yardımını gördüğüm Jeofizik Mühendisi Avni Dinçer'e teşekkür eder.

#### KAYNAKLAR

- Akkaya, L., 1982. *Anızın Teorik Giriş*. İTÜ Yayınları, İstanbul
- Bendat, J.S., and Piersol, A.G., 1968. *Measurement and analysis of random data*. Wiley, New York.
- Ceggon, J.H., 1971. *Electromagnetic and Electrical Modeling by Finite element Method*. *Geophysics*, 27, 651-665.
- Crossley, D.C., 1981. *Theory of EM Surface Wave Impedance Measurements*. *Geological Survey of Canada, Paper 81-15*, p. 1-17.
- d'Ereenville, L., and Kunetz, 1962. *The Effect of a Fault on the Earth's Natural Electromagnetic Field*. *Geophysics*, Vol. 27, 651-665.



- İdeman, M., 1987.** *Elektromanyetik Dalgaların Temelleri*. İTÜ Kıp Yay. İstanbul.
- İlkyık, O.M., Bayrak, M., 1993.** *Akyazı incelemeleri: Elektromanyetik ve Termik Yöntemler ile Jeotermal araştırmalar*. DPT Proje no:91A121630. Ankara.
- Kalkonen, P., 1980.** *Interpretation Nomograms for VLF Measurements*. Acta Universitatis Oulavensis, University of Oulu.
- Karas, M., and Hjelt, S.E., 1983.** *Linear Filtering of VLF Dip Angle Measurements*. *Geophysical Prospecting*, 31, 782-794.
- Lorrain, P., and Corson, D.R., 1970.** *electromagnetic Fields and waves*. Freeman, San Francisco, 760 pp.
- McNeil, J.D. and Lohson, V.F., 1993.** *Geological mapping using VLF radio fields*. in *Electromagnetic Methods in applied Geophysics*. Ed: M.N. Nabighian, Vol.2 Part B., SEG Pub., USA.
- Özçep, F., 1992.** *VLF Radyo Dalgaları Yöntemi*. I.Ü. Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl. (Bütüme Ödevi), İstanbul.
- Özçep, F., 1994.** *VLF Yönteminde Modellenin*. I.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (Yayınlanmamış), İstanbul.
- Reitz, J.R., Milford, F.J., 1966.** *Foundation of electromagnetic theory*. Addison-Wesley, Tokyo.
- Saydam, S., 1981.** *VLF EM Interpretation Using Tillangel and Ellipticity Measurements*. *Geophysics*, 46, 1594-1603.
- Sinbu, A.K., 1977.** *Influence of Altitude and Displacement Current on Plane-Wave EM Fields*. *Geophysics*, 42, 77-91.
- Sinbu, A.K., 1990.** *Interpretation of Ground VLF-EM data in terms of Inclined Sheet-like Conductor Models*. *PAGEOPH*, 132, 4, 733-756.
- Sheriff, R., 1984.** *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. SEG Pub., USA.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A., 1976.** *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Wait, G.R., 1951.** *A Conducting Sphere in a Time-Varying Magnetic Field*. *Geophysics*, 16, 665-672.
- Wait, J.A., 1962.** *Electromagnetic Waves in Stratified Media*. *International Series in Electromagnetic Waves*, Vol.3, Pergamon, 372 pp.

# BATI ANADOLU JEOELEKTRİK HARİTA ÇALIŞMALARI ve ÖRNEKLER

## Geoelectric Mapping Studies and its Examples in Western Anatolia

Seyran ŞARDAR\*

### ÖZET

Türkiye Jeoelektrik haritalarından endüstriyel hammadde ve enerji kaynaklarının aranmasında yararlanılabilir. Ayrıca, bu haritalar baraj, köprü ve tünel yerlerinin belirlenmesinde, yeraltı suyu aramalarında ve çevre jeolojisi çalışmalarında da kullanılabilir.

MTA'da bugün yapılan jeoelektrik çalışmalar değişik yaşlardaki jeolojik birimler yerine daha çok kömür ve yeraltı suyu gibi sığ derinlikte doğal kaynak içeren neojen havzalarına yöneltilmiştir.

Neojen basenlerdeki düşey elektrik sondajlarla neojen serilerinin kalınlıkları ve jeoelektrik temelin derinliği belirlenmektedir. Bu derinlikler jeolojik birimlerle korele edilerek değişik rezistivitedeki jeolojik muhtemel bir doğal kaynak potansiyeli içerebilecek seviyeler belirlenmeye çalışılmaktadır.

### ABSTRACT

Türkiye geoelectric maps can be benefited in exploration of mineral, industrial raw material and energy resources. Additionally, they can be used in site planning of dams, bridges and tunnels, in groundwater exploration and in environmental geological studies.

Recent geoelectrical studies carried by MTA are mainly directed to the investigation of neogen basin which might comprise shallow resources such as coal and groundwater, instead of on all different aged geological units.

With the vertical geoelectric sounding on the neogen basins, thickness of the neogen series and depth of the geoelectric basement are determined to determine geological of probable resource potential possessing different resistivity, these depths are correlated with the geological units.

### ÇALIŞMANIN AMAÇLARI

Endüstrileşmeye doğru gidilişin yanısıra, nüfus artışı ve yaşam düzeyinin göreceli yükseltilmesi de yeni doğal kaynakların bulunmasını zorunlu kılmaktadır. Sanayileşme atılımı kentleşme ve ulaşım ile ilgili sorunları da beraberinde getirmektedir. Bu sorunların köklü çözümü Jeofizik ve Jeolojik araştırmalarla sağlanabilir.

Önceki yıllarda yurdumuzun yerüstü ve yeraltı zenginliklerinin aranması amacıyla, değişik ölçekli jeolojik haritalar yapılmış ve bunlar genel görüşü yansıtmak üzere 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası biçiminde yayımlanmıştır. Jeolojik sorunların çözümüne katkıda bulunmak için rejyonel gravite ve havadan manyetik haritalarda hazırlanmaktadır.

Sözünü ettiğimiz bu haritaların, Türkiye'nin jeopotansiyelinin açığa çıkarılmasına yönelik madenler, endüstriyel hammadde ve doğal enerji kaynaklarının aranması, baraj ve büyük sanayi kuruluşlarında yer seçimi, kentleşme, çevre jeolojisi ve arazi kullanımıyla

ilgili sorunlarda baz harita olarak kullanılması amaçlanmıştır.

Jeoelektrik haritaların bugün için fazla ekonomik yarar sağlamayacak tüm alanları kapsamayı yerine, ülke gereksinimlerine doğrudan katkıda bulunacak kaynakları içeren, belirli bir jeolojik serinin yayıldığı alanlarda yapılması daha yararlı olacağı düşünülmüştür.

Neojen ve neojen sonrası serilerinin ülke ekonomisinin gereksinimleri yönünden önemi araştırıldığında aşağıdaki sonuçlara varılır:

- 1 - Türkiye'nin linyit rezervlerinin büyük bir bölümü neojen alanlarında yer almaktadır.
- 2 - Bugüne değin yapılmış etüd sonuçlarına göre ülkemizde petrol taşıyan yapılar genellikle neojen birimlerinin altında, doğal gaz oluşumları ise neojen içinde yer almaktadır.
- 3 - Türkiye'deki jeotermal enerji alanları dağılım haritaları, bu enerji kaynağının neojenlerle örtülü grabenlerdeki hazne kayaçlarında depolandığını göstermektedir.

\* MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdüleri Dairesi - 06520 ANKARA



4 - İnşaat sektörünün gereksinimi olan ve uzun vadeli maden arama projesi programlarının yapı malzemeleriyle ilgili bölümü kapsamına alınan kum, çakıl, marn, yapı taşı, hafif yapı malzemeleri, çimento hammaddeleri vb. neojen ve neojen sonrası seriler içinde yer alır.

5 - Neojen serileri; plastik kil - kaolen ve tuz gibi endüstriyel hammaddeler yönünden de önemli olmuştur.

6 - Neojen alanlarının topoğrafyasının uygunluğu ve alt yapı tesislerinin yapımına elverişliliği nedeniyle büyük sanayi kuruluşlarının yer seçimi ve şehir planlaması gibi konuları bu serilerinin ayrıntılı incelenmesini gerektirmektedir.

Buraya kadar konusunu ettiğimiz etkenler göz önüne alındığında, jeoelektrik haritalar projesinin örtülü ve açık neojenler ile neojen sonrası seriler üzerinde gerçekleştirilmesiyle büyük yararlar sağlayacağı ortaya çıkmaktadır.

Bu proje ile ;

- Neojen serilerinin Jeoelektrik özellikleri ve neojen havzalarının genel anlamda yapılarının belirlenmesi,
- Neojen havzalarının taban topografyasının belirlenmesi,
- Neojen ile ilişkili yan kayaçların jeoelektrik özelliklerinin saptanması,
- Genç volkanikler yada diğer kayaçlarla örtülü neojen alanlarında örtü kalınlığının saptanması amaçlanmıştır.

Bu amaçlar doğrultusunda elde edilecek verileri şöyle sıralayabiliriz:

- Neojen serileri ve bunlarla ilgili yan kayaçların jeoelektrik özellikleriyle, neojen alanlarının genel anlamda yapılarının bilinmesi bu yörelerde yapılacak ayrıntılı jeolojik ve jeofizik çalışmalara ön bilgi sağlayacaktır.
- Neojen alanlarının taban topografyasının genel anlamda bile olsa belirlenmiş olması, yeraltı kaynaklarına yönelik sondajlı aramalarda en uygun sondaj kapasitesinin seçimine yardımcı olacaktır.
- Neojen serileri içerisinde belirgin rezistivite farklılaşması gösteren seviyeler, Jeolojik bilgilerle denettilerinde kum, kil, çakıl, kaolen, çimento hammaddeleri gibi endüstriyel hammaddelerle, tortul kökenli maden yataklarının araştırılmasında önemli olabilecek kesimler belirlenebilecektir.
- Örtülü neojen alanlarında örtü kalınlığının saptanmasıyla neojen serilerinin içerdiği doğal kaynakların aranmasında yeni bedeller belirlenecektir.

#### Uygulanan Jeofizik Yöntem

Proje kapsamında yapılan arazi çalışmalarında uygulanan jeoelektrik yöntemlerden en fazla kullanılan şekli olan Schlumberger elektrod diziliminde DES tekniğidir.

Bu teknikte yer katmanlarını meydana getiren kayaçların rezistivite ve kalınlıklarını bulmak buradan hareketle de jeolojik yapıyı aydınlatmaya yarayacak en uygun modeli ortaya koymak başlıca amaçtır. DES tekniğinde seçilen bir noktada derinlere doğru yer alan kayaçların rezistivitelerinin nasıl değiştiği incelenir. Bu amaçla ölçü noktası olarak seçilen bir noktada bir doğru üzerinde kalmak ve ölçü noktasına göre simetrik olmak üzere 2 noktadan yere elektrik akımı verilir. Bu akımın yer yüzeyinde yarattığı elektrik potansiyel farkı ölçülür. İlgili formül kullanılarak akım elektrodları arasındaki mesafenin yarısı kadar derinlikteki bir noktanın görünür rezistivite değeri elde edilir.

#### PROJE KAPSAMINDA YAPILAN ÇALIŞMALAR.

Proje uygulamalarına 1979 yılında başlanmıştır. 1994 yılı sonuna kadar proje kapsamında yapılan çalışmalar sonucu 50 adet rapor yazılmış ve arşive intikal etmiştir. 1994 yılına kadar etüdü yapılan çalışma alanları ek-1'deki proje kodlarına haritasında gösterilmiştir. Büyük Menderes grabeninde MTA'nın çalıştığı 9 sahanın raporlarının verileri ile DSİ'nin çalıştığı 7 sahaya ait raporların verileri 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasında birleştirilmiştir.

Proje amaçları doğrultusunda havza bazında yapılan etüdler sonucunda elde edilen jeoelektrik kesitlerle havzaların genel özellikleri ortaya çıkarılmıştır.

Ayrıca etüdüleri tamamlanmış neojen havzalarında etüd dairelerinin jeolojik sorunlarına çözüm getirmek amacıyla, proje içinde ölçülen DES eğrilerinin ve elde edilen jeoelektrik yapı kesitleri yeniden değerlendirilerek tekrar yorumlanabilir.

#### SONUÇ

Projenin genel amaçları doğrultusunda yapılan arazi çalışmaları sonuçlarında; jeotermal, sıcaksu, kömür ve endüstriyel hammadde aramalarında aşağıda belirtilen alanlarda somut sonuçlar alınmıştır.

**Jeotermal Enerji Alanları:** Aydın-Salavatlı sahasında, Aydın-Ömerbeyli Jeotermal sahasına benzeyen bir zon elde edilmiştir. 1993 yılında bu zon üzerinde detay CSAMT ve rezistivite etüdüleri yapılmış ve saha jeotermal açıdan sınırlandırılmıştır.

**Sıcaksu Alanları:** Kütahya - Yoncalı sahasında yapılan çalışmalar sırasında, yoncalı kaplıcalarının olası çıkış zonu olabilecek fay belirlenmiş ve bu fayın araştırılması amacıyla detay jeofizik çalışması önerilmiştir. Daha sonraki yıllarda SSK adına ücretli etüd yapılmıştır. Bu etüd sonucunda kaplıca için yeterli sıcaksu bulunmuştur. İzmir-Aliaga kaplıca sahasında

sıcaksuyun oluşabileceği yeni alanlar tesbit edilmiş ve bunların araştırılması için detay jeofizik çalışmalar önerilmiştir. 1992 yılında bu sahada değişik jeofizik yöntemler uygulanmıştır.

**Kömür Aramaları:** Değişik alanlarda yapılan çalışmalar sonucunda neojen alanlarında kömür oluşumu olabilecek çanakların varlığı ortaya çıkarılmış ve sondajlar için gerekli olan neojen kalınlığı tesbit edilmiştir. Ayrıca Adana-Tufanbeyli-Feke sahalarında detay çalışmalar önerilmiştir. Daha sonraki yıllarda elektrik ve sismik çalışmalar sonucunda kömürün varlığı sondajlarla kanıtlanmıştır.

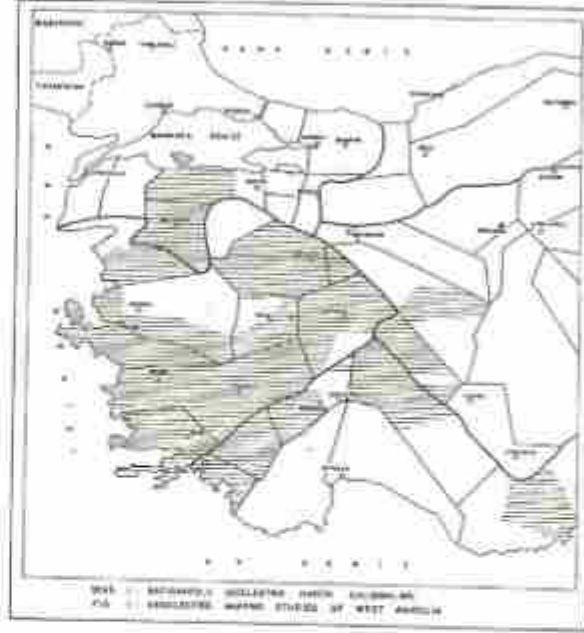
**Endüstriyel Hammadde Aramaları:** Kütahya -Gevrek-Seydiköy kaolen sahasında 9 adet mekanik sondaj üzerinde ölçü alınmıştır. Çıkarılan jeoelektrik yapı kesiti ile kaolenin ve yan kayaçların resistivite değerleri saptanmıştır. Kütahya - Altıntaş - Alhören kaolen sahasında yapılan çalışmalar ile opal seviyelerinin yerleri belirlenmiştir. Daha sonra açılan mekanik sondajlar bu verilerimizi doğrulamıştır. Eskişehir - Yukarıkartal manyezit sahasında yapılan jeoelektrik çalışma ile yeterli kalınlık ve uzanımına sahip olması durumunda cevherli zonu kalınlığının saptanabildiği görülmüştür.

Batı Anadolu projesi çerçevesinde Menderes grabeninin batı kısmındaki alüvyon kalınlığının saptanması ve tuzluluk sınırının belirlenmesi için o yörede yapılan çalışmalara ek olarak 1993 yılında da jeoelektrik çalışmalar yapılmıştır.

1978 yılında uygulamaya konan projenin ilk yılında büro çalışmaları yapılmıştır. Arazi çalışmalarına 1979 yılında başlanmıştır. 1993 yılı sonuna kadar 267 profil, 6412 DES ölçüsü 4231 km uzunluğunda jeoelektrik

kesit ve 51177 km<sup>2</sup> lik neojen alanın etüdü tamamlanmıştır.

Projenin arazi çalışmaları programı yılda 5 ekip ve 30 ekip/ay'lık çalışma ile her yıl ortalama 10000 km<sup>2</sup> lik alanın etüdünün yapılması programlanmıştır. Projenin ilk yıllarında bu arazi çalışmaları programa uygun olarak yürütülmüştür. Daha sonraki yıllarda program aksamış yılda 5 ekip yerine 1 veya 2 ekip çalışmış veya 1994 yılında olduğu gibi ekonomik nedenlerden dolayı arazi çalışması yapılamamıştır.







# MÜHENDİSLİK JEOFİZİĞİ'NDE BULANIK KÜME TEORİSİNİN (FUZZY SET THEORY) UYGULAMASI

## Fuzzy Set Theory Application for Engineering Geophysics

Fethi Ahmet YÜKSEL\* , Şakir ESNAF\*\*

### ÖNSÖZ

Bu çalışmada yeni bir tekniğin mühendislik jeofizikinde kullanılması sunulmuştur. Özellikle belirsiz, mutlak veya öznel verilerin yorumlanmasında kullanılır. Esas olarak bulanık kümeler belirsizlik ifade eden, tanımlanması güç veya anlamı zor kavramlara üyelik derecesi atayarak onlara belirlilik getirir. Yöntem olasılık teorisine dayanan klasik yöntemlerin yerine bir ikame değil alternatif bir yaklaşımdır.

### ABSTRACT

In this study new methodology is presented for Engineering Geophysics. This method, based on fuzzy set theory, is especially reasonable when collected data are vague or subjective. The main problem is how to transform qualitative data into quantitative data. It is solved by suggested method. It must be known that this method is just an alternative approach, not a substitute for classical methods based on probability theory.

### GİRİŞ

Bulanık Kümeler (Fuzzy Sets) [BK] ilk defa 1965 yılında Prof. Dr. L. A. Zadeh tarafından ileri sürülen bir kavramdır (Zadeh 1965). Bulanık kuramı matematiksel bir kuramdır ve bulanıklık (fuzziness) ile şüpheli bir durum (uncertainty) tanımlanır. Bulanıklık bir kavram veya bir kelimenin anlamının tarifinde bulunabilen müphemliktir (ambiguity). Örneğin, "yaşlı insan", "yüksek sıcaklık" ve "küçük sayı" gibi ifadelerdeki (yaşlı, yüksek, küçük gibi sözel değişkenler) kesin olmayış (belirsizlik) bulanıklık olarak tanımlanır.

BK kuramı olasılık ve matematik modellerle ilgili kararların veya yargıların muğlak ve subjektif olması durumunda cazip bir yöntemdir. BK kuramı olayın net olmaması hallerinde, son yıllarda, kullanılan, çok çekici, bir yöntemdir.

Klasik mantıkta, bir iddianın doğruluk değeri önerme doğru ise "1", yanlış ise "0" dir. Bulanık mantıkta ise, bir önermenin doğruluk derecesinin ifadesi "0" ile "1" arasındaki herhangi bir sayı olabilir.

Yöntem bazı verilerin eksik, muğlak veya subjektif olduğu durumlarda uygundur. Bilinen jeostatistik yöntemler, genellikle, olasılık kuramını esas alır. Olasılık kuramını esas alan simülasyon ve sayısal olasılık yöntemleri, öncelikle, istatistiksel verinin istenilen miktarlarda kullanılabilirliğini kabul eder. BK kuramı olasılık kuramından ziyade olasılık kuramına dayanmaktadır. Esas olarak BK kuramının amacı belirsizlik ifade eden, tanınması güç veya anlamı zor

kavramlara üyelik derecesi atayarak onlara belirlilik getirmektir.

BK kuramı, gerçekte, klasik matematiğin kesinliği ile gerçek hayatta var olan belirsizlikler arasında yakınlığı sağlayan bir adımdır. İdrak yeteneği ve mantık işlevlerinin daha iyi anlaşılması için insanların devamlı sorulara cevap aramaları için ortaya çıkmıştır (Zadeh 1975).

BK kuramı bütün mühendislik dallarında, tıp, sosyal bilimlerde yaygın olarak uygulanmaktadır. Günlük hayatta kullandığımız birçok araç ve gereçlerin gelişmiş modellerinin (buluş ve çamaşır makineleri, video kamera ve fotoğraf makineleri, otomobillerin ve super trenlerin fren sistemleri, ısıtma ve iklimlendirme sistemleri gibi) birçoğu BK teknolojisiyle tasarlanmış ve üretilmiştir. Bu gelişmelere paralel olarak BK kuramını esas alan birçok ticari yazılımların üretilmesi ile farklı bilim dallarının uzmanlarınca da pratik olarak kullanılması olanaklı hale gelmiştir. Yerbilimlerinde de BK kuramının kullanılması elde mevcut bütün verilerin topluca değerlendirilmesinde ve en uygun jeolojik ve jeofizik modellerin geliştirilmesinde katkıda bulunacaktır (Rabinowitz ve Eck 1988; Fang ve Chen 1990; Chen ve Fang 1993; Yüksel ve diğ. 1994a, 1994b; Esnaf ve diğ. 1994).

### BULANIK KÜME TEORİSİ (FUZZY SET THEORY)

Küme, kümeler kuramında, ortak bir isim altında toplanmış nesnelere topluluğudur. Evrensel kümenin tek

\* I.Ü. Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl. 34850 Avcılar, İstanbul

\*\* I.Ü. İşletme Fakültesi 34850, Avcılar, İstanbul

tek bütün elemanlarının bir kümenin içine girip girmediğini göstermek için bir karakteristik fonksiyon tanımlanır. Öyle bir karakteristik fonksiyon tanımlanmalıdır ki, eğer bir nesne bir kümenin elemanı ise, o kümeyi tanımlayan karakteristik fonksiyon 1, değilse 0 sonucunu versin. Yani karakteristik fonksiyon evrensel kümenin her bir elemanını  $\{1,0\}$  kümesine eşler. Örnek olarak, karakteristik fonksiyonunu yazarak gerçel sayılar evrensel kümesinin içinde bir küme tanımlamaya çalışalım:

$$\mu_{[5,10]}(x) = \begin{cases} 1, & 5 \leq x \leq 10 \quad \text{ise,} \\ 0, & x < 5 \text{ veya } x > 10 \quad \text{ise,} \end{cases}$$

Bu karakteristik fonksiyon  $[5,10]$  aralığını gerçel sayılar evrensel kümesinin bir alt kümesi olduğunu tanımlar.

Klasik küme kuramında (crisp set), her bir eleman ya bir kümenin elemanıdır ya da değildir. Bir bulanık kümede (Fuzzy set) ise, her bir eleman "0" ile "1" aralığında  $\mu(x)$  üyelik dereceleriyle ifade edilmiş, değişen derecelerde, bir kümeye ait olabilir. Bir BK, sınırları kesin çizgilerle belirlenmemiş bir kümedir. Başka bir deyişle, bir BK'yı oluşturan her bir eleman, kısmen o kümenin üyesi olabilir. Yani, her bir elemanın bir üyelik derecesi vardır.  $E$  bir küme ve  $A \in E$  nin bir alt kümesi  $A \subseteq E$  olsun.  $E$  'nin bir  $x$  elemanının  $\in$  sembolünü kullanarak  $A$  'nın bir üyesi olduğu genellikle  $x \in A$  şeklinde gösterilir. Bu üyeliği göstermek için,  $\mu_A(x)$  karakteristik fonksiyonu kullanılır; burada  $x \in A$  'nın bir üyesidir.

$$\mu_A(x) = 1, \quad x \in A$$

$$\mu_A(x) = 0, \quad x \notin A$$

Bu karakteristik fonksiyonun  $[0,1]$  aralığında herhangi bir değer alabildiğini şimdi düşünelim. Böylece,  $E$  'nin  $x_i$  elemanı  $A(\mu_{A_i} \neq 0)$  'ın bir üyesi olmayabilir, çok az ( $\mu_{A_i}$  0'a yakın)  $A$  'nın bir üyesi olabilir,  $A$  'nın bir üyesi ( $\mu_{A_i}$  ne çok 0'a yakın ne de çok 1'e yakın) çok veya az olabilir,  $A$  'nın bir üyesi (1'e yakın) kuvvetle olmalıdır, veya son olarak  $A$  'nın bir üyesi ( $\mu_{A_i} = 1$ ) olmalıdır.

$E$  bir küme olsun,  $E$  'nin bir elemanı olarak  $x$  'i alalım,  $x$  bu kümeye dahildir veya değildir. O halde  $E$  'nin bir  $A$  bulanık alt kümesi bir düzenli çift kümedir.  $A = \{x, \mu_A(x)\}$ ,  $\forall x \in E$  burada  $\mu_A(x)$   $A$  'da  $x$  'in üyelik derecesidir. Bu fonksiyon üyelik derecesi fonksiyonu olarak isimlendirilir. Bir BK'nın iki nesne arasında, bir sınıfa ait veya değil, keskin bir sınır olmadığında bir nesnelere sınıfı olduğu sonucuna varabiliriz.

Bir örnekle açıklarsa:

$$E = \{\text{Erzincan, Adapazarı, Amasya, Elazığ, Konya, İzmir}\}$$

$$A_1 = \text{Kuzey Anadolu Fay Kuşağı üzerinde olan iller}$$

$$= \{(\text{Erzincan, 1}), (\text{Adapazarı, 1}), (\text{Amasya, 1}),$$

$$(\text{Elazığ, 0}), (\text{Konya, 0}), (\text{İzmir, 0})\}$$

$$= \{(\text{Erzincan, 1}), (\text{Adapazarı, 1}), (\text{Amasya, 1})\}$$

$$= \{\text{Erzincan, Adapazarı, Amasya}\}$$

$$A_2 = \text{Kuzey Anadolu Fay Kuşağı'na yakın olan iller}$$

$$= \{(\text{Erzincan, 1}), (\text{Adapazarı, 9}), (\text{Amasya, 8}),$$

$$(\text{Elazığ, 6}), (\text{Konya, 3}), (\text{İzmir, 1})\}$$

Bu örnekte  $A_1$  klasik küme ve  $A_2$  ise BK'dır. Eğer bir elemanın üyelik derecesi 1.0 ise tümüyle o kümenin bir elemanıdır, 0.0 ise hiç bir şekilde o kümenin bir elemanı değildir veya 0.5 ise yarı yarıya o kümeye aittir.

Kümeleri tanımlamak için kullanılan karakteristik fonksiyonlara benzer olarak bulanık kümeleri ifade etmek için de karakteristik fonksiyon tanımlanabilir. Öyle bir fonksiyon tanımlanmalıdır ki, bu fonksiyon her bir eleman için bir üyelik derecesi versin. Yani karakteristik fonksiyon evrensel kümenin her bir elemanı için 0.0 ile 1.0 arasında bir gerçel sayı versin. Bunu yukarıdaki örnekle açıklayalım, KAF kuşağına yakın iller kümesini dikkate alarak, öyle bir fonksiyon tanımlayalım ki, eğer bir ilin KAFK yakınlığını bu fonksiyona sokarsak, fonksiyon da bize bu ilin ne kadar "yakın" olduğunu söylesin. Böylece İzmir 0.1 üyelik derecesiyle,  $\mu_{\text{yakın}}$  (uzaklık) karakteristik fonksiyonla  $\{\text{İzmir, .1}\}$  olarak tanımlanmıştır.

Aslında bir klasik küme, küme elemanlarının üyelik derecesinin 1.0 olduğu bir bulanık kümedir. Yani, bulanık kümeler, klasik kümeleri de özel bir durum olarak içerir.

## BULANIK KÜME TEORİSİNİN MÜHENDİSLİK JEOFİZİĞİNDE UYGULAMASI

Deniz dibine ait zeminlerin formasyon ve kayaç özelliklerinin belirlenmesi mühendislik ve bilimsel çalışmalar açısından son derece önemlidir. Dip altı zemin malzemesinin özelliklerinin jeofiziksel verilerle bulunması ve formülizasyonu için önce, zemin malzemesinin fiziksel parametrelerinin belirlenmesi gerekir. Zeminlerin farklı cins ve özellikleri  $V_p$  ve  $V_s$  sismik dalga hızlarıyla bulunabilmektedir. Çeşitli zemin tipleri için p-dalga hızlarını belirlemek bilgi ve deneyim gerektirir. Çünkü, bu dip altı zemin malzemelerinin P ve S dalga hızları genellikle tek bir değere sahip değildir. Dalga hızları belirli değerler arasında, aşağıdaki gibi değişebilmektedir.



ZEMİN (Kaya)	V <sub>p</sub> [m/s]	V <sub>s</sub> [m/s]
Kum	1500-2000	150-300
Kumlu toprak	1450-1800	120-280
Toprak	1500-1900	100-250
Kil	1800-2500	100-400
Çakıl	2000-2700	250-500
Kumtaşı	1800-4500	500-2500
Kireçtaşı	2000-5000	500-2800
Granit	2500-5500	800-3000

Hesaplamalarda her bir zemin tipi için ait ve üst sınırlardan hangisi alınmalıdır? Bu sorunun cevabını Bulanık Küme kuramıyla verebiliriz. BK kullanılarak her bir zemin tipi için P-dalga hızı dizisine ait açıkça sınırları belirlenmemiş kayaların V<sub>p</sub> dalga hızları  $\mu(V_p)$  üyelik derecesiyle tanımlanır. Aynı şekilde S-dalgası içinde hesaplanır.

Örneğin, kum için verilen V<sub>p</sub> hızı 1500-2000 arasındadır. Kum tabakasına ait bir kalmığın sismik kesitlerden hesaplanması istendiğinde hangi değer kullanılmalıdır. Bu problem klasik olasılık yöntemleriyle kısmen çözümlenebilir. Bu problem BK kuramına göre çözülmek istense, bu zemin için Klasik küme karakteristik fonksiyonu

$$\mu_{(1500-2000)}(V_p) = \begin{cases} 1, & 1500 \leq V_p \leq 2000 \quad \text{ise;} \\ 0, & x < 1500 \text{ veya } x > 2000 \quad \text{ise;} \end{cases}$$

şeklinde tanımlarken, BK için ise her bir eleman 0 ile 1 aralığında  $\mu_{(1500-2000)}(V_p)$  üyelik dereceleriyle ifade edilir.  $\mu_{(1500-2000)}(V_p) = \{(1500, 0.5), (1600, 0.99), (1700, 0.99), (1800, 0.99), (1900, 0.85), (2000, 0.4)\}$ . Aynı şekilde diğer zemin kayaları için de üyelik dereceleri belirlenir. Zemin tipi tanımlanmasıyla ilgili olarak herhangi bir V<sub>p</sub> = V<sub>p</sub> ± σ (σ hız hatası) kesin hız değerinin bilgi içeriği, S<sub>1</sub>, ..., S<sub>n</sub> n olası zemin tipleri için V<sub>p</sub> de  $\mu_1, \dots, \mu_n$  üyelik derecelerine bağlı olan sonraki hesabi

P<sub>1</sub>, ..., P<sub>n</sub> olasılık kümesiyle ifade edilir. Burada P<sub>i</sub>, P<sub>j</sub> = P(S<sub>i</sub>/E) durumsal olasılığını gösterir ve E, V<sub>p</sub> = V<sub>p</sub> ± σ olduğu bir olaydır. P(S<sub>i</sub>/E) şartlı olasılıkları Bayes kuramına göre belirlenir (Kovalevsky ve Kharchenko 1992).

## SONUÇ

Bulanık küme kuramı bazı verilerin eksik, muğlak veya subjektif olduğu durumlarda uygundur. Diğer bir deyişle olasılık teorisine dayanan klasik yöntemlerin yerine bir ikame değil alternatif bir yaklaşımdır.

Yerbilimlerinin çeşitli verilerinin, jeoteknik, jeolojik, jeomorfolojik, jeofizik v. b., tamamının koordineli olarak yorumlanması veya bazı durumlarda eksik yada yetersiz verilerin kullanılması gerektiğinde, elde mevcut verilerin değerlendirilmelerinde bazı klasik istatistiksel yöntemler kullanılmakla beraber, kısıtlı zaman ve ekonomiklik sözkonusu olduğunda farklı bir bakış açısıyla yerbilim problemlerine çözüm önerir.

Deniz dibi zemin parametrelerinin belirlenmesinde kullanılan sismik hızların su veya özgül ortamına bağlı olarak tam ve kesin belirlenemediği, fakat belli sınırlar içerisinde bu hızların tanımlanabildiği durumlar sözkonusu olduğundan; zemine ait jeolojik, jeoteknik, fiziksel ve geometrik parametrelerin belirlenmesinde bulanık küme kuramının kullanılması ekonomik sonuçlara bizi ulaştırabilir.

Bulanık küme kuramına göre bir problemin çözüm tasarımıyla elde edilen çözüm kümesi, yine bir bulanık kümedir.

## KAYNAKLAR

- Chen, H. C. and Fang, J. H., 1993. A new Method for prospect appraisal. *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 9-18.
- Enaf, S., Manisalı, E. ve Yüksel, F. A. 1994. Sigorta sektöründe bölgelere göre deprem ek priminin belirlenmesi için bir bulanık (fuzzy) sığirta modeli önerisi. *YATM '94 16. Ulusal Kongresi*, 13-15 Temmuz Rikenti Üniversitesi (İstanbul).
- Fang, J. H. and Chen, H. C., 1990. Uncertainties are better handled by fuzzy arithmetic. *AAPG Bulletin*, v. 74, p. 1225-1233.
- Kovalevsky, E. V. and Kharchenko, V. I. 1992. *Integration of marine engineering geological and geophysical data on the principles of expert system technology*. *Geophysical Prospecting* 40, 909-923.
- Rabinowitz, N. and Eck, T. V., 1988. A note on Fuzzy Set Theory concept, with an application to seismic hazard analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 4, pp. 1603-1610.
- Yüksel, F. A., Manisalı, E. ve Enaf, S. 1994a. Petrol ve maden arama çalışmalarının değerlendirilmesinde bulanık küme kuramının (Fuzzy Set Theory) kullanılması. *Ç. Ü. Müh. Müh. Fak. Yerbilimleri (Geotound)* 24, 1-16.
- Yüksel, F. A., Manisalı, E. ve Enaf, S. 1994b. Bulanık küme teorisi (fuzzy set theory) kavramı ile Erciyes fayı sismik tehlike analizi. *Süleyman Demirel Üniversitesi, Müh. Müh. Fak. 8. Müh. Haftası* 26-28 Mayıs. *Tehlik Özetleri kitabı*, 79. (Makale baskısı).
- Zadeh, L. 1975. The concept of a linguistic variable and its application to approximate reasoning. Part 1. *Information Science* 8, 199-246.





# KUZEBATI ANADOLU' NUN TEKTONİĞİ VE PALEOMANYETİK SONUÇLAR

## Tectonics of Northwest Anatolia and Palaeomagnetic Results

Turgay İŞSEVEN\*, M.Cengiz TAPIRDAMAZ\*, Ferhat ÖZÇEP\*\*, Mümtaz HİSARLI\*\*, Naci ORBAY\*\*, Muzaffer SANVER\*

### ÖZET

Batı Anadolu'nun tektonik evrimine ışık tutmak amacıyla, Çanakkale-Foça arasında kalan ve doğuda Bergama hizasından sınırlanan çalışma alanından 8 üst Oligosen, 35 alt-orta Miyosen ve 4 üst Miyosen olmak üzere 47 paleomanyetik mevkiden numune toplanmış ve bu mevkilerden sadece ikisi güvenilir sonuç vermediği için değerlendirme dışı tutulmuştur. Numune toplama, mıknatıslanma doğrultularının ölçülmesi ve ikincil mıknatıslanmaların temizlenmesinde standart paleomanyetik teknikler kullanılmıştır. Paleomanyetik verilerin değerlendirilmesinden çıkan sonuçlar şunlardır:

1-) Üst Oligosen yaşlı mevkiler saatin ters yönünde 20°-30° arasında bir dönmenin olduğunu göstermektedir.

2-) Çalışma alanında en yaygın olarak bulunan alt-orta Miyosen yaşlı volkanizmaya sahip mevkilerde; Edremit Körfezi'nin kuzeyi için saatin ters yönünde 25°'lik bir dönme, güneyi için ise yine saatin tersi yönünde 15°-40° arasında dönmelerin olduğu tespit edilmiştir. Yine aynı yaşlı kayalarda; Assos ve civarında, listrik faylanmadan ötürü oluşan bir çok mikrobloğun farklı doğrultu ve eğime sahip olacak şekilde düşerek yer değiştirdikleri saptanmıştır. Edremit Körfezi'nin güneyinde ise Kozak Dağı diğer mevkilere göre ters yönde (saat yönünde 31°) bir dönme gösterdiği için bir blok olarak ayrılmıştır.

3-) Üst Miyosen yaşlı mevkilerin ise, saatin tersi yönünde 16°'lik bir dönmeye sahip olduğu bulunmuştur.

Bu verilerin ışığı altında; Kuzeybatı Anadolu'nun Neojen'den bu yana saatin tersi yönünde bir dönme hareketi yaptığı ve bu dönme esnasında, Edremit Körfezi'nin kuzey ve güney kesimindeki levhaların birbirlerine göre farklı hızla hareket etmesi sonucu Edremit Körfezi'nin açıldığı kanısına varılmıştır.

### ABSTRACT

To investigate the tectonic evolution of the western Anatolia, rock samples were collected at 47 sites, 8 of which is Oligocene age, 35 of which is lower-mid Miocene age and 4 of which is upper Miocene age, located at the area between Çanakkale and Foça and bordered by Bergama at east. Two of sites were not included in the interpretation because of the unreliability. The standard palaeomagnetic techniques were used in the collection of samples, in the measurement directions of magnetisation and in the cleaning of secondary magnetisation. The results obtained by the interpretation of these data are as follows:

1) Sites of upper Oligocene age show a counter clockwise rotation between 20° to 30°.

2) At sites which lower-mid Miocene volcanism, which are mostly found in the investigation area, counter clockwise rotations of 25° and 15° to 40° have been determined respectively at the north and south of Edremit Bay. Again, for the rocks with the same age, the rotations of many micro blocks due to listric faulting giving rise to different block orientation and slope have been determined around Assos. Kozak mountain, located at the south of Edremit Bay, was considered as a separate block because it shows a reverse rotation with respect to the others (a clockwise rotation of 31°).

3) It was found that the sites of upper Miocene age has a counter clockwise rotation of 16°.

Under these results, it is thought that the Edremit Bay was opened due to the velocity difference in moving plates at the south and north of itself during the period of counter clockwise rotation of the north-western Anatolia since Neogene.

\* İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü

\*\* İÜ Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü

## GİRİŞ

Geç Kretase'de Sakarya kıtası Rodop-Pontid bloku ile Pontid-içi kenet kuşağı boyunca Maastrichtiyen öncesinde çarpışarak, Neotetis'in kuzey kolunun kuzeyinde o sıralarda bir kenar denizi olarak açılmasını sürdüren Karadeniz'le Avrasya'dan ayrılmış, genişçe bir ada yayı sistemi oluşmuştu (Şengör ve Yılmaz, 1981). Sakarya kıtasının güney kenarı boyunca geç Kretase içerisinde süren kuzeye eğimli dalma-batma burada bir yay hendek sistemi geliştirmiş ve yay volkanizması ile aynı zamanda yay-hendek arası fliş çökelişini oluşturmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1981).

Geç Eosende Orta Anadolu'nun doğusu ile Güneydoğu Anadolu'da yeralan iç Toros okyanusu ve Maden havzası kapanmış (Çalapkullu, 1978; Perinçek, 1979) ve Yüksekova Maden ve Bitlis Pötürge masifi birimlerinin hem kendi içlerinde hemde birbirleriyle dilimlenmelerine neden olmuştur.

Orta-Geç Miyosen süresinde, Çüngüş havzası tümüyle kapanmış, Bitlis kenet kuşağı boyunca Arabistan-Avrasya çarpışması başlamıştır. Bu çarpışma Türkiye bütününde, bölgenin tektoniğinde çok belirgin etkiler oluşturmuş, Seravaliyen sonrası jeolojik evrenin yönlendirilmesinde ana etkeni meydana getirmiştir. Birbirine doğru yaklaşan Avrasya ve Arabistan'ın sıkıştırılan uçları arasında, Doğu Anadolu kuzey-güney yönde kısılmaya devam ederken, çevre birimlerinden bağı olarak daha yumuşak ve dayanımsız olan Doğu Anadolu yığılım karmaşığı çarpışmadan sonra hala devam eden bu yaklaşmayı ilk dönemlerde kısalmaya kalınlaşarak karşılayabilmiştir. Ancak bölge hızla yükseldikten sonra daha fazla kalınlaşma güçleşince, yana doğru itilip uzaklaşma daha kolay hale gelmiştir. Çarpışmayı takiben Anadolu levhasında, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu transform faylarının gelişimi şekillenmiştir. Böylece Türkiye'nin önemli bir kısmı özellikle doğuda, Torid/Anatolid platformunun kenarları boyunca batıya doğru yanal hareket etmiş, kolaylıkla dalıp batacık doğu Akdeniz tabanının üzerine doğru ilerlemiştir (McKenzie, 1972; Şengör, 1979b; 1980; Şengör ve Kidd, 1979). Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu dönüşüm fay zonları ile Anadolu levhası bunun sonucunda ortaya çıkmıştır (Şengör, 1979b).

Anadolu bloğunun batıya hareketini frenleyecek bir konumda olan Yunan makaslama zona, özellikle bu zonun KD kısmında K-KD doğrultulu bindirmelerin de meydana gelmesine neden olmaktadır (Papazachos ve Conninacis, 1977). Somadirek adasının anormal yüksekliği ve sarplığı ile Ganos Dağının benzer nitelikleri Kuzey Anadolu Transformunun bu noktalarda ani doğrultu değiştirmesi sonucu ortaya çıkan daralma tektoniğine bağlanmaktadır.

Dewey ve Şengör (1979) ve Şengör (1980)'e göre Yunan yırtılma zonunun çekline uygun Kuzey Anadolu

Fay zonu'nun güneybatıya doğru bükülmesi batı Türkiye'de doğu-batı sıkışmasını başlatmış ve bunu takiben K-G yönlü genişleme rejiminin başlamasıyla bölge kalınlaşma ve kısmen alt seviyeleri ergimemiş olan kabuk gerilmeye başlamış, böylece kırılabilir ince litosfer içinde horst graben sistemi oluşmuştur (Yılmaz, 1990). Genişleme rejimi altında; Saros körfezi ve Rodos adasında, Batı Anadolu'da, kuzeydoğu ve orta Ege'de doğu-batı gidişli grabenler topluluğu gelişmiştir. Grabenler aktif normal faylarla sınırlanmıştır (Zeschke, 1954; Arpat ve Şaroğlu, 1975; McKenzie, 1977), fay düzlemi çözümleri küçük sağ yönlü kayma olduğunu açıkça göstermektedir (McKenzie, 1972, 1977; Alptekin, 1973).

Söz konusu horst ve graben sistemleri, genişleme rejimi sonucu oluşan KB-GD ve KD-GB doğrultularında gelişen doğrultu atımlı ve listrik faylarla birçok bloğa bölünmüştür. Rejyonel ölçekte, Batı Anadolu'da büyüken orta dereceli açılara doğru eğimlenen bu grabenlerin McKenzie (1977) tarafından ileri sürüldüğü gibi, eski tektonik trendlerin kontrolü altında olduğu söylenebilir.

Batı Anadolu'nun güncel yamulmasının önemli bir özelliği, doğu-batı uzanan grabenleri sınırlayan fayların, eğimleri derine doğru hızla azalan listrik (kürek şekilli) normal faylar olmalarıdır (McKenzie, 1978; Şengör, 1978). Bu faylarla ilgili jeolojik veriler Şengör (1978)'de verilmişlerdir. Özellikle faylara paralel uzanan yatay eksenler üzerinde meydana gelen blok dönmeleri listrik faylanmanın en önemli jeolojik verilerini oluşturmaktadır.

Edremit grabeninde durum biraz karmaşıktır. Burada Miyosen'de oluşmuş bir havza Pliyosen'den önce daralarak kıvrılmıştır (Bilgin, 1969). Ancak bu çökme/kıvrılma olaylarının paleotektonik döneme mi, yoksa Kuzey Anadolu Transformunun etkisiyle gelişmiş neotektonik döneme mi ait olduğu henüz kesinlik kazanmış değildir. Ancak, Miyosen Havzasını kuzeyden sınırlayan fay, Pliyosen-Pleistosen esnasında normal fay olarak görev yapmaya başlamış ve bu fay boyunca Edremit grabeni çökmüştür (Bilgin, 1969). Fayın bu karmaşık geçmişi, onun kaim bir yapı veya neotektonik dönem sırasında birden fazla rol değiştirmiş asi bir yapı olabileceğine işaret etmektedir.

Batı Anadolu'da Karaburun yarımadasından Biga yarımadasına kadar olan bölgenin kıyı kesimlerinde ve Beydağları (Antalya) civarında Lauer (1984), Kondopoulou ve Lauer (1984), Kissel ve diğerleri (1986), Orbay ve diğerleri (1993) tarafından paleomanyetik çalışmalar yapılmıştır. Çalışmalar sonunda, Batı Anadolu'nun İzmir-Bergama bölgesinde saatin ters yönünde 30°, Karaburun'da ise saat yönünde 45° civarında bir dönmenin olduğu belirtilmiştir. Kuzeybatı Anadolu'da Kissel ve diğ. (1986) yapmış



olduğu paleomanyetik çalışmalarda dönmenin olmadığını, Orbay ve diğ. (1993) ise yine aynı alandaki çalışmalarında saatın teri yönünde yaklaşık 30°'lik bir dönmenin olduğunu ifade etmişlerdir.

Bu çalışma, Kuzeybatı Anadolu'ya ait önceki paleomanyetik sonuçlarda karşılaşılan ikileme açıklık kazandırmak ve Batı Anadolu'da henüz numunelendirilmemiş yörelerden numune toplayarak, bölgenin tektoniğinin anlaşılmasına yardımcı olacak ek paleomanyetik verileri sağlamak amacıyla yapılmıştır.

## ÇALIŞMA BÖLGESİNİN TEKTONİĞİ, JEOLJİSİ VE VOLKANİZMASI

### Batı Anadolu'da Neotektoniğin kökeni

Ege'de neotektonik dönemin başlangıcı konusunda yaygın iki görüş mevcuttur. Bunlardan biri LePichon ve Angelier (1981) tarafından savunulan Ege'nin Hellen dalma-batma zonu etkisinde gelişmiş bir kenar denizi olduğudur. Diğer görüş ise, önce Tapponnier (1977) tarafından çok genel olarak ortaya atılan, Ege'nin D-B daralması sonucu K-G yönde açılmaya başladığı görüşüdür. Tapponnier (1977) Afrika ve Arap levhaları tarafından sıkıştırılan Alpid kuşağının, bu sıkışma bölgesinden henüz kıta-kıta çarpışmasının gerçekleşmediği Doğu Akdeniz kesimine doğru ilerlemesi sonucu, Ege'de gerekli D-B daralmanın olabileceğini savunmuştur. Tapponnier'in (1977) modeli, sadece mekanik bir yaklaşım olup özellikle zamanlama açısından ne yazık ki tamamen tutarsızdır.

Ketin (1948), McKenzie'nin (1972) ve Dewey ve Şengör (1979) Anadolu'nun batıya göreceli hareketi modelleriyle, Tapponnier'in (1977) Ege'nin D-B daralmanın ürünü olması modelini, Anadolu'nun batıya gidişinin Yunan makaslama zonu tarafından frenlenmesi görüşü (Şengör, 1979a) içerisinde birleştirerek yeni bir model üretmişlerdir. Bu görüşe göre, Anadolu bloğunun batıya hareketinin Yunan makaslama zonu boyunca frenlenmesi bölgede genel bir DB sıkışmaya neden olmuş ve bu D-B sıkışma burada K-G açılma ile karşılanmaya başlanmıştır. Tüm Doğu Akdeniz orojenik zonu içerisinde neotektonik rejimin gösterdiği düzenlilik ve özellikle zamanlamadaki mükemmel uyumluluk bu bölgedeki tüm neotektonik evrimin tek bir kaynaktan türediğini göstermektedirler. Dolayısıyla Ege'yi bu sistemin diğer parçalarından soyutlamak olanaksız görünmektedir. Şengör (1980)'de tüm Doğu Akdeniz'deki neotektonik rejimin Anadolu / Arap levhalarının çarpışmasından kaynaklandığı belirtilmiştir.

Ege'nin Hellen hendeği gerisinde açılmaya başlayan bir kenar denizi olduğu görüşü ise, çeşitli açılardan tutarsızdır. Bu görüş (Berckheimer, 1977; Le Pichon ve Angelier, 1981) Hellen yayını gerilmeli yay (Dewey, 1980) olarak kabul etmektedir.

Le Pichon ve Angelier (1981) Anadolu'nun batıya hareketinin Ege'deki basit hendek gerilmesi kökenli genişlemeyi, özellikle Ege'de gözlenen D-B daralmayı doğurduğunu, ancak genişleme tektoniğinden yine hendek gerilemesinin sorumlu olması gerektiğini vurgularlar.

Bu açıdan bakıldığında, Ege'de gerilmeli yayların hiçbir özelliği görülmemektedir. Gerilmeli yayların sakin, genellikle toleyitik bazaltlarla karakterize olan magmatik özelliklerine (Dewey, 1980) karşın, Ege magmatik yayını, şiddetli patlamalarıyla ün yapmış, silisik lav çıkaran, kalderalı volkanlar temsil etmektedir. Ercan (1979) gerilmeli yaylarda görülen aksine, Ege yayında toleyitik ve alkalin lavlara rastlanmadığını vurgulamıştır. Gerilmeli yay sisteminde yay-hendek aralığını genellikle yığılım prizmalarından yoksun ofiyolitik temeller oluştururlar (Dewey, 1980); Ege yayının hemen önünde ise, dünyanın en büyük faal yığılım prizmalarından biri olan Doğu Akdeniz Sırtı yer almaktadır (Stride ve diğerleri, 1977). Ayrıca gerilmeli yaylarda Benioff zonlarının eğimleri çok dik olup yer yer 90°'yi bulmaktadır. Hellen dalma-batma zonuyla ilişkili Benioff zonunun eğimi ise en çok 30° kudadır (Papazachos ve Comninakis, 1977).

Dewey-Şengör modelinin karşılaştığı en önemli güçlük ise, sadece D-B daralma etkisiyle Ege'de Tortoniyen'den beri gelişen en az %30 K-G genişlemeyi gerçekleştirebilmektir. Gerçi D-B daralma aynı yönde uzanan serbestleşme yapılarını oluşturur ama, Ege'den bildiğimiz genişlemeleri temsil eden graben sistemlerini oluşturabilmek için faal bir K-G çekme gerekir. Hendek gerilmesi, yukarıda sıralanan nedenlerden ötürü, hiç olmazsa tek başına bundan sorumlu olmayacağına göre, Ege'deki K-G çekmenin kökeni nedir? Şengör (1979a)'nın de vurguladığı gibi, Anadolu bloğunun batıya kaçışı yalnızca Kuzey Anadolu transformu boyunca olan hareketle değil, özellikle Orta Anadolu'yu bir ağ gibi ören ve genellikle buradaki dev ovaları sınırlayan verov atımlı faylar boyunca meydana gelen hareketle de karşılanmaktadır. Şengör (1979a, 1980), Orta Anadolu ovalarını sınırlayan fayların değiştirilmiş bir prandtl hücresi içerisinde oluşan kayma düzlemlerine benzetilebileceği önermiştir. Ancak bu benzetme KD-GB doğrultulu sağ yanallı sistemler için başarılı olmuş, Elbistan fayından (Arpat ve Şaroğlu, 1972) başka KB-GD doğrultulu sol yanallı sistemler ise bulunamamıştır. Bundan, Prandtl hücresi benzerinin asimmetrik geliştiği ve Anadolu'nun GD'ya iç bükey dilimlenirken Doğu Akdeniz üzerine itildiği ortaya çıkmaktadır. İşte, Ege bu dilimlerin en batıdaki örneği ve en büyük olanıdır. Dilimlerin birbirlerine göre yaptıkları hareket sonucu, Ege dilimi içerisinde de makaslama yamulması olmuş ve halen devam eden bu yamulma aynen "Basin and Range bölge" lerinde gözlemlendiği gibi (Livaccari, 1979), Ege genişleme alanını



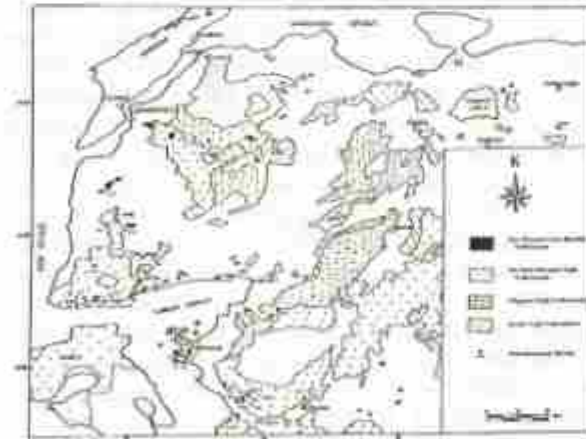
oluşturmuştur. Ege'nin genişlemesi, genişlemenin en rahat olabileceği, yani çevrede en çok okyanusal litosfer olan en batı bölgelerden başlamış ve genişleme rejimi Anadolu içlerine kadar gittikçe azalan bir şiddetle ilerlemiştir. Ege graben sistemini D ve KD'da sınırlandıranları düşünün KB-GD doğrultulu olası yanal atımlı fay sistemlerine de bu görüş açıklık kazandırmıştır.

### Çalışma Alanının Jeolojisi

#### Biga Yarımadası

Biga yarımadasında, üst Oligosen'de meydana gelen yükselmeye bağlı olarak, Oligosen çökelleri bütünüyle aşmıştır. Alt ve orta Miyosen'de ise Biga yarımadasında yaygın bir kalkalkalen magmatizma görülür (Siyako ve diğ., 1989). Edremit doğusunda ve Ezine çevresinde bu volkaniklerde yapılan izotopik yaş tayinleri 17-23 My arasında (alt Miyosen) yaş vermektedir (Borsi ve diğ. 1972; Krushensky, 1976). Buna bağlı olarak geniş alanlarda andezit, dasit, riyolit ve asidik tüflerle kaplanmış, ve birçok granodiyorit bileşimli plütonlar bölgeye yerleşmiştir. Bu granodiyoritlerin hemen hepsinin yaşı Oligosen-Miyosen çevresinde yer almaktadır (Ercan vd., 1994).

Çalışmada, Çanakkale-Çan karayolu üzerindeki Kirazlı köyü yakınında yer alan iki mevkiden (BA16-8A17) üst-Oligosen yaşlı Trakiandezit (Ercan vd., 1994) biriminden numuneler alınmıştır. Ezine ve çevresinden üç mevkî çalışma için uygun görülmüştür. Bu mevkilerden ilki (BA5) Çanakkale-İzmir karayolunda Ezine'den 15.4 km önce, üst Miyosen yaşlı (11.0 my) bazalt (Ercan vd., 1994), ikincisi (BA6) Ezine'nin Bayramış çıkışında yaklaşık 5.4 km'de Kızılköy'ün kuzey-doğusunda, üst Miyosen (8.4 my) bazaltları (Ercan vd., 1994), ve üçüncüsü de Ezine'nin Kestanbol çıkışında (BA7) yer alan andezitlerdir (16.8 my) (Borsi v.d. 1972) (Şekil-1).



Şekil 1: Kuzeybatı Anadolu'da yer alan volkanik birimler ve paleomanyetik mevkilerin dağılımı.

Figure 1: Volcanic formations in the Northwestern Anatolia and distribution of paleomagnetic sites.

#### Edremit Körfezi ve Çevresi

Edremit körfezi çevresinde andezit, andezitik tüf ve aglomeradan oluşan Doyran volkaniklerinin 200 metreye varan bir kalınlığı vardır. Ayvacık doğusunda Doyran volkaniklerini diğer birimler açılı diskordansla örtmüştür. Bu formasyonu da, Ezine volkanikleri olarak adlandırılan ve Doyran volkanikleri ile birlikte Biga yarımadasında geniş yayılımı olan volkanik kayalar örtmektedir (Siyako ve diğ., 1989).

Edremit civarında Assos ve çevresinden 17 volkanik birim paleomanyetik mevkî olarak seçilmiştir. Bunlarda en genç olanları (B1-BZ) Çanakkale-İzmir karayolunu kesen Kazdağı'nın yaklaşık olarak güneybatı eteğinde yer alan Ahmetçe köyündeki mevkilerdir. Buradaki birim üst Miyosen (7 my) yaşlı bazaltlardır (Ercan vd., 1994). Assos ve hemen yakın çevresinden 15 mevkiden alt-Miyosen yaşlı trakiandezit ve andezit birimlerinden numuneler alınmıştır. Edremit Körfezi'nin güney kesiminden ise 9 mevkî seçilerek numune toplanmıştır. Bunlardan üçü Burhaniye'nin güneydoğusunda yer alan Karadere köyü civarından (B15-B16-B17) alt Miyosen yaşlı (17-20 my) granodiyorit-porfir volkanik birimine aittir. Diğer 6 mevkî ise Ayvalık'ta yer almaktadır. Buradaki birimler üst Oligosen yaşlı trakiandezitlerdir (Ercan v.d., 1994). A1 ve A2 Ayvalık'ın Şeytansofrası'na giden yol üzerinden, A3 Şeytansofrası'nın 100 m aşağısından, A4 mevkî Badavut plajındaki bir taş ocağından, A5'te Sarımsaklı plajından ve BA15 ise Alibey adasından alınmıştır (Şekil-1).

#### Kozak Dağı ve Çevresi:

Dikili-Bergama-Çandarlı ilçe merkezleri arasında kalan alanda magmatizma, ilk kez olasılıkla Eosen-Oligosen'de yerleşmeye başlayan Kozak plütonu ile etkin olmuş, daha sonra Orta-Üst Miyosen boyunca Yuntdağı volkanikleri oluşmuştur. Pliyo-Kuvaterner de Dodedağ bazaltları ile sona eren magmatik ürünler, esas olarak kabuk, kısmen de üst manto kökenli olup, çoğunlukla yüksek potasyumlu kalkalkalen ve kısmen de şoşonitik özellikler taşıyan bir hibrid magma özelliği taşımaktadır (Ercan ve Öztunalı, 1984).

Bölgede en alta otokton olarak saptanan en yaşlı birimler, ilksel halini kısmen koruyan çeşitli kırıntılı kayaların yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş türlerinden oluşan kayalar olup, Akyürek ve Soysal (1978) tarafından "Kınık Formasyonu" olarak adlandırılmıştır. Bölgede Tersiyer yaşlı ilk kaya birimi Kozak plütonudur. Genellikle açık gri renkli olup, orta iri taneli hol çatlaklı ve eklemlidir. Küresel ayrışma gösteren plüton sık sık aplit damarları ile kesilmiştir ve granodiyoritik bileşimdedir. Bölgede geniş alanlar kaplayan volkanikler Akyürek ve Soysal (1983) tarafından "Yuntdağı Volkanikleri" olarak adlandırılmışlardır. Volkanikler içinde çeşitli türde



lavlar, tüfler, silisleşmiş tüfler, aglomeralar ve lahırlar ayrılmıştır. Lavlar, siyah-gri, bordo ve sarı, yer yer çok sert ve bol çatlaklı olup akma yapıları içerirler. Bergama grabeni içindeki domlar tipik yapılar olup, graben bu domlar tarafından parçalara bölünmüştür. Lavlar genellikle Andezit-Latit, Andezit-Dasit ve Riyodasit bileşimindedirler. Tüfler daha çok dasitik, riyodasitik ve latit andezitik bileşimde, gri, sarı, beyaz renklere olup yer yer kaolinleşmişlerdir.

İzmir-Çanakkale karayolunun Dikili girişinde ve Dikili'nin içinden olmak üzere orta Miyosen yaşlı Andezit (Ercan ve diğ., 1994) kayalarından iki mevki (BA12 ve 8A13), Bergama'nın Kozak dağı çıkışındaki alt Miyosen yaşlı andezit kayalarından bir mevki (BA11) seçilmiştir (Şekil-1).

Kozak intrüziif masifini ve Paleozoyik çevresini, haleleyen volkanikler genellikle dasit ve andezit karakterindedir. Bunun dışında kalan bazaltlar lokal bir yayılım gösterirler. Riyodasit ve dasit, özelliğindeki volkanikler masifin kuzey ve güneyinde GB-KD yönlü geniş dayklar halindedirler. Kuzeyde Sübeylidere ile Karadere köyleri arasında, güneyde ise Mahmudiye köyü kuzeyinde yayılım gösterirler. Andezitler, gerek Bergama'dan Altınova'ya kadar gerekse Ayvalık doğusundan Burhaniye'ye kadar uzanan ve Kozak bölgesini çevreleyen bir dış yükselti havzası teşkil ederler. Olivin-bazaltlar ise, sadece Karahayıt köyünün batısında ve Üçkabağaç köyünün üzerinde bulunduğu sırtlarda yayılım gösterirler.

Andezitlerin özellikle Altınova'nın doğusunda Miyosen-Pliyosen yaşlı tüflü marmlar ile ara katkı olarak bulunması, volkanik aktivitenin zamanını kesin bir şekilde verebilmektedir. Bu durumda andezitleri örten bazaltların da bölgedeki en genç faaliyete ait kayalar olduklarını kabul etmekteyiz.

Bergama, Kozak dağı ve Altınova'yı kapsayan alanlarda 9 mevki çalışılmak üzere uygun görülmüştür, Dikili'nin hemen kuzeyindeki Altınova deresinin kenarındaki bir yol yarmasından (BA14) orta Miyosen yaşlı Dasit kayalarından (Borsi v.d., 1972), Kozak dağının güneybatı eteğindeki Kaplan köyü ile Gökçeada köyleri arasında yer alan 8 mevki (B18- B19-B20-B21-B22-B23-B24-B25) Dasit ve Granodiyorit kayalarından (Borsi v.d., 1972) numuneler alınmıştır (Şekil-1).

#### Çalışma Bölgesinin Volkanizması

Batı Anadolu'da büyük bir çoğunluğu kalkalkalen, yer yer alkali ve bazı bölgelerde de şösonitik nitelikteki volkanizmanın varlığı, özellikle son yıllarda yapılan volkanolojik, petrokimyasal ve jeokronolojik çalışmalarla giderek açıklık kazanmaktadır.

Mudanya-Gemlik çevresinde, Bafya yakınlarında ve Biga Yarımadası'nda yüzlekler veren Eosen yaşlı volkanizma (Ercan ve Gedik, 1983) hariç tutulursa, Batı

Anadolu senozoyik volkanizmasının üst Oligosen'den sonra şiddetlenmeye başladığı ve tüm Miyosen boyunca çeşitli evrelerde etkin olduğu görülür. Pliyosen'de de yer yer az miktarda izlenen volkanizma tarihsel zamanlara kadar devam etmiştir. Batı Anadolu'da bugüne değin saptanan en genç volkanizma Kula çevresinde görülen ve en yenisi yaklaşık 12.000-14.000 yıl önce oluşan alkali bazaltik volkaniklerdir (Ercan, 1982).

Batı Anadolu'daki volkanizmanın kökeni konusunda çeşitli görüşler öne sürülmekte olup, tüm bu araştırmalar gözönüne alındığında volkanizmanın tek kökenli olmadığı ve bir manto kabuk ilişkisinin varlığı ortaya çıkmaktadır. Volkanizmanın üst Oligosen'den sonraki niteliği ele alınarak bölgede tansiyon tektoniğinin, daha önce kalınlaşmış ve kısmen ergimiş bulunan kıta kabuğunu etkilediği ve kalkalkalen kıta kabuğu ile alkali nitelikli manto kökenli bir mağmanın karışımına yol açtığı, bu karışımın Kuvaterner'e kadar çıkarak tükendiği ve alt Kuvaterner'den itibaren normal, rift tipi alkali bir volkanizmanın etkin olduğu (Yılmaz ve Şengör, 1982; Ercan ve Öztunalı, 1983) öne sürülebilir.

Batı Anadolu'daki gerilme tektoniğinin etkinliği gözönüne alındığında, Yılmaz ve Şengör (1982) tarafından ilk kez önerilen ve bu gerilme tektoniğinin daha önce kalınlaşmış ve kısmen ergimiş bulunan kıta kabuğunu etkileyerek kalkalkalen kıta kabuğu ile alkali nitelikli manto kökenli bir mağmanın karışımına neden olduğu modeli tutarlı olmaktadır. Bölgede Eosen volkanizması, yitim zonu kökenli kalkalkalen bir yay volkanizması özellikleri taşır. Üst Oligosen, alt-orta Miyosen volkanikleri ise üst Kreatase'de gelişen ve Pontidlerle-Anatolidler arasında kuzeye doğru olan dalma-batmayı izleyen ve Eosen'de gerçekleşen çarpışmadan sonra kabuk kalınlaşması sonucu kökene yakın alkali olivin bazaltlar meydana gelmiştir.

Biga yarımadasında Tersiyer volkanizması ilk olarak Eosen'de başlamıştır. Genellikle yeşil-gri renkli andezitik ve dasit türde lav, tüf ve aglomera gibi volkanik ürünler yer yer Eosen yaşlı çökel kayalarla ardalanmalı olarak Biga yarımadasının kuzeyinde Biga-Çanakkale arasında yüzlekler verirler.

Üst Oligosen'den itibaren yeni bir volkanik evre etkin olmaya başlamış, yarımadaının ortasında ve doğusunda, yer yer de Gökçeada ve Altınoluk çevresinde andezit, dasit, trakiandezit, riyodasit türde lavlar ve tüfler oluşmuşlardır. Bunlar çoğunlukla alterasyona uğramış ve yer yer de silisleşmişlerdir. Lavlarda K/Ar yöntemi ile yapılan yaş belirlemeleri sonucunda 28.2-23.6 My arasında yaşlar saptanmıştır (Ercan vd., 1994).

Biga Yarımadası'nda Miyosen volkanizma ise geniş alanlar kaplar ve iki evrelidir. Özellikle yarımadaının kuzeybatısında ve Bozcaada ile Gökçeada'da Alt



Miyosenden itibaren etkin olmaya başlayan volkanizma orta Miyosen sonunda duraklamıştır. Dasit, Riyodasit, Andezit, Latit ve Trakiandezit türde lav, tuf ve kül yığılımları izlenir. Lav akıntıları, domlar, volkan çivileri, ignimbritler ve laharlar, Alt-orta miyosen volkanizmasının karakteristik elemanlarıdır. Radyometrik yaş tayinleri ile 22.3-13.6 My arasında yaşlar saptanmıştır (Ercan vd., 1994). Alt-orta Miyosen volkanizmasında en önemli çıkış merkezi, günümüzde denizaltında bir kaldera komunda olan Behram ile Midilli arasında yer alan Behram kalderasıdır.

Kuzeybatı Anadolu'da volkanizma, üst Miyosen'de yeni bir evre ile etkin olmuş ve önce siyah renkli, bazalt görünümü trakiandezit türde lavlar (psedobazaltlar) en son olarak da alkali olivin bazaltlar meydana gelmişlerdir. Bunlar çoğunlukla dayklar şeklinde daha eski volkanikleri kesmiş olarak, yer yer de lav akıntıları şeklinde Ezine, Ayvacık, Çanakkale, Çan dolaylarında ve Tavşan adasında yüzlekler vermektedirler. Yapılan radyometrik yaş belirlemeleri 9 My dolaylarında yaşlar vermektedir (Ercan vd., 1994).

### ARAZİ ÇALIŞMALARI

Çalışma alanı, kuzeyde Çanakkale, güneyde Foça ve doğuda Bergama'dan düzey doğrultuda geçen çizginin batısında kalmaktadır. Çalışma alanında yer alan volkanik birimler ve paleomanyetik mevkilerin dağılımı Şekil-1'de verilmiştir.

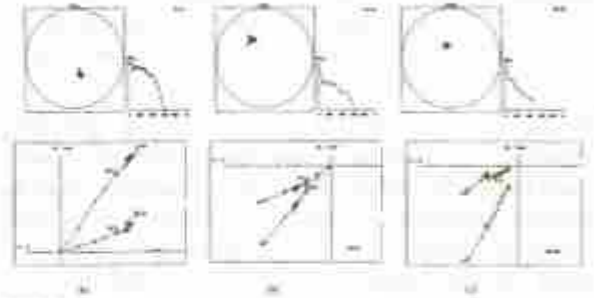
Paleomanyetik ölçülerde kullanılmak üzere, sahada bulunan her üç jeolojik devire ait volkanik kayalardan 47 mevkî belirlenerek numune toplanmıştır. İki zamanlı portatif karot makinası ile her mevkiden 1 inç çapında en az 8 karot olmak üzere, toplam 386 yönlü karot numunesi alınmıştır. Yönlü karot numuneler toplanırken, yönlendirme için hem jeolog pusulası hem de güneş pusulası birlikte kullanılmıştır.

### LABORATUVAR ÇALIŞMALARI

Araziden alınan 1 inç çapındaki yönlü karot numuneler, laboratuvarda 1 inç boyunda olacak şekilde kesilerek 835 adet küçük numune elde edilmiştir. Küçük numuneler üzerine referans çizgileri ve mevkî adları konularak ölçmelere hazır hale getirilmiştir.

Ölçmeler iki aşamada yapılmıştır. Birinci aşamada, önce her mevkîye ait küçük silindirik numunelerden rastgele biri o mevkîye ait "pilot numune" olarak seçilmiştir. Her pilot numune başlangıç değeri 25, 50, 75, 100,.....600 Oersted olan ve yavaş yavaş sıfır değerini alan alternatif manyetik alanlar içinde her seferinde birbirine dik üç eksen doğrultusunda temizlenerek ya da sırasıyla 25,50,75,100,.....600°C sıcaklıklara kadar ısıtılarak ikincil mıknatıslanmalarından arındırılmaya çalışılmıştır. Her temizleme aşamasından sonra pilot numunenin doğrultusu ve şiddeti ölçülmüştür. Elde edilen mıknatıslanma doğrultuları bir stereografik

projeksiyon ağı üzerine, şiddetlerin yatay ve düzey düzlemlerdeki bileşenlerinin değişimi As-Zijderveld projeksiyonuna işaretlenerek, her mevkiden toplanmış numunelerin ikincil mıknatıslanmalarından temizlenmesi için gerekli alternatif alan şiddeti ya da sıcaklık değeri saptanmıştır (Şekil-2). Pilot numuneler üzerinde yapılan bu ölçmeler sonucunda sadece 2 mevkînin güvenilir mıknatıslanmaya sahip olmadığı ortaya çıkmış, bu 2 mevkîye ait yönlü numuneler ölçmelerden çıkartılmıştır.



Şekil 2: Üç mevkîye ait pilot numunelerin, temizleme işleminden sonra doğrultularının stereografik projeksiyon üzerindeki dağılımı, indirgenmiş mıknatıslanma şiddetinin uygulanan alanla değişimi ve mıknatıslanma vektörünün yatay ve düzey düzlemindeki izdüşümlerinin As-Zijderveld projeksiyonundaki görüntüsü (■ yatay düzlemdeki, □: düzey düzlemindeki izdüşümüne gösterir.)

Figure 2: Distribution of paleomagnetic directions on stereographic projection for pilot samples belonging to three sites after cleaning, change of normalized intensity versus applied magnetic intensity on the As-Zijderveld diagram (■ - horizontal component, □: vertical component)

Ölçmelerin ikinci aşamasında, güvenilir mıknatıslık gösteren pilot numunelere ait ölçme sonuçları incelenmiş ve her mevkîye ait temizleme saptanmıştır. Bu aşamadan sonra, tüm numuneler saptanan temizleme aralıklarında en az iki adımda temizlenerek, ortalama kalıcı mıknatıslanma şiddetleri, doğrultuları, eğimleri ve ilgili istatistik parametreleri Tablo-1'de verilmiştir. Ortalama doğrultuların ve mevkîye ait istatistik parametrelerin hesabında Fisher istatistiği kullanılmıştır.

Şekil-2. a, b, c de üç mevkîye ait (A3, B14, BA6) mevkîlerinin pilot numuneleri örnek olarak verilmiştir. Şekil-2.a'da Şeytan Sofrası'ndan (A3) alınan 31 My yaşındaki pilot numune (trakiandezit) ters mıknatıslanmaya sahiptir. Pilot numunenin 300°C'den sonra ikincil mıknatıslanmasını yitirdiği pilot numuneye ait As-Zijderveld projeksiyonunda görülmektedir. Assos'a ait (B14) 17-20 My yaşa sahip andezit pilot numunesinin projeksiyon görüntüleri ise Şekil-2.b'de verilmiştir. Normal mıknatıslanmaya sahip bu numune de ikincil mıknatıslanmasını 300°C'den sonra kaybetmektedir. Şekil-2.c'de Kızılköy'ün (BA6) üst Miyosen yaşlı bazalt pilot numunesi verilmiştir. Normal

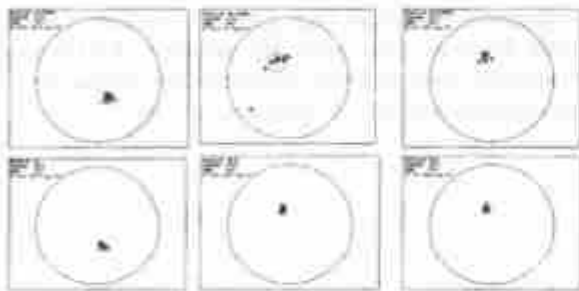
mıknatıslanmaya sahip pilot numune As-Zijderveid projeksiyonunda görüldüğü gibi ikinci mıknatıslanmasını 175 Oe'den sonra kaybetmektedir. Tüm numunelere ait stereografik projeksiyonlar incelendiğinde, mıknatıslanma vektörlerinde saçılma olmadığı görülmektedir (Şekil-3).

Mevki No	No	M <sup>2</sup>	M <sup>2</sup>			M <sup>1</sup>			M <sup>0</sup>		
			D <sup>2</sup>	I <sup>2</sup>	k <sup>2</sup>	D <sup>1</sup>	I <sup>1</sup>	k <sup>1</sup>	D <sup>0</sup>	I <sup>0</sup>	k <sup>0</sup>
1	1	1	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
2	2	2	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
3	3	3	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
4	4	4	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
5	5	5	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
6	6	6	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
7	7	7	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
8	8	8	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
9	9	9	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
10	10	10	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
11	11	11	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
12	12	12	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
13	13	13	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
14	14	14	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
15	15	15	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
16	16	16	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
17	17	17	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
18	18	18	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
19	19	19	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
20	20	20	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
21	21	21	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
22	22	22	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
23	23	23	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
24	24	24	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
25	25	25	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
26	26	26	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
27	27	27	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
28	28	28	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
29	29	29	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
30	30	30	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
31	31	31	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
32	32	32	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
33	33	33	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
34	34	34	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
35	35	35	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
36	36	36	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
37	37	37	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
38	38	38	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
39	39	39	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
40	40	40	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
41	41	41	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
42	42	42	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
43	43	43	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
44	44	44	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
45	45	45	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
46	46	46	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
47	47	47	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6

Mevki No	No	M <sup>2</sup>	M <sup>2</sup>			M <sup>1</sup>			M <sup>0</sup>		
			D <sup>2</sup>	I <sup>2</sup>	k <sup>2</sup>	D <sup>1</sup>	I <sup>1</sup>	k <sup>1</sup>	D <sup>0</sup>	I <sup>0</sup>	k <sup>0</sup>
1	1	1	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
2	2	2	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
3	3	3	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
4	4	4	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
5	5	5	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
6	6	6	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
7	7	7	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
8	8	8	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
9	9	9	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
10	10	10	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
11	11	11	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
12	12	12	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
13	13	13	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
14	14	14	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
15	15	15	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
16	16	16	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
17	17	17	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
18	18	18	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
19	19	19	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
20	20	20	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
21	21	21	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
22	22	22	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
23	23	23	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
24	24	24	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
25	25	25	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
26	26	26	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
27	27	27	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
28	28	28	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
29	29	29	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
30	30	30	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
31	31	31	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
32	32	32	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
33	33	33	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
34	34	34	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
35	35	35	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
36	36	36	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
37	37	37	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
38	38	38	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
39	39	39	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
40	40	40	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
41	41	41	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
42	42	42	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
43	43	43	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
44	44	44	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
45	45	45	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
46	46	46	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6
47	47	47	36	46	3.6	36	46	3.6	36	46	3.6

Tablo 1: Tüm mevkilere ait ortalama mıknatıslanma doğrultularının sapma açısı, eğim açısı ve ilgili istatistik parametreler.

Table 1: The declination angles, inclination angles of mean direction of magnetization and statistical parameters that belong to all sites.



Şekil 3: A3, B12, BA5 mevkilerine ait Doğal Kalıcı Mıknatıslanma (DKM) ve Kalıcı Mıknatıslanma (KM) doğrultularının stereografik projeksiyon üzerindeki dağılımları.

Figure 3: Distribution of directions of Natural Remanent Magnetization (NRM) and Remanent Magnetization (RM) belongs to A3, B12, BA5 sites that are shown on the stereographic projections.

Bu da, numuneye ait mıknatıslanma vektörlerinin üzerinde ikinci mıknatıslanmaların etkisinin fazla olmadığını bir göstergesidir. Çalışmadaki 47 paleomanyetik mevkiden sadece 2 mevkinin (BA8 mevkisi;  $k=3.6$ ,  $\alpha_{95} = 41.4$ ; B18 mevkisi;  $k=1.9$ ,  $\alpha_{95} = 58.5$ ) güvenilir sonuç vermediği görülmüş ve değerlendirmelere alınmamıştır.

## ELDE EDİLEN SONUÇLAR.

Bu çalışmadan elde edilen paleomanyetik sonuçları gösterir harita Şekil-4'de verilmiştir. Eldeki sonuçlar genel olarak aşağıdaki gibi özetlenebilir:

1-) Çalışma alanının en kuzeyinde Çanakkale-Çan karayolu üzerindeki Kirazlı köyüne ait üst Oligosen yaşlı iki mevkinin (BA16-BA17) ortalama mıknatıslanma doğrultusu  $D=36^\circ$  ve  $I=46^\circ$ 'dir.

2-) Ezine ve civarında yer alan ve çalışma alanındaki en genç örnekleri içeren üst Miyosen yaşlı 4 mevkinin (B1, B2, BA5, BA6) ortalama mıknatıslanma doğrultusu için  $D = -16^\circ$ ,  $I=64^\circ$ ,  $k = 69.3$  ve  $\alpha_{95} = 3.7$  bulunmuştur.

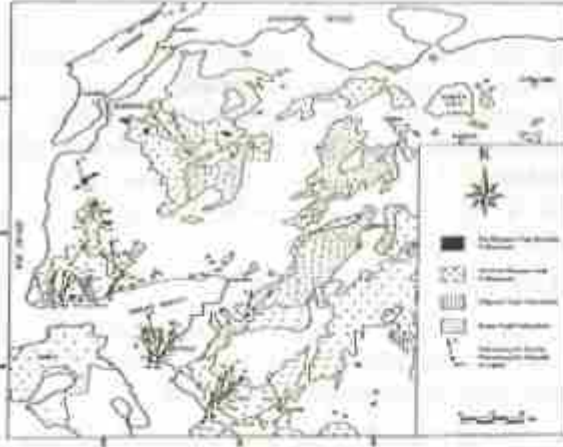
3-) Ezine'nin Kestaneli çıkışından ve Tuzla'nın kuzeyindeki iki mevkiiye (BA4, BA5) ait numunelerin ortalama sapma açısı  $32^\circ$  ve eğim açısı  $57^\circ$ 'dir.

4-) Assos ve civarındaki 5 mevkiden (B10, B11, B12, B13, B14) saptanan ve çok güvenilir istatistik parametrelere sahip olan ortalama mıknatıslanma doğrultusu için  $D = -25^\circ$ ,  $I = 50^\circ$ ,  $k = 64.8$ ,  $\alpha_{95} = 2.7$  bulunmuştur.

5-) Şekil-5'in (a) kısmında bir bloğun faylanma olmadan önceki hali gösterilmiştir. Bloğun sahip olduğu mıknatıslanma doğrultusu, üzerinde bulunan ok ile temsil edilmektedir. Bloğun listrik faylanmadan sonraki konumu ise Şekil-5.b ve c de gösterilmiştir. Faylanma esnasında, bloklar fay düzlemi boyunca, farklı doğrultu ve eğim kazanacak şekilde yer değiştirebilirler. Mıknatıslanma doğrultusunun sapma ve eğim açılarındaki değişimler, ait olduğu kütlelerin hareketini temsil ettiğine göre, bu değişim saptandığı takdirde kütlelerin hareketi de saptanmış olacaktır.

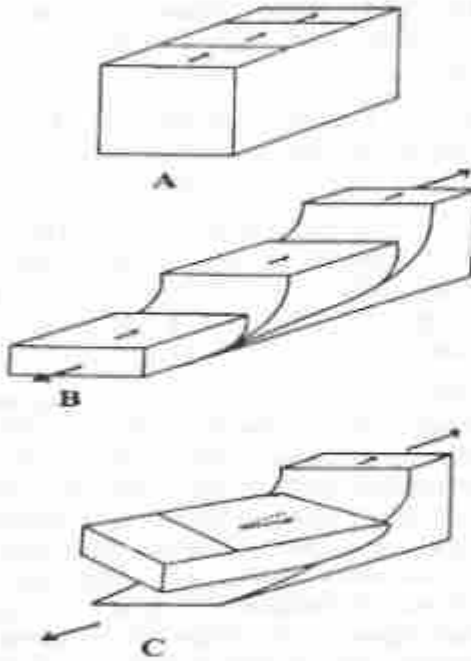
Kabaca Biga Yarımadası'nın batı ucunda Gölpinar'dan başlayarak Edremit'e doğru, batıdoğu doğrultusu boyunca sahile paralel uzanan çok sayıda normal fayın bulunduğu ve bu fayların listrik faylar olduğu saha çalışmalarından bilinmektedir (Y.Yılmaz, kişisel görüşme, 1994). Şekil-5.a, b, c'de görülen harekete Assos ve civarını örnek olarak verebiliriz. Şekil-4'de verildiği gibi Assos'dan Gölpinar'a doğru 15 mevkiden paleomanyetik numune toplanmış ve mevkilerin ortalama mıknatıslanma doğrultularının sapma ve eğim açılarının listrik faylanmadan önceki değerlerine karar verilmiştir.





Şekil 4: Elde edilene ortalama mıknatıslanma doğrultularının görünüşü.

Figure 4: The view of mean magnetization direction.



Şekil 5: Mıknatıslanma doğrultusunda listrik faylanmadan önce meydana gelen değişimi gösteren zemmatik diyagram.

Figure 5: The block diagram showing the changes in the direction of magnetization caused by listric faulting.

Bölgedeki mikrobloklar üzerinde alınan paleomanyetik numunelerden elde edilen sonuçlar şöyledir. Gölpinar civarındaki B5 ve B9 mevkilerindeki sapma ve eğim açıları sırasıyla  $D = +10^\circ$ ,  $I = 41^\circ$  ve  $D = +7^\circ$ ,  $I = 47^\circ$ 'dir. Bu sonuçlar birbirleri ile oldukça uyumludur. Bu mevkilerin hemen güneyinde yer alan B3, B4, B7 ve B8 mevkilerinin ortalama kalıcı mıknatıslanma

doğrultuları ve eğimleri sırasıyla  $15^\circ$ ,  $41^\circ$ ;  $42^\circ$ ,  $53^\circ$ ;  $16^\circ$ ,  $69^\circ$  ve  $11^\circ$ ,  $72^\circ$  olarak elde edilmiştir. Görüleceği gibi numunelerin (B4 hariç) sapma açılarında çok büyük farklılığın olmamasına karşın eğim açılarında büyük farklılıklar gözlenmemektedir, bu da yine bölgede hakim olan listrik faylanmanın etkisini yansıtmaktadır.

6-) Edremit Körfezi'nin güneybatısında yer alan, Ayvalık ve civarından elde edilen sonuçlar ise iki farklı gruplaşma göstermektedir. Üst Oligosen yaşa sahip bu gruplardan ilki üç mevkiden (A3, A4, BA15) oluşmakta olup  $D = -15^\circ$ ,  $I = 56^\circ$ ,  $k = 77.9$  ve  $\alpha_{05} = 2.6$  gibi bir ortalama mıknatıslanma doğrultusuna sahip iken, diğer üç mevkiden (A1, A2, A5) oluşan grup  $D = +29^\circ$ ,  $I = 52^\circ$ ,  $k = 102.3$  ve  $\alpha_{05} = 3.4$  gibi bir ortalama mıknatıslanma doğrultusuna sahiptir. Görüldüğü gibi iki gruba ait mıknatıslanma doğrultularının sapma açıları arasında  $44^\circ$  fark vardır.

7-) Edremit'in tam güneyinde bulunan ve Oligosen birimlere sahip Karadere'ye ait 3 mevkiden (B15, B16, B17) numune alınmıştır. Bir mevkiden (B17) alınan sonuçlar yüphe ile karşılanarak değerlendirmeye alınmamıştır. Diğer iki mevkinin ortalaması  $D = +19^\circ$  ve  $I = 39^\circ$ 'dir.

8-) Yine alt Miyosen yaşa sahip olan Altınova deresinden alınan BA14 mevkisine ait kayalardan elde edilen mıknatıslanma doğrultusunun sapma ve eğim açıları sırası ile  $-54^\circ$  ve  $56^\circ$ 'dir.

9-) Kozak dağı'nın güneybatı eteklerinde yer alan Aşağıbey köyünden Gökçoğal köyüne kadar olan alt-orta Miyosen yaşlı 7 mevkinin (B19-B25) ortalama mıknatıslanma doğrultusu için  $D = +31^\circ$ ,  $I = 57^\circ$ ,  $k = 28.6$ ,  $\alpha_{05} = 3.7$  elde edilmiştir.

10-) Dikili'deki alt-orta Miyosen yaşlı iki mevkiden (BA12, BA13) elde edilen sapma açıları sırası ile  $D = +1^\circ$  ve  $+17^\circ$ , eğim açıları ise  $I = 45^\circ$  ve  $20^\circ$ 'dir.

11-) Bergama'nın Kozak Dağı çıkışında yer alan ve yine alt-orta Miyosen yaşa sahip bir mevkiye (BA11) ait numunelerin mıknatıslanma doğrultusunun sapma açısı saatin ters yönünde  $29^\circ$  ve eğim açısı  $40^\circ$ 'dir.

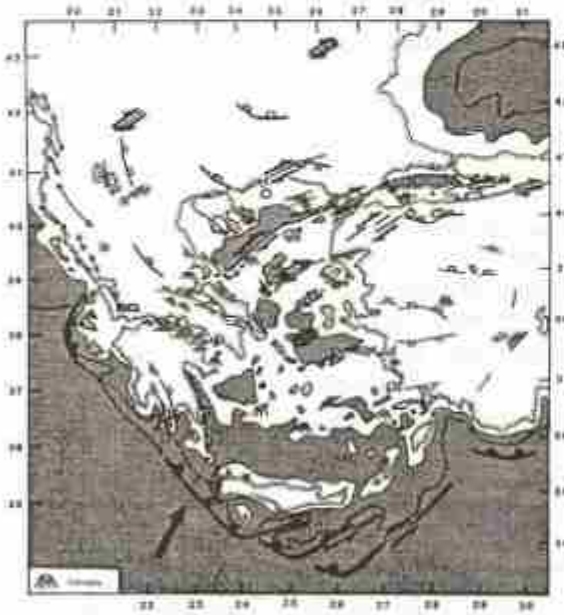


Şekil 6: 1990-1992 yılları arasında kuzeybatı Anadolu'da alınan GPS ölçümlerinin sonuçları (Straub ve diğ., 1992)

Figure 6: The results of GPS measurements that were taken between 1990-1992 years in the Northwestern Anatolia (Straub et al., 1992)

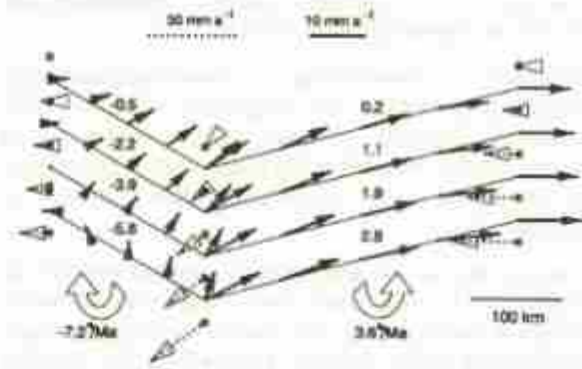
## TARTIŞMA

Şimdiye kadar Kuzeybatı Anadolu'da yapılan tüm paleomanyetik çalışmaların sonuçları topluca değerlendirildiğinde, Çanakkale-Ayvalık arasında Kissel ve diğ. (1986) tarafından yapılan çalışmalarda, Ezine mevki hariç diğer tüm sonuçlar ne bu çalışmadan elde edilen sonuçlarla ne de Orbay ve diğ. (1993)'nin sonuçlarıyla uyum göstermemektedir. Kissel'in bu farklı sonucu elde ettiği birim belkide, Batı Anadolu'da varlığı kabul edilen mikro levhalardan birinin üzerinde yer almaktadır. Kissel ve diğ. (1986), Çanakkale Ayvalık arasında kalan Oligosen yaşlı volkaniklerden birbirine



Şekil 7: Ege Denizi ve çevresinin faylıtma sistemi ve basinetrisinin genel görünüşü (Taymaz, 1990)

Figure 7: The general view of faulting system and basinetry of Aegean Sea and surrounding



Şekil 8: Ege'deki genişleme sistemi için sismolojik verilerden yararlanarak kurulan tektonik model (Taymaz, 1990). Düz çizgiler blok sınırlarını (blokların genişliği 50 km'dir), koyu renkli oklar, o blok üzerindeki kayma vektörlerini, kesik çizgiler ise blokların uçlarının orijine göre hız vektörünü göstermektedir. Bloklar arasındaki rakamlar blokların beklenen rotasyonunu ve en alttaki üç boş oklar tüm model için beklenen dönme miktarını göstermektedir.

Figure 8: Tectonic model for Aegean extensional system developed using seismological data (Taymaz, 1990). Straight lines show block boundaries (block width is 50 km), bold arrows show slip vectors on that block; dashed lines show velocity vectors at the point of blocks with respect to the origin. The numbers between the blocks show expected rotations on the blocks and the blank arrows at the bottom show expected rotation of the whole model.

yakın dört mevkiden numuneler toplamak suretiyle sözlü geçen alanı temsil etmeye çalışmış ve bu yörede hiçbir dönmenin olmadığı sonucuna ulaşmıştır. Oysa Orbay ve diğ. (1993) ile bu çalışma saatin tersi yönünde  $34^\circ$  ile  $27^\circ$  arasında değişen dönmelerin varlığını ortaya koymaktadır. Sonuçlara göre aynı uyum Assos civarından toplanan numunelerin arasında da görülmektedir. Dönme açıları yine saatin tersi yönünde  $29^\circ$  ile  $25^\circ$  arasında değişmektedir.

Her üç çalışmada, Edremit Körfezi'nin güneyinde Alibey adası, Şeytan sofrası ve civarından toplanan numunelerden elde edilen sonuçlar birbirleri ile uyum halindedir. Alibey Adası ve Şeytan Sofrası'nda saatin ters yönünde  $10^\circ$ - $30^\circ$ 'ler arasında dönmeler saptanmıştır. Bu bölgenin sağında kalan alan içinde her üç çalışmadan elde edilen sonuçların uyumlu olduğu ve saat yönünde  $20^\circ$ - $30^\circ$  arasında döndüğü bulunmuştur.

Kozak dağı hariç, Ayvalık-Dikili-Bergama arasında kalan alanda, her üç çalışmadan da saatin tersi yönünde  $15^\circ$ - $40^\circ$ 'ler arasında değişen dönmelerin varolduğu bulunmuştur.

Kozak dağı ve eteklerinde yeralan 8 mevkiiden elde edilen sonuçlara göre, bölgede saat yönünde  $31^\circ$ 'lik bir dönme hareketi olduğu bulunmuş ve bu sonucun, Kozak dağı çevreleyen diğer mevkiilerden elde edilen sonuçlardan hayli farklı olduğu görülmüştür. Bu farkın



nedeninin blok hareketi olduğu düşünülmektedir (Y.Yılmaz, kişisel görüşme, 1994).

Kuzeybatı Anadolu'da; kuzeybatı-güneydoğu, kuzeydoğu-güneybatı ve doğu-batı yönelimli fay sistemleri arasında gelişmiş birçok mikro levha bulunmaktadır. Bu çalışmada, Kozak Dağı bloğu, Assos ve civarındaki birçok mikroblok, dönme miktarları ile ayrılanmıştır.

Sonuçlar topluca ele alındığında Kuzeybatı Anadolu'da Neojen'den bu yana saatin tersi yönünde bir dönmenin olduğu anlaşılmaktadır. Bu sonucu destekleyen başka çalışmalarda vardır. Örneğin; 1990-1992 yılları boyunca yapılan GPS ölçmelerinin sonuçları Straub ve diğ. (1994)'e göre (Şekil-6), paleomanyetik verilerin elde edildiği alanda yer değiştirme batıgüneybatı (WSW) yönüdür.

Bölgedeki tektonik hareketleri inceleyen bir başka araştırma Taymaz (1990) tarafından yayımlanmıştır. Bu çalışmada Yunanistan, Ege adaları, Bulgaristan ve kuzeybatı Anadolu'ya ait sismolojik veriler kullanılarak bir sismotektonik model oluşturulmuştur. Model 38°-42° K enlemleri ile 22°-28° D boylamları arasında kalan alanı temsil etmektedir. Model, kuzeyde Bulgaristan'dan başlayarak güneye doğru üç adet normal fay ile birbirinden ayrılmış dört blok'dan oluşmaktadır (Şekil-7). Taymaz (1990) bu blokları Ege Denizi'nde Skyros adası olarak belirlenen bir büküm noktasına göre doğu-batı doğrultusunda hareket ettirerek ve eklem noktasını güneye doğru kaydırarak Ege'deki yayılma sistemini modelle temsil etmeye çalışmaktadır.

Bu model ile büküm noktasının güneye doğru ilerlemesi sonucunda, bu noktanın batısında bulunan blokların saat yönünde, doğusunda kalan blokların ise saatin tersi yönünde dönmesi gerektiği ortaya konmaktadır (Şekil-8).

Kissel ve diğ. (1986)'nin paleomanyetik sonuçları modelin Yunanistan tarafı için beklenen dönme hareketinin varlığını ortaya koymaktadır. Aynı araştırmacının Türkiye'ye ait paleomanyetik sonuçlarının ise model ile uyum halinde olmadığı fakat bu çalışma ve Orbay ve diğ. (1993)'den elde edilen sonuçların, modelden beklenen hareketlerin Kuzeybatı Anadolu içinde geçerli olduğunu ortaya koymaktadır.

Edremit Körfezi ve civarındaki paleomanyetik sonuçlar incelendiğinde; körfezin kuzeyinde ve güneyinde yer alan sahalar ayrı iki blok olarak düşünülebilir. Bloklar hep birlikte saatin ters yönünde dönmeye başlamış ve bu dönüş esnasında güneydeki bloğun diğerine göre biraz daha fazla dönme kaydederek Edremit Körfezi'nin açılmasına sebep olabileceği kanısına varılmıştır.

## Katkı Belirtme

Araştırmacılar, bu projenin yapılabilmesi için gerekli maddi desteği sağlayan TÜBİTAK Yerbilimleri, Denizbilimleri, Atmosfer ve Çevre Araştırma Grubu'na; laboratuvar çalışmaları aşamasındaki yardımları için B.Ü. Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü Jeomanyetizma servisi çalışanlarına; arazi ve sonuçların yorumlanması aşamasındaki yardımlarından ötürü Prof.Dr.Yücel YILMAZ'a teşekkürli bir borç bilirler.

## Kaynaklar

- Akyürek, B. ve Soyul, Y., 1978, Kırkağaç-Soma (Manisa), Saraylıpınar-Korucu-Kyvalık (Bakirci), Bergama (Izmir) civarının jeolojisi: MTA Enstitüsü Rapor No: 6452, Ankara.
- Akyürek, B. ve Soyul, Y., 1983, Biga yarımadası güneyinin (Saraylıpınar-Kırkağaç-Bergama-Kyvalık) temel jeolojisi özellikleri: MTA Derg., 93/96, 1-12.
- Alptekin, Ö., 1972, Focal Mechanism of Earthquakes in Western Turkey and Their tectonic implications (Ph.D.) New Mexico Inst. Mining and Technology, Socorro, New Mexico.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972, Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler: M.T.A. Rus. Dergisi, 78, 44-50.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975, Türkiye'deki Batı önemi Genç Tektonik Olaylar, Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, v.18, p:91.
- Berckhemer, H., 1977, Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from the observations in the Aegean Region; Biju-Duval, B ve Montuori, L., ed., Structural History of the Mediterranean Basins de: Editions Technip, Paris, 203-214.
- Bilgin, T., 1969, Biga Yarımadası güneybatı kısmının jeomorfolojisi: İstanbul Üniv. Yay., No. 1433, 273s.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of recent volcanics of Eastern Aegean Sea: Bull. Volcan., 36/1, 473-496.
- Çalaphalı, F., 1978, Balkardağ bölgesinin jeolojik ortamı: Türkiye Jeol. Kurumu, 32. Bilimsel ve Teknik Kurul. Bildiri Özetleri, s.7-8.
- Dewey, J.F., and Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiphase and continent tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. Am. Bull. 1., 90: 84-92.
- Dewey, J.F., 1988, Episodicity, sequence, and style at convergent plate boundaries: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 20, 553-575.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege Adalarında Semiozyik Volkanizma: Jeoloji Müh. Derg., 9, 23-46.
- Ercan, T., 1982, Kula yöresinin jeolojisi ve volkanilerin petrolojisi: İstanbul Yerbilimleri Derg., 3/1-2, 77-124.
- Ercan, T. ve Gedik, A., 1983, Pontalardaki Volkanizma: Jeoloji Müh. Derg., s.19.
- Ercan, T. ve Öztuna, Ö., 1983, Demireli-Selenli (Manisa) çevresindeki Semiozyik yaşlı volkanilerin petrolojisi ve kökenel yorumu: Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Derg., 10.
- Ercan, T. ve Öztuna, Ö., 1984, Moğensitik kayaların Stronsiyum izotop oranı içeriklerinin kökenel yorumlamada kullanılışı, Batı Anadolu ve Ege Adalarındaki volkanik kayalardan örnekler: Jeoloji Mühendisliği Derg.19, 23-32.
- Ercan, T. ve diğerleri, 1994, Biga Yarımadasındaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri, 47. Türkiye Jeoloji Kuruluna Bildiri Özetleri, 102-103.

- Ketin, I., 1948, Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anaschischen Erdbeben des letzten Dezenniums: *Geol. Rundsch.*, 36, 77-83.
- Kissel, C., 1986, Apport du Paléomagnétisme à la Compréhension de l'évolution Géodynamique Tertiaire du Domaine Egéen de L'épire à L'Anatolie Occidentale. (Le Grisé de Docteur es Sciences). A I, Université de Paris-Sud Centre d'Orsay.
- Kondopoulou, D. and Lauer, J.P., 1984, Paleomagnetic data on the Northern part and a Tentative Overview on Neogen rotation in the Aegean Zone. *Spec. Publ. Geol. London*, Eds: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., p:682.
- Kruthensky, R.D., 1976, Neogene calc-alkaline extrusive rocks of the Karalar-Yedigöller area, Northwest Anatolia Turkey. *Bull. Volcan.* 40, 326-360.
- Lauer, J.P., 1984, *Géodynamique Evolution of Turkey and Cyprus based on Paleomagnetic Data. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Eds: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., p:483.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981, The Aegean Sea. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, A-300-357.
- Livaccari, R., 1979, Late Cenozoic tectonic evolution of the western United States *Geology*, 7, 72-75.
- McKenzie, D.P., 1972, Active Tectonics of the Mediterranean Area. *Geophys. Jour. Royal. Astron. Soc.*, v.30, p.109.
- McKenzie, D.P., 1977, Can plate tectonics Describe Continental Deformation? In Biju-Duval and L. Montadent, Edts. *Structural History of the Mediterranean Basins*, Editions Techn. Paris, p:189.
- McKenzie, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding region. *Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc.*, 55, 217-234.
- Orbuç, N., Düzgü, Z., Gündoğdu, O., Hıncal, M. ve Özcep, F., 1993, Batı Anadolu'nun Paleomanyetizması ve Tektonik Gelişimi. *Tubitak Projesi*. (YBAG-017).
- Papazachos, B.C. ve Comminakis, P.E., 1977, Modes of lithospheric interaction in the Aegean area. *Bi ju-Duval B. ve Montadert, L., ed., Structural History of the Mediterranean Basins de*, Editions Technip, Paris, 319-332.
- Perinçek, D., 1979, *Guidebook for Excursion (B)*, Interrelation of the Arab and Anatolian Plates: I at Geol. Congr. Middle East, Ankara, 34 s.
- Siyako, M., Bärkan, K.A. ve OKAY, A.L., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon olanakları. *TPJD Bülteni*, c.1/3, s.183-199.
- Straub, C. and Kahle, H.G., 1994, Global positioning system (GPS) estimates of crustal deformation in the Marmara Sea region, Northwestern Anatolia. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 121, 495-502.
- Stille, A.H., Belderson, R.H., ve Kenyon, N.H., 1977, Evolving miogeanticlines of the East Mediterranean. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 284, 255-285.
- Şengör, A.M.C., 1978, Über die angebliche primäre vertikale tektonik im Aegaeum: *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, 11, 698-702.
- Şengör, A.M.C., 1979a, The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Jour. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1979b, On some 50% extension in the Aegean area and its implications for orogenic reconstructions in the Taurides. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, 25/26, 2a, 41-42.
- Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 161-176.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin müstakimliğinin esasları. *Türkiye Jeol. Kur. Yayın*, 40, Ankara.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tappanier, P., 1977, Evolution tectonique du Systeme Alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. Fr. Ser. 7*, 19, 427-460.
- Taymaz, T., 1990, *Earthquake Source Parameters in the Eastern Mediterranean Region*, Degree of Doctor of Philosophy Thesis, University of Cambridge.
- Yılmaz, Y., 1981, *Athantik tip bir kıta kenarının Pasifik tip bir kıta kenarına dönüşümüne Türkiye'den örnek*. *Türkiye Jeol. Kur. Konf. Ser.*, 27 s.
- Yılmaz, Y. ve Şengör, A.M.C., 1982, Ege'de kabuk erimesi ve neomagnitizmanın kökeni. *Türkiye Jeolojisi Kurulayı bildiri özet kitabı*, 64-67.
- Yılmaz, Y., 1990, An approach to the origin of young volcanic Rocks of Western Turkey. *Tectonic evolution of the Tethyan Region*, ed. A.M.C. Şengör, Kluwer Academic Publ., p:159.
- Zschäke, C., 1934, Der Simas-Graben und seine Gezeime. *Türkiye Jeol. Kur. Bülteni*, v.5, p:178.





# TRAKYA'DA GENÇ VOLKANİK KAYAÇLAR ÜZERİNDE YAPILAN PALEOMANYETİK ÇALIŞMA SONUÇLARI

## Results of Palaeomagnetic Study on Young Volcanics In Thrace

M.Cengiz TAPIRDAMAZ<sup>1</sup>, Cenk YALTIRAK<sup>2</sup>

### ÖZET

Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın batıdaki kolu olan Ganos Fayına aşağı yukarı paralel olarak uzanan bir zon boyunca birbirinden bağımsız olarak oluşmuş volkanik tepeler bulunur. Bu tepelerin, genel olarak, andezitik bileşimde olanlar Üst Eosen-Oligosen yaşlı, bazalt bileşimli olanları Miyosen-Kuvaterner yaşlıdır.

Toplanan örneklerden yapılan değerlendirmeler sonucunda, çalışma alanının numune toplanan kayaçlar oluşuktan sonra saatın dönme yönünde  $35 \pm 17$  derece döndüğü bulunmuştur ( $D = 35$ ,  $I = 53$ ,  $\alpha_{95} = 17.4$ ,  $k = 51.1$ ). Tekirdağ Körfezi'nin hemen kuzeyindeki paleomanyetik vektörlerin dağılımından, elimizde kesin radyometrik yaşları olmadığı için, seküler değişimlerin sorumlu olduğunu söyleyebiliriz. Fakat Malkara-Hisarlıdağ arasında elde edilen ortalama dönme miktarı, Trakya'nın Güney bölümünün neotektonik dönemde oldukça etkin deformasyonu etkisinde kaldığını göstermektedir.

### ABSTRACT

There exist volcanic heights independently occurred along the zone more or less parallel to Ganos fault which is the western branch of the North Anatolian Fault Zone (NAF). In general, those heights which are andesitic in composition are Upper Eocene-Oligocene, those which are basaltic in composition are Miocene-Quaternary age.

It is seen by the interpretation of the collected samples at study area, that has been rotated  $35 \pm 17$  degrees clockwise sense after product volcanic rocks ( $D = 35$ ,  $I = 53$ ,  $\alpha_{95} = 17.4$ ,  $k = 51.1$ ). It is proposed that the distribution of the palaeomagnetic vectors to the north of Tekirdağ bay, they have not radiometric ages in this area, could be related secular variations. But results between Malkara and Hisarlıdağ show that the southern part of the Thrace have been strongly undergone an effective deformation in the neotectonic period.

### GİRİŞ

Bu çalışmada amacımız, Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın batıdaki kolu olan Ganos Fayına aşağı yukarı paralel olarak uzanan bir zon boyunca birbirinden bağımsız olarak oluşmuş volkanik tepelerden yönlü paleomanyetik numuneler toplayarak, çalışma alanı ve çevresinde neotektonik dönemde oluşan deformasyonların etkisini incelemektir. Çalışma sahası Trakya'nın güneyinde dağınık olarak daha önce çeşitli çalışmalarda haritalanmış (Ed Purjes, 1938; Kopp ve diğ., 1969; Umut ve diğ., 1984; Ercan 1992) ve Ganos Fayı'nın kuzeyinde bulunan 15 volkanik mostranın tamamını kapsamaktadır. Numuneler taş ocaklarının bulunduğu yerlerde bazalt sütunlarından, diğer mevkilerde ise masif ve ayrışmamış kesimlerden alınmıştır. Bölgedeki en kapsamlı çalışma Ercan (1992) tarafından yapılmıştır. Çalışmada, sınırlı alanları kaplayan volkanik kayalar haritalanmış, daha sonra eski

çalışmalardan da yararlanarak haritalanan volkanik kayaların bir kısmı petrokimyasal olarak incelenmiştir.

### ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Çalışılan alanda iki farklı volkanik dönemin ürünleri bulunmaktadır. Bunların ilki Enez-Keşan volkanikleri olarak adlandırdığımız Üst Eosen-Alt Miyosen yaşlı kalkalkalen, yüksek potasyumlu kalkalkalen, andezit, dasit, riyodasit ve riyolitlerle temsil edilen volkaniklerdir. Karatepe Bazaltları olarak adlandırdığımız genç dönem oluşukları ise Üst Miyosen'de şözonitik, Pliyo-Kuvaterner'de de alkali bazaltlardır.

### Keşan-Enez Volkanikleri

Trakya Yarımadası'nda, Keşan-Enez çevresinde kendi içinde birkaç farklı volkanik evre gösteren ve kalkalkalinden alkalene değişen volkanikler bulunur. Bu volkanikler genellikle Eosen türbiditik formasyonlarının üzerinde yer alır. Keşan yöresinde ilk çalışanlar

<sup>1</sup> ITU Maden Fak., Jeofizik Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL  
<sup>2</sup> ITU Maden Fak., Jeoloji Müh. Böl., 80626 Maslak, İSTANBUL

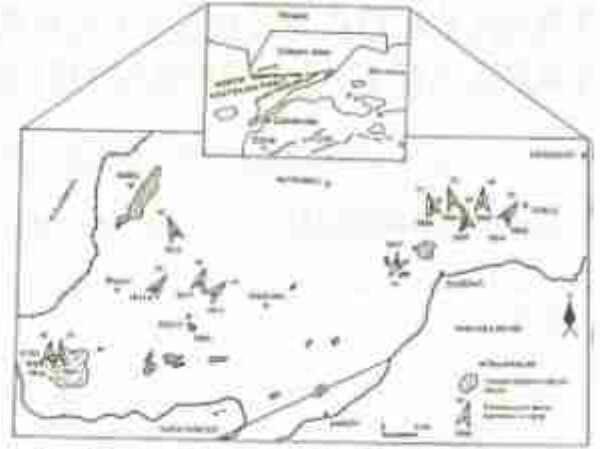


(Ternek, 1949; Kopp ve diğ., 1969) volkanizmanın Oligosen boyunca sürdüğünü, Erken Oligosen'de andezitik ve dasitik tüflerden, Geç Oligosen'de andezitik ve dasitik lavlardan oluştuğunu söylemiştir. Saner (1985) Enez, Hisarlıdağ'da yaptığı çalışmada birimi Hisarlıdağ Volkaniti olarak tanıtmıştır. Sümengen ve diğ.(1987) aynı ad altında değerlendirdikleri, alttan üste doğru riyodasitik tuf, andezitik tuf, andezit, bazalt, aglomera, ignimbirit ve ortağ ignimbiritlerden oluşan istifin üst seviyelerinden aldıkları andezit numunelerinden K/Ar yöntemiyle yaptıkları radyometrik yaş tayini sonucu birime  $35.0 \pm 0.9$  milyon yıllık (Priaboniyen-Rupeliyen) yaş vermişlerdir. Benzer bileşimdeki volkanik ürünlerin yer aldığı Keşan-İpsala ve Malkara'nın güneydoğusundaki volkanik kayaların da Hisarlıdağ Volkanitleri'yle aynı yaşa sahip oldukları tesbit edilmiştir (Ercan, 1992). Trakya'da Oligosen volkanizması Alt Miyosen'de etkinliğini yitirmiş ve sona ermiştir (Ercan ve Glnay, 1985). Orta-Üst Miyosen dönemi ise oldukça sakin geçmiştir.

### Karatepe Bazaltı

Çorlu ile Saroz Körfezi'nin kuzey kesimlerinde yüzeylenen genç bazaltlar, Kuzey Anadolu Fayı'nın bir kolu olan, Marmara (Gaziköy) ve Saroz Körfezi arasında bulunan Ganos Fayı'nın yaklaşık 10-30 km uzağında faya paralel doğrultuda yer alırlar (Şekil-1). Bu bölgede çalışanlar Trakya pençepeni üzerindeki en önemli yükseltileri olan bu tepeleri oluşturan bazaltlarla ilişkili ve ilk olarak Ed Parejas (1938) tarafından kömür araştırması amacı ile yapılan bir çalışmada haritalanmıştır; Kopp ve diğ (1969) tarafından da petrolojik olarak incelenmiştir. Umut ve diğ. (1983) volkanikleri haritalarken alkali bazaltları Çorlu'nun güney batısındaki Kara Tepe üzerindeki mostrada incelemişler ve Karatepe Bazaltı olarak adlandırmışlardır.

Karatepe Bazaltı, Çorlu Kara Tepe'de (TRO3-TRO4), Muratlı'da (TRO6), Büyük Ali Köyü'nde (TRO7) Danişment ve Ergene formasyonlarını; Sarılar İstasyonu'nda Ergene Formasyonu'nu; Çevrimkaya Köyü'nde (TRO2) Danişment Formasyonu'nu, Keşan'ın kuzeyinde Harala'da (TR12) ve Karakaya Tepesi'nde (TR15) Osmancık Formasyonu'nu, Asar Tepe'de (TR14) Yenimuhacir Formasyonu'nu, Karadöğür'de Osmancık Formasyonu'nu örter (Umut ve diğ., 1984) (Şekil-1).



Şekil 1a) Çalışma alanının genel görünümünü ve Türkiye tektoniği içindeki yeri. b) Çalışma alanında bulunan volkanik alanlar ve numune alınan mevkilerde bulunan ortalama mıknatısizasyon vektörlerinin dağılımını (1/300.000 ölçekli Türkiye jeolojisi haritasından hazırlanmıştır).

Figure 1a) General view of the study area. b) View of volcanic rocks in study area and distribution of mean of magnetization vectors from sample sites (adapted from 1/300.000 scale geologic map of Turkey)

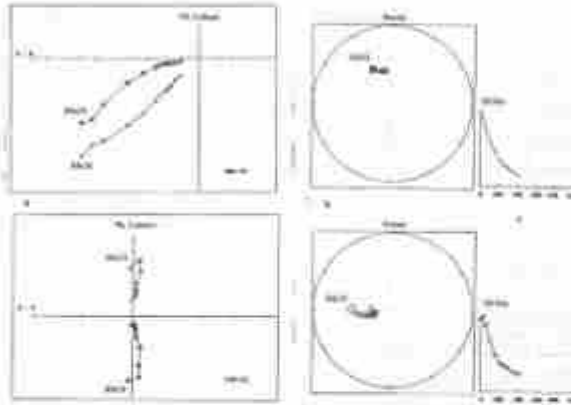
Karatepe bazaltı GB-KD doğrultusunda dizilmiş tepelerde bulunur. Genellikle gri-siyah, kahverengidir. Alkali karakterli bazaltlarda hakim mineraller plajiyoklas, piroksen ve olivindir. Olivinler iddingsleşmiş, porfirik ve mikrolitik dokulu bazaltlar yer yer karbonatlaşmıştır. Karatepe bazaltlarında yapılan çalışmalarda Umut ve diğ., (1984) tarafından iki farklı nitelikte Alkali bazalt ayrılmıştır. Mahmutköy ve Tekirdağ çevresindekiler Miyosen-Pliyosen grubuna, Harala, Karatepe ve Keşan çevresinde olanlar ise Pliyo-Kuvaterner grubuna dahil edilmiştir. Sümengen ve diğ. (1987) Mahmutköy'deki bazalt örneklerinden, K/Ar yöntemi ile yaptıkları yaş tayini sonucunda bu bazaltların oluşum yaşını  $6.7 \pm 0.7$  my olarak bulmuşlardır. Bir başka çalışmada da (Kolios ve diğ., 1980) Selanik yakınlarında benzer bileşimdeki volkanik kayaların oluşum yaşlarının 5-1.8 my arasında değiştiği bildirilmektedir.

### YÖNTEM

Paleomanyetik ölçülerde kullanılmak üzere 15 mevkinin herbirinden en az 8 karot olmak üzere toplam 180 karot numune alınmıştır. Bunlar laboratuvarında 1 inç çapında ve 1 inç boyunda kesilerek standart numune haline getirilmiş ve toplam 380 yönlü küçük numune ölçmelerde kullanılmak üzere hazırlanmıştır. Yönlü numuneler toplanırken benzinli portatif karot makinası, yönlendirme için hem jeolog pusulası hem de güneş pusulası birlikte kullanılmıştır.

Ölçmeler iki aşamada tamamlanmıştır. Birinci aşamada, önce her mevkie ait küçük silindirik numunelerden rasgele biri, o mevkie ait "pilot numune" olarak seçilmiştir. Her pilot numune başlangıç değeri 25, 30,

75, 100,....., 400 Oersted olan ve yavaş yavaş sıfır değerini alan alternatif manyetik alanlar içinde her seferinde birbirine dik üç eksen doğrultusunda temizlenerek parasitik mıknatıslanmalarından arındırılmaya çalışılmıştır. Her temizleme aşamasından sonra pilot numunenin doğrultusu ve şiddeti ölçülmüştür. Elde edilen mıknatıslanma doğrultuları bir stereografik projeksiyon ağı üzerine ve şiddetlerin değişimi As-Zijderveid projeksiyonuna işaretlenerek, her mevkiden toplanmış numunelerin parasitik mıknatıslanmalarından temizlenmesi için gerekli "alternatif alan" in şiddeti saptanmıştır (şekil-2.a,b,c). Pilot numuneler üzerinde yapılan bu ölçmeler sonucunda sadece 2 mevkinin güvenilir mıknatıslanmaya sahip olmadığı ortaya çıkmış, bu iki mevkkiye ait yönlü numuneler ölçmelerden çıkartılmıştır.



Şekil 2: TR01 ve TR07 mevkilerine ait pilot numunelerin alternatif alanla temizlendikten sonra, a) yatay ve dikey mıknatıslanma bileşenlerinin doğrultularındaki değişimler (■ mıknatıslanma vektörünün yatay düzleminde, □ mıknatıslanma vektörünün dikey düzleminde değişimlerini gösterir), b) mıknatıslanma vektörünün doğrultusu ve eğimindeki değişimin stereografik projeksiyon üzerindeki görünümü, c) indirgenmiş mıknatıslanma şiddeti diyagramı.

Figure 2: Pilot samples of TR01 and TR07 sites after cleaned in alternating magnetic field, a) variation of horizontal and vertical component of magnetisation vectors (■ horizontal component, □ vertical component), b) variation of declination and inclination of magnetisation vectors on stereographic projection c) diagram of normalisation intensity.

Ölçmelerin ikinci aşamasında, önce güvenilir mıknatıslık gösteren pilot numunelere ait ölçme sonuçları incelenmiş ve hepsinde başlangıçtaki şiddeti 200 Oersted olan alternatif manyetik alanla temizlemenin, numunelerdeki parasitik mıknatıslıkları temizlemek için yeterli olduğu saptanmıştır. Böylece eldeki diğer küçük silindirik numunelerin herbirinin doğal kalıcı mıknatıslanması ölçüldükten sonra, hepsi başlangıç değeri 200 Oersted olan alternatif manyetik alan içinde temizlenerek sahip oldukları kalıcı mıknatıslanmaları bulunmuştur (Tablo.1). Ortalama doğrultuların ve mevkkiye ait istatistik parametrelerin hesabında Fisher istatistiği kullanılmıştır.

Mevki Adı	N	D <sub>0</sub>	I <sub>0</sub>	mag.	α	D <sub>0c</sub>	I <sub>0c</sub>	mag.	α
TR01	10	342	52	4.5	150.4	342	52	4.5	150.4
TR02	4	7	40	7.8	140.0	7	40	7.8	140.0
TR03	7	27	58	8.5	80.2	27	58	8.5	80.2
TR04	4	18	49	12.3	88.8	18	49	12.3	88.8
TR05	6	148	65	5.9	213.0	148	65	5.9	213.0
TR06	8	182	34	5.2	87.8	182	34	5.2	87.8
TR07	7	258	71	8.8	49.0	258	71	8.8	49.0
Mühürleşmiş örnekleri mevkiler:									
TR13	8	258	80	3.0	87.8	258	80	3.0	87.8
TR14	2	28	77	8.8	140.0	28	77	8.8	140.0
TR15	8	47	50	4.4	150.0	47	50	4.4	150.0
ORTALAMA	7	28	48	11.8	63.7	28	48	11.8	63.7
Mevki Adı									
TR10	8	5	40	7.8	51.9	5	40	7.8	51.9
TR11	7	3	35	3.7	208.8	3	35	3.7	208.8
ORTALAMA	7	4	40	-	-	4	40	-	-
TR12	7	117	44	9.1	99.1	117	44	9.1	99.1

Tablo 1: Tüm mevkilerin toplu halde değerlendirilmesi. Burada; N: ortalamaya katılan numune sayısı, D<sub>0</sub> ve I<sub>0</sub>: tektonik düzleme önceki ortalama mıknatıslanma doğrultusu ve eğimi, D<sub>0c</sub> ve I<sub>0c</sub>: tektonik düzleme sonrası ortalama mıknatıslanma doğrultusu ve eğimini, α<sub>95</sub>: %95 düzeyde çemberin yarıçapını, k: presizyon katsayısını gösterir.

Table-1: Results of all sites after interpretation. Where; N: number of samples, D<sub>0</sub> and I<sub>0</sub>: mean direction and inclination before tectonic correction respectively, D<sub>0c</sub> and I<sub>0c</sub>: mean direction and inclination after tectonic correction respectively, α<sub>95</sub>: 0.05 level probability circle of confidence, k: precision parameter.

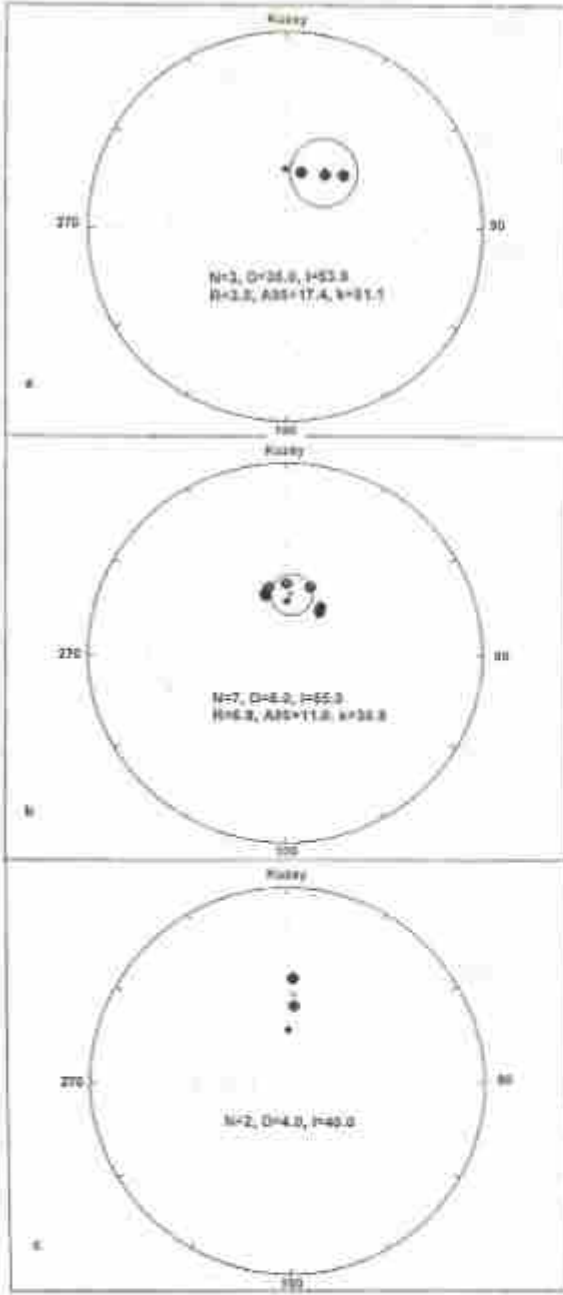
## SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen paleomanyetik sonuçlar tablo.1 de toplu halde verilmiştir. Tabloda görülen TR01, TR02, TR03, TR04, TR05, TR06, TR07 nolu numune mevkileri Çorlu-Bıyıklı arasında, TR10 ve TR11 nolu numune mevkileri Hisarlıdağ'dan, TR12, TR13, TR14 ve TR15 nolu numune mevkileri ise Keşan civarından alınmıştır.

Eldeki paleomanyetik verilerden aşağıdaki sonuçları çıkartabiliriz.

1. Tablo.1'de ikinci grup olarak görülen 3 mevkkiye (TR13, TR14, TR15) ait ölçme sonuçlarının ortalaması D = 35, I = 53, α<sub>95</sub> = 17.1, k = 51.1'dir. Gösterildiği gibi, Trakya'nın Güneyi, numune topladığımız volkanik kayalar oluştuğundan sonra, saatin dönme yönünde 35±17 derece dönmüştür (şekil-3.a). Bulunan doğrultuların ortalama eğim açıları ise, bölgenin tektonik gelişimine bağlı olarak, beklenen eğim açısından küçük çıkmıştır. Bu sonuç, daha önce Yunanistan'da yapılan paleomanyetik çalışmalarda bulunan eğim açıları ile uygunluk içindedir. Eğim açılarındaki bu sorunun bölgenin tektoniği ile ilişkili olup olmadığı hala tartışma konusudur. (Kissel ve diğ., 1986, M.E. Beck ve E.R. Schermer, 1994).





Şekil 3: Tablo-1' de verilen orijinali miknatizasyon vektörlerinin stereografik projeksiyon üzerindeki dağılımları ve ortalamala alt üç güven çemberleri ● beklenecek olan doğrultusunu gösterir.  
Figure 3: Distribution of mean magnetization vectors on stereographic projection in Table-1 and their  $\alpha_{95}$  confidence circle. ● show direction of estimate dipole field.

2. Çorlu-Bıyıklı arasındaki paleomanyetik doğrultuların değişimi (TRO1, TRO2, TRO3, TRO4, TRO5, TRO6, TRO7) (şekil-1), seküler değişimlere uygun bir dağılım olarak görülmektedir. Paleomanyetik vektörlerin bu dağılımının seküler değişimler sonucunda mı, yoksa tektonik bir olayın etkisi ile mi olduğu

sorusu, ancak bu mevkiilerde yapılacak mutlak yay tayinleri sonunda kesin olarak cevaplandırılabilir. Çok büyük alanları kaplayan seküler değişimler, eğer bu bölgede etkili olmuş olsalardı, çalışma alanımız çevresinde yapılan diğer çalışmalarda da tesbit edilmiş olmaları gerekirdi. Ancak Biga yarımadasında (Kissel ve diğ., 1985, Kissel ve diğ., 1989, Orbay ve diğ., 1993) Yunanistan'da (Kissel ve diğ., 1986) ve Bulgaristan'da (Burtman, 1988) yapılan paleomanyetik çalışmalarda seküler değişimlerin etkisinden söz edilmemektedir.

3. Hisarlıdağ'dan aldığımız Oligosen yaşlı (Kissel, 1986, Ercan, 1992) paleomanyetik numunelerin sonuçları (TR10, TR11), burada bir dönme olmadığını göstermektedir (Şekil-3.c). Ancak hemen kuzeyindeki Neojen yaşlı volkanik kayalarda ortalama miknatizasyon doğrultusunun saat yönünde yaklaşık  $35 \pm 17$  derece döndüğü (TR13, TR14, TR15) bulunmuştur (şekil-1). Bu da, aslında Oligosen yaşlı mevkiilerimizin oluşuktan sonra saatın dönme yönünün tersine yaklaşık 35 derece dönmüş olmasını gerektirmektedir. Daha sonra bu dönemler Neojen volkanikleri oluşuktan sonra, saatın dönme yönünde ve aynı miktardaki bir hareketle karşılanmış ve bugünkü halini almıştır.

#### Katkı Belirtme:

Araziiden paleomanyetik numune alınması için araç temin etmenize yardım eden Prof. Dr. Naci GÖRÜR'e, çalışmamız için araç tahsis eden TPAO Trakya Bölge Müdürüğü'ne ve Prof. Dr. A.M.Celal ŞENGÖR'e, paleomanyetik verilerin değerlendirilmesi sırasında konuyu tartıştığımız Prof. Dr. Muzaffer SANVER'e teşekkür ederiz.

#### KAYNAKLAR

- Beck Jr. M. E. and Schermer, E.R., 1994. Aegean paleomagnetic inclination anomalies: Is there a tectonic explanation? *Tectonophysics*, 221, 281-292.
- Burtman, V.S., 1988. Kinematics of the Carpathian-Balkan region during Cretaceous and Cenozoic. *Studia Geologica Polonica*, 37, 39-60.
- Ercan, T., 1992. Trakya'daki Senozoyik volkanizmaya ve bölgesel jeotektonik. *JARD, Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 41, 27-30.
- Ercan, T. ve Günay, E., 1985. Kuzeybatı Anadolu Trakya ve İğne adalarındaki Oligosen yaşlı volkanizmanın gözden geçirilmesi. *T.J.K. Bül. 3*, 119-139.
- Erkal, T., 1992. Trakya'da Eocen Anadolu Fay Zonunda gelişmiş normal fayların oluşumuna yaklaşımlar. *TPJD Bulletin*, 3, 87-99.
- Kissel, C., Laj, C. and Müller, C., 1985. Tertiary geodynamical evolution of Northwestern Greece. Paleomagnetic results. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 72, 190-204.
- Kissel, C., Kondopoulou, D., Laj, C. and Papadopoulos, P., 1986. New paleomagnetic data from Oligocene formations of Northern Aegean. *Geophysical Res. Lett.*, 13, no.10, 1010-1012.
- Kissel, C., Laj, C., Poinson, A., Simeakis, K., 1989. A pattern of block rotations in Central Aegean. *Paleomagnetic Rotations and*

- Continental Deformations* (Ed. C. Kissel, C. Laj), NATO ASI series, Series C, 254, 115-129.
- Kallis, N., Innocenti, F., Mauviel, P., Pecorello, A. & Giullani, B., 1980.** The Pliocene volcanism of the Vourai Mts. (Central Macedonia, Greece). *Bull. Volcan.*, 43/3, 533-568.
- Kopp, K.O., Paroni, N. & Schindler, C., 1969.** *Geologie Thrakiens IV: Das Ergene Becken*. *Besh zum Geol. Jb.*, 76, 136a.
- Orbay, N., Z. Düzgün, O. Gündoğdu, M. Hıncal, F. Özçep, 1993.** Batı Anadolu'nun paleomanyetizması ve tektonik evrimi. TÜBİTAK, Proje No: YBAG-0017 (yayınlanmamış).
- Parejas, E.A., 1938.** Trakya bölgelerinin jeolojisi. *MTA. Rap.*, No. 981 (Yayınlanmamış).
- Saner, S., 1985.** Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi. *Kıyıdağı Ege Denizi, Türkiye*. T.J.K. Bül. 20/1, 1-10.
- Siyako, M., K.A. Bürkan ve A.İ. Okay, 1989.** Biga ve Gelibolu yarımadalarnın tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon alanları. *TPJD Bülteni*, 1/3, 183-199.
- Sümengen ve diğ., 1987.** Gelibolu yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer Havzası'nın stratigrafisi, sedimentolojisi ve tektoniği. *MTA Rap.*, No: 8128, (Yayınlanmamış).
- Ternek, Z., 1949.** *Geological study of the region Keşan-Korudağ*. İ.Ü. Fen Fak. İstanbul, 78 s. (Doktora Tezi).
- Umut, M., İmâk, M., Kurt, Z., Özcan, İ., Ateş, M., Karabıyıklı, M. ve Sarıç, G., 1984.** Edirne ili-Kırklareli ili-Lüleburgaz (Kırklareli ili)-Uzunköprü (Edirne ili) civarının jeolojisi. *MTA. Rap.*, No 7604, (Yayınlanmamış).





# ARMUTLU YARIMADASI VE ALMACIK DAĞI'NDAKİ VOLKANİK KAYALARIN PALEOMANYETİZMASI

## Palaeomagnetism of Volcanic Rocks in the Armutlu Peninsula and Almacık Mountain

Vuslat TATAR\*, Ertuğrul PONAT\*, A. Mete IŞIKARA\*

### ÖZET

Eosen'den günümüze Intra-Pontid kenet kuşağının batısının tektonik gelişimi hakkında Paleomanyetik bilgi toplamak için Armutlu Yarımadası ve çevresinde ayrıca Almacık Dağı'nda 12 tane mevkiden örnek alınmıştır. Her iki bölgede sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu tarafından sınırlandırılmıştır.

Paleomanyetik analizler boyunca Eosen yaşlı volkanik numuneler üzerinde bulunan ikincil mıknatıslanmalardan arındırılması için, ısısal ve alternatif alanla temizleme metodları uygulanmıştır. Oniki mevkiden 7 tane mevkî paleomanyetik analizler sonucunda güvenilir sonuçlar vermiştir.

Armutlu Yarımadası'ndan elde edilen sonuçlar şöyle özetlenebilir, Eosen yaşlı numunelerden bulunan yermanyetik alanının sapma açısı tüm mevkilerde uyumlu sonuçlar vermiştir ve ortalamalarında saat yönünde  $14.3^\circ$  lik bir dönme olayını göstermektedir. Aynı numuneler üzerinden elde edilen yermanyetik alanının ortalama eğim değeri de  $52.7^\circ$  olarak elde edilmiştir, günümüzdeki yermanyetik alanının eğim değeri  $57^\circ$  olarak alınırsa bu çalışılan bölgenin güneyden kuzeye doğru bir hareketi söz konusudur.

Almacık Dağı'ndaki değerler ise daha saçılmalı sonuçlar vermiştir bunun yanı sıra yermanyetik alanının sapma açısı değeri daha yüksek sonuçlar vermiştir ( $175^\circ$  - $185^\circ$  arası). Bulunan sonuçlar bölgede saat yönünde bir rotasyonu göstermektedir. Yermanyetik alanın ortalama eğim değeri ise  $54.8^\circ$  olarak alınırsa bu bölgenin güneyden kuzeye doğru bir harekete maruz kaldığı söylenebilir.

### ABSTRACT

Twelve sites were sampled in the Armutlu Peninsula and Almacık Mountain, in order to gather paleomagnetic information about the tectonic evolution of the intrapontide suture zone from the Eocene to the present. These sites are in the vicinity of the right lateral strike slip North Anatolian Fault Zone.

Thermal and alternating demagnetization methods were applied to the samples from Eocene igneous rocks, throughout the paleomagnetic analysis. Seven of the 12 sites gave reliable paleomagnetic results.

The results obtained from each site on the Armutlu Peninsula were quite similar, though different results were found from Almacık Mountain. The mean declination angle of the Eocene sampling sites is  $14.3^\circ$  (clockwise), the mean inclination angle of the Earth's magnetic field was found to be  $52.7^\circ$  on the same samples in the Armutlu Peninsula. Today, the value of the geomagnetic inclination Angle is around  $57^\circ$  in this sampling region. The difference in the inclination angle of the geomagnetic field between Eocene and today shows that the region studied has migrated northwards. The paleomagnetic results are scattered in Almacık Mountain and the declination angles are larger in this region (the site mean is between  $175^\circ$  and  $185^\circ$ ). However, calculated results show a clockwise rotation in this region. We may say that, the region studied has migrated northwards when we compare the present inclination value of the Earth's magnetic field ( $57^\circ$ ) and the mean inclination of the sampling sites ( $54.8^\circ$ ).

### GİRİŞ

Paleomanyetizma dünyamızın jeolojik gelişimi boyunca meydana gelen tektonik olayları anlamak için en etkin yöntemlerden biridir. Paleomanyetik çalışmaların önemli bazı sonuçları arasında kıtaların kayması, okyanus tabanı yayılması, vb. gibi çok önemli tektonik

olayların açıklaması gelir. Bunun dışında paleomanyetizma sınırlı alanlardaki jeolojik problemlerin aydınlatılmasında önemli bir yere sahiptir. Bu çalışmada paleomanyetizmanın bu türden bir uygulamaya alanına girmektedir, ama problemin tanımlanmasında çalışılan bölgeyi etkileyen tektonik olayların tümü birden dikkate alınmaktadır. Armutlu

\* Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220, Çengelköy İstanbul



Yarımadası ve Almacık Dağı'nda bulunan Eosen yaşlı volkanik kayalardan numuneler toplanıp ısı ve alternatif alanla ikincil münatıslanmaları temizlenmiş, paleomanyetik analizler yapılmıştır. Çalışmanın amacı, Türkiye'de İntra Pontid kenet kuşağının batısında, söz konusu bölgeler içerisinde kalan kısmının tektonik gelişimini, Paleomanyetik yöntemler kullanarak daha iyi anlaşılmasını sağlamaktır. Adı geçen yerler birçok yerbilim disiplini açısından yoğun incelemenin yapıldığı bir bölgedir. Araştırmanın burada yapılmasının önemli nedenlerinden biride her iki bölgede sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (K.A.F.Z.) kuzeyinde ve güneyinde hareket eden levhalara göre arada kalmış ufak bloklar olmasıdır bu açıdan paleomanyetik incelemeler çok ilginç bir boyut kazanmaktadır. Çalışılan bölgelerden Almacık Dağı'nda Sarıbudak, (1990) yaptığı çalışma sonucunda şu değerleri elde etmiştir;  $212^\circ D$  ve  $35.8^\circ I$ .

### ÇALIŞMA ALANLARININ JEOLJİLERİ

Her iki çalışma alanı da Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (K.A.F.Z.) çeşitli dalları ile sınırlanmıştır. Bu şekilleri ile Armutlu Yarımadası ve Almacık Dağı birer bloğa benzetilebilir. Kısa bir şekilde Tetis Okyanusu'nun evriminden bahsetmek, İntra-Pontid kenet kuşağında bulunan bu iki bloğun oluşumunu daha iyi anlamak açısından yararlıdır. Türkiye'de Tetis Okyanusu'nun evrimini ikiye ayırabiliriz. Birincisi Paleotetis'in evrimi ikincisi ise Neotetis'in evrimidir (Şengör & Yılmaz 1981).

Kuzeyden Türkiye'nin altına dalan Paleotetis'in orta Jura'da kapanması sonucu iki okyanusal bölge kalmıştır. Bunlar Neotetis'in kuzey ve güney kollarıdır. Sakarya Kitası ise bu kolun kuzeyi tarafından çevreleniyordu. Sakarya Kitası'nın kuzeyi İntra-Pontid okyanusu olarak adlandırılmaktadır. Neotetis erken Kretase'de maksimum boyutlarına ulaştı. Geç kretase'ye doğru kuzeye eğimli dalma-batma sonucunda Eurasia, Sakarya ve Anatolid-Torid sınırlarında bulunan her iki okyanusta yok oldu. Eurasia sınırının altında oluşan dalma-batma sonucunda bugünkü Kara Deniz havzası meydana geldi Şengör & Yılmaz (1981). Okyanus tabanının dalması Kuzey Pontidlerin Sakarya kitası ile tam olarak çarpışması sonucu bitmiştir. Bu olay multemelen geç Eosen periyodundan önce oluşmuştur çünkü daha genç Eosen sedimanter kayaları kuzey ve güney topluluklar üzerinde bulunmaktadır Yılmaz (1980).

Bu dalma-batmanın sona ermesi sırasında Eosen'de volkanik bir aktivite meydana gelmiştir (Şengör & Yılmaz 1981). Söz konusu volkanik aktivite bu çalışmanın temelini teşkil etmektedir. Türkiye'nin neotektonik yapısına baktığımızda aktif fayların büyük bir kısmının Neotetis'in yok olması sonucu oluşan kenet kuşaklarını izlediğini görürüz. Bu yüzden, kenet kuşaklarında yapılan paleomanyetik analizler bize

Türkiye'nin tektoniğini anlamak açısından oldukça yarar sağlamaktadır.



• Numune Toplanılan Bölgelerin Kesiminde Etiler.

Şekil 1: Numune Toplanılan Bölgelerin Tama. A ve B ile gösterilen alanların jeolojisi diğer şekillerde verilmiştir.

Figure 1: All of the sampling sites. The geology of the sampling sites are represented by A and B.

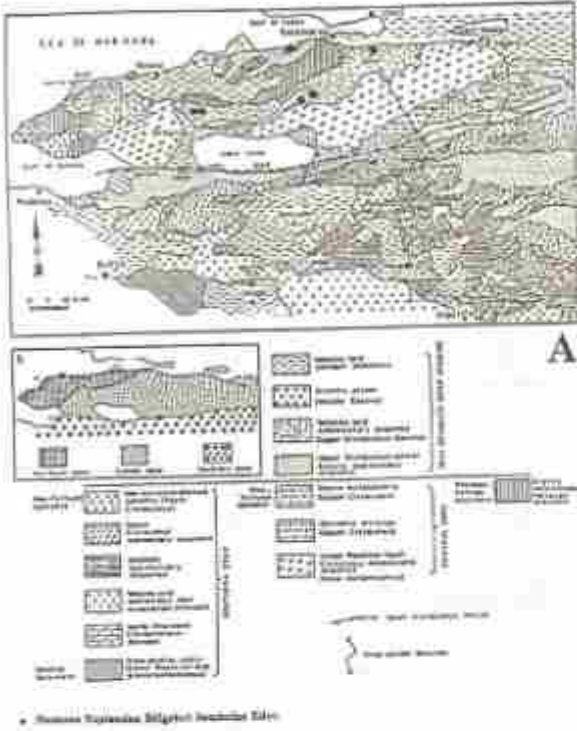
### Armutlu Yarımadası

Kuzey Anadolu Fay Zonu, Mudurnu vadisinden sonra 3 kola ayrılmaktadır. Armutlu Yarımadası'nda bu kolların kuzeydeki ve ortadaki uzantıları arasında bulunmaktadır. Armutlu Yarımadası'nın kuzeyinde İzmit Körfezi ve Sapanca Gölü, güneyinde ise Gemlik Körfezi ve İznik Gölü bulunmaktadır doğu-batı doğrultulu Samanlı Dağları da yarımada'nın orta kesimi boyunca uzanmaktadır.

Gemlik Körfezi ve İznik Gölü'nün güneyinden Mudurnu Vadisi'ne kadar uzanan fay zonunun güneyi ve kuzeyi farklı jeolojik özellikler sergilemektedir. Bu fay zonunun kuzeyinde genellikle erken-geç mesozoyik yaşlı edimanter irimler hakkında Yılmaz (1993), Yılmaz Armutlu Yarımadası ve çevresini farklı jeolojik birimleri dikkate alarak güney, merkez ve kuzey olmak üzere 3 zona ayırmıştır (Şekil 2).

Güney Zon; Genellikle sedimanter birimler hakimdir, bu zon ayrıca Sakarya Kitası olarak da adlandırılmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu sedimanter birimler geç Triyas'ta deforme olmuş farklı iki temel toplulukta gelişmiştir. Güney Zonun tektonostratigrafik birimlerinde metamorfik kaya türleri göze çarpar, ayrıca bu kayalar bölgenin en yaşlı kaya gurubunu da teşkil etmektedir bunun üzerinde diskordans olarak Permiyen sedimanterleri ile örtülmüştür. Güney Zonun diğer metamorfik birimi genelde triyas yaşlı basit Volkanik kayalar dan teşkil olmuştur. Merkez Zon; Bu zon Yılmaz tarafından ayrıca İznik metamorfik topluluğu ve Geyve metaofiyolit olmak üzere iki alt zona bölünmüştür. İznik metamorfik topluluğunda genelde şistozite hakim olarak görülmektedir bunun yanısıra bu topluluğun en üstündeki birçok kayada üst kretase yaşlı metamorfize olmuş pelajik kireçtaşı, çamurtaşı ve radyolarit bulunmaktadır. İznik metamorfik topluluğu Sakarya

Kitası'nın kuzeyel uzantısı olarak yorumlanmaktadır. Geyve metaofiyolit ise geç kretase sırasında İznik metamorfik topluluğu ile birlikte metamorfizmaya uğrayan Neotetis'in kalan bir kolu olarak yorumlanmıştır.



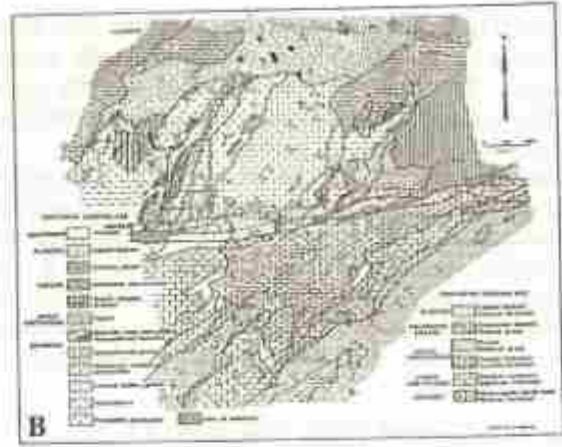
Sekil 2: Alan A: a) Armutlu yarım adası ve çevresini jeolojik haritası, b) Bölgedeki ana tektonik altzonlar (Yılmaz,).

Figure 2: Area A: a) The geological map of the Armutlu Peninsula and the surroundings, b) Major tectonic subzones of the area.

Kuzey Zon; bu zonda, geç Kretase ve tersiyer yaşlı örtü kayalar ile metamorfik topluluklar bulunmaktadır. Metamorfik topluluklar Armutlu Yarımadası'nın batısı kısmında mostra vermektedirler (Yılmaz 1993).

#### Almacık Dağı

Almacık Dağı (Elmacık Dağı olarak da adlandırılmaktadır) ve çevresindeki çalışma alanı, Akyazı ve Bolu'nun batısında kalan bölge arasında, kuzeyde Düzce Fayı ve güneyinde ise Kuzey Anadolu Fay Zonu (K.A.F.Z.) arasında bulunmaktadır ve faylar tarafından çevrelenmiş bir blok karakterine sahiptir. Almacık Bloğu batı Pontid tektonik biriminin güney parçasıdır ve K.A.F.Z. bu bölgeyi güneyinde Sakarya Kitası'ndan ayırmaktadır. Ayrıca K.A.F.Z. nuna göre güneyde kalan bölgedeki kaya tipleri kuzeydeki kaya tiplerine göre farklı bir yapıya sahiptir (Şekil 3).



Sekil 3: Alan B: Abant ve Dokurcan arasında kalan K.A.F.Z. çevresindeki bölgenin jeolojisi (Yılmaz, 1980).

Figure 3: Area B: The geological map of the area in around the North Anadolian Fault Zone Between Abant and Dokurcan

K.A.F.Z. bu iki farklı türdeki kaya grupları arasında sanki bir sınırdır. Almacık Dağı'nda bu kuzeyde kalan bölge içerisinde bulunmaktadır. Kuzeyde ki bölge çoğunlukla Paleozoik'ten Eosen'e doğru metamorfik sedimanter ve volkanik kayalardan oluşmuştur. K.A.F.Z.'na göre güneyde kalan bölge ise sedimanter tabakalardan ve ayrılmış volkanik kayalardan kurulu bulunmaktadır. Sedimanter tabakaları genelde Jura yaşı sığ su sedimanları ve kratese yaşlı derin su serileri oluşturmaktadır.

K.A.F.Z.'na göre kuzeyde kalan yörenin jeolojisini daha detaylı inceleyelim; Bu zon genelde bindirme ve sıkıştırmadan etkilenmiştir. Kuzeydeki zonun Jeolojik birimlere baktığımızda en altta ofiyolit topluluğu bulunmaktadır, paleozoik yaşlı metasedimanter kayaların en alt dilimi bu topluluğun üstünde bulunmaktadır. Metamorfize olmuş bu dizi içindeki karbonatlar orta Devoniyen yaşlı yeniden kristalleme geçirmiş kireçtaşları içinde temsil edilmişlerdir. Üste doğru karbonatlar bulunmaktadır. Bunu takip eden alt birimler karmaşık topluluklardır, bu topluluklar ofiyolit ve paleozoik metamorfik kayalarının tektonik bir karışımıdır. Ayrıca karmaşık topluluklar içerisinde bazı granitik intrüzyon kayaları diğer farklı kayalarla kontaktlar yapmıştır. Üst Paleosen - alt Eosen yaşlı sedimanter kayalar diskordans olarak büyük kısmı daha yaşlı olan kayaların üzerine örtmektedir. Geniş alana yayılmış volkanizmaya Eosen sedimanlarının birikimi eşlik etmektedir. Volkaniklerde ofivin bazaltları ve pyroxene bazaltları hakimdir, sonraları bazaltik andezitlerde püskürmüştür ( Yılmaz, 1980). Bu çalışmada numune alınan mevkiiler Armutlu Yarımadası ve Almacık Dağı'ndaki Eosen yaşlı volkanik birimler üzerinden seçilmişlerdir.

Daha güneye doğru gidildiğinde üst Eosen yaşlı sedimanterler daha yaşlı kayaların üstünü örtmektedir



hatta bu sedimanterler hem Kuzey Anadolu Fayı Zonu boyunca hemde güneyinde mostra vermektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Almacık Dağı arasında kalan bölümde daha kuzeydeki volkaniklerden sonra başlayan ofiyolitik kayalar, melanj toplulukları ve metasedimanter diziyeye karşın K.A.F.Z. güneyinde bulunan bölgede az yayılmış platform sedimanterleri bulunmaktadır. Bu sedimanter dizi bize okyanusal bir çevrenin varlığını göstermektedir. K.A.F.Z.'nin kuzeyinde kalan bölümde var olan ofiyolitler bu okyanusun tabanının kuzeydeki plakanın altına doğru dalması sonucu imhasına ilişkin olabilmektedir ( Yılmaz 1980).

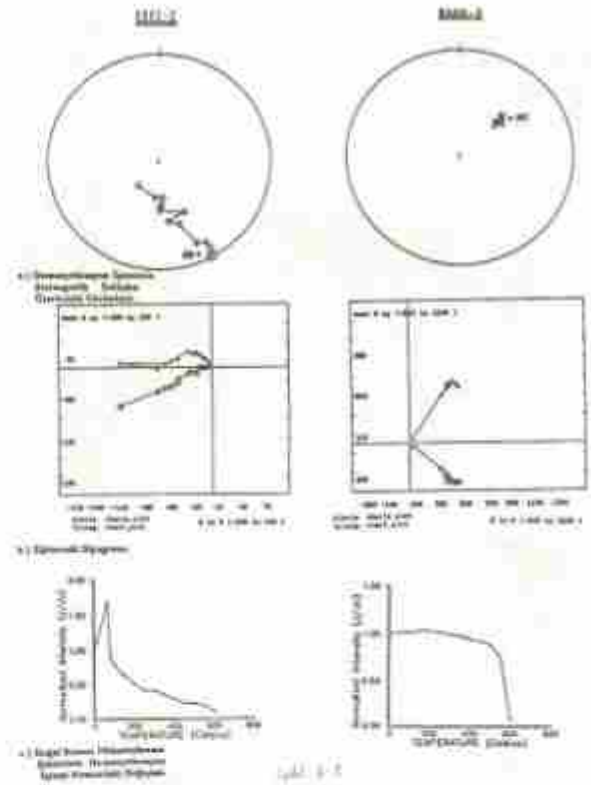
## NUMUNELERİN TOPLANILMASI VE PALEOMANYETİK VERİ ANALİZLERİ

### Numunelerin Toplanması

Numunelerin kalıntı mıknatıslanmalarının ölçülmesinde spinner (minispin) manyetometresi kullanılmıştır (gürültü<0.025mA/m). Kuvvetli mıknatıslanma şiddetine sahip volkanik kaya numuneleri spinner manyetometresi ile yapılan ölçümlerde güvenilir sonuçlar vermektedir.

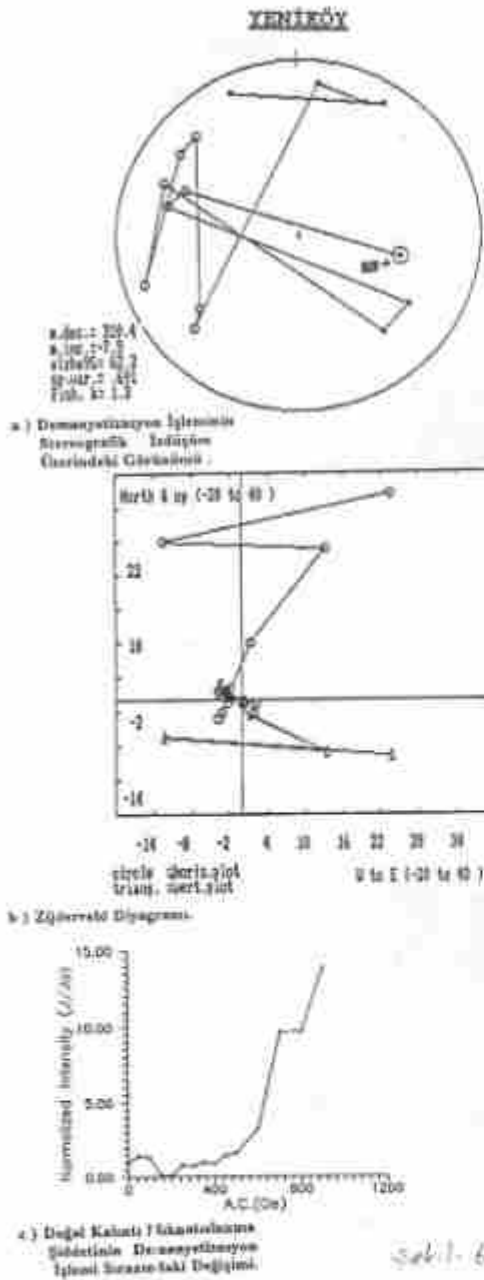
Paleomanyetik çalışmalarda, önemli ilk adım sağlıklı numunelerin toplanmasıdır. Numune toplanırken birçok hususa dikkat edilmelidir. Örneğin numune alınacak yüzeylerin altere olmamış kayalardan seçilmesi, herhangi bir kimyasal reaksiyon veya metamorfizma etkisine maruz kalmamış olması gerekmektedir. Bu açıdan arazide volkanik kayalarla çalışma esnasında birtakım zorluklarla karşılaşmaktadır, mesela volkanik intrusif veya diğer türlerde kontakların olduğu yerler pek sağlıklı sonuçlar vermemektedir. Ayrıca tektonik düzeltme yapılacak olan sınırlı sayıda mostra veren volkanik tabakalarda tabaka düzeltmesi yapmaya yarayacak özellikler bulunmayabilir (Vesicular özellikler). Bütün bu etmenlerden ötürü dayklar, volkanik tüfler ve masif volkanik kayalar, örneğin sütun eklenleri gibi volkanik yapılardan numuneler toplanmıştır. Yalnız, dayklarda mıknatıslanma doğrultusunun daykın doğrultusunda olması riski vardır, ayrıca volkanik konglomera türü yapılarda tane boyu büyük olan diğer kaya parçalarının bulunması sonuçların sağlıklı olmasını engellemektedir.

Numune toplanması sırasında el numunelendirilmesi ( Hand Sampling) yöntemi uygulanmıştır. Çalışılan bir mevkiyi temsil eden en az 3 ayrı kaya mostrasının herbirinden en az 3 el numunesi toplanmıştır. El numuneleri taş işleme laboratuvarında 1 x 1 inç boyutlarında küçük silindirler haline getirilmiştir. Herbir el örneğinden en az 3 - 4 adet küçük silindirik numune çıkarılmıştır. Numunelerin oriyantasyonu ve diğer düzeltmeler için jeolog pusulası ve güneş pusulası kullanılmıştır.



Sekil 4-5: Demanyetizasyon işlemlerin SARI-2 ve BAKA-2 mevkileri için sonuçları.

Figure 4: The results of the Demagnetization Process for SARI-2 ve BAKA-2 sites.



Şekil 6: Demanyetizasyon İşlemlerinin YENİKÖY Mevkisi İçin Sonuçları.

Figure 6: The Results of the Demagnetization Process for YENİKÖY Site.

### Demanyetizasyon İşlemleri

On iki mevkiden toplanılan volkanik kaya numuneleri üzerinde hem alternatif, hemde ısı temizleme metodları uygulanmıştır. Bir mevkide çalışılan farklı mostralardan herbirinden alınan herhangi bir el numunesinde o mostrayı temsil eden bir pilot numunesi üzerinde demanyetizasyon işlemleri gerçekleştirilmiştir.

Demanyetizasyon işlemleri sonucu pilot numunelerin davranışları 3 şekil halinde gösterilmiştir. Şekil 4-5 ve 6' da sadece 3 mevkinin demanyetizasyon işlemleri örnek olarak gösterilmiştir. Üstteki şekillerde stereografik izdüşüm yöntemi ile, ortadaki figürlerde Zijderveld Diyagramı, en alttakilerde ise normalize edilmiş şiddet diyagramı ile pilot numunelerin uygulanan A.C. alanına veya sıcaklığa bağlı tepkisi incelenmiştir. Pilot numuneler genelde 50°C sıcaklık aralığında veya 50°C A.C. artırma ile demanyetize edilmişlerdir, fakat demanyetizasyon eğrilerini daha iyi yorumlama açısından aralıklar kimi zaman 25 Oe, 25 °C olarak alınmışlardır. Çalışmada ısısal temizleme yöntemi daha çok tercih edilmiştir. Oniki mevkide uygulanan demanyetizasyon testleri sonucunda 7 mevkiden güvenilir sonuçlar elde edilmiştir. Dört mevki analizleri sonucunda zayıf miknatıslanma gösterdiklerinden ve/veya saçılmalı birincil miknatıslanma gösterdiklerinden değerlendirmeye katılmamışlardır. Aşağıdaki sonuçlarda her mevkideki pilot numunelere uygulanan maksimum temizleme sıcaklığı veya Alternatif Alan Değeri ile ikincil miknatıslanmanın temizlendiği değerler verilmiştir.

Mevki İsmi	Uygulanan Maksimum Sıcaklık veya A.C. Alan	İkinci Miknatıslanmanın Temizlendiği İki veya A.C. Alan
ULAŞ-4	500 °C	200 °C
SARI-2	600 °C	350 °C
BAHCE-2	600 °C	150 °C
ÇAĞLA-3	600 °C	125 °C
BAKA-2	600 °C	150 °C
SİTE 1-2	400 Oe	100 Oe
SİTE 3-1	550 Oe	100 Oe

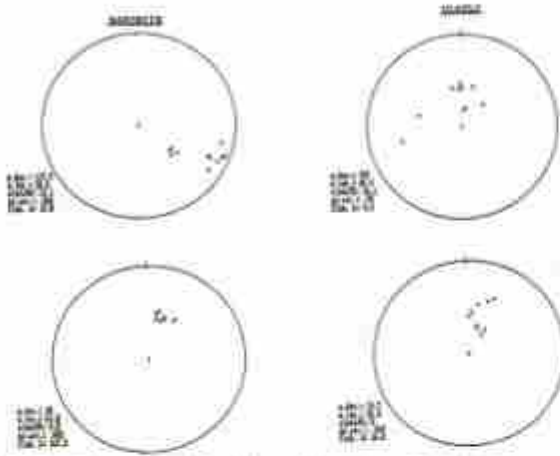
Zayıf miknatıslanma ve saçılma gösteren numunelere örnek olarak Yeniköy mevkisi verilmiştir. Şekil 6'da görüleceği gibi stereografik izdüşüm çizimlerinde miknatıslanma doğrultuları saçılma göstermektedir. Ayrıca Zijderveld diyagramından da anlaşıldığı gibi demanyetizasyon bileşenleri duraysızdır. Numuneye uygulanan A.C. alanı artırıldıkça normalize edilmiş şiddet değeri, azalması gerekirken artmaktadır, bu da numunenin anhisterik kalıntı miknatıslanma kazandığını göstermektedir.

### Doğal Kalıntı Miknatıslanma ve Kalıntı Miknatıslanma Ölçümleri

Paleomanyetik analizlerin sonuçları 7. - 8. - 9. -10. -11. -12. ve 13.' şekillerde her mevki için gösterilmiştir. Üstteki stereografik izdüşümlerde doğal kalıntı miknatıslanma dağılımları işaretlenmiştir. Altta izdüşümler ise, kalıntı miknatıslanma dağılımlarını demanyetizasyon ve tektonik düzeltmeler (sadece site1 ve site3 için) yapıldıktan sonra göstermektedir. Sarı alan ve Bakacak mevkileri için 3 tane stereografik izdüşüm

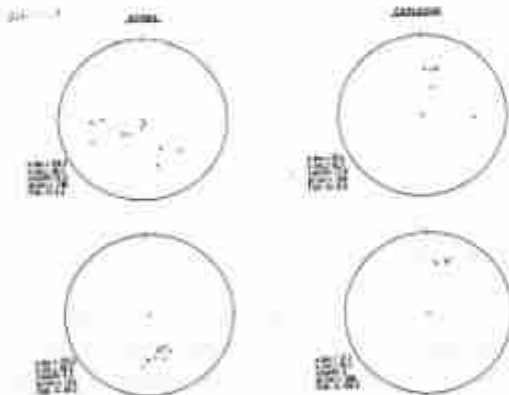


verilmiştir. Bu mevkilerde analizler sonucunda negatif eğim açıları bulunduğu için bunları diğer izdüşümlerle karşılaştırmak amacı ile, negatif eğim açılarına stereonetin orijini boyunca 180 derece ilave edilerek, pozitif eğim açısı haline getirilmiştir Şekil (12-13). Ölçümler sonucunda elde edilen açılar ve hassasiyet parametreleri stereografik izdüşümlerin solunda verilmiştir.



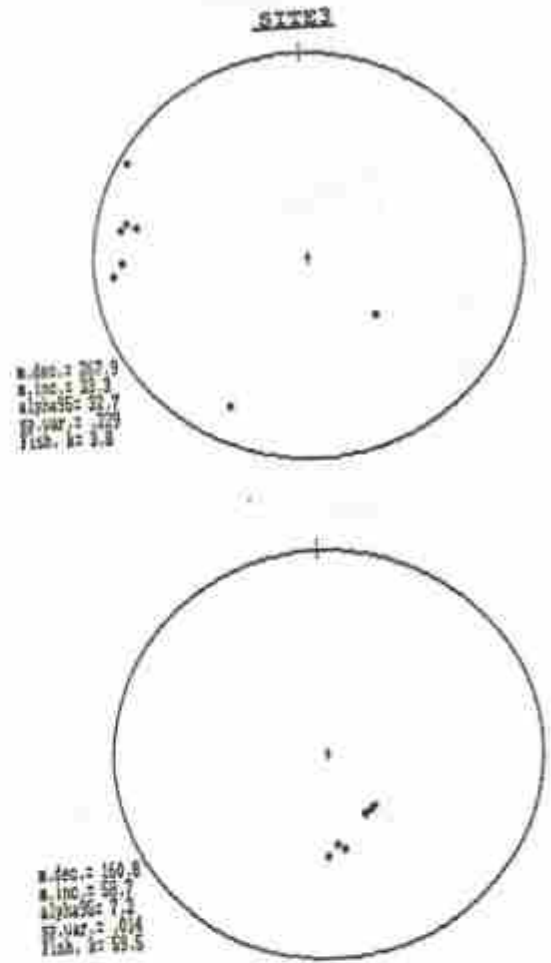
Sekil 7-8: Paleomanyetik Analizlerin Bahçeçik ve Ulağı Mevkileri için sonuçları.

Figure 7-8: The representation of the results of the paleomagnetic analysis for Bahçeçik and Ulağı Sites.



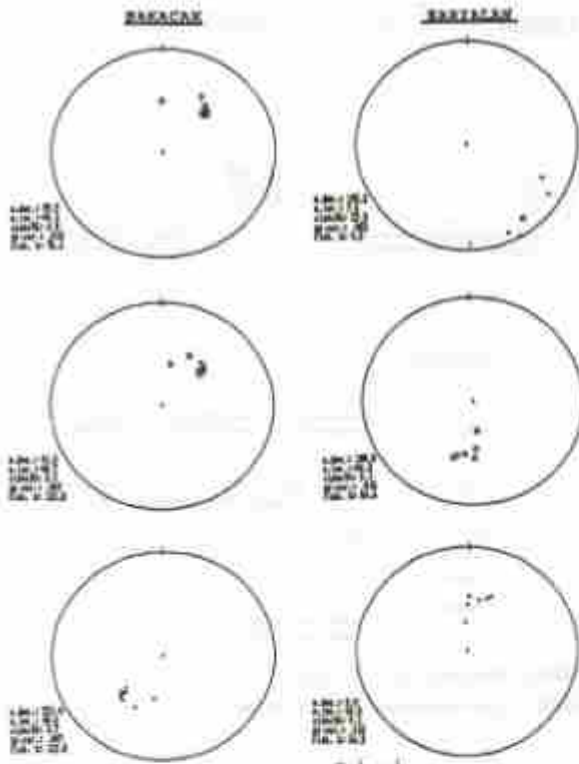
Sekil 9-10: Paleomanyetik Analizlerin Site-1 ve Çoğlayan Mevkileri için sonuçları.

Figure 9-10: The representation of the results of the Paleomagnetic Analysis for Site-1 Çoğlayan Sites.



Sekil 11: Paleomanyetik Analizlerin Site-3 Mevkisi için Sonuçları.

Figure 11: The representation of the results of the Paleomagnetic Analysis for Site-3 Site.



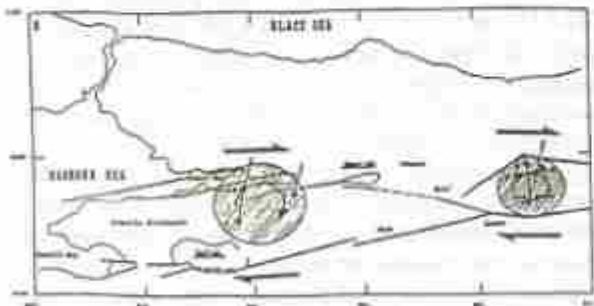
Şekil 12-13: Paleomanyetik analizlerin Bakacak ve Sarıbudak mevkileri için sonuçları.

Figure 12-13: The representation of the results of the Paleomagnetic for Bakacak ve Sarıbudak Sites.

### SONUÇLAR VE DEĞERLENDİRİLMESİ

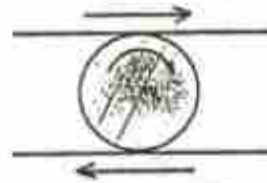
Armutlu Yarımadası ve Almacık Dağı'nda Eosen yaşlı volkanik numuneler üzerinde yapılan paleomanyetik analizler sonucunda saatin dönme yönünde rotasyonlar saptanmıştır.

Duraylı ve güvenilir sonuçlar veren yedi mevkinin paleodeklinasyonları şekil 16' da verilmiştir. Sağ yanal hareketli aktif K.A.F.Z.'nin kolları tarafından çevrelenen çalışma alanlarında saat yönünde rotasyonlar bulunması beklenen bir durumdur. Şekil 14-15.



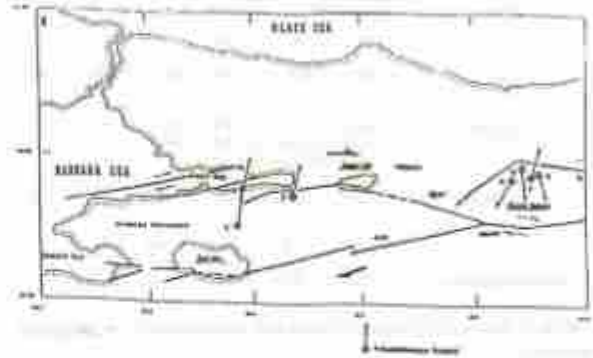
Şekil 14: Çalışan blokların K.A.F.Z.'na göre saat yönünde rotasyonu.

Figure 14: The Clockwise rotation behaviour of the studied blocks with respect to N.A.F.Z.



Şekil 15: Sağ yanal hareket eden iki blok arasında kalan dairesel bir cismin saat yönündeki rotasyonuna.

Figure 15: The clockwise behaviour of a Circular subject with respect to right lateral moving two blocks.



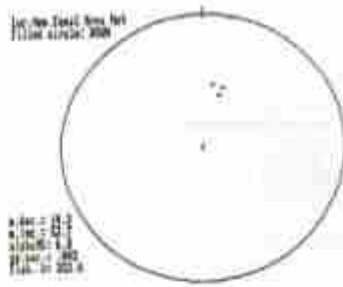
Şekil 16: Armutlu yarım adası ve Almacık Dağı'ndaki Eosen yaşlı Volkanik numunelerin hesaplanan paleodeklinasyon açılarının dağılımı.

Figure 16: The distribution of the paleodeclinations of the sampling sites of Eocene aged Volcanic rocks on Armutlu Peninsula and Almacık Mountain.

Yapılan bu çalışmada Eosen'den günümüze var olan rotasyon hareketini içermektedir. İki bloktan da elde edilen rotasyon K.A.F.Z. oluşumundan önceki ve sonraki hareketi kapsar. K.A.F.Z.'nin oluşumu hakkında birçok görüş olduğu halde bunlar geç miyosen ile erken pliyosen arasında sınırlanmaktadır (Barka, 1992). Bu açıdan Eosen sonrası oluşan K.A.F.Z.'nin toplam rotasyonda büyük etkisi vardır.

Çalışmadan elde edilen ilginç sonuç; mevki ortalamalarından bulunan saat yönündeki rotasyon miktarı Armutlu Yarımadası'nda az olmasına ( $14.3^{\circ}D$ ) karşın Almacık Dağı'nda çok daha yüksek değere sahiptir ( $175^{\circ} - 185^{\circ}D$ ). Sarıbudak, (1990) Almacık Dağı'nda yaptığı çalışma bulduğu değerler  $212^{\circ}D$  ve  $55.8^{\circ}I$ , bu çalışmada bulunan değerlere oldukça yakındır.





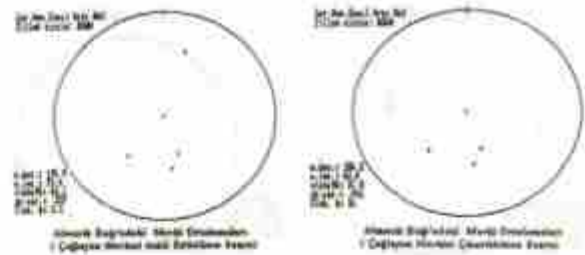
A. Yarımadası

Mevki	Deği. Bulun. Hükümetine		Dönme-yönüne İylenme Süresi		Eksenleri Parametreleri		
	D°	I°	D°	I°	k	α <sub>0</sub>	
Utağı	345.0	45.4	10.7	56.4	56.8	8.9	
Sarıalan	145.3	7.5	188.8	-22.2	54.9	9.1	
	Fazla İylenme → 8.8						50.2
Bahçelik	117.7	26.5	18.0	21.3	167.2	3.3	
	D°	I°	k	α <sub>0</sub>			
Mevki Ortalaması :	14.3	32.7	322.4	6.8			

Tablo 2: Armutlu Yarımadası'nın elde edilen mevki ortalamasının sonuçları.

Figure 2: The site mean Results from Armutlu Peninsula

Armutlu Yarımadası'nda elde edilen sonuçlar birbirine çok benzemektedir ve mevki ortalaması ise 14.3°D ve 52.7°I dur (Tablo - 2). Fakat Almacık Dağı'ndan elde edilen sonuçlarda bu denli bir benzerlik göze çarpmamaktadır (Site-1, Site-3 ve Bakacak mevki) oldukça büyük rotasyon değerleri verirken Çağlayan mevkinde bulunan rotasyon miktarı çok daha azdır. (Tablo-3).



Almacık Dağı

Mevki	Deği. Bulun. Hükümetine		Dönme-yönüne İylenme Süresi		Eksenleri Parametreleri		
	D°	I°	D°	I°	k	α <sub>0</sub>	
Site1	210.7	48.1	172.3	41.2	60.2	8.3	
Site2	261.9	23.3	108.8	38.7	59.3	7.2	
	vele İylenme → 8.8						50.2
Çağlayan	21.4	41.9	17.1	31.1	108.3	6	
Bakacak	29.8	45.3	41.4	-48.7	121.8	3.7	
	Fazla İylenme → 231.4						48.5
	D°	I°	k	α <sub>0</sub>			

Tablo 3: Almacık Dağı'nın elde edilen sonuçları.

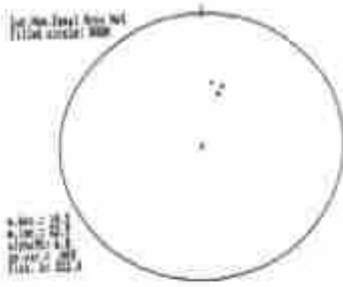
Table 3: The results from Almacık Mountain.

Almacık Dağı'nda farklı iki değer verilmesinin nedeni çalışılan saha içerisinde yer alan Çağlayan mevki'nin mevki ortalaması üzerindeki etkisidir. Çağlayan mevki Almacık Dağı'nda yer almasına karşın vermiş olduğu Deklinasyon açısı daha çok Armutlu Yarımadası'ndaki deklinasyon değerine yakındır ( 17.1°D ). Bu yüzden Almacık Dağı'nda mevki ortalaması değerlerini hesaplarken Çağlayan mevki'nin (17.1°D - 35.1°I ) ortalamaya katarak vade katmıyarak iki hesaplama yapılmıştır Tablo 3.

Birinci değerlendirmede Almacık Dağı'nda 4 mevki ( site-1, site-2, Bakacak, Çağlayan) elde edilen ortalama değeri 175°D ve 73.4°I dur.

İkinci değerlendirmeye Çağlayan mevki dahil edilmemiştir. Bu durumda elde edilen ortalama değerler 186.2 °D ve 54.8°I dur. Görüldüğü gibi Çağlayan mevki dahil edildiğinde deklinasyon değeri azalmakta ve inklinasyon değeri artmaktadır. Fakat bu mevki ortalamadan çıkarıldığında deklinasyon değeri artmakta inklinasyon değeri azalmaktadır. Her iki değerlendirmedeki inklinasyon değeri göz önüne alındığında, Armutlu Yarımadası'ndan elde edilen ortalama Inklinasyon ( 52.7°I ) ve Sarıbudak'ın çalışmasında bulunan ortalama Inklinasyon ( 55.8 °I) değerleri ikinci değerlendirmeden elde edilen 54.8°I ortalama değerine çok daha yakın görülmektedir.

Bu çalışmada iki bloktan elde edilen ortalama inklinasyon değeri 52.7°I ve 54.8°I günümüzdeki



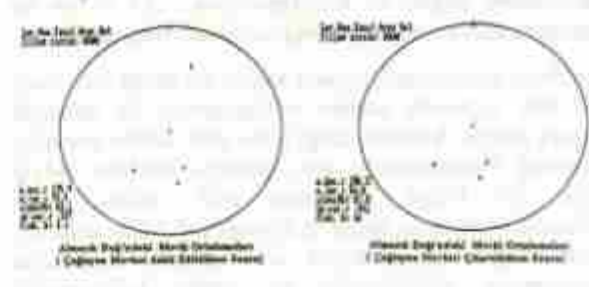
Armutlu Yarımadası

Mevki	Doğal Etken Miktarı		Düzenlenmiş İhtiyaçlar Sırası		Bazıyol Parametreleri	
	D°	I°	D°	I°	A	R <sub>0</sub>
Uluğ	345.0	65.4	16.7	36.4	36.8	8.0
Sarıbudak	145.2	7.2	188.8	-50.2	54.9	8.1
	Pozitif İnklinasyon => 8.8					
	Negatif İnklinasyonlar					
Bakacak	117.7	26.5	18.0	51.3	107.2	3.3
	D°	I°	A	R <sub>0</sub>		
Mevki Ortalaması :	14.3	52.7	322.4	6.8		

Tablo 2: Armutlu Yarımadası'ndan elde edilen mevki ortalamasının sonuçları.

Figure 2: The site mean Results from Armutlu Peninsula

Armutlu Yarımadası'nda elde edilen sonuçlar birbirine çok benzemektedir ve mevki ortalaması ise  $14.3^{\circ}D$  ve  $52.7^{\circ}I$  dur (Tablo - 2). Fakat Almacık Dağı'ndan elde edilen sonuçlarda bu denli bir benzerlik göze çarpmamaktadır (Site-1, Site-3 ve Bakacak mevkiileri oldukça büyük rotasyon değerleri verirken Çağlayan mevkinde bulunan rotasyon miktarı çok daha azdır. Tablo-3 ).



Almacık Dağı

Mevki	Doğal Etken Miktarı		Düzenlenmiş İhtiyaçlar Sırası		Bazıyol Parametreleri	
	D°	I°	D°	I°	A	R <sub>0</sub>
Site-1	210.7	68.2	175.3	48.2	81.2	8.2
Site-2	307.8	53.2	180.8	38.7	78.1	5.2
	ve diğer istatistiksel hesaplamalar					
Çağlayan	24.8	42.9	17.1	51.1	138.3	8
Bakacak	29.9	-42.5	41.4	-45.7	112.8	5.7
	Pozitif İnklinasyon => 221.4					
	Negatif İnklinasyonlar					

Tablo 3: Almacık Dağı'ndan elde edilen sonuçlar.

Table 3: The results from Almacık Mountain

Almacık Dağı'nda farklı iki değer verilmesinin nedeni çalışılan saha içerisinde yer alan Çağlayan mevki'inin mevki ortalaması üzerindeki etkisidir. Çağlayan mevki Almacık Dağı'nda yer almasına karşın vermiş olduğu Deklinasyon açısı daha çok Armutlu Yarımadası'ndaki deklinasyon değerine yakındır (  $17.1^{\circ}D$  ). Bu yüzden Almacık Dağı'nda mevki ortalaması değerlerini hesaplamak için Çağlayan mevki'inin ( $17.1^{\circ}D - 35.1^{\circ}I$ ) ortalamaya katarak ve de katmıyarak iki hesaplama yapılmıştır Tablo 3.

Birinci değerlendirmede Almacık Dağı'nda 4 mevki ( site-1, site-2, Bakacak, Çağlayan) elde edilen ortalama değeri  $175^{\circ}D$  ve  $73.4^{\circ}I$  dur.

İkinci değerlendirmeye Çağlayan mevkiisi dahil edilmemiştir. Bu durumda elde edilen ortalama değerler  $186.2^{\circ}D$  ve  $54.8^{\circ}I$  dur. Gözlemlendiği gibi Çağlayan mevki dahil edildiğinde deklinasyon değeri azalmakta ve inklinasyon değeri artmaktadır. Fakat bu mevki ortalamadan çıkarıldığında deklinasyon değeri artmakta inklinasyon değeri azalmaktadır. Her iki değerlendirmedeki inklinasyon değeri göz önüne alındığında, Armutlu Yarımadası'ndan elde edilen ortalama İnklinasyon (  $52.7^{\circ}I$  ) ve Sarıbudak'ın çalışmasında bulunan ortalama İnklinasyon (  $55.8^{\circ}I$  ) değerleri ikinci değerlendirmeden elde edilen  $54.8^{\circ}I$  ortalama değerine çok daha yakın görülmektedir.

Bu çalışmada iki bloktan elde edilen ortalama inklinasyon değeri  $52.7^{\circ}I$  ve  $54.8^{\circ}I$  günümüzdeki



inclinasyon değeri ile karşılaştırılırsa  $-57^{\circ}$  her iki bloktada kuzeye doğru bir migrasyondan bahsedebiliriz.

Birbirine göre bu kadar yakın küçük bir bölge içerisinde ve aynı zamanda oluşan volkanizmaya ve tektonik yapıya karşın Almacık Dağı'ndan elde edilen sonuçlar Armutlu Yarımadası'na göre oldukça farklıdır. Böyle ufak bir bölge içerisinde elde edilen farklı paleodeklinasyon açılarını açıklamak pek kolay değildir, ama bölgede gerçekleşmiş olan şiddetli tektonizma deklinasyon değerlerinde bu türden beklenmedik değişimlere neden olmuş olabilir.

Çalışma bölgeleri ve çevreleyen alanlarda, paleomanyetik çalışmalara müsait mostralarda yapılacak olan daha ayrıntılı paleomanyetik araştırmalar bu yöredeki jeolojik problemlerin aydınlanmasında önemli rol oynayabilir.

# ZAMAN VE FREKANSA BAĞLI OLARAK $Q_c$ DEĞİŞİM ANALİZİ VE UYGULAMALARI

## Analysis of $q_c$ as a Variation of Frequency and Lapse-Time and its Applications

Aybige AKINCI\*, A. Güngör TAKTAK\*

### ÖZET

Son yıllarda yapılan çalışmalar göstermiştir ki bir bölgenin soğurulma yapısı hakkında en iyi sonucu koda dalgaları vermektedir. Koda'nın oluşum mekanizması üzerine ilk çalışma Aki, 1969; Aki&Chouet, 1975 tarafından gerçekleştirilmiş ve yine Aki, 1980 tarafından Koda'nın oluşumu üzerine birkaç model (tek saçılma ve difraksiyon modeli) geliştirilmiştir. Bunların içinden tek saçılma modeli günümüze değin bir çok araştırmacı tarafından yaygın bir şekilde kullanılmış ve halen kullanılmaktadır, New England, Pulli (1984); Italy, Del Pezzo and Scarcella 1983, 1986; Washington State, Haskov ve diğ. (1989); Southern Spain, Ibanez (1990); Western Anatolia, Akıncı ve diğ. (1994), Akıncı (1994). Tek saçılma modeline göre analiz edilen  $Q_c$  değerleri frekansın fonksiyonu,  $Q_c(f) = Q_0 f^n$  şeklinde ve aynı zamanda  $t_c$  kesme zamanına (Lapse-time) bağlı olarak değişim gösterir. Bu çalışmada  $Q_c$ 'nin frekans ve zamana bağımlılığının nedenleri ve önemi irdelenmeye çalışılmıştır.

### ABSTRACT

Since 1975, coda waves have been proposed to be useful tool to evaluate regional  $Q$ , joining the more conventional methods based on body waves, surface waves and free oscillations of the earth. Two models have been proposed by Aki and Chouet (1975) to explain the characteristic of coda waves. The first one is the weak or single scattering model and the second one is the very strong scattering or diffraction model. Single scattering model has been widely used since 1978, because of its simplicity and easy application to estimate of attenuation and scattering parameters in the crust and upper mantle in many different regions, New England, Pulli (1984), Italy, Del Pezzo and Scarcella (1983, 1986); Washington State, Haskov et al (1989); Southern Spain, Ibanez (1990), Western Anatolia, Akıncı et al (1994), Akıncı (1994). According to the single scattering model, analyzed  $Q_c$  values change with frequency and lapse time. In this paper, cause and importance of frequency and lapse time dependence of were  $Q_c$  investigated.

### GİRİŞ

Bir bölgenin sismotektonik özelliklerinin araştırılmasında sismik ortamın hız yapısı ve soğurulma çalışmaları esas ve temeldir. Son yıllarda bölgelerin sismik soğurulma özellikleri ve kalite faktörü  $Q$ , koda methodu kullanılarak elde edilmektedir. Bu method, heterojen bir ortamdan saçınmış koda dalgalarının özelliklerine dayalıdır (Aki 1969).

Koda dalgaları gelişigüzel bir işlemin sonucu olması nedeni ile kaynak etkileri yerine, ışın üzerinde ortamın etkilerini yansıtır. Aki ve Chouet (1975) tarafından verilen koda methodu ile  $Q_c$  analizi basit ve kolay bir şekilde yapılmaktadır.

Günümüze değin birçok araştırmacı tarafından kullanılan bu method sonucunda ortaya çıkan önemli ortak sonuçlar şöyle sıralanabilir;

a)  $Q_c$  nun deprem büyüklüğüne ya da episantır mesafesine bağlı olmadığı,

b)  $Q_c$  değerlerinin,  $Q_s$  yada  $Q_{1g}$  değerleri ile karşılaştırılabilir olduğu,

c)  $Q_c$ 'nin frekans bağımlı olduğu,

$$Q_c = Q_0 f^n, \quad 0 < n < 1.2 \quad (1)$$

d)  $Q_c$  değerlerinin koda kesme zaman pencere uzunluğuna bağlı olduğudur. (a) ve (b)'deki olaylar Aki (1969) ve Aki Chouet (1975) ile açıklanabilmesine karşın frekans bağımlılığının orjini hakkında ortak bir anlaşma ve açıklama henüz yoktur. Aki ve Chouet (1975) bu olayı, farklı derinliklerden farklı frekanslarda saçılmış dalgaların oluşumu ile açıklamaya çalışmışlardır. Danity (1981) tarafından ortamın heterojenitesi ve tektonik aktivitesi ile  $Q_c$ 'nin frekans bağımlılığı arasında bir ilişkinin varlığını önesüren hipotez ise Aki (1980), Roecker ve diğ. (1982), Sing ve Hearman (1983), Rhea (1984) ve Pulli (1984) tarafından desteklenmiştir.

\* Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, 35100 Bornova-İzmir.



$Q_c$ 'nin kesme zamanına bağımlılığı,  $Q_c(f^{-1}Hz)$ 'in  $t_c$  kesme zamanı ile arttığı ise Roecker ve diğ. (1982), Pulli (1984) tarafından New England ve Afganistan bölgelerinde, Raution ve Khafturin (1978) tarafından Orta Asya'da ilk kez gözlenmiştir. Buna ilave olarak yine araştırmacılar tarafından frekans bağımlılık derecesi  $n$ 'nin zamana bağlı olduğu yani kesme zamanı arttıkça düşük  $n$  değerleri elde edildiği gözlenmiştir.  $Q_c$ 'in zamanla artışı yine Rovelli (1984), Montenegro (Yugoslavya), Haskov ve diğ. (1989) Washington State ve Kvamme ve Haskov (1989) tarafından güney Norveç bölgelerinde gözlenmiştir. Ayrıca koda  $Q_c$ 'nin geniş bir zaman içindeki değişiminin sürekli olarak incelenmesi depremleri önceden kestirme çalışmalarında oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır. Jin ve Aki (1986)'da 3 yıl boyunca analiz edilen koda  $Q_c$  değerlerinin bu zaman içinde oluşan iki büyük depremden önce oldukça düşük bir değer aldığını ve bölgede artan sismisite ile orantılı olarak azaldığını göstermişlerdir.

$Q_c$  ile  $t_c$  arasında bir ilişki gözlenmesine rağmen bu,  $Q_c$ 'nin frekansa ile olan ilişkisi 1 nolu denklem gibi bir bağıntı ile verilememektedir. Ancak  $Q_c$ 'nin  $t_c$  ile olan ilişkisi ve değişimi oldukça önemlidir. Bu çalışmada, bu değişime ne gibi faktörlerin etki edebileceği ve bu değişimin neden çok önemli olduğu konuları irdelenmeye çalışılmıştır.

#### Koda $Q_c$ 'nin zaman ve frekansa bağlı olarak değişimi

İlk kez koda dalgalarından sismik soğurulma ya da  $Q_c$  analizi, Aki ve Ghouet, (1975) Raution ve Khafturin, (1978); Aki, (1980a,b) tarafından yapılmıştır. Sıfır kaynak-alıcı uzaklığı, ortamda homojen dağılım gösteren saçıcıların varlığına dayanan bu model daha sonra Kopnichev, (1975) ve Sato, (1977) ile geliştirilerek iki ve üç boyutlu durumlar ve sıfır olmayan kaynak-alıcı mesafesi için hesaplanmıştır. Roecker, (1982) Puffi, (1984); Gagnepain-Beyneix, (1987) ve Del Pezzo ve diğ., (1990); çalışmaları ile koda  $Q_c$ 'nin zaman ve frekans ile arttığı gözlenmiştir. Koda  $Q_c$ 'nin kesme zamanı  $t_c$  ile artmasına, aşağıda verilen olaylar neden olabilir;

- 1) Sıfır açılım olmayan kaynak-alıcı uzaklığında izotropik olmayan saçılım,
- 2) Sıfır olmayan kaynak-alıcı uzaklığında koda  $Q_c$  analizi için kullanılan modelin uygun seçilememesi,
- 3) Koda  $Q_c$  analizinde kullanılan iki ve üç boyutlu modellerin birbirlerinin yerine kullanılması,
- 4) Çoklu saçılma modelinin önemli olduğu yerlerde tek saçılma modelinin kullanılması,
- 5) Koda  $Q_c$ 'nin derinlik ile artması ,
- 6) Koda  $Q_c$ 'nin artan kaynak yada alıcı uzaklığı ile artmasıdır.

1.inci etki, sıfır olmayan kaynak-alıcı uzaklığı için verilen bağıntının kullanılması ile kolayca elimine edilebilir. Şöyleki;

Tek saçılma modeline göre,  $r$  uzaklığındaki bir saçıcı Küttleden istasyona geri saçılmış dalganın  $\omega$  frekansındaki yerdeğiştirme spektrumu  $\phi(\omega, r)$  olsun ve birim hacimde  $N$  tane saçıcı olduğunu kabul edelim. Bir  $(r, r+\Delta r)$  mesafesinde, ve  $(t, t+\Delta t)$  varış zamanındaki tüm geri saçılmış dalgaların taşıdığı enerji, dalgaların güç spektrumunun  $\Delta t$  ile çarpımına eşittir ve aşağıdaki şekilde ifade edilir.

$$P(\omega, t)\Delta t = \sum_{r/r_0, r+\Delta r} |\phi(\omega)|^2 = dN/dr\Delta r |\phi(\omega, r)|^2 \quad (2)$$

burada  $r_0$  istasyondan  $n$ .inci saçıcıya olan uzaklıktır. Birim hacimdeki saçıcıların yoğunluğunun  $\sigma$  olduğu ve  $(r, r+\Delta r)$  olmak üzere küresel kabuktaki saçıcıların sayısının ise  $dN/dr\Delta r = 4\pi\sigma r^2\Delta r$  olduğu varsayılarak, (2) bağıntısından aşağıdaki eşitliğe geçilebilir;

$$P(\omega, t)\Delta t = |\phi(\omega, r)|^2 4\pi\sigma r^2\Delta r \quad (3)$$

Bu eşitliğe hacim dalgalarının yayılma faktörü ve soğutulma parametresi eklenerek,  $r = ct/2$ ,  $dr = v\Delta t/2$  olacak şekilde

$$P(\omega, t) = |\phi(\omega, r)|^2 8\pi\sigma 4\pi\sigma v^{-1} t^2 e^{-m/Q} \quad (4)$$

eşitliği elde edilir. (4) eşitliği basit formda

$$P(\omega, t) = C t^{-m} e^{-m/Q(\omega)} \quad (5)$$

şeklinde yazılabilir. Buradaki  $m$ , geometrik yayılma faktörü olup kuramsal olarak yüzey dalgaları için  $m=1$ , hacim dalgaları için  $m=2$  olarak alınır,  $C$  ise kaynak fonksiyonudur.

Kaynak-alıcı uzaklığının hesaba katılmasının gerektiği durumlar için Sato (1977) tarafından tek saçılma modeli geliştirilmiş ve özellikle 100 km'den daha fazla kaynak-alıcı mesafesi içeren verilerin soğurulma hesapları için uygulanmıştır. Tekil Yönsüz Saçılma (Single Isotropic Scattering-SIS) olarak isimlendirilen bu model,

$$E_r = C k^-(x) t^{-1} e^{-m/2Q(x)} \quad (6)$$

ile tanımlanır.  $k^-(x)$ 'in açık tanımı,

$$k^-(x) = (1/r) [(1/x) \ln((x+1)/(x-1))]^{0.5} \quad (7)$$

biçimindedir. Buradaki  $k(r, x)$ ;  $S$  dalgasına yakın kesme zamanında ( $t_c$ ) artan koda dalga genliklerinin etkisini içermekte,  $r$ ; kaynak-alıcı uzaklığını,  $x=r/t_c$  ile verilen eşitlikte  $t_c$ ;  $S$  dalga zamanını göstermektedir.

Ne yazık ki, bu eşitlikler hala izotropik saçılmayı içermektedir. Gerçekte verilen bir doğrultuda saçılmış dalga miktarı, orjinal yayının doğrultusu ile yapılan açıya ve saçıcı büyüklüğü ile dalga boyu arasındaki ilişkiye bağlıdır. (Sato, 1982). Kaynak ve alıcı aynı noktada olduğunda, tüm tekil saçılan enerji orjinal yayının doğrultusu ile  $180^\circ$  açı yaparak geriye yansır. Böylece, saçılım açısının zaman ile ilişkisi ve değişimi ortadan kalkar. Kaynak-alıcı mesafesinin sıfır olmadığı durumlarda erken koda geç kodaya nazaran orjinal yayının doğrultusuna yakın olan açılarda daha fazla saçılmış enerji içerir. Kısa kesme zamanlarında, ki kaynak-alıcı uzaklığı saçılmış enerjinin seyahat zamanı ile karşılaştırıldığında çok önemlidir,  $Q_c$  analizinde bir miktar hata (bias) oluşturur. Bu hatanın miktarı frekans bağımlı olabilir (Wu ve Aki, 1985). Bir çok araştırmacı,  $Q_c$  analizi için  $2^*t_c$ 'den önceki kayıtları kullanmaktan kaçınmaktadır. İzotropik olmayan saçılma erken koda kısmındaki bu yüksek genliği karşılamakta ve açıklamaktadır. Bu etki betki  $2^*t_c$  zamanından sonraki kısımda da etkisini göstermektedir. Ancak koda başlangıcının 3 veya  $4^*t_c$  zamanından sonra incelenmesi bu etkiyi büyük bir ölçüde ortadan kaldırmalarına karşın, bu uzunlukta verilerin elde edilmesi oldukça büyük problem yaratmaktadır.

3. etki aynı (2). etki gibidir, erken kodadan elde edilen  $Q_c$ 'nin gerçek  $Q$  değerinden daha düşük elde edilmesine neden olur. Eğer geometrik yayılma faktörü, kabul edilen değerden daha fazla ise soğurma ölçümleri abartılı olarak elde edilir. Örneğin, eğer geometrik yayılma faktörü  $t^2$  ise, ki normalde kullanılan  $t^3$  dir (5 nolu eşitlik), elde edilen  $Q_c$  değeri düşük elde edilir ve bu hata miktarı erken kesme zamanlarında daha büyüktür. Üç boyutlu modelin ilk 15 s kesme zamanında kullanımı daha uygundur, bu durumda enerji sadece kabukta seyahat eder. Enerjinin büyük bir kısmı mantoya geçtiğinde iki boyutlu modelin kullanılması daha uygundur. İki boyutlu model sadece iki yaklaşım ile incelenebilir; birincisi kabuğun ince olması, ikincisi ise enerjinin hemen hemen hepsinin mantoya geçmesi yok olması ve geri saçılmış hiçbir koda dalgasının olmayışıdır. Bu yaklaşımlardan birincisi uzun kesme zamanlarında geçerlidir (150 s civarında). Ancak koda  $Q_c$  ölçümleri genellikle iki ve üç boyutlu olarak modellenen kesme zamanları (15-150 s) arasında yapılır. Buna rağmen, her iki model kullanılarak elde edilen koda  $Q_c$  değerleri arasındaki farkın fazla büyük olmadığı Jin ve Aki (1988) tarafından verilmiştir.

Gao ve diğ. (1983), çoklu saçılma modelinin  $Q_c$  değeri üzerindeki etkilerini incelemişlerdir. Sonuçlar göstermiştir ki, uzun kesme zamanlarında kullanılan tek saçılma modeli, özellikle uzun kesme zamanlarında bir hata oluşturmakta ve  $Q_c$  değerinin büyük elde edilmesine neden olmaktadır.

Çoklu saçılma modeline göre elde edilen koda dalgalarının güç yoğunluğu spektrumu;

$$P(\omega, t) = P_s(\omega, t) + P_m(\omega, t) \quad (8)$$

ile verilir. Buradaki tekli saçılma,

$$P_s(\omega, t) = t^{-3} |\phi(\omega, r_0)|^2 n_0^2 \sigma^2 v r_0 e^{-\omega t/Q} \quad (9)$$

ve çoklu saçılma modeline göre, n.inci dereceden saçılmış koda dalgalarının güç yoğunluğu spektrumu,

$$P_n(\omega, t) = |\phi(\omega, r_0)|^2 n_0^2 \sigma^2 v r_0 e^{-\omega t/Q} \sum_{i=2}^n [\alpha_i (n_0 \sigma t)^{i-2}] \quad (10)$$

şeklinde verilmektedir.

Tablo-1

Farklı k değerleri için elde edilen  $K_k$  ve  $\alpha_k$  değerleri

k	$K_k$	$\alpha_k$
2	12.57	1.0000
3	8.276	0.5000
4	2.093	0.1670
5	0.523	0.0420
6	0.105	0.0063
7	0.018	0.0014

Buradaki  $\alpha$  değerleri farklı k değerleri için hesaplanmış sayısal sabitlerdir (Tablo1). Tablo 1'den  $\alpha$  değerlerinin kullanılması ile 10 denklemindeki köşeli parantez içinde bulunan terim  $0 \leq n_0 \sigma t \leq 6$  aralığında, yüzde 1 hata ve  $\exp(0.52 n_0 \sigma t)$  fonksiyonu ile tanımlanabilir. Böylece (10) denklemi,

$$P_n(\omega, t) = |\phi(\omega, r_0)|^2 (n_0 \sigma)^2 v r_0 \exp(0.52 r n_0 \sigma - \omega t/Q) \quad (11)$$

Veya

$$P_m(\omega, t) = S(\omega) \exp(0.26\beta - \omega t/Q) \quad 0 \leq \beta \leq 12 \quad (12)$$

şeklini alır. Buradaki,

$$S(\omega) = |\phi(\omega, r_0)|^2 (n_0 \sigma)^2 v r_0 \quad (13)$$

ve

$$\beta = (2 r n_0 \sigma) \quad (14)$$

dir. İki boyutlu bir ortam için (13) ve (14) bağımları kullanılarak (9) eşitliğini tekrar düzenleyecek olursak,

$$P_s(\omega, t) = S(\omega) / \beta \exp(-\omega t/Q) \quad (15)$$

elde edilir ve (12) ile (15), eşitlikleri (8) bağıntısında yerine konularak,

$$P(\omega, t) = S(\omega) \exp(-\omega t/Q) [1/\beta + \exp(0.26\beta)] \quad (16)$$

sağlanır.  $\beta$  ile verilen boyutsuz değer, saçılımdan



kaynaklanan bir kayıp olayını karakterize eder ise  $Q_s$  tekli saçılım için,

$$Q_s = \omega t / 2 r n_0 \sigma \quad (17)$$

ya da

$$Q_s = \omega t / \beta \quad (18)$$

şeklinde yazılabilir.

Eğer  $Q$ , ortamdaki hem anelastik, hemde saçılım olayına bağlı bir kaybı ifade ediyor ise (Dainty, 1981),

$$1/Q = 1/Q_s + 1/Q_c \quad (19)$$

(18) ve (19) eşitlikleri, (12) ve (15)'de yerine koyularak,

$$P_m(\omega, t) = S(\omega) \exp[-\omega t (0.74/Q_s + 1/Q_c)] \quad (20)$$

ve

$$P_s(\omega, t) = (Q_s / \omega t) S(\omega) \exp[-\omega t (1/Q_s + 1/Q_c)] \quad (21)$$

Dainty modeline göre tekrar düzenlenerek yazılabilir.

(21) eşitliğinden kısa kesme zamanlarında, tek saçılımın ancak,  $t_c$  artıka çoklu saçılımın ortamda daha baskın olduğu açıkça gözlenmektedir. Yeterince uzun kesme zamanlarında, tek saçılma modeline göre elde edilen  $Q_c$  değerleri 1.4 oranında büyük ve hatalı olarak elde edilirler. Olayın gözle ayırtılabilirliği için,

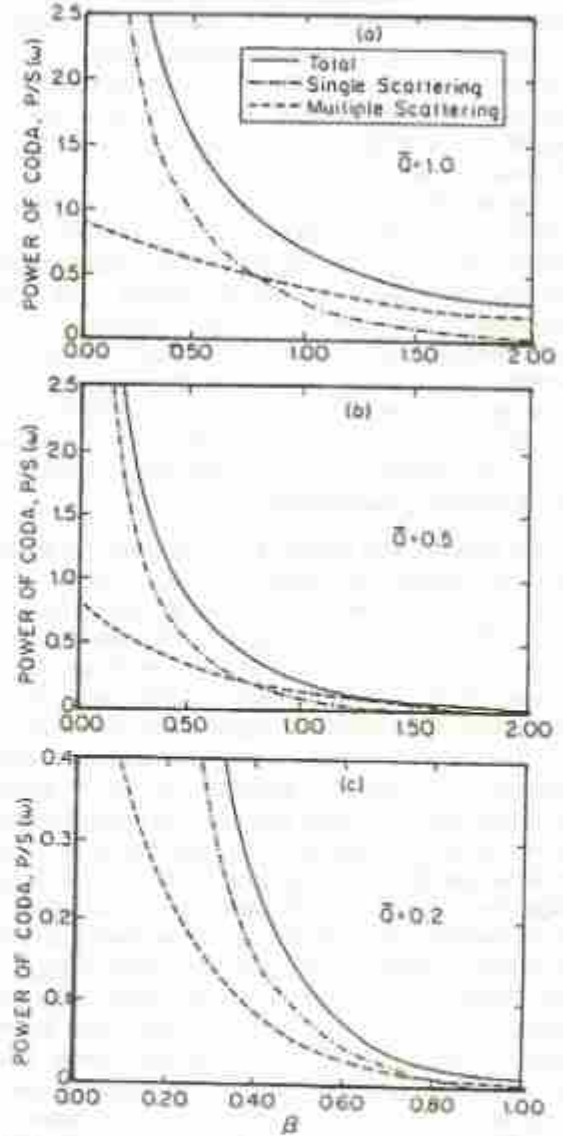
$Q = Q_s / Q_c = 1, 0.5$  ve  $0.2$  olmak üzere  $P(\omega, t) / S(\omega)$ ,  $P_m(\omega, t) / S(\omega)$ ,  $P_s(\omega, t) / S(\omega)$

değerleri  $\beta$ 'nin fonksiyonu şeklinde grafiklenmişlerdir. Şekil-1'de görüldüğü gibi  $\beta$ 'nin  $0.8$ 'den büyük olduğu durumlarda artık çoklu saçılma modeli baskın bir duruma gelmekte,  $t_c < 0.8 (v n_0 \sigma)^{-1}$  durumu için tek saçılma modeli daha uygun ve doğru  $Q_c$  değerleri vermektedir.

4. etki ise,  $Q_c$ 'nin derinlik ya da uzaklık ile artması,  $Q_c$ 'nin artan kesme zamanları ile artışına neden olmasıdır. Kısa kesme zamanlarında, koda dalgası yüzeye daha yakın saçıcılardan oluşacak ve sadece bu hacim içerisinde etkileri içerecektir. Ancak çok uzun kesme zamanlarında, koda dalgası daha geniş bir hacimdeki saçıcılarından etkilenecek ve tüm ortam için ortalama bir  $Q_c$  değeri elde edilecektir. Bu güne kadar yapılan çalışmaların bir çoğu koda  $Q_c$ 'nin derinlik ile arttığını desteklemektedir (Roecker ve diğ. 1982, İbanoz ve diğ. 1990, Akıncı ve diğ. 1994 gibi). Tüm araştırmacılar gözlemlerini  $Q_c$ 'nin derinlikle arttığını şeklinde yorumlamışlardır.  $Q_c$ 'nin zaman ile artışı birçok çalışmada gözlenmiştir.

Rautian ve Khalurin (1978)  $20 < t < 200$  s için  $Q_0 = 360$   $200 < t < 2000$  s için  $Q_0 = 900$ , Rovelli (1984)'de kısa kesme zamanı  $1.28$  s kullanarak  $Q_0 = 27$  uzun

kesme zamanı kullanarak  $10.24$  s  $Q_0 = 45$ , Pulli (1984)'de  $t < 100$  s için  $Q_c = 140$   $t > 100$  s için  $Q_c = 660$   $t^{0.2}$ , Kvamme ve Haskov (1989) pencere uzunluğu  $20$  ve  $40$  s olarak  $Q_0 = 55$  ve  $Q_0 = 120$  olarak bulmuştur. Sonuçlardan görüleceği üzere, kısa kesme zamanlarında koda  $Q_c$  değeri, uzun kesme zamanlarındaki  $Q_c$  değerine nazaran daha küçüktür.



Şekil 1: Koda dalgası gücünün  $\beta$  ve  $Q$ 'nin fonksiyonu şeklinde tek ve çoklu saçılım için gösterimi. a)  $Q=1.0$ , b)  $Q=0.5$ , c)  $Q=0.2$ . Koda dalgası toplam güç yoğunluğu spektrumu  $P(\omega, t) = P_m(\omega, t) + P_s(\omega, t)$  dir. Buradaki  $P_s(\omega, t)$  tek saçılım,  $P_m(\omega, t)$  çoklu saçılım olayını singüler (Gao et al., 1983a)

Figure 1: The relationship of coda power as a function of  $\beta$  and  $Q$  are shown for single and multiple scattering. The values of  $P(\omega, t) / S(\omega)$ ,  $P_m(\omega, t) / S(\omega)$  and  $P_s(\omega, t) / S(\omega)$  are shown as a function of  $\beta$ . a)  $Q=1.0$ , b)  $Q=0.5$ , c)  $Q=0.2$ . Note that the total power spectral density of coda waves is  $P(\omega, t) = P_m(\omega, t) + P_s(\omega, t)$ , where  $P_m(\omega, t)$  and  $P_s(\omega, t)$  are the power spectral densities due to single and multiple scattering, respectively (from Gao et al., 1983a).



Bununda nedeni kısa kesme zamanlarında, koda dalgasının kabuğun derin kısımlarına göre, daha heterojen bir yapıya sahip olan kabuğun üst kısımlarında ilerlemesi ve daha çok soğurularak düşük  $Q_c$  değeri vermesi şeklinde yorumlanmaktadır. Kesme zamanı arttıkça koda  $Q_c$  değerleri de buna bağlı olarak artmaktadır. Bu yaklaşımı destekleyen diğer önemli bir nokta da kesme zamanına bağlı olarak  $Q_c$  değerlerinin frekans bağımlılık derecelerinin değişimidir. Kısa kesme zamanlarında elde edilen  $Q_c$  değerlerinin frekans bağımlılık derecesi, uzun kesme zamanlarında elde edilen  $Q_c$ 'nin frekans bağımlılık derecesinden daha yüksektir. Ortamdaki saçıcılardan saçınmış değişik frekansdaki sinyallerin toplamı şeklinde oluştuğu düşünülen koda dalgalarının frekans içeriği, doğal olarak yüzeye yakın ve oldukça heterojen bir ortamda, diğer bir deyişle kısa kesme zamanlarında yüksek olacaktır. Bir bölgede hesaplanan  $Q_c$  değerlerinin yüksek derecede frekansa bağımlılık göstermesinin, bölgede var olan tektonik aktivite ve sismisite ile doğru orantılı olarak değiştiği ise, Aki,1980a; Pulli ve Aki,1981; Roecker ve diğ., 1982; ve Van Eck,1988; Del Pezzo ve diğ.,1990, tarafından verilmiştir.

## SONUÇLAR

1) Farklı araştırmacılar tarafından, farklı bölgelerde elde edilen  $Q_c$  değerlerinin karşılaştırılabilmesi için kesme zamanı ve pencere uzunluklarındaki farklılıklar gözününe alınarak yapılmaktadır.

2) Aynı bölgede yapılan  $Q_5$  ve  $Q_{10}$  analizlerinin hangi kesme zamanında elde edilen  $Q_c$  ile karşılaştırılması gerekliliği belirtilmelidir.

3) Tekil depremler kullanılarak elde edilen  $Q_c$ 'ların ortalamasından elde edilen bölgeye ait  $Q_c$  değerlerinde ortalama alınırken tam depremlerin aynı kesme zamanına karşılık gelmesine dikkat edilmelidir.

## KAYNAKLAR

Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.

Aki, K. and Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.0

Aki, K., 1980a. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.03 to 25 Hz. *Phys. Earth planet. Inter.*, 21, 59-60.

Aki, K., 1980b. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, 6496-6504.

Aki, K., 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1687-1700.

Akinç, A. Attenuation Behaviour of Western Anatolia and Southern Spain using single and multiple scattering models. Ph.D. thesis, 1994. University of Dokuz Eylül, İzmir Türkiye. (In English).

Akinç, A.G. Taktak and S. Ergintar, 1994a. Attenuation of coda waves in the Western Anatolia. *Phys. Earth Planet. Int.*, (ayrında).

Dainty, A. M., and Toksöz, N., 1981. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 1126-1128.

Del Pezzo, E., Ferulano, F., Giannuso, A. and Martini, M., 1983. Seismic coda Q and scaling law of the source spectra at the Aeolian Island, Southern Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 97-108.

Del Pezzo, E. and Scarcella, G., 1986. Three-component coda Q in the Abruzzi-Molise region, Central Apennines. *Annales Geophysicae*, 4, 589-592.

Del Pezzo, E. De Martino S., De Miguel F., Ibanez J.M. and Sorgente S., 1990. Characteristics of the seismic attenuation in two tectonically active zones of the Southern Europe. *Pure Appl. Geophys.*, 135, 91-106.

Geo, L. S., Lee L. G., Biswas N. N. and Aki, K., 1983a. Effects of multiple scattering on coda waves in three dimensional medium. *Pure Appl. Geophys.*, 131: 3-13.

Geo, L. S., Lee L. G., Biswas N. N. and Aki, K., 1983b. Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 377-389.

Haskov, J., Malone, S., McClurg, D. and Crosson, R., 1989. Coda Q for the state of Washington. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1024-1038, 1989.

Ibáñez, J.M., 1990. Coda wave and  $L_g$  attenuation in South Spain and Italy using digital seismograms. Ph. D. Thesis. Universidad de Granada, Granada, 206 pp. (in Spanish).

Ibáñez, J.M., Del Pezzo, E., De Miguel, F., Herrero, M., Alguacil, G. and Morales, J., 1990. Depth dependent seismic attenuation in the Granada zone (Southern Spain). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1222-1234.

Jin, A. and Aki, K., 1988. Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 741-769.

Knapoff, L., 1964. *Q*. *Rev. Geophys.*, 2, 623-660.

Kvamme, L. B. and Haskov, J., 1988. *Q* in Southern Norway. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1575-1588.

Pulli, J. J. and K. Aki, 1981. Attenuation of seismic waves in the lithosphere: comparison of active and stable areas, in *Earthquakes and Earthquake Engineering: the Eastern US*, J. E. Beavers, Editor. Ann Arbor Science Publishers Inc., Ann Arbor, Michigan, 129-141.

Pulli, J. J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1149-1166.

Rautian, T. G. and Khaturin, V. I., 1978. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 68, 923-948.

Rhee, S., 1984. *Q* determined from local earthquakes in the South Carolina coastal plain. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 2257-2268.

Roecker, S. W., Tucker, B., King, J. and Hartzfeld, D., 1982. Estimates of *Q* in central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 129-149.

Ravelli, A., 1982. On the frequency dependence of *Q* in Friuli from short period digital records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 2369-2372.

Sato, H., 1977. Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth*, 25, 27-41.

Sato, H., 1982. Coda wave excitation due to nonisotropic scattering and nonspherical source radiation. *J. Geophys. Res.*, 87, 8663-8674.

Singh, S.K. and Herriman, R.B., 1983. Regionalization of crustal coda  $Q$  in the continental United States. *J. Geophys. Res.*, 88, 527-538.

Van Eck T., 1998. Attenuation of coda waves in the Dead Sea region. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 2, 770-779.

# KADIKÖY VE ÜSKÜDAR BÖLGELERİNDE YAPILAN MİKRO-TREMÖR ÖLÇÜMLERİ İLE MİKROBÖLGELENDİRME

**Microzonation by Microtremor Measurements in Kadıköy and Üsküdar Area.**

**H. Asaf Alçık\* , Cemil Gürbüz\* , Balamir ÜÇER\***

## ÖZET

Yerel jeolojik şartların tahmin edilmesinde son derece etkili bir araç olan Mikrotremör (MT) ölçümleri, Mikrobölgeleme çalışmalarında çok uzun zamandan beri kullanılmaktadırlar. Yerin doğal gürültüsünün genlik ve frekans içeriği zeminin özelliklerine göre değişmektedir. Dolayısıyla, her zeminin kendisini etkileyen yer sarsıntılarını büyütmesi de farklı olmaktadır. Mukayeseli bir şekilde büyüme faktörleri bulunarak sağlam zeminler bölgelendirilebildiği gibi, hakim frekanslara bağlı olarak da zeminler bölgelendirilebilir.

İstanbul'un Kadıköy ve Üsküdar ilçelerinin yer aldığı bölgedeki zeminin hakim frekanslarının saptanması ve bunlara bağlı olarak bu bölgenin mikrobölgeleme haritalarının çıkarılması amacıyla mikrotremör çalışmaları Eylül 1993 - Ekim 1993 tarihleri arasında yapılmıştır. Çalışmada 6z periyodu 1 saniye olan sismometreler kullanılarak 63 noktada, örnekleme aralığı 0.02 saniye ve süresi 40.96 saniye olan 3'er ölçü alınmıştır. Şehir gürültüsünün etkisini mümkün olduğunca en aza indirmek için, ölçüler geceleyin 23:30 ile 5:30 saatleri arasında alınmıştır.

Alınan kayıtlar, gerekli düzeltmeler uygulandıktan sonra, Kobayashi'nin Kayan Fourier Spektrumu ile analiz edilmiştir. Ayrıca, bu verilere Kanai'nin zemin sınıflandırmada kullandığı, en büyük genlik ile hakim period arasındaki karşılıklı ilişkinin incelenmesi olan, ikinci önerisi de uygulanmıştır.

Sonuçta, çalışma bölgesine ait hakim frekanslar herbir bileşen için tesbit edilmiştir. Çalışma sahasının hakim frekans sınırı 4.5 Hz ile 8 Hz arasında değişmektedir ve sahaya ait eş-frekans kontur haritalarında elde edilmiştir. Ayrıca, uyguladığımız Kanai'nin ikinci teklifi ile de çalışma sahasına ait bir mikrobölgeleme haritası elde edilmiştir.

## ABSTRACT

Microtremor measurements have been utilised in seismic microzonation studies as an effective tool to estimate local geological conditions. The shape and the contents of amplitude and frequency of ground natural noise varies related to ground properties. Therefore, each ground structure, with respect to its features, differently magnifies the ground tremors. It is possible to microzone firm grounds using both magnification factors which are calculated in comparatively and predominant frequencies.

For the purpose of determining the predominant frequencies of the Kadıköy-Üsküdar districts of İstanbul and to prepare a microzonation map for this selected area, microtremor measurements were carried out at 63 sites during the period of September 1993- October 1993 using three components 1-sec seismometers to record these low-amplitude oscillations. The microtremor measurements sampling of every 1/50 second for a time span of 40.96 seconds were repeated three times at every measurement point. In an endeavour to minimize high artificial disturbances effects on records which were carried during day time, it was decided to take late-night measurements, between 23:30 p.m. and 05:30 a.m., for each recording point.

Corrected data were analysed using Kobayashi's Running Fourier Spectrum Method and the relation between the largest amplitude and the predominant period (frequency), was used to classify the ground underlying study area based on Kanai's Second Proposal.

In brief, the predominant frequencies for each component were determined for the study area. The predominant frequencies are changing between 4.5 Hz and 8 Hz and isofrequency contour map of the study area are plotted. Besides, using Kanai's

\* Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, JEOFİZİK Anabilim Dalı, 81220, Çengelköy, İstanbul.



second proposal a microzonation map of the study

## GİRİŞ

Mikro-Tremör(MT), doğal ve yapay olaylardan etkilenen yerin, zeminin sürekli sarsıntıları, öz titreşimleridir. Bu kaynaklar, trafik, endüstri makineleri veya diğer bir deyişle şehirsal gürültüler olabildiği gibi, deniz dalgaları, rüzgar, gel-git gibi doğal etkenlerden de kaynaklanır. Genellikle genlikleri 0.1 ile 1 mikron arasında, periyodları da 0.05, 0.1 ile 1, 2 saniye arasında değişmektedir ( Kanai ve Tanaka,1954;1961).

Bu çok küçük genlikli yer titreşimlerinin çalışılmasıyla yerin hakim frekanslarının tesbiti kadar saha etkisinin ve bazı durumlarda bina, köprü gibi mühendislik yapılarının öz periyodunun da tesbit edilmesi mümkündür. Aynı sahadan elde edilen MT'ların genlik spektrumlarının biçimi, deprem kayıtlarından elde edilen genlik spektrumlarıyla çok benzer olduğu ve bu genlik spektrumları arasındaki temel fark, esas olarak genliklerde nadiren hakim frekanslarda görülür (Kanai ve Tanaka, 1965; Kanai ve diğ., 1966). Böylece, deprem beklemeden ve deprem kayıtları ile deprem kayıtlarına ihtiyaç duyulmadan, MT ölçüleri yardımıyla istenilen herhangi bir bölge için hakim frekans tesbiti yapılabilir. MT'ların karakteristiklerinden elde edilen zeminin özelliklerinden yararlanarak asismik dizayn, risk analizi, şehir planlaması, mikrobölgeleme, bina şartnamelerinin hazırlanması gibi konulara yönelik, genlik ve hakim frekanslar yoluyla zemine ait çok pratik bir sınıflandırmaya yapmak mümkündür.

MT çalışmaları Sismolojinin gelişmesiyle başlar.1907 yılında MT ile ilgili bazı eski çalışmalar Tokyo ve Osaka'da F. Omori tarafından Otiori Yatay Tremör kayıtcısı kullanılarak yapılmıştır.1930'larda farklı tipde düzenekler kullanılmıştır. MT, özellikle 1960 yılındaki Uluslararası Jeofizik Yılı ve sonrasında sismolojideki öneminden dolayı güncellenmiştir. Mikrobölgelemeye yönelik olarak yerin dinamik özelliklerinin saptamada MT'ların kullanımına öncelik eden Kanai ve arkadaşları olmuştur (Kanai ve diğ., 1954; Kanai ve Tanaka,1961). Kanai, binden fazla yerde aldığı ölçüler ve yaptığı araştırmaların analizi sonucunda, MT'ların zaman ve frekans ortamındaki dalga biçimlerinin farklı zemin şartlarında kesinlikle farklı olduklarını bulmuştur (Kanai, 1983). Farklı zeminlerin sınıflandırılmasında uyguladığı metodlardan birincisi en büyük periyod ile ortalama period arasındaki karşılıklı ilişkiye, ikincisinde mikron cinsinden en büyük genlik ile hakim periyod arasındaki karşılıklı ilişkiye dayanır ( Kanai ve Tanaka, 1961). Kanai ve arkadaşları, iki analiz yöntemi ile zeminin 4 ana gruba ayırmışlar ve bu zemin sınıflandırması halihazırda Japon bina yönetmeliğinde kullanılmaktadır. Daha sonraları, birçok araştırmacı, yerel veya basen türü jeolojik yapının yer hareketi üzerinde ne gibi bir etkisi olduğunu bulmak maksadıyla, MT ölçüleri üzerinde çalışmalar yapmışlardır (Katz,

area was obtained.

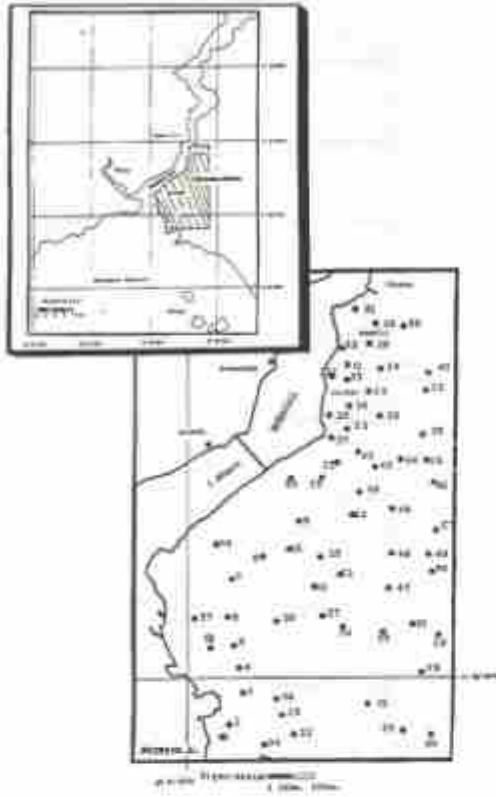
1976; Katz ve Belon, 1978; Ohta ve diğ., 1978; Kagami ve diğ., 1982; 1986; Kobayashi ve diğ., 1986a; 1986b; Lerno ve diğ., 1988; Seo ve diğ., 1989; Field ve diğ., 1990). Fakat, ülkemizde Mikrozonlama konusunda literatüre giren çok fazla çalışma yapılmamıştır. İlk çalışmalardan bir tanesi Balkan Bölgesi'nin Sismisitesi üzerine UNDP/UNESCO birleşimiyle gerçekleştirilmiştir (UNDP, 1974) ve diğeride, Gençoğlu ve Ayhan (1974) tarafından İzmit'de yapılan MT çalışmalarıyla bölgeleştirme olmuştur.

Bu çalışma da -bir pilot çalışma olarak- İstanbul'un Anadolu yakasının büyük bir kısmını oluşturan iki büyük semtinin; Üsküdar ve Kadıköy'ün MT ölçüleri ile mikrobölgeleştirilmesine çalışılmıştır.

## KAYITÇI DÜZENEGİ, GÖZLEM VE ÖLÇÜLERİN ALINMASI

Çalışmada, öz periyodu 1 saniye olan *Kinematics Ranger SS-1* tipdeki sismometrelerden oluşturulan 3 bileşen mikrotremör kayıtcı düzenegi kullanılmıştır. Sistem üç alıcı, üç yükseltici ve bir adet PC/AT taşınabilir bilgisayardan oluşturulmuştur. Elde edilen kayıtlar 12 bit,  $\pm 5$  volt, luk Analog-Sayısal (A/D) çevirici yardımıyla bilgisayarın hard diskinde saklanmıştır.

İstanbul'un Anadolu yakasının batı kısmını kalabalık bir nüfus ve yerleşim alanı ile oluşturan Kadıköy - Üsküdar semtlerinin altında bulunan zeminin hakim frekans veya frekanslarının çakanması amacıyla mikrotremör ölçümleri 1993 yılının Eylül-Ekim aylarında, 63 noktada yürütülmüştür. Çalışma sahası yaklaşık olarak  $41^{\circ} 00' 00'' - 41^{\circ} 05' 00''$  Kuzey enlemleri ile  $29^{\circ} 01' 00'' - 29^{\circ} 05' 00''$  Doğu boylamları arasındadır. Ölçü noktalarını koordinatları GPS (Global Konumlama Sistemi) yardımıyla alınmıştır. Şekil 1 çalışma sahasının konumunu ve ölçü noktalarını göstermektedir. Ölçü noktalarının yerlerinin, İstanbul şehrinin altında kalan tüm jeolojik formasyonlara tekabül etmesine dikkat edilerek, tesbitine çalışılmıştır. Çizelge 1 jeolojik formasyonlara tekabül eden ölçü noktalarını, Şekil 2'de İstanbul'un jeoloji haritasını göstermektedir.



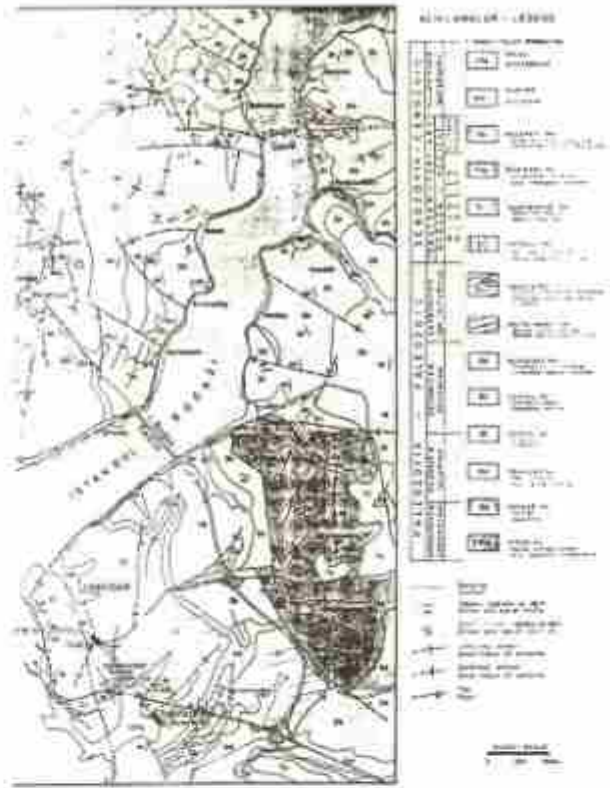
Şekil 1: Çalışma sahasının konumu ve mikrotremör ölçü noktaları.

Figure 1: Location of the study area and the microtremor measurement points.

Kanai ve Tanaka (1961) nin, MT'lerin genlik ve periyodlarının zamanla değişmesi üzerine, yaptığı araştırmaları; MT'lerin genliklerinin kayıteci istasyonunun civarında bulunan veya yaratılan yapay salınımların hareketliliğine bağlı olarak zamanla değiştiğini, buna mukabil, hakim periyodların, büyük çoğunlukla zeminin ve daha aşağıdaki yapıların salınım özelliklerine bağlı olarak, çok yavaş bir şekilde zamanla değiştiğini gösterir. Ayrıca, gece ölçümlerinde elde edilen genlik değerlerinin gündüzünkine nazaran yaklaşık yarısı kadar azaldığı Tanaka ve diğ. (1968) tarafından belirtilmiştir. Bu olgudan yola çıkılarak, çevresel şartları en aza indirmek için ölçümler 23:30 ile 05:30 saatleri arasında gece ölçümleri olarak, örnekleme aralığı 0.02 saniye ve süresi 40.96 saniye olan 3'er ölçü alınarak sürdürülmüştür. Ayrıca, olası rüzgarın etkisinden kurtulmak için de alıcılar ahşap kutular ile kapatılmıştır. Kayıtlar, ölçüm yerine bağımlı olarak, farklı büyütme değerleri kullanılarak alınmıştır.

#### METOD VE VERİ ANALİZİ

Araziden alınan veriler, 12 bit A/D çevirici yardımıyla bilgisayarın harddiskine aktarılmıştır. Zaman ortamında Nyquist frekansını kontrol eden örnekleme aralığı, MT lerin hakim periyodlarının 0.05 ile 2 saniye arasında

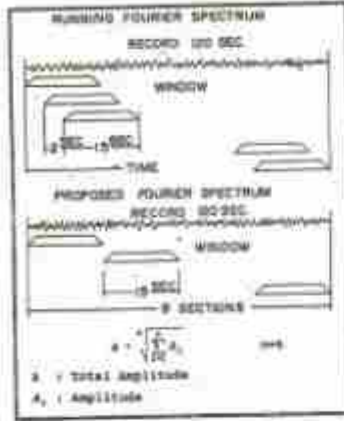


Şekil 2: Çalışma sahasının jeolojisi haritası

Figure 2: Geological map of the study area

değişmelerinden ve bizim incelemek istediğimiz frekans sınırından (1-10 Hz) dolayı, 0.02 saniye olarak seçilmiştir. Sinyaller, ortalama alınıp trend giderildikten sonra, ileride de herhangi bir *aliasing* etkisi ile karşılaşmamak ve yüksek frekansların etkisini gidermek amacıyla, kesme frekansı 12 Hertz olan alçak geçişli Butterworth süzgeçle süzgeçlenmiştir. Süzgeçleme işlemi PITSa paket programı (Scherbaum ve Johnson, 1992) kullanılarak yapılmıştır. Kobayashi (1974) sismik mikrobölgeleme çalışmalarında kullandığı MT analizleri sonucunda elde ettiği hakim frekansların Kanai'nin elde ettiği hakim frekanslarla aynı olduğunu göstermiştir. Şekil 3. Kobayashi'nin iki Fourier spektrum metodunu göstermektedir. Kosinüs penceresi ile yuvarlatılan bu veriler Kayan Fourier Spektrumu yöntemi ile frekans ortamına dönüştürülüp, sistemin frekans cevabına birebir bölünmesi ile her bir sismometre için gerçek yer hareketi bulunmuştur. En son olarak, gerçek yer hareketleri Hanning penceresi ile yumuşatılarak çizilmiştir. Şekil 4. veri işleminin akış diyagramını göstermektedir.



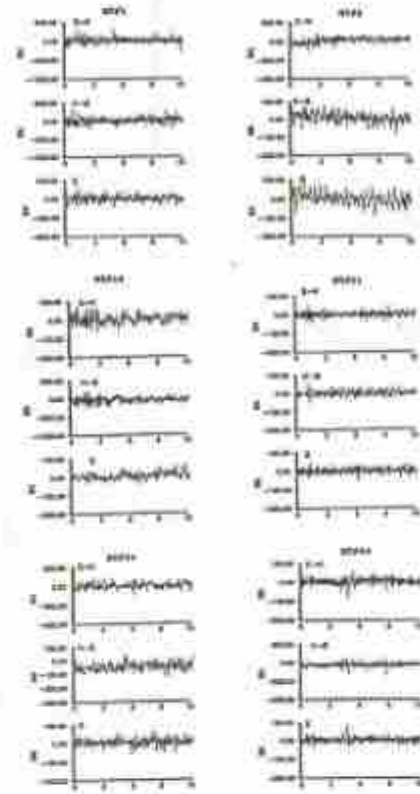


Çizelge 1: Jeolojik zamanlarla ilgili mikrotremör gözlem noktaları.

Table 1: Microtremor observation points related to the geological areas.

## YORUMLAMA VE SONUÇLAR

63 noktada elde edilen MT lara ait zaman ortamı kayıtlarından altı tanesi, örnek teşkil etmesi amacıyla, Şekil 5.'de gösterilmiştir. Şekil 6.'da, analizler sonucu elde edilen bazı istasyonlara ait gerçek yer hareketleri verilmiştir. Hz spektrumlarına ilk bakışta, genellikle, tek bir hakim piki görmenin mümkün olmaması, çalışılan ortamın karmaşık yapıdan oluştuğunu kolayca göstermektedir. Yapay gürültülerden kurtulmak için verilerin alçak süzgeçten geçirilmesi, grafiklerde 12 Hz den sonra ani bir düşüş gösterir. Alçak frekanslarda, 0,1 Hz ile 0,333 Hz arasındaki yerin salınımlarının tipik olarak mikroseizm oldukları Willmore ve diğ. (1963) tarafından belirtilmiştir. Ayrıca, Seo ve diğ. (1991), 1 Hz den büyük olan hakim frekansların MT lar, 1 Hz den küçük olanların ki ise büyük çoğunlukla mikroseizmlerin neticesinde olduğunu belirtmişlerdir.

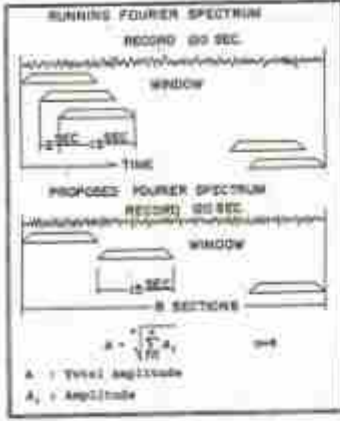


Şekil 3: MT(1, 5, 18, 21, 50, 56)'nın zaman ortamı kayıtları

Figure 3: Time-domain records of MT(1, 5, 18, 21, 50, 56)

Bundan dolayı grafikler MT ölçümlerine uygun biçimde çizilmiştir. 1 Hz ile 3 Hz arasında değişen alçak frekans değerleri hemen hemen bütün grafiklerde görülmektedir. Bu olgu, Willmore ve diğ. (1963) tarafından yaklaşık 2 Hz lik bir hakim frekansın Amerika Birleşik Devletleri, eski Sovyet Sosyalist Cumhuriyetler Birliği ve Avrupa Devletleri'nin endüstriyel merkez ve şehir çevrelerinde gözlemlendiğini fakat nedeninin -o zamanlar tam olarak açıklanamadığını belirtilmiştir. Bu değerdeki hakim frekansların derin sedimanlarda gözlemlendiği Ohta ve diğ. (1978), Lermo ve diğ. (1988) tarafından belirtilmiştir. Çalıştığımız sahanın eski jeolojik birimlere sahip olması, bu tür frekans değerlerinin bizim yüksek frekans (1-10 Hz) MT çalışmamızda kabul edilmesi pek mümkün değildir. Şekillerdeki yer hareketlerinin biçimlerinin noktadan noktaya değişmesi ve birçok noktada hakim frekansları basitçe belirtmenin kolay olmaması bizi hakim frekansların belirlenmesinde bir yaklaşıma yöneltmiştir. Bu yaklaşım göre; şayet bir frekans piki en az iki bileşende mevcut ise bu değer hakim frekans olarak kabul edilir ve eğer birden fazla frekans grafiklerde mevcut ve etkin ise en geniş band sınırına sahip olan, hakim frekans olarak alınmıştır.





Şekil 4: Kobayashi'nin iki Fourier spektrumu.  
Figure 4: Kobayashi's two Fourier spectrum.

Çizelge 2 bu yaklaşıma göre elde edilen hakim frekansları ve bunlara ait ortalama genlikleri verir. Ortalama genlikler, üç bileşende aynı frekansa tekabül eden genliklerin ortalaması olarak alınmıştır. Bu yaklaşım neticesinde elde edilen birincil ve ikincil hakim frekanslara göre çizilen eş-frekans konturları, sırasıyla, Şekil 7 ve 8'de gösterilmiştir. Hakim frekanslar periyod cinsinden hesap edilerek en büyük genliğe göre çizilmesi sonucu Kanai'nin zemin sınıflandırmasının mikrobölgelemeye yönelik haritalarda elde edilmiş ve Şekil 9a ve 9b'de gösterilmiştir.

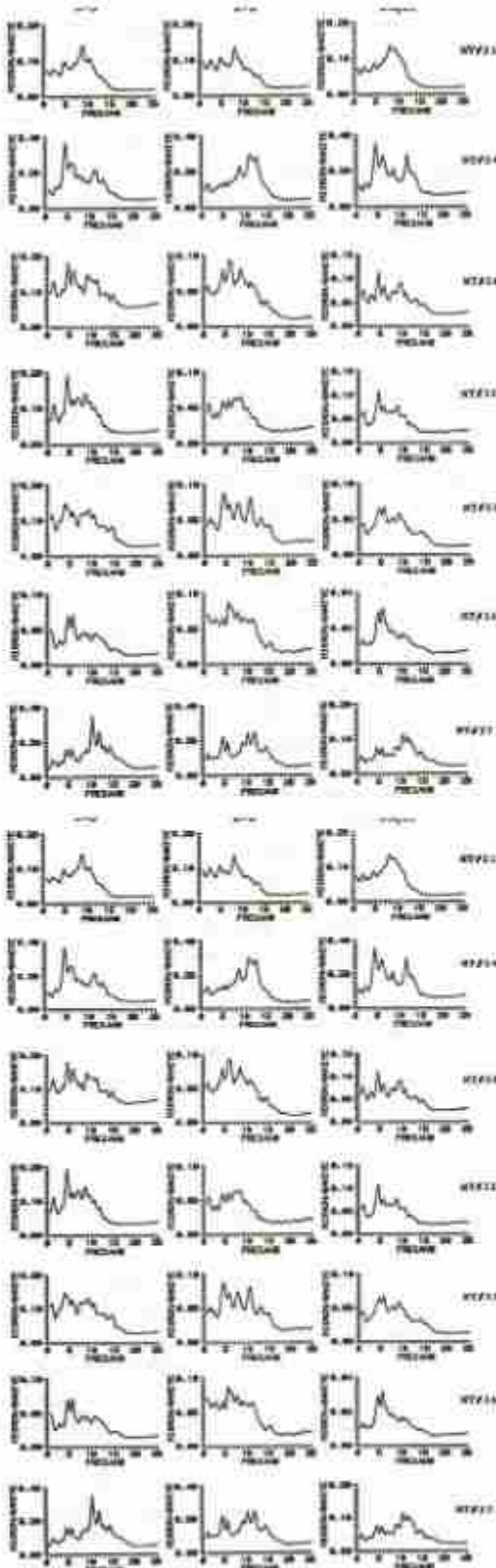
Şekil 7' de görüldüğü üzere, birincil hakim frekanslara göre çizilen eş-frekans kontur haritasına baktığımızda, çalışma sahasında hakim frekansın dağılık olarak kümelenildiği fark edilir. Fakat, öncelikle, 6.5 Hz, 5.5 Hz ve 4.5 Hz lik frekansların, sırasıyla, etkin olduğu görülmektedir. Dağılık ve az olan 6.5 Hz üzerindeki frekansların hakim olduğu yerler Çengelköy-Beylerbeyi'nin üst kısımlarında Altunizade ve Kısıklı civarı ile Küçük Çamlıca Tepesi civarında ve Gözcü Baba mevkii ve çevresinde görülmektedir. Buna mukabil, Şekil 8'de görülen, ikincil hakim frekanslara göre çizilen eş-frekans kontur haritasında, ilk bakışta

7.5 Hz lik frekansın büyük bir çoğunlukla çalışma sahasında etkin olduğu kolayca görülebilmektedir. Bu değer üstündeki ve altındaki frekanslara kısmen rastlanmaktadır. Yüksek frekansların hakimiyetine bir önceki şekilde olduğu gibi Beylerbeyi'nin üst kısımları ile Güzel Tepe mevkii arasında, Acıbadem ile GözcüBaba mevkii ve çevresinde, Küçük Çamlıca Tepesi'nin güney mevkii ve Vaniköy sirtları ile Talimhane arasında kalan mevkii de görülmektedir.



Şekil 5: Veri analizi akış diyagramı  
Figure 5: Flow chart of the data processing

Böylece, her iki şekilde gözönünde tutarak, çalışma sahasının hakim frekans sınırının yaklaşık 4.5 Hz ile 8 Hz arasında değiştiğini söylemek mümkündür. 4 Hz ile 5Hz arasında değişen hakim frekans piklerinin ince yüzey tabakalarından kaynaklandığı kabul edilir (Sato ve diğ., 1991; Seo ve diğ., 1991). Bu kabulü gözönünde tutarak, 5 Hz üzerindeki yaklaşık 10 Hz'e kadar olan frekansları da yüzeydeki ince tabakaların altında bulunan daha kalın tabakalardan kaynaklandığını kabul etmemiz mümkün olabilir.



Şekil 6: MTW1, S, 18, 21, 50, 56° nin zaman ortami kayıtları

Figure 6: Time-domain records of MTW1, S, 18, 21, 50, 56

Stasyon No.	HAKİM FREKANS (Hz)	ORTALAMA GENİRLİK (cm/örnekler)	Stasyon No.	HAKİM FREKANS (Hz)	ORTALAMA GENİRLİK (cm/örnekler)
1	1.1	25	46	3.1	40
2	2.4	27	47	11.0 x 5.2	22.127
3	5.6 x 7.0	21.14	48	4.2 x 7.0	30.08
4	6.1	25	49	3.1 x 6.0	27.08
5	7.0	24	50	5.2 x 6.1	30.08
6	4.1	21	51	11.0 x 5.2	22.127
7	6.1	24	52	4.2 x 6.0	27.08
8	7.0	25	53	5.6 x 7.0	21.14
9	4.1 x 5.0	20.07	54	6.1	24
10	5.1 x 7.0	26.07	55	6.1	24
11	11.0 x 5.2	22.127	56	4.2	24
12	4.1 x 5.0	20.07	57	5.6 x 7.0	21.14
13	6.1	24	58	4.1 x 5.0	20.07
14	6.1 x 6.0	21.07	59	5.6 x 7.0	21.14
15	5.6 x 7.0	21.14	60	4.1 x 7.0 (2 örnek)	20.07
16	6.1	24	61	6.1	24
17	6.1	24	62	5.6 x 7.0	21.14
18	7.0	25	63	5.6 x 7.0	21.14
19	7.0	25	64	5.6 x 7.0	21.14
20	7.0 x 4.1	20.07	65	4.1 x 7.0	21.14
21	6.1 x 4.1	21.07	66	7.0	25
22	6.1	24	67	10.0	20
23	6.1 x 7.0 (2 örnek)	20	68	5.6 x 4.1	21.07
24	4.1	20	69	4.1 x 6.1	24.07
25	7.0	27	70	4.1 x 7.0	21.14
26	4.1 x 7.0	20.08	71	6.1 x 4.1	24.07
27	6.1 x 4.1	20.08	72	6.1 x 7.0	21.14
28	4.1 x 6.1	21.07	73	4.1 x 6.0	27.08
29	6.1 x 10.0	22.07	74	4.1 x 7.0	21.14
30	6.1	24	75	4.1 x 7.0	21.14
31	6.1	24	76	4.1	20
32	6.1	24	77	4.1	20
33	4.1 x 6.0	20.07	78	4.1 x 6.0	27.08
34	6.1 x 6.0	20.08	79	4.1 x 6.0	27.08
35	4.1 x 6.0	21.07	80	4.1 x 6.0	27.08
36	4.1 x 6.0	21.07	81	4.1 x 6.0	27.08

Çizelge 2: Yaklaşımlar kullanılarak elde edilen hakim frekanslar ve ortalama genlikler.

Table 2: Predominant frequencies and mean amplitudes obtained using the consideration.



Şekil 7: Birincil hakim frekanslara göre çalışma sahasının eş-frekans kontur haritası.

Figure 7: Isofrequency contour map of the study area as respect of primary predominant frequencies.

Şekil 9a ve 9b'de görülen mikrobölgeleme haritaları, Kanai'nin ikinci önerisi, en büyük genlik ile hakim periyod arasındaki ilişkinin incelenmesi sonucunda elde edilmiş olup hem birbirleriyle mukayese edilebilmeleri için yan yana hem de çalışma sahasının jeoloji ile kolayca mukayese edilebilmeleri açısından jeoloji haritası üzerine çizilmiştir. Kanai ve arkadaşları, iki analiz yöntemi ile zemini ana gruba ayırdıklarını daha önce belirtmiştik. Zemin (grup) sınıflandırması şöyledir;

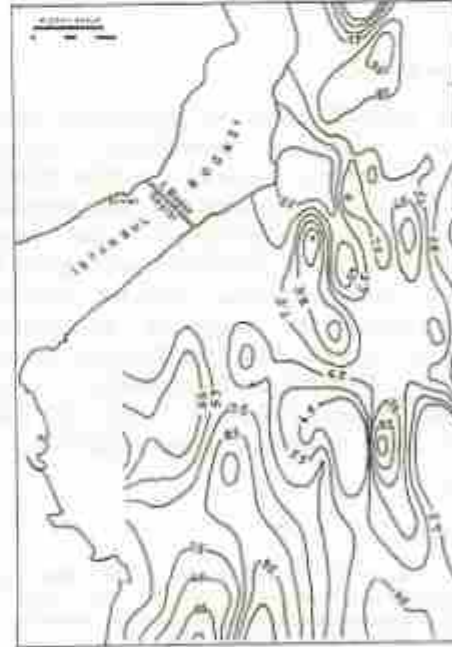
- Grup I: Zemin, kaya, sert kumlu çakıl vs. içermekte, Tersiyer ve daha yaşı olan tabakalar olarak sınıflandırılmaktadır.
- Grup II: Zemin, kumlu çakıl, kumlu sert kil vs. içermekte, çakıllı alüvyon olarak yaklaşık 5 m. ya da fazla kalınlıklardaki tabakalardır.
- Grup III: Zemin 5 m. veya daha fazla kalınlıktaki alüvyon içermektedir.
- Grup IV: Yumuşak delta depozitleri, çamur ve üst toprak tabakalarını içeren alüvyonlar zeminlerdir. Tabaka kalınlığı 30 m. veya daha fazladır.

Şekil 9a ve 9b, bize, çalışılan sahanın sınıflandırılmasına göre hangi bölgelerin daha hassas olduğunu açıkça göstermektedir. Şekilleri incelediğimizde, hemen hemen aralarında bir fark olmadığı kolaylıkla farkediliyor. Çalışma sahasının tamamı denebilecek kısmı I. grup ile II. grup arasında kalmaktadır. Her iki şekilde de gözükten çok çarpıcı

örnek, II. grubun alüvyon üzerinde konturlanmasıdır. Çalışılan sahanın Tersiyer ve daha yaşı jeolojik birimlerden oluştuğunu bilmediğimizi farzederseniz, elde edilen sonuç (I-II. grup), bize, sahanın ne tür bir zemine sahip olduğunu, pratik olarak, belirtmektedir. Bu sonuç, bölge için elde edilen hakim frekans sınırını da doğrulamaktadır. Kanal'nin zemin sınıflandırmasında kullandığı analiz metodu, zemin türünü belirlemede hala oldukça dengeli ve pratik bir yöntem olduğunu göstermiştir.

Daha sağlıklı sonuçlar alabilmek için, daha sonraki çalışmalarda aşağıda belirtilen olgulara dikkat edilmesi gerektiği inancındayız:

- Şehirlerde yapılması planlanan MT ölçümlerinde, çalışmaların şehrin daha az kalabalık olacağı düşünülen bir zamanda yapılması, veya yapılaşma olmadan ölçümlerin alınması.
- En az iki dakikalık sürekli kayıtların alınması, şayet çok daha geniş bir veri boyu seçilirse MT'ların durağanlığının tespiti ile daha doğru sonuçları elde etmeye çalışmak.

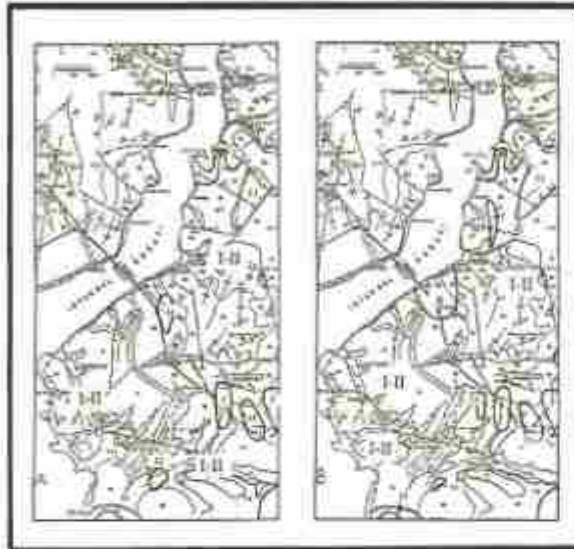


Şekil 8: İkincil hakim frekanslarına göre çalışma sahasının eş-frekans kontur haritası.

Figure 8: Isofrequency contour map of the study area as respect of secondary predominant frequencies.



- Mikrohölgeleme'ye yönelik olarak, MT'larla beraber, diğer jeofizik yöntemlerinde uygulanması (Sismik, elektrik, kuyu verileri ve testler...), çok daha mükemmel neticeler verecektir. Ayrıca mikro-deprem ağları kurularak bölgenin sismisitesi ve aktif fayların mevcut olup olmadığı da araştırılmasının mevcut bilgiler yalındır.



Sekil 9 a ve b: Yaklaşım kullanılarak elde edilen hakim frekanslar ve ortalama genlikler.

Figure 9 a ve b: Predominant frequencies and mean amplitudes obtained using the consideration.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma boyunca teşvik ve desteklerini bizden esirgemeyen Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürü Sayın Prof. Dr. Ahmet Mete Işıkara'ya, yardımlarından dolayı Doç. Dr. Niyazi Türköllü'ye ve çok değerli katkılarından dolayı Dr. H. Sadı Küleli'ye teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca çalışma süresince göstermiş oldukları yardımlarından dolayı B. Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Jeofizik AnaBilim Dalı elemanlarına, Tolga Bekler'e, Rengin Gök'e, Gonca Örgülü'ye, Jennifer S. Avcı'ya, Nafiz Kafadar'a ve Erhan Ayhan'a çok teşekkür ederim.

Sağolsunlar.

## KAYNAKLAR

- Field, E. H., Haugh, S. E. and Jacob, K. H. 1990, Using microtremors to assess potential earthquake site response: a case study in Flushing Meadows, New York City, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, 1456-1460.
- Gençoğlu, S. and Ayhan, E. 1974, İsmi mikrohölgeleme alanında yapılan mikrotremor çalışması, *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, 3, 20-31.
- Kagami, H., Duke, C. M., Liang, G. C. and Ohta, Y. 1982, Observation 1 to 5 second microtremors and their applications to earthquake engineering. Part II, Evaluation of site effect upon

seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 1801-1812.

- Kagami, H., Okada, S., Shiono, K., Oner, M., Dravinski, M. and Mal, A. K., 1986, Observation 1 to 5 second microtremors and their applications to earthquake engineering. Part III, A two-dimensional study of site effects in Saint Fernando Valley, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1801-1812.
- Kanaï, K., Tanaka, T. and Osada, K. 1954, Measurement of the microtremor I, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 32, 199-209.
- Kanaï, K. and Tanaka T. 1961, On microtremors VIII, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 39, 97-114.
- Kanaï, K., Tanaka, T. and Yoshizawa, S. 1963, On microtremors IX, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 43, 577-588.
- Kanaï, K., Tanaka, T., Osada, K., Suzuki, T., Morishita, T. and Yoshizawa, S. 1966, On Microtremors X, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 44, 645-696.
- Kanaï, K., Tanaka, T., Osada, K., Suzuki, T., Morishita, T. and Yoshizawa, S. 1966, On Microtremors XI, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 44, 1207-1333.
- Kanaï, K. 1983, *Engineering seismology*, University of Tokyo Press, Tokyo, Japan, 251. Katz, L. J. 1976, Microtremor analysis of local geological conditions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, 45-60.
- Katz, L. J. and Hellon, R. S. 1978, Microtremor site analysis study at Beatty, Nevada, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 757-763.
- Kobayashi, H. 1974, Report on the seminar on microzonation and third meeting of the workshop group on microzonation (UNDP/LINESCO Survey of Seismicity of the Balkan Region), On some results and aspects of microzonation in the Balkan Region, May-April, Skopje, Appendix IV.
- Kobayashi, H., Seo, K., Miderikawa, S. and Kato, S. 1986a, Report on Seismic microzonation studies of the Mexico Earthquake of September 19, 1985. Part I, Measurement of microtremors in and around Mexico D. F., Report of the Graduate School at Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology, Yokohama, Japan, p68.
- Kobayashi, H., Seo, K., Miderikawa, S. and Kato, S. 1986b, Report on Seismic microzonation studies of the Mexico Earthquake of September 19, 1985. Part II, Estimated strong ground motions in the Mexico City due to the Michoacan-Mexico earthquake of September 19, 1985 based on characteristic of microtremor, Report of the Graduate School at Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology, Yokohama, Japan, p24.
- Lermo, J., Rodríguez, M. and Singh, S.K. 1986, The Mexico Earthquake of September 19, 1985: natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurement and strong motion data, *Earthquake Spectra*, 4, 805-814.
- Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N. and Kudo, K. 1978, Observations 1 to 5 seconds microtremors and their applications to earthquake engineering. Part I, Comparison with long-period accelerations at Takachi-Oki Earthquake of 1968, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 767-779.
- Sato, Y., Kawase, H., Masai, M. and Kataoki, S. 1991, Array measurements of high frequency microtremors for underground structure estimation, *International Earthquake Microzonation Conference Proceedings*, 2, 409-416.

- Scherbaum, F. and Johnson, J. 1992, *Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis (PITSA)*, IASPEI Software Library, Vol. 5
- See, K., Samano, T., Yamazaki, H., Hsu, X., Koyama, S. and Takuchi, M. 1989, *Cooperative considerations about the effect of surface geology on seismic motion among different site conditions in Meeting of IASPEI, Istanbul.*
- See, K., Samano, T., Yamazaki, H., Hsu, X., Koyama, S., Takuchi, M., Fujioka, K., Kishino, Y., Kawano, K., Asano, K., Nakajima, N., Mural, M., Maslchin, L. and Hivada. 1991, *Microtremor measurements in the San Francisco Bay Area, Part 1; Fundamental characteristics of microtremors*, *International Earthquake Microzonation Conference Proceedings, V.2, Part III, 417-424.*
- Tanaka, T., Kanai, K., Ozada, K. and Leeds, D. J. 1968, *On microtremors XII*, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 46:1127-1147.
- Willmore, P. L., Chakrabarty, S. K., Hodgson, J. H., Honda, H., Karnik, V., Kizichenko, V., Rothé, J. P., Telyayre, P. and Wilson, J. T. 1963, *Manual of seismological observatory practice by The Committee for the Standardisation of Seismographs and Seismograms, March 12-15, Sta 2-2.2.*





# ERZİNCAN VE YÖRESİNİN DEPREM TEHLİKESİ

## Seismic Hazard Assessment of Erzincan Area

Yıldız ALTINOK\*

### ÖZET

Bu çalışmada, ülkemizin en etkin fay zonu olan Kuzey Anadolu Fay Zonunda (KAFZ) yer alan Erzincan ve yöresinin deprem tehlikesi incelenmiştir. Deprem oluşum modeli olarak Semi-Markov modeli seçilmiş ve  $M_S \geq 4.5$  büyüklüğündeki depremler kullanılmıştır. Bulgulara göre; bölgede özellikle Erzincan havzasının doğu kesiminin sismik riskinin yüksek olduğu saptanmıştır. Oluşacak depremlerin büyüklükleri dikkate alındığında Erzincan ve yöresinin deprem tehlikesini koruduğu görülmektedir.

### ABSTRACT

In this study, earthquake hazard assessment has been analyzed at Erzincan area which is located at the most active fault zone namely North Anatolian Fault Zone (NAFZ) in Turkey. The Semi-Markov model has been selected as earthquake occurrence model and earthquakes of  $M_S \geq 4.5$  has been used. The results revealed that the seismic risk at the eastern part of Erzincan basin is high. Considering the probable earthquake magnitudes, it is perceived that Erzincan province and the surrounding area keep the danger of seismic hazard.

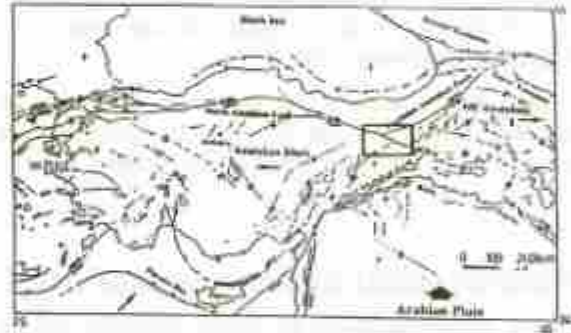
### GİRİŞ

Ülkemizin en etkin fay zonu olan KAFZ üzerinde yer alan Erzincan ve yöresi 13 Mart 1992'de oluşan  $M_S=6.8$  büyüklüğündeki depremle büyük can ve mal kaybına uğramıştır. Bu depremle 500 ün üzerinde kişi hayatını kaybetmiş, 3000 e yakın kişi yaralanmış ve 12000 konut hasar görmüştür. Erzincan ve çevresi tarihsel geçmişinde de yıkıcı depremlerden etkilenmiştir. 1000-1940 yılları arasında oluşan  $I \geq VIII$  olan depremlerle yaklaşık 134.500 kişi hayatını kaybetmiştir. Yakın geçmişte  $M_S=8.0$  büyüklüğündeki 1939 Erzincan Depremi de 33000 can kaybı ile ülkemizde ve dünyada çok yıkıcı depremler sıralamasında yer almıştır. Yöre bugün ve gelecek için de deprem tehlikesini korumaktadır. Bu nedenle Erzincan ve yöresinin sismik riski, bölgenin tektonik özellikleri göz önüne alınarak, oluşacak depremlerin yeri, zamanı ve büyüklüğü konusunda bilgi verici bir modelle saptanmaya çalışılmıştır.

### ERZİNCAN VE YÖRESİNİN TEKTONİK KONUMU

Erzincan ve çevresi (KAFZ) üzerinde yer almaktadır (Şekil 1). Bölgenin genel tektonik özellikleri ile ilgili olarak şunları söyleyebiliriz: Arap Levhasının kuzeye doğru ilerlemesiyle Anadolu Bloğu batıya, Doğu Anadolu Bloğu ise doğuya doğru ilerlemektedir. Bölgede başlıca üç ana fay yer almaktadır. Bunlar sırasıyla, BKB-DGD doğrultulu sağ yanal atımlı KAFZ, KD-GB doğrultulu sol yanal atımlı Kuzeydoğu Anadolu Fayı ve KD-GB doğrultulu sol yanal atımlı Ovacık

faylarıdır. KAFZ batıya hareket eden Anadolu Bloğunun kuzey sınırını oluşturmaktadır. Erzincan havzası bu tektonik konumu ile çek-ayır (pull-apart) tipi havza özelliği göstermektedir (Barka ve Gülle, 1989).

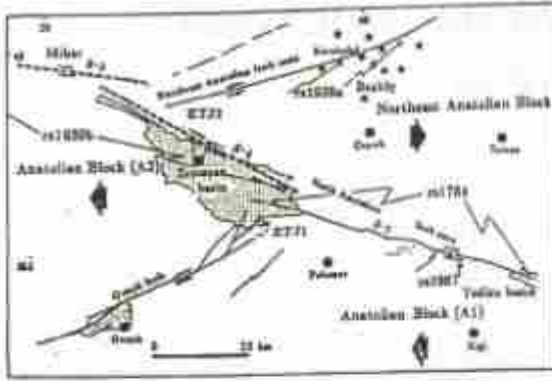


Şekil 1: İncelenen Bölge (Neo-tektonik harita Barka ve Toköz, 1992'ye aittir).

Figure 1: Investigated Area (Neo-tektonik map, after Barka and Toköz, 1992).

KAFZ, Erzincan çevresinde üç ana segmentten oluşmaktadır (Şekil 2). Bunlardan birincisi (S1) yaklaşık 75km uzunluğunda ve Yedisu-Tanyeri arasında birçok alt segmentten oluşur. İkinci segment (S2), Erzincan baseninin kuzey kenarını sınırlayan Tanyeri-Bahik segmenti olup 60km uzunluğundadır.

\*İ.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850, Avcılar, İstanbul.



Şekil 2: Erzincan baseni ve çevresinde aktif faylar (after Barka, 1992).

Figure 2: Active faults at Erzincan and surroundings (after Barka, 1992).

Üçüncü segment (S3) ise Mihar-Tumekar segmenti olarak adlandırılan 60km uzunluğundaki segmenttir. Bu segmentlerden S2 ve S3 1939 Erzincan Depremi ( $M_S=8.0$ ) sırasında kırılmış, genellikle S3 üzerinde 7-7.5m lik sağ yanal atımlar oluşmuştur (March 13, 1992 ( $M_S=6.3$ ) Erzincan Earthquake: A Preliminary Reconnaissance Report, 1992). S1 segmenti en son 1784 depremi (I=IX) ile kırılmıştır ancak doğrultu atımı hakkında bilgi yoktur. 1967 Pülümür Depreminde ( $M=5.9$ ) 4km lik kırık ve 20cm lik sağ yanal atım oluşmuştur (Ambraseys, 1975).

13 Mart 1992 Depremi ( $M_S=6.8$ ) daha çok Erzincan baseninin doğu yarısında S1 ve S2 segmentleri ile Ovacak Fayının kesiştiği yerde etkili olmuştur (Barka, 1992).

### BÖLGENİN SİSMİK RİSKİNİN BELİRLENMESİ

Deprem mühendisliğinin en büyük problemi sismik riskin belirlenmesidir. Deprem oluşum mekanizmasındaki belirsizliklerden dolayı gelecekteki depremin yeri, zamanı ve büyüklüğünün önceden saptanmasında zorluklar vardır. Stokastik modellerden yararlanarak deprem oluşum modelleri ile bu konuya açıklık getirilmeye çalışılmıştır. Deprem oluşum modellerinde, depremler bağımsız olaylar olarak ele alındığı gibi son yıllarda bazı araştırmacılar bağımlı olaylar olarak değerlendirmişlerdir (Kiremidjian and Anagnos, 1984), Bağımlı modeller arasında Markov (Veneziano and Cornell, 1974), Semi-Markov (Patwardhan ve diğ., 1980) sayılabilir. Bu çalışmada fay ve fay sistemi gibi süreksizliklerde kullanılacak en uygun stokastik modelin Semi-Markov olduğu düşünülerek, Erzincan ve yöresine uygulanmaya çalışılmıştır. İnceleme bölgesinde 1929-1994 yılları arasında oluşmuş  $M_S \geq 4.5$  olan 83 deprem kullanılarak sismik risk saptanmıştır. Deprem verileri Gündoğdu ve

Altınok (1990) Deprem Veri Setinden ve USGS-NEIC den sağlanmıştır. Deprem veri seti; Alsan ve diğ. (1975), Kandilli Deprem Kataloju (1981), Ambraseys ve Jackson (1981), Ayhan ve diğ. (1986) ve bazı bültenlerden (ISC ve PDE) yararlanılarak derlenmiştir.

Bölgede oluşan depremler yer, zaman ve büyüklük olarak üç boyutta incelenebilmiştir.  $M \geq 4.5$  olan ardışık depremler saptanarak  $G(G_{ij})$ ,

$$0 \leq G_{ij} \leq 1 \quad ; \quad 1 \leq i, j \leq N$$

$$\sum_{j=1}^N G_{ij} = 1 \quad ; \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (1)$$

geçiş matrisleri oluşturulmuş, depremler arasında geçen zaman dikkate alınarak 1 yıllık birim zamanlar için  $T(m)$ ,

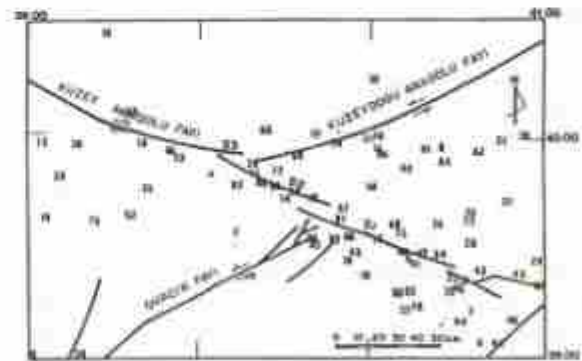
$$T(m) = \sum_{n=1}^m T_{ij}(m) = 1 \quad (2)$$

geçiş zamanı olasılık kütle fonksiyonları saptanarak  $W(n)$ , tümleyici bekleme zamanı matrisleri olmak üzere  $P(n)$ ,

$$P(n) = W(n) + \sum_{m=0}^{n-1} G \cdot T(m) P(n-m) \quad ; \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (3)$$

aralık geçiş olasılıkları elde edilmiştir.  $P(n)$  olasılık değerleri ile bölgenin sismik riskinin saptanmasına yaklaşım sağlanmıştır (Altınok, 1988).

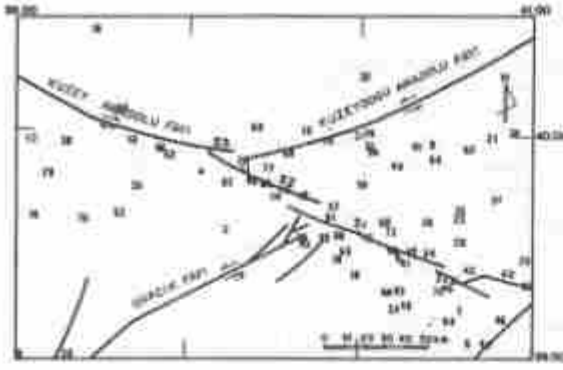
Modeli uygularken bölgede yer alan fay ve fay sistemleri dikkate alınarak KAFZ (K), Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KD) ve Ovacak Fayı (O) olmak üzere üç durum (state) seçilmiştir. Bu fay sistemlerinde oluşan depremleri gösteren Şekil 3 teki veriler kullanılarak (3) no lu bağıntı yardımıyla  $P(n)$ , aralık geçiş olasılığı değerleri elde edilmiştir (Şekil 4).



Şekil 3: Erzincan Bölgesi'nde  $M \geq 4.5$  olan depremler.

Figure 3:  $M \geq 4.5$  earthquakes in Erzincan region.





Şekil 4: K, KD ve O için aralık geçiş olasılığı fonksiyonları (K-Kuzey Anadolu Fayı Zonu, KD-Kuzeydoğu Anadolu Fayı, O-Ovacık Fayı).

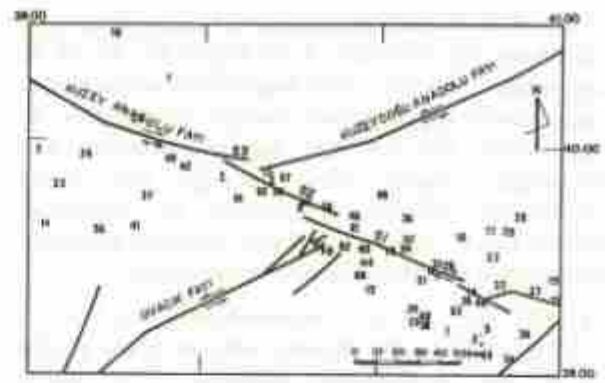
Figure 4: Interval transition probability functions for K, KD and O (K-North Fault Zone, KD-Northeast Anatolian Fault, O-Ovacik Fault).

KAFZ, Şekil 4 den de görüleceği gibi yüksek sismik risk değerleri göstermektedir. Bunu gözönüne alarak bölgede KAFZ'ı oluşturan S1, S2 ve S3 segmentleri durum olarak seçilmiş ve Şekil 5 de gösterilen depremler kullanılarak, P(n), aralık geçiş olasılıkları saptanmıştır (Şekil 6). KAFZ'ın S1, S2 ve S3 segmentlerinde oluşan depremlerin büyüklükleri de dikkate alınarak  $4.5 \leq M1 < 5.5$ ,  $5.5 \leq M2 \leq 6.5$  ve  $M3 \geq 6.5$  olmak üzere üç büyüklük durumu oluşturulmuştur. Deprem büyüklüklerinin P(n), aralık geçiş olasılıkları Şekil 7'de gösterilmiştir. Yer ve büyüklük boyutlarında aralık geçiş olasılıkları belirlenen depremlerin bağlantılı olasılıkları (joint probabilities) da saptanarak, oluşacak depremler yer, zaman ve büyüklük olarak üç boyutlu değerlendirilebilir (Altınok ve Koçak, 1994). Bundan yararlanılarak, KAFZ'da S1, S2 ve S3 segmentlerinde M1, M2 ve M3 büyüklüklerinde oluşacak depremlerin bağlantılı olasılık değerleri elde edilmiştir. Deprem tehlikesi altındaki Erzincan ve yöresinde bağlantılı olasılıkların %50'yi aşan değerleri bölge için önemli görülerek Tablo 1'de verilmiştir.

Yer	Büyüklük	Zaman			
		1 yıl	2 yıl	3 yıl	4 yıl
S1 → S1	M1 → M1	0.82	0.81	0.84	0.50
	M2 → M2	0.46			
	M3 → M3	0.88	0.87	0.85	
S2 → S2	M1 → M1	0.38			
	M2 → M2	0.52	0.51		
S3 → S3	M1 → M1	0.48			
	M2 → M2	0.74			

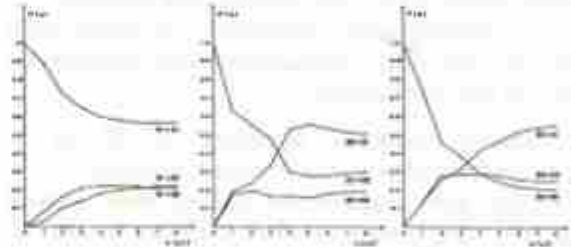
Tablo 1: Erzincan ve yöresinin bağlantılı olasılıkları.

Table 1: Joint probabilities of Erzincan and surroundings.



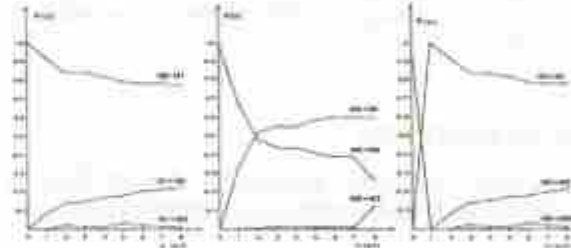
Şekil 5: S1, S2, S3 segmentlerinde  $M \geq 4.5$  olan depremler.

Figure 5:  $M \geq 4.5$  earthquakes in S1, S2 and S3 segments.



Şekil 6: S1, S2 ve S3 segmentleri için aralık geçiş olasılığı fonksiyonları.

Figure 6: Interval transition probability functions for S1, S2 and S3 segments.



Şekil 7: M1, M2 ve M3 büyüklükleri için aralık geçiş olasılığı fonksiyonları.

Figure 7: Interval transition probability functions for M1, M2 and M3 magnitudes.

## SONUÇLAR

Bu çalışmada, Erzincan ve yöresinin tektonik özellikleri gözönüne alınarak Semi-Markov modelle sismik riske bir yaklaşım sağlanmıştır. Elde edilen sonuçları şöyle sıralayabiliriz:

1) Bölgede  $M \geq 4.5$  olan depremlerin en yüksek olma olasılığının olduğu yer KAFZ (K) dir. Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KD) ve Ovacık Fayında (O) oluşacak depremlerin ardından KAFZ'da deprem olma olasılığının yüksek olması, bu zonun adı geçen faylardan tetiklendiğini düşündürmektedir.



2) KAFZ'da oluşacak depremlerin S1 segmentinde olma olasılıkları çok yüksektir. 1 yıl içinde S1, S2 ve S3 segmentlerinde  $M \geq 4.5$  olan depremlerin ardından aynı segmentlerde deprem olma olasılığı da yüksektir. S1 segmentinde  $M \geq 4.5$  olan depremin ardından aynı büyüklükte deprem olma olasılığı tüm zaman aralıklarında %50'nin üzerindedir. S1 segmentine karşılık gelen Yedisu-Tanyeri yani Erzincan havzasının doğu kesimi deprem tehlikesini korumaktadır.

3) KAFZ'ın S1, S2 ve S3 segmentlerinde M1, M2 veya M3 büyüklüğünde bir deprem olduktan sonra 8 yıllık sürede M1 büyüklüğünde depremin olma olasılığı yüksektir. M3 büyüklüğündeki depremin ardından bir yıl içinde M1 büyüklüğünde depremin olma olasılığı %100'dür. Zonun büyük deprem üretme özelliğini dikkate alırsak  $M \geq 6.5$  olan bir depremin ardından  $4.5 \leq M < 5.5$  büyüklüğündeki depremin 1 yıl içinde %100 olma olasılığı artçı depremlerin olası büyüklükleri hakkında bilgi vermektedir.

4) Bağlantılı olasılıklar açısından, S1, S2 ve S3 segmentlerinde  $M \geq 4.5$  olan depremin ardından, 0-1 yıl aralığında, aynı segmentlerde deprem olma olasılığı yüksektir. En yüksek olasılık değerine sahip S1 segmentinde  $M \geq 6.5$  olan bir depremin ardından aynı segmentte  $4.5 \leq M < 5.5$  olan bir depremin 0-1 yıl aralığındaki olasılığı %89 dur.

Bu bilgilerin ışığında Erzincan ve yöresinin deprem tehlikesi açısından güncelliğini koruduğunu söyleyebiliriz.

#### KATKI BELİRTME

Sayın Doç. Dr. Demir Kolçak, Dr. Naşide Özer ve teknik ressam Ferhan Aksoz'e teşekkürlerimi sunarım.

#### KAYNAKLAR

- Alsan, E., Tezcan, L., Bath, M., 1975. *An Earthquake Catalogue for Turkey for the interval 1913-1970. Report No. 7-75, Uppsala, Sweden.*
- Altınok, Y., 1988. *Semi-Markov modelinin Kuzey Anadolu Fay Zonunda deprem riskine uygulanması. Jeofizik, Cilt 2, 44-58, Ankara.*
- Altınok, Y., Kolçak, D., 1994. *An application of the Semi-Markov model for seismic hazard assessment in North Anatolia Turkey. Natural hazards, Kluwer Academic Publishers, Netherlands (baskıda).*
- Ambraseys, N.N., 1975. *Studies in historical seismology and tectonics. In, Geodynamics of Today, the Royal Soc. London, 7-16.*
- Ambraseys, N.N., and Jackson, J.A., 1981. *Earthquake hazard and vulnerability in the northeastern Mediterranean: the earthquake sequence of February-March 1981. Disaster 5, 355-368.*
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaklı, N., Üçer, B., 1986. *Türkiye ve Doğu Karadeniz Deprem Kataloğu 1881-1980. Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.*
- Barka, A.A. and Gülen, L., 1989. *Complex evolution of the Erzincan basin. J.Struct.Geol. 11, 3, 275-283.*
- Barka, A.A., 1992. *Kuzey Anadolu Fayı'nın Erzincan çevresindeki davranışı ve 13 Mart 1992 Depremi, Yer Bilimci Gözüyle Erzincan Depremi Dönüşüm Yarım ve Türkiye Deprem Sorunu Sempozyumu, Aralık 1992, İstanbul.*
- Barka, A.A. and Toköz, M.N., 1992. *Seismotectonics and seismic gaps of the eastern part of the Anatolian Fault Zone. J.Geophys.Res. (baskıda).*
- Gündoğdu, B. ve Altınok, Y., 1990. *Türkiye ve Çevresi Deprem Yeri Seti (1900-1990), I.O. Mühendislik Fak. Jeofizik Müh. Böl. İstanbul (yayılanmamış).*
- Kandilli Deprem Kataloğu, 1981. *Kandilli Deprem Kataloğu 1900-1975. Kandilli Rızathanesi- Sismoloji Bölümü, İstanbul (yayılanmamış).*
- Kiremidjian, A.S. and Anagnos, T., 1984. *Stochastic slippredictable model for earthquake occurrences, Bull.Seism.Soc.Am., 74, 739-755.*
- March 15, 1992 ( $M_s=6.8$ ) *Erzincan Earthquake - A preliminary reconnaissance report, 1992, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute and Faculty of Engineering, Department of Civil Engineering, Boğaziçi University, May 1992, İstanbul.*
- Parwardhan, A.S., Kulkarni, R.B., Tocher, D., 1980. *A Semi-Markov model for characterizing recurrence of great earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 70, 323-347.*
- Veneziano, D. and Cornell, A., 1974. *Earthquake models with spatial and temporal memory for engineering seismic risk analysis. Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, R74-18, Cambridge, Massachusetts.*

# KUZHEY ANADOLU FAY ZONUNUN DOĞU KESİMİNİN DEPREM RİSKİNİN STEPP ANALİZİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

## Determination of Earthquake Risk of Eastern Part of North Anatolian Fault Zone by Stepp Analysis Method

Günruh BAĞCI<sup>(\*)</sup>

### ÖZET

Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde 1900-1990 yılları arasında olmuş  $M \geq 4.0$  olan depremlerin yersel ve zamana göre dağılımları bölgenin sismik bakımdan çok aktif olduğunu göstermektedir. Bu çalışmada, Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde,  $36^\circ 42'D$  ve  $39^\circ 41'K$  boylamları ile sınırlı olan alanda meydana gelen depremlerin verileri kullanılarak, bölgenin depremselliği ve Stepp analizi yöntemiyle deprem riski çalışılmıştır.

Deprem episantrlarının dağılımından, büyük depremlerin olduğu Kuzey Anadolu Fay zonu boyunca belirgin kümelenme gözlenmiştir. Deprem magnitüd gruplamasıyla, depremlerin zamana göre dağılımlarından her 10 senede kaydedilen magnitüdü 5.4'e kadar olan depremlerin sayılarında dalgalanmalar olmuş ve homojen sayı dağılımı olmadığı tesbit edilmiştir. Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde çalışılan zaman aralığında  $5.0 \leq M \leq 5.4$  magnitüd gruplamasındaki deprem sayılarında 1950'ye kadar her 10 senede bir devamlı artış gözlenmiştir.

Analitik bir çözüm yöntemi olan Stepp analizi, belirli bir magnitüdde meydana gelmiş depremin belirlenmesinde ve aynı magnitüddeki depremin tekrarlanması için geçmesi gereken sürenin bulunmasında kullanılmaktadır. Stepp analiziyle, Kuzey Anadolu Fay zonunda, en büyük magnitüdüleri 5.4 olan depremlerin  $\sigma_1$  değerlerinde çok az bir sapma görülmesine rağmen diğer magnitüd değerlerinde tümüyle kaydedilmiş depremlerin kayıt periyodlarının artmadığı gözlenmiştir. Depremlerin tekrarlanmaları için gereken zaman periyodunda, en büyük magnitüdüleri 4.4 olan depremlerin tekrarlanması için 5-30 yıllık, 4.9 olan depremlerin tekrarlanması için 10-40 yıllık, 5.4 olan depremlerin tekrarlanması için 25-45 yıllık, 5.9 olan depremlerin tekrarlanması için 40-55 yıllık ve 6.0 olan depremlerin tekrarlanması için 25-60 yıllık homojen bir gözlemin yeterli olacağı tesbit edilmiştir.

### ABSTRACT

The spatial and temporal distribution of earthquakes with magnitude of 4.0 and greater occurred in the eastern region of North Anatolian Fault zone between 1900-1990 was showed higher seismic activity. In this study, seismicity of region and seismic risk with Stepp Analysis method were studied using earthquakes which occurred in  $36^\circ 42'E$  and  $39^\circ 41'N$  longitudes in eastern region of North Anatolian Fault zone.

Higher seismic activity was observed throughout the region from the epicenter distributions of earthquakes. There was trend in the fluctuation in the number of earthquakes of magnitude 5.4 from magnitude classes and no homogeneous distribution of earthquakes with  $5.0 \leq M \leq 5.4$  was increased in every 10 years period in eastern region of North Anatolian Fault zone. Stepp's Analysis was used to determine the recurrence rate of a particular magnitude of earthquake and the return period of a same magnitude of earthquake. The discrepancy was observed for earthquakes with a maximum magnitude of 5.4 throughout the North Anatolian Fault zone with Stepp's Analysis while the discrepancy for other magnitude classes was not observed.

It was concluded that, the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 4.4, 5-30 years, the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 4.9, 10-40 years, the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 5.4, 25-45 years, the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 5.9, 40-55 years and the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 6.0, 25-60 years of homogeneous observations were sufficient to establish a stable mean rate.

<sup>(\*)</sup> Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi, ANKARA



## GİRİŞ

Türkiye'nin en aktif deprem kuşağını oluşturan Kuzey Anadolu Fayı yaklaşık 1200 km uzunluğunda olup Karadeniz kıyısına paralel uzanan birçok kırıktan oluşmuş, sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Ketin, 1966). Kuzey Anadolu Fayı'nın sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu olduğu ilk kez 27 Aralık 1939 Erzincan depreminden ve onu izleyen 1942, 1943 ve 1944 depremlerinden sonra anlaşılmıştır (Ketin, 1968; McKenzie, 1972).

Kuzey Anadolu Fay zonu batıda Biga Yarımadası'ndan başlayıp Yenice, Gönen ve Manyas'tan geçerek Bursa ve Yenişehir üzerinden Kargı-Havza dolaylarına kadar uzanmaktadır. Buradan GD'ya kıvrılarak Erzincan üzerinden Karlıova yakınında sol yönlü Karlıova-Bingöl fayını 40°'lik bir açı ile kesmektedir (Ketin, 1969; 1976; 1983). Kuzey Anadolu Fayı tek bir kırık düzlemi olmayıp birbirine paralel veya kademeli faylardan oluşmuş bir fay zonu durumundadır ve belirli bir doğrultuda devam etmeyip bazı bölgelerde daha geniş açılar yaparak bükülmekte ve Van Gölü kuzey kenarından geçerek İran sınırına varmaktadır (Ketin, 1968). Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde oluşan depremlerin odak mekanizmaları üzerinde yapılan çalışmalarda hareketlerin mekanizması sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma şeklinde bulunmuştur (Öcal, 1968; Canitez, 1969; McKenzie, 1972; Alptekin, 1973).

Bu çalışmada, Kuzey Anadolu Fay Zonunun doğu kesiminde, 36°-42°D ve 39°-41° K boylamları ile sınırlı alanda 1900-1990 yılları arasında olmuş M<sub>2.0</sub> olan depremlerin verileri kullanılarak, bölgenin depremselliği ve Stepp Analizi yöntemi ile deprem riski çalışılmıştır. Bunun için deprem parametreleri (oluş tarihi, enlem, boylam, derinlik, magnitüd) değişik kataloglardan derlenmiştir. Bu kataloglar; Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu (Ergin ve diğ., 1967; 1971), Deprem Kataloğu (Shebalin ve diğ., 1974), Türkiye'nin Deprem Kataloğu (Alsan ve diğ., 1975), ISC (International Seismological Centre), ISS (International Seismological Summary), BISC (Bulletin of the International Seismological Centre) ve PDE (Preliminary Determination of Epicenters) dir.

## DEPREMLERİN YEREL DAĞILIMLARI

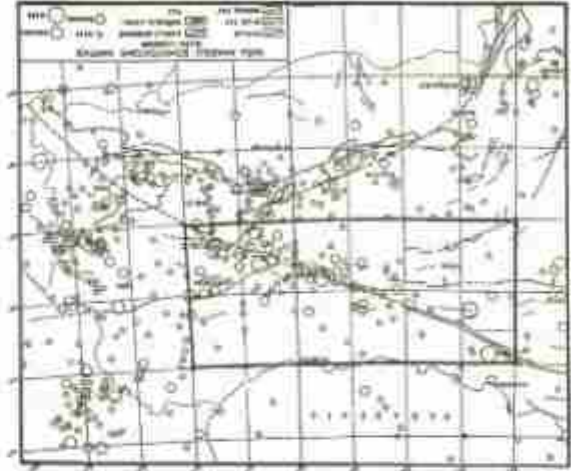
Burada belirtilen kaynaklardan derlenen 1900-1990 yılları arasında olmuş magnitüdü M<sub>2.0</sub> depremlerin parametreleri kullanılarak magnitüde göre episantir haritası hazırlanmıştır. Şekil 1 de görüldüğü gibi, Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde deprem etkinliğinin yoğun olduğu gözlenmektedir.

Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde deprem etkinliğini ortaya koymak için depremlerin zaman içerisindeki dağılımları ve enerji boşalmaları

incelenmiştir. Enerji boşalmalarının hesaplanmasında, Bath (1979) tarafından verilen

$$\text{Log}E = 12.24 + 1.44M \quad (1)$$

enerji formülü kullanılmıştır.

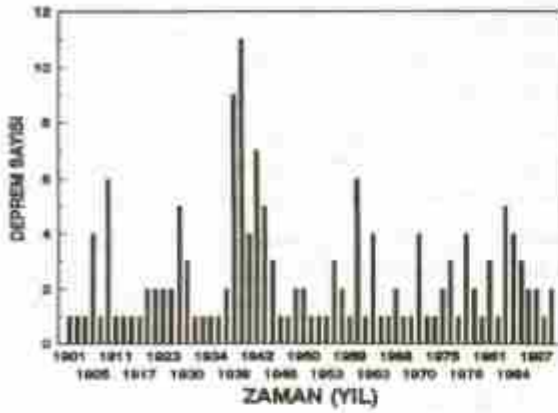


Şekil 1: Depremlerin magnitüdüne göre episantir haritası.

Figure 1: Epicenters of earthquakes and seismotectonic map of Eastern Anatolia and locations of study region.

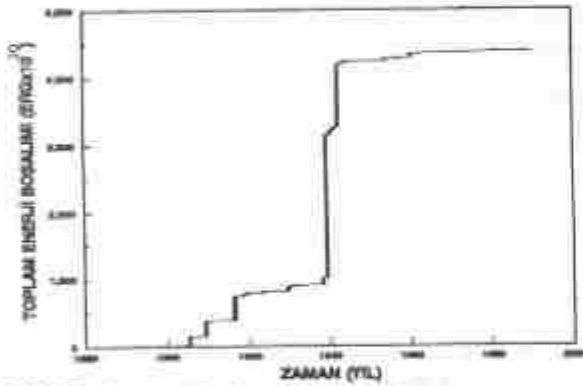
Kuzey Anadolu Fay zonuyla ilgili deprem sayıları grafiği Şekil 2 de gösterilmiştir. Bu grafik incelendiğinde bölgede sürekli bir deprem etkinliği görülmektedir. Bölge için etkinlik 1901 yılında ilk kez başlamış, bu etkinlik 9 Şubat 1909 depremiyle kendini göstermiş, 26 Aralık 1939 ve 2 Ocak 1940 depremleriyle maksimum değere ulaşmıştır. 26 Kasım 1942, 26 Ocak 1960 ve 18 Kasım 1983 depremleriyle deprem sayısı ve deprem etkinliği artmıştır. Bu tarihten itibaren 1990 yılına kadar kısmen durgun bir döneme girmiştir. Şekil 3 de verilen toplam enerji boşalımı grafiği incelendiğinde, belli zaman aralıklarında enerji birikimi olmuş ve bu birikim belli tarihlerde büyük magnitüdü depremlerle açığa çıkmıştır. Bu bölgede biriken enerji, sırasıyla 4 Aralık 1905 (M=5.9), 9 Şubat 1909 (M=5.8), 24 Ocak 1916 (M=6.2) ve 26 Aralık 1939 (M=7.1) Erzincan depremiyle açığa çıkmıştır. Daha sonra 2 Aralık 1942 (M=6.3) depremiyle tekrar enerji boşalımı olmuştur. Şekil 3'ün incelenmesiyle 24 Nisan 1960 (M=5.5) depremiyle yine enerji boşalımı olmuş ve daha sonra durgunluk dönemine girmiştir. Toplam enerji boşalımı  $4379.38 \times 10^{20}$  erg olarak hesaplanmış ve 1990 yılının sonuna kadar küçük magnitüdü depremlerle enerji boşalımı devam etmiştir.





Şekil 2: Kuzey Anadolu Fay zonu'nun doğu kısmında yıllara göre deprem sayıları.

Figure 2: Annual numbers of all earthquakes in eastern part of North Anatolian Fault zone.



Şekil 3: Toplam enerji bozulmasının zamanla değişimi.

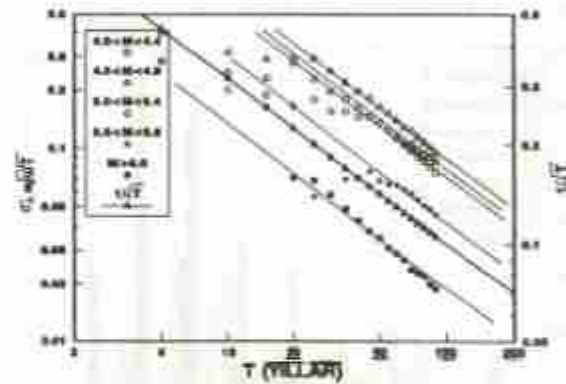
Figure 3: Release of accumulated energy with time.

## STEPP ANALİZİ

Deprem oluşumlarının veya tekrar olma riskinin dönüşüm periyodlarının belirlenmesi, sismik çalışma yapılan veya sismik aktivitesi halen devam eden bölgeler için çok önemlidir. Dönüşüm periyodlarının belirlenmesinde kullanılan birçok istatistiksel çalışma neticesinde deprem oluşumları ve deprem olma riski ile ilgili farklı sonuçlar elde edilmiştir. Stepp analizi, analitik çözüm yöntemidir (Stepp, 1971) ve belirli bir magnitüde meydana gelmiş depremin belirlenmesinde "oluşabilmeyi" tesbit etmek için kullanılmaktadır. Stepp(1971) bir depremin oluşabilme oranı  $\lambda(M)=N(M)$  olarak modellenmiş (5 ayrı gruptaki M magnitüdü N tane depremin) ve T zaman periyodunda  $\lambda(M)$ 'in varyansı  $\sigma^2\lambda$ ,  $\lambda/T$ 'ye eşit olduğunu belirtmiştir. Burada,  $\sigma\lambda$  ile  $1/\sqrt{T}$  grafiksel anlatımda birbirlerine paraleldirler ve aralarında farklılıklar, eğer kısa zaman aralıkları  $\lambda(M)$  ortalamasının iyi bir tahminini sağlayacak kadar uzun değilse veya bu kısa zaman

aralıklarında meydana gelmiş deprem verilerinde eksiklikler varsa, meydana gelmektedirler (Makropoulos ve Burton, 1981).

5 magnitüd gruplaması için elde edilen oluşabilme grafiği Şekil 4 de gösterilmiştir. Bu grafik için kullanılan  $\sigma_\lambda$  değerlerinin hesaplamaları Çizelge 1 de, Stepp analizinin neticesinde, çalışılan bölgede elde edilen sonuçlar Çizelge 2 de verilmiştir. 90 yıllık süre içerisinde 5'şer yıllık zaman aralıklarında  $\sigma_\lambda$ 'nın değerlerinden şunları çıkartabiliriz. En büyük magnitüdü 4.4 olan depremlerin oluşabilmesi için 5-30 yıllık bir gözlem yeterli olmaktadır. En büyük magnitüdü 4.9, 5.4, 5.9 ve 6.0 olan depremler için 10-40 yıllık, 25-45 yıllık, 40-55 yıllık ve 25-60 yıllık sürelerin geçmesi gerekmektedir.



Şekil 4: Oluşabilme testinde  $\sigma_\lambda$  'in zamanla değişimi

Figure 4: Completeness test of  $\sigma_\lambda$  with time.

Grup	M	T	$\lambda$	$\sigma_\lambda$	$\lambda/T$	$\sigma_\lambda^2$	$\lambda/T$	$\sigma_\lambda^2$
1	4.4	5-10	0.05	0.02	0.01	0.0004	0.01	0.0004
2	4.9	10-20	0.02	0.01	0.002	0.0001	0.002	0.0001
3	5.4	25-45	0.01	0.005	0.0002	0.000025	0.0002	0.000025
4	5.9	40-55	0.005	0.0025	0.0001	0.00000625	0.0001	0.00000625
5	6.0	25-60	0.005	0.0025	0.0001	0.00000625	0.0001	0.00000625

Çizelge 1: Stepp analizinde hesaplanan parametreler.

Table 1: Calculated parameters in Stepp's Analysis.

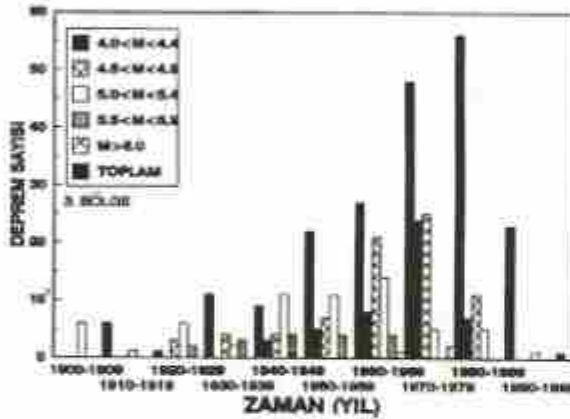
Magnitüd grupları	Kısa ve orta uzunluklu depremlerin sıklığı (yıllık)	En büyük depremin oluşabilme periyodu
4.0-4.4	5-20	45 (1890-1940)
4.5-4.9	10-40	55 (1890-1945)
5.0-5.4	25-45	65 (1890-1955)
5.5-5.9	40-55	70 (1890-1960)
6.0-6.5	25-60	80 (1890-1970)

Çizelge 2: Oluşabilme testinin sonuçları.

Table 2: Result of a test of completeness.

Şekil 4 den görüldüğü gibi oluşabilme grafiği incelendiğinde  $\sigma_1$  değerlerinin,  $1/\sqrt{T}$  davranışından sapmaları en büyük deprem magnitüdüleri 5.4 olan magnitüd gruplamasında gözlenmektedir. En büyük magnitüdüleri 5.4 olan depremlerin yetersiz veriden,  $\sigma_2$  değerlerinin  $1/\sqrt{T}$  davranışından sapmasında, her magnitüd gruplamasında aynı zamanda meydana gelmesi gereklidir. Bu durum farklı zamanlarda meydana geldiği için, bu sapmanın nedeninin eksik veriden olduğu kolayca gözlenmektedir.

Deprem magnitüd gruplamasında depremlerin zamana göre dağılımları Şekil 5 de gösterilmiştir. Bu şekil incelendiğinde, her 10 senede kaydedilen magnitüdü 5.4'e kadar olan depremlerin sayılarında dalgalanmalar mevcuttur ve homojen sayı dağılımı yoktur. Bu nedenle bu gruptaki depremlerin kataloglarda yeterli miktarda kayıtlarının olmadığı gözlenmiştir.



Şekil 5: Magnitüd gruplamasıyla depremlerin zamana göre dağılımları.

Figure 5: Distribution of earthquakes with grouped of magnitude.

## SONUÇLAR

Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde, deprem etkinliğinin sürekli olarak devam ettiği ve büyük magnitüdü depremlerle enerji boşalımının olduğu, sismik aktivitenin büyük magnitüdü depremlerden sonra azaldığı tesbit edilmiştir.

Çalışılan bölgede,  $1/\sqrt{T}$  nin grafiksel davranışında paralellik elde edilmiş ve  $\sigma_1$  değerlerinin  $1/\sqrt{T}$  'ye göre çizilen grafiğinde paralel olan davranış bazı magnitüd gruplamaları için sapmalar göstermiştir. En büyük magnitüdüleri 4.4 olan depremlerin tekrarlanması için 5-30 yıllık bir gözlemin yeterli olacağı tesbit edilmiştir. Aynı şekilde, magnitüdüleri 4.9, 5.4, 5.9 ve 6.0 olan

depremler için 10-40 yıllık, 25-45 yıllık, 40-55 yıllık ve 25-60 yıllık sürelerde kayıt yapılması gerekmektedir. En büyük magnitüdüleri 5.4 olan depremlerin, her büyüklüğünde, rapor edilen depremlerin periyodu fazlaştıkça  $\sigma_1$  değerlerinin,  $1/\sqrt{T}$  davranışından saptığı gözlenmiştir. Bu sapma olayının nedeni ise depremlerin yüksek frekanslarda kaydedilmesidir.

Deprem magnitüd gruplamasıyla, her 10 senede kaydedilen magnitüdü 5.4'e kadar olan depremlerin sayılarında dalgalanmalar olmuş ve bu gruptaki depremlerin kataloglarda yeterli miktarda kayıtlarının olmadığı tesbit edilmiştir.

## KAYNAKLAR

- Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanism of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications: Ph.D. Thesis, New Mexico Inst. of Mining and Tech., Socorro, New Mexico.
- Altun, E., Tezcan, L. and Bath, M., 1975, An earthquake catalogue for Turkey for the interval 1913-1970. Report No. 7-75, Kandilli Rasathanesi, İstanbul.
- Bath, M., 1979, Introduction to Seismology, 478 sayfa.
- Canitez, N., 1969, Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri gerilme dağılımları: İ.T.Ü. Maden Fak. yayını, İstanbul.
- Erdik, M.Ö. ve Marthor, S.K., 1980, M.E.T.Ü. Report No:4.
- Ergin, K., Uz, Z. ve Güçlü, U., 1967, Türkiye ve civarında deprem kataloğu (M.S. 11 yılından 1964 zamana kadar), İ.T.Ü. Maden Fak. Arz Fizik Enst. Yayını, 24.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Akbay, G., 1971, Türkiye ve dolaylarının deprem kataloğu (1965-1970): İ.T.Ü. Maden Fak. Arz Fizik Enst. Yayını, 28, 93ss.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birimleri: M.T.A. Dergisi, 66, 29-34.
- Ketin, İ., 1968, Türkiye'nin tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler: M.T.A. Dergisi, 71, 129-134.
- Ketin, İ., 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında: M.T.A. Dergisi, 72, 1-25.
- Ketin, İ., 1976, San Andreas ve Kuzey Anadolu faylarının karşılaştırılması: T.J.K. Bul., 19, 149-154.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye jeolojine genel bakış: İ.T.Ü. yayını.
- Makropoulos, K.C. and Burton, P.W., 1981, A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas: Geophys. J. R. Astr. Soc., 65, 741-762.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of Mediterranean region: Geophysics, 18, 1-32.
- Öcal, N., 1968, 1938-1955 yılları arasında Anadolu'da yıkılan bazı şiddetli zلزهlerde faylanma doğrultuları, M.E.H. Kandilli Rasathanesi, Sismoloji Yayınları, No.12, İstanbul.
- Shebalin, N.V., Karnik, V. and Hadzievski, D., 1974, Editors Catalogue of earthquakes, Part I, 1901-1970, and Part U, prior to 1901, UNESCO Publ., Skopje.
- Stepp, J.C., 1971, An investigation of earthquake risk in the Puget Sound area by use of the type I distribution of largest extremes, Ph.D. Thesis, Pennsylvania State University, 131 pp.



# DOĞU ANADOLU'DA SİSMİK AKTİVİTE GÖÇÜNÜN İNCELENMESİ

## Investigation of the Migration of Seismic Activity in the Eastern Anatolia.

Günruh BAĞCI\*

### ÖZET

Sığ ve derin odaklı depremlerin sismik aktiviteleri arasında zamana bağlı bir ilişkinin bulunması nedeniyle bu çalışmada, büyük magnitudlü sığ odaklı depremlerden önce ve sonra derin odaklı sismik aktivitenin artması ve zamana bağlı olarak sismik aktivitenin sığ odak derinliklerinden daha derin odak derinliklerine doğru göç etmesi incelenerek, Doğu Anadolu Bölgesi'nin sismik aktivitesi ve sismik aktivite göçü çalışılmıştır.

Doğu Anadolu Bölgesi'nde, sığ odaklı ( $h < 33$  km) büyük magnitudlü depremlerde sismik aktivitenin arttığı, bu artıştan önce uzun zaman aralıklarında sismik aktivitenin, sismik enerji birikebilmesi için azaldığı gözlenmiştir. Ayrıca, her büyük magnitudlü depremden sonra sismik aktivitede azalma gözlenmiştir.

Bölgenin sismik aktivitesinin incelenmesinde, odak derinlikleri 33 km'den az ve 33 km'den daha büyük olan derinliklerde meydana gelmiş depremlerin magnitudlerinin zamana göre dağılımları incelenmiştir. Odak derinliği büyük ( $h > 33$  km) olan depremler incelendiğinde, büyük magnitudlü bir depremden önce uzun süre ile sismik aktivitenin azaldığı ve arkasından büyük magnitudlü bir depremin oluşarak sismik aktivitenin arttığı gözlenmiştir. Sismik aktivite göçünde doğrusal bir davranış gözlenmiş ve buradan göç hızının bölgede 4 km/yıl - 15 km/yıl arasında değiştiği bulunmuştur.

### ABSTRACT

In this study, seismic activity and migration of seismic activity of East Anatolia were studied to investigate the increase of deep seismic activity before and after a great shallow earthquake and migration of seismic activity from a shallow to a deep region due to relationships between seismic activities of shallow and deep earthquakes.

In East Anatolia, shallow great earthquakes ( $h < 33$  km) were increased seismic activity, before that, seismic activity was decreased to accumulate the seismic energy in long time intervals. In addition to, after great magnitude earthquake, it was observed that seismic activity decreased.

Space-time distribution of earthquakes which occurred in shallow ( $h < 33$  km) and deep ( $h > 33$  km) depths were investigated to determine seismic activity of the region. For deep earthquakes ( $h > 33$  km), seismic activity decreased before great magnitude earthquake. Linear trend of seismic activity was observed and the seismic activity migrated at the rate of 4 km/year-15 km/year along the seismic zone.

### GİRİŞ

Depremlerin zaman ve yerel dağılımları, yer kabuğunda ve üst mantoda oluşan dinamik ve tektonik olayların oluşumu hakkında önemli sonuçlar vermektedir (Fedotov, 1965; Sykes, 1971; Mogi, 1987). Sismik göç ile ilgili çalışmalar Japonya'da, Alaska ve Filipinler'de araştırmacılar tarafından gözlenmiştir (Richter, 1958; Mogi, 1968; Kelleher, 1970; Makropoulos ve Burton, 1984; Yoshida, 1988). Daha önceki çalışmalardan gözlemlendiği gibi sığ ve derin odaklı depremlerin sismik aktiviteleri arasında zamana bağlı olarak bir ilişki beklenmektedir.

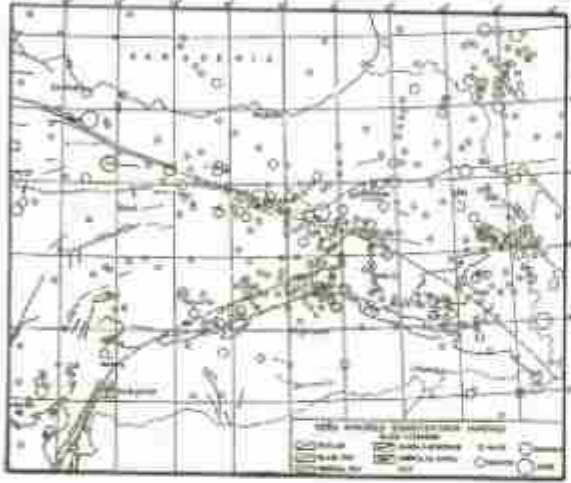
Bu çalışmada: (1) büyük magnitudlü sığ odaklı depremlerden önce ve sonra derin odaklı sismik aktivitenin artması (2) zamana bağlı olarak sismik aktivitenin sığ odak derinliklerinden daha derin odak derinliklerine doğru göç etmesi incelenerek Doğu Anadolu Bölgesi'nin sismik aktivitesi ve sismik aktivite göçü çalışılmıştır.

Doğu Anadolu, Afrika, Arabistan ve Anadolu plakalarının denetiminde olan hareketli ve karmaşık bir bölgedir. Bugüne kadar bölge ile ilgili çeşitli araştırmalar yapılmıştır. Bu çalışmada Doğu Anadolu ve çevresinde  $35^{\circ}$ - $44^{\circ}$ K ve  $34^{\circ}$ - $46^{\circ}$ D coğrafi koordinatları

\* Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi, ANKARA

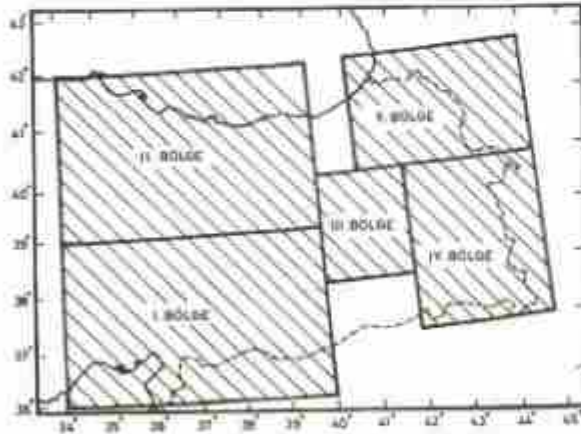


arasında kalan bölgede 1900-1990 yılları arasında oluşan, magnitüdüleri  $M \geq 4.0$ , ön sarsıntılar ve ard sarsıntılar dahil tüm depremlere ait veriler kullanılmıştır. Şekil 1 de sismotektonik haritası verilen Doğu Anadolu ve çevresi beş bölgeye ayrılmıştır. Bunun için 1900-1990 yılları arasında magnitüdüleri  $M \geq 4.0$  olan depremlerin episantur haritalarından yararlanılmıştır. Deprem etkinliğinin yoğun olduğu ve bölgelerin tektonik özellikleri gözönüne alınarak, bölge sınırlarının episanturların en az bulunduğu yerlerden geçirilmesine dikkat edilmiştir. Seçilen bölgelerin sınırları Şekil 2 de gösterilmiştir.



Şekil 1: Doğu Anadolu'nun sismotektonik haritası.

Figure 1: Sismotectonic map of Eastern Anadolıa.



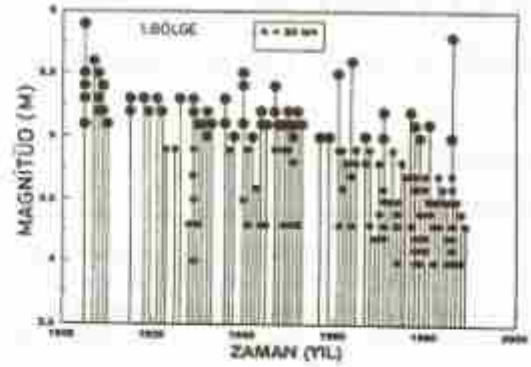
Şekil 2: Seçilen bölgelerin bulduarı haritası.

Figure 2: Location map of studies regions.

## DOĞU ANADOLU'DA SİSMİK AKTİVİTE

Bölgenin sismik aktivitesinin incelenmesinde, seçilen bölgelerden I. Bölgede 33 km'den az ve 33 km'den büyük olan derinliklerde meydana gelmiş depremlerin

magnitüdülerinin zamana göre dağılımları Şekil 3 de gösterilmiştir.

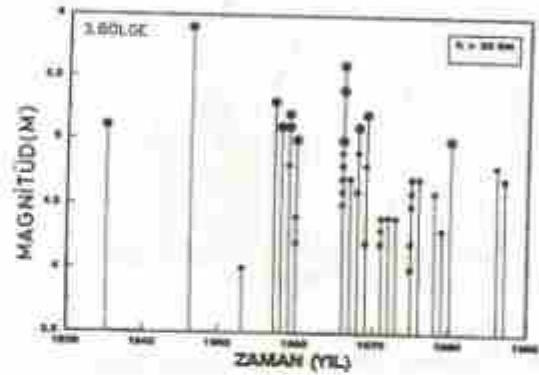
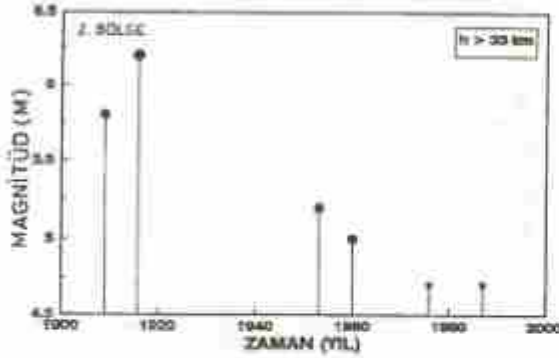
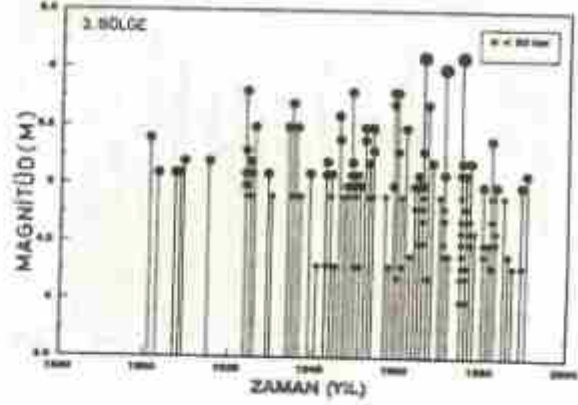
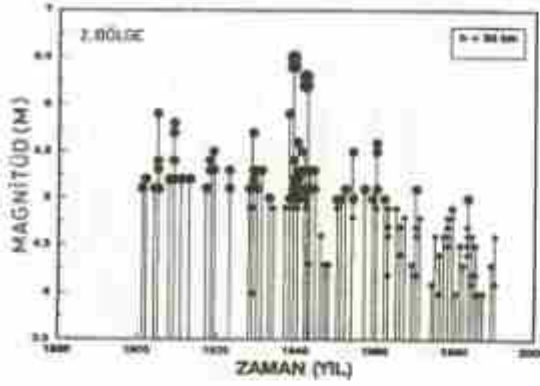


Şekil 3: I. Bölge deprem magnitüdülerinin zamana göre dağılımları.

Figure 3: Distribution of magnitudes of magnitudes with time (I. Region).

I. Bölgede, 1930 yılına kadar sismik aktivite sabit kalmıy ve büyük magnitüdü depremler olmuştur. 1940 yılından sonra sismik aktivitede magnitüd olarak azalma gözlenmiştir. 1961 yılında sismik aktivite kısa süreli artmış ve 1964 yılına kadar sismik aktivite artmamış, tekrar azalarak 1986 yılına kadar sabit kalmıştır. 5 Mayıs 1986 yılında Doğanşehir depremi 4 km odak derinliğinde  $M=5.8$  magnitüdüde olmuştur. 2. Bölgenin magnitüdülerinin zamana göre dağılımları Şekil 4'de verilmiştir.

Sığ odak derinlikli depremlerle, 26 Aralık 1939 Erzincan depremiyle sismik aktivite artmıştır. Ayrıca, 26 Kasım 1942,  $M=6.3$  ve 20 Aralık 1942,  $M=6.2$  depremleriyle sismik aktivitedeki artış devam etmiştir. Moji (1987)'nin çalışmasında belirttiği gibi, büyük magnitüdü bir depremin oluşmasından önce sismik aktivite de devamı bir azalma olmaktadır.



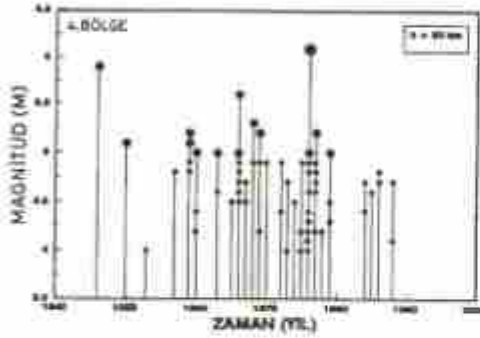
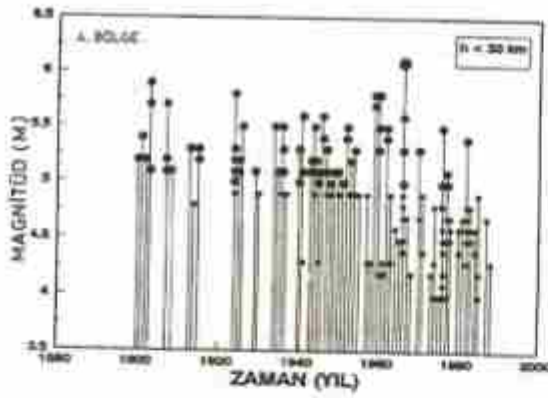
Şekil 4: 2. Bölge deprem magnitüdlerinin zamana göre dağılımları.  
Figure 4: Distributions of magnitudes with time (2. Region).

Şekil 5: 3. Bölge deprem magnitüdlerinin zamana göre dağılımları.  
Figure 5: Distributions of magnitudes with time (3. Region).

1. ve 2. inci bölgelerde, derin odaklı depremlerle sismik aktivitede azalma gözlenmiştir. Bu bölgelerde derin odaklı büyük magnitudlü deprem olmadığından sismik aktivitenin davranışı derin odaklı depremlerden önce ve sonra incelenememiştir. 3. Bölge de, magnitüdlarin zaman içerisindeki dağılımları Şekil 5' de verilmiştir.

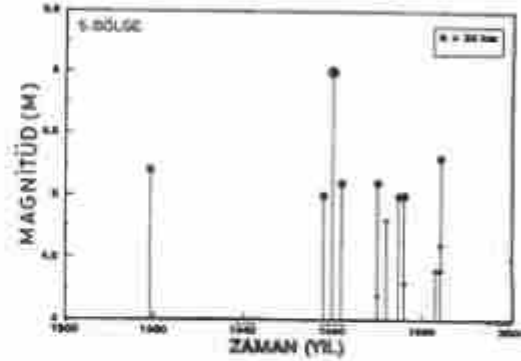
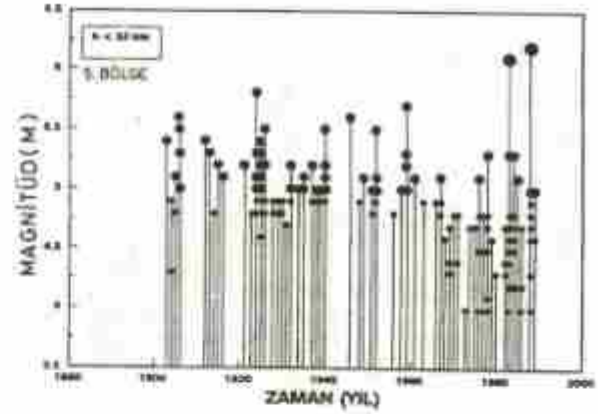
7 Mart 1966 tarihinde olan  $M=5.6$  magnitudündeki Varto depremine kadar sismik aktivite fazla artmadan sabit kalmıştır. Bu tarihte sismik aktivitede artış gözlenirken, 19 Ağustos 1966,  $M=6.1$  magnitudündeki diğer Varto depremiyle daha da artmıştır. Bu sismik aktivite artışından sonra 22 Mayıs 1971, Bingöl depremine ( $M=6.0$ ) kadar sismik aktivitede azalma gözlenmiş ve bu tarihten itibaren sismik aktivite tekrar artmıştır. Bu artış devam ederek 6 Eylül 1975, Lice depreminden sonra, sismik aktivitede inceleme süresinin sonuna kadar azalma gözlenmiştir.

Aynı bölgede 31 Mayıs 1946 tarihinde  $M=5.9$  magnitudündeki depremin 60 km odak derinliğinde olmasından sonra sismik aktivite azalmış ve 7 Temmuz 1957 tarihinde  $M=5.3$  magnitudünde 60 km odak derinliğindeki depremlerle tekrar artmıştır. Bu tarihten sonra, 7 Mart 1966 tarihinde olan  $M=5.8$  magnitudündeki Varto depremiyle tekrar artmış ve bu depremden sonra sismik aktivitenin azaldığı gözlenmiştir. 4. Bölge de, Şekil 6'da verilen magnitud-zaman davranışı incelendiğinde, sismik aktivite 24 Kasım 1976 Çaldıran depremine ( $M=6.1$ ) kadar sabit kalmış ve bu depremlerle artış göstermiştir. Bu depremden sonra sismik aktivite azalmaya devam etmiştir. 5. bölge de magnitüdlarin zaman içerisindeki dağılımları Şekil 7 de verilmiştir.



Şekil 6: 4. Bölge deprem magnitüdlerinin zamana göre dağılımları.  
Figure 6: Distributions of magnitudes with time (4. Region).

Küçük magnitüdü depremlerden dolayı sismik aktivite 1959 yılına kadar fazla artmayarak sabit kalmıştır. 20 Mayıs 1959 tarihinde  $M=5.7$  magnitüdü Batum civarında olan depremle sismik aktivite biraz artmıştır. Sismik aktivitedeki bu artış 15 Nisan 1960 tarihinde  $M=6.1$  magnitüdü Horosan-Narman depremine kadar devam etmiştir. Bu depremle sismik aktivite tekrar artmış ve Kafkaslar Bölgesi'nde 7 aralık 1988 tarihinde olan  $M=6.2$  magnitüdü depremle bu artış sürmüştür. Yine bu depremden sonra sismik aktivite azalmaya başlamıştır. bu bölgede 20 Mayıs 1959 tarihinde Batum civarında olan depreme kadar derin odaklı depremlerden sadece iki veri mevcut olduğundan ve bunlara göre sismik aktivite fazla azalmamış, 20 Mayıs 1959 depremiyle ( $M=6.0$ ) sismik aktivite artmıştır. Bütün bu sonuçlardan, Doğu Anadolu Bölgesi'nde sığ odaklı ( $h < 33$  km) büyük magnitüdü depremlerde sismik aktivitenin arttığı, bu artıştan önce uzun zaman aralıklarında sismik aktivitede, sismik enerji birikebilmesi için azaldığı gözlenmektedir. Aynı şekilde, derin odaklı ( $h > 33$  km) depremlerde de, büyük magnitüdü bir depremden önce uzun süre ile sismik



Şekil 7: 5. Bölge deprem magnitüdlerinin zamana göre dağılımları.  
Figure 7: Distributions of magnitudes with time (5. Region).

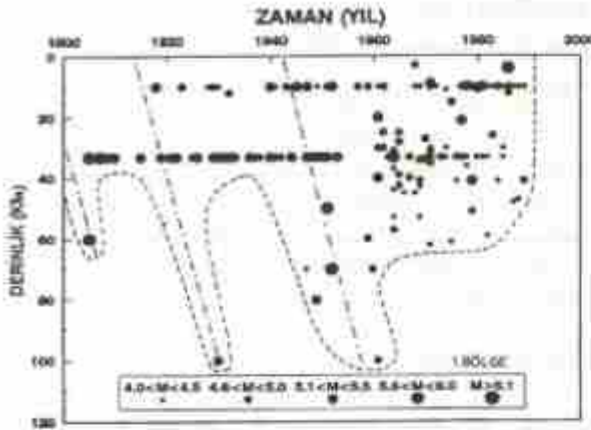
aktivitenin azaldığı ve arkasından büyük magnitüdü bir depremin oluşarak sismik aktivitenin arttığı gözlenmiştir.

### SİSMİK AKTİVİTE GÖÇÜ

Sismik aktivite göçünün incelenmesinde, çalışılan Doğu Anadolu Bölgesi'nde seçilmiş olan 5 bölge için gruplandırılmış depremlerin magnitüdülerinin odak derinliklerinin zamana göre dağılımları Şekil 8'de gösterilmiştir.

1. Bölgede, 1905 yılından 1930 yılına kadar sismik aktivite sığ odak derinliklerinde göç ederek daha derinlere gitmiştir. 1. Bölge depremleri, derinlik zaman grafiği bazı zamanlarda doğrusal bir davranış göstermektedir. Bundan, derin odaklı sismik zon boyunca, sismik aktivitenin göç hızı 10 km/yıl olarak bulunmuştur. Ayrıca, 1905 yılı civarında sismik aktivite göçü olduğu görülmesine rağmen daha önceki yıllarda yeterli deprem verisi mevcut olmadığından, sadece sismik aktivite göçünün burada olduğu söylenebilmektedir.



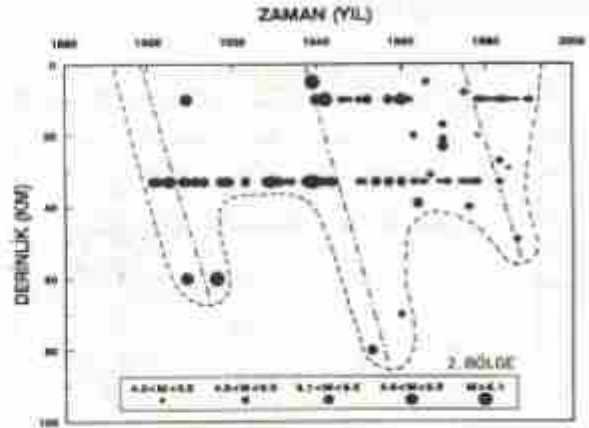


Sekil 8: 1. Bölge deprem odak derinliklerinin zamana göre dağılımları.

Figure 8: Focal depths of earthquakes as a function of time (1. Region).

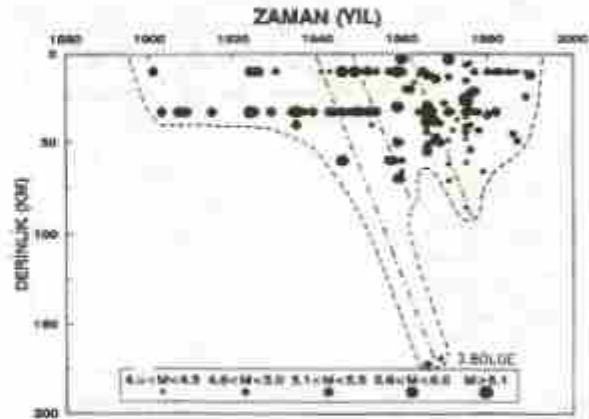
2. Bölgenin derinlik-zaman grafiği incelendiğinde, 1900-1920 ve 1940-1960 yılları arasında sismik aktivite güçlü yine doğrusal bir davranış göstermektedir. 1920 yılına kadar, 60 km derinliğe kadar olan sismik aktivite güçlüden sonra 26 Aralık 1939 Erzincan depremiyle ( $M=7.1$ ) sismik aktivite daha sığ odak derinliklerinde kendisini göstermiştir. Erzincan depreminden sonra sismik aktivite hızla derinlere doğru geçmiştir. En derin odak derinliğine 1953 yılında ulaşmıştır. Bu bölgede, 1959 yılında olan büyük magnitüdü bir depremden sonra sismik aktivite yine derinlere doğru geçmiştir ve derin sismik zon boyunca sismik aktivite güçlünün hızı 4 km/yıl olarak bulunmuştur. 3. Bölgede, 1940 yılına kadar sismik aktivite sığ odak derinliklerine geçmiştir. 1960 yılından itibaren 1970 yılına kadar sismik aktivite sığ odak derinliklerinden derin odak derinliklerine doğru tekrar geçmiştir. Bu bölgede de sismik aktivite güçlünde yine doğrusal bir davranış gözlenmiştir. Aynı şekilde 1960 yılından sonra 6 Eylül 1975 Lice depremiyle ( $M=5.9$ ) 26 km derinlikte sismik aktivite sığ odak derinliğine geçmiştir. Bu bölge için, sismik aktivite güçlünün hızı 15 km/yıl olarak bulunmuştur. 4. Bölgede 1930 yılına kadar sığ odak derinliklerinde geç eden sismik aktivite, farklı zamanlarda yine derin odak derinliklerine geç etmiş ve doğrusal bir davranış göstermiştir. 24 Kasım 1976 tarihinde olan  $M=6.1$  magnitüdüdeki Çaldıran depreminden sonra sismik aktivite yine 37 km olan odak derinliğinden daha derin odak derinliklerine doğru geçmeye başlamıştır. Sismik aktivite güçlünün hızı 4 km/yıl olarak bulunmuştur. 5. Bölgede 1960 yılına kadar sismik aktivite sığ odak derinliklerinde ( $h<33$  km) geç ederken 20 Mayıs 1959 tarihinde  $M=6.0$  magnitüdüdeki depremin 30 km derinlikte olmasından sonra, sismik aktivite daha derine doğru geçmeye başlamıştır. Sismik aktivite güçlünün hızı 15 km/yıl olurken, en derin odak derinliği olan 150 km'ye

ulaşmıştır. 30 Ekim 1983 tarihinde  $M=6.0$  magnitüdüdeki depremin 14 km odak derinliğinde olmasıyla, sismik aktivite sığ odak derinliğine yönelmiştir. Bu tarihten itibaren sismik aktivite tekrar derinlere doğru geçmeye başlamıştır.



Sekil 9: 2. Bölge deprem odak derinliklerinin zamana göre dağılımları.

Figure 9: Focal depths of earthquakes as a function of time (2. Region).



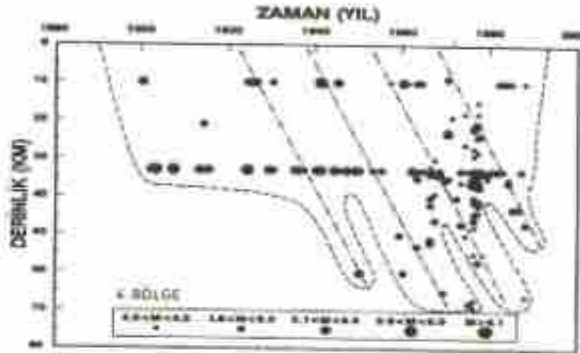
Sekil 10: 3. Bölge deprem odak derinliklerinin zamana göre dağılımları.

Figure 10: Focal depths of earthquakes as a function of time (3. Region).

## SONUÇLAR

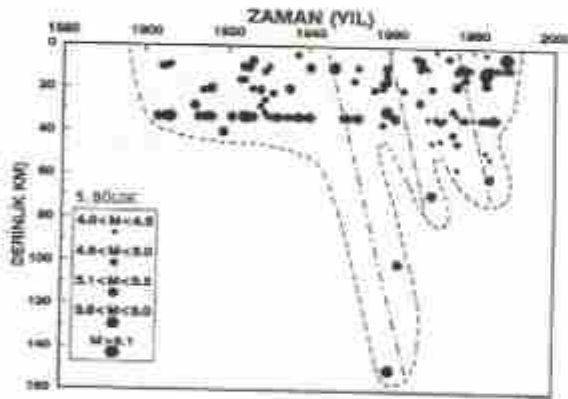
Doğu Anadolu'da sığ odaklı büyük magnitüdü depremlerden sonra sismik aktivitenin artmasıyla, bu artıştan önce uzun zaman aralıklarında sismik aktivitede, sismik enerjinin birikebilmesi için azalma görülmüştür. Derin odaklı depremler de de, büyük magnitüdü bir depremden önce uzun süre ile sismik aktivitenin azalması ve arkasından büyük magnitüdü bir depremin oluşarak sismik aktivitenin yine arttığı gözlenmiştir. Ayrıca, sismik aktivite sığ odak

derinliklerinden derin odak derinliklerine doğru dereceli olarak göç etmiştir. En derin odak derinliğine ulaştığında büyük magnitudü bir depremin olmasına neden olmuştur. Doğu Anadolu'da sismik aktivite göçünün incelenmesiyle, derin odaklı sismik zon boyunca, sismik aktivite hızının 4 km/yıl - 15 km/yıl arasında değiştiği bulunmuştur.



Sekil 11: 4. Bölge deprem odak derinliklerinin zamana göre dağılımları.

Figure 11: Focal depths of earthquakes at a function of time (4. Region).



Sekil 12: 5. Bölge deprem odak derinliklerinin zamana göre dağılımları.

Figure 12: Focal depths of earthquakes at a function of time (5. Region).

## KAYNAKLAR

- Erdik, K. and Marthor, S.K., 1988, M.E.T.U. Raporu No:4.
- Fedorov, S.A., 1965, Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile Islands and northeastern Japan: *Tr. Inst. Fiz. Zemli. akad. Nauk. USSR.*, 36, 66-92.
- Kelleher, J.A., 1970, Space-time seismicity of the Alaska-Aleutian seismic zone: *J. Geophys. Res.*, 75, 3745-3750.
- Makropoulos, K.C. and Burton, P.W., 1984, Greek tectonics and seismicity: *Tectonophysics*, 106, 275-304.
- Mogi, K., 1968, Sequential occurrence of recent great earthquakes: 2. *Phys. Earth*, 16, 30-36.
- Mogi, K., 1973, Relationship between shallow and deep seismicity in the Western Pacific region: *Tectonophysics*, 17, 1-22.
- Mogi, K., 1987, Recent seismic activity in the Tokai (Japan) region where a large earthquake is expected in the near future: *Tectonophysics*, 138, 255-268.
- Mogi, K., 1987, Precursory seismic activity before the 1944 Tonankai (Japan) earthquake: focusing on the downward migration of seismic activity: *Tectonophysics*, 139, 205-221.
- Richter, C.F., 1958, *Elementary Seismology*: W.H. Freeman and Co., San Francisco, 760p.
- Sykes, Z.R., 1971, Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians: *J. Geophys. Res.*, 72, 3847-3858.
- Yoshida, A., 1988, Migration of seismic activity along intraplate seismic belts in the Japanese Islands: *Tectonophysics*, 145, S7-S9.

# GÜNEYDOĞU ANADOLU BİNDİRME ZONUNDA DEPREM OLUŞUMLARININ GUMBEL EXTREM DAĞILIMI İLE İNCELENMESİ

## Investigation of the Earthquake Occurrences within the Southeast Anatolia Thrust Zone by Gumbel Extreme Distribution

Günruh BAĞCI<sup>(\*)</sup>

### ÖZET

Bu çalışmada, 1900-1990 yılları arasında Güneydoğu Anadolu Bindirme zonunda olan depremlerin verileri Gumbel Extrem Değerler dağılımı esas alınarak incelenmiş ve sismik risk değerleri hesaplanmıştır. Gumbel I'in [A ve B], Gumbel III' ün [W, U ve K] parametreleri, Newton-Raphson yönteminin *ln* fonksiyonunun nümerik olarak maksimize edilmesinde en büyük olasılık tekniğinin kullanılmasıyla tesbit edilmiştir.

Gumbel I olasılık dağılımından, Güneydoğu Anadolu Bindirme zonunda, M=6.0 olan depremin 50 yıllık süre içerisinde olma olasılığı %76, 100 yıllık süre içerisindeki olma olasılığı ise % 94 olarak tesbit edilmiştir. M=6.0 olan depremin tekrarlanması için dönüş periyodu yaklaşık 17.5 yıl olarak bulunmuştur. Gumbel III olasılık dağılımından ise M=6.0 olan depremin 50 ve 100 yıllık süreler içerisinde olma olasılığı çok yüksek olup, bu depremin tekrarlanması için dönüş periyodu 21.7 yıl olarak bulunmuştur.

### ABSTRACT

In this study, earthquakes which occurred in the Southeast Anatolian Thrust zone between 1900-1990 were used to estimate seismic risk parameters from Extreme Value Distribution. The Gumbel I [A and B] and Gumbel III [W, U and K] parameters are determined utilizing the maximum likelihood technique by numerical maximization of the *ln* function employing the Newton-Raphson procedure.

From Gumbel I distribution, probability of occurrence of M=6.0 earthquake in 50 years period was obtained as 76 percentage while probability of occurrence of same earthquake in 100 years period was obtained as 94 percentage. The return period for earthquake M=6.0 was found as 17.5 years. From Gumbel III distribution, the probability of occurrence of M=6.0 earthquake in 50 and 100 years period was obtained in higher percentages and the return period was found as 21.7 years.

### GİRİŞ

Deprem oluşumlarının veya tekrar olma riskinin dönüşüm periyodlarının belirlenmesi, sismik risk çalışması yapılan ve sismik aktivitesi yüksek olan bölgeler için çok önemlidir. Dönüşüm periyodlarının belirlenmesinde kullanılan birçok istatistiksel çalışma neticesinde deprem oluşumları ve deprem olma riski ile ilgili sonuçlar elde edilmektedir.

Depremlerin zamana göre oluşumları rassal bir süreç olarak tanımlanmaktadır. Geçmişte gözlenen depremlerle ilgili verilere dayanarak, gelecekte olacak depremlerin tahmini istatistik modellerle ifade edilebilmektedir. Bu çalışmada, 1990-1990 yılları arasında Güneydoğu Anadolu Bindirme zonunda olmuş

olan depremlerin verileri Gumbel ve Extrem değerler Dağılımı kullanılarak çalışılmış ve seçilen bölge için sismik risk değerleri bulunmuştur.

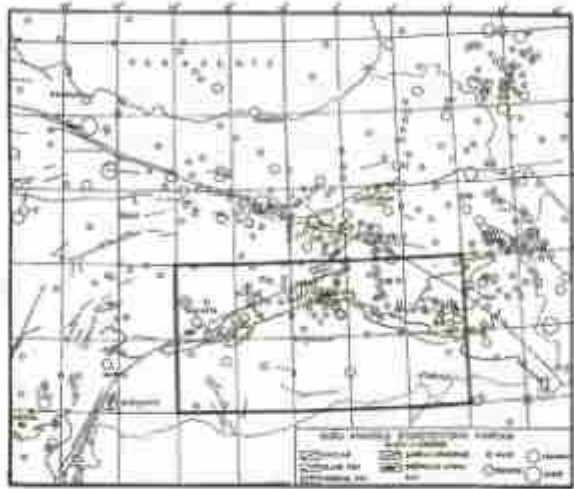
### GÜNEYDOĞU ANADOLU BİNDİRME ZONUNUN SİSMOTEKTONİĞİ

Türkiye, yeryüzünde en önemli iki deprem kuşağından biri olan Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde yer almaktadır. Güneydoğu Anadolu Bindirme zonu depremselliği ile belirginleşen önemli sismotektonik yapılardan biridir. Şekil 1'de verilen sismotektonik haritada görüldüğü gibi depremlerin yerel dağılımları incelendiğinde episantrların önemli tektonik yapılardan bir olan Güneydoğu Anadolu Bindirme üzerinde yer

<sup>(\*)</sup> Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi, ANKARA



aldığı ve bu tektonik yapıya paralel olarak yoğunlaştığı görülmektedir.



Şekil 1: Doğu Anadolu'nun sismotektonik ve çalışılan bölgenin konumu haritası.

Figure 1: Seismotectonic map of Eastern Anatolia and location study region.

Arap plakası ile Anadolu plakasının çarpışma yeri olan bindirme zonu aynı zamanda Ketin (1966) tarafından Toridler ve Kenar Kıvrımları diye adlandırılan tektonik birliklerin sınırını tekil etmektedir. Bu zon boyunca bindirmeler Miyosen'den sonra başlamış ve Bitlis masifinin metamorfik kristalin serileriyle bunları örten Ofiyolitik Kretase tabakaları Miyosen ve kısmen Oligosen-Üst Eosen serileri üzerine ülmüşlerdir. Toroslar kuşağında ve Güneydoğu Anadolu kenet kuşağında Üst Kretase'de başlayan sıkışma hareketleri Miyosen-Miyopleyosen'de en şiddetli safhasına ulaşmıştır. Bu bölgedeki bindirmeler genel olarak Torosların güney kenarını izlemekte, batıda Maraş'ın kuzeyinden başlayarak doğuya doğru Çüngüş, Ergani, Lice, Kulp ve Pervani ilçelerinden geçerek, Zagros Bindirme Kuşağına bağlanmaktadır (Ketin, 1983). Canitez (1969), Nowroozi (1972), McKenzie (1972) ve Eyidoğan (1983) Zagros Kuşağı'nda oluşan depremlerin çoğunun bölgesel tektoniğe uygun şekilde kuzeydoğu-güneybatı yönünde sıkışmayı yansıtan ters faylanma türünden mekanizmalara sahip olduklarını göstermişlerdir.

### GUMBEL EXTREM DEĞERLER DAĞILIMI

Maksimum magnitüdü depremlerin oluşma olasılıklarının "Extrem Değerler Teorisi" kullanılarak tesbit edilebileceği çalışması ilk olarak Nordquist (1945) tarafından yapılmıştır. En büyük deprem magnitüdüne uygulanan Gumbel teorisinin matematiği birçok araştırmacı tarafından rapor edilmiştir (Knopoff ve Kagan, 1977; Burton, 1979; Burton, 1981). Gumbel

(1958) tarafından bulunan extrem değerler teorisinin avantajı, deprem oluşumlarının istatistiksel analizinde verilerin eksik olması durumunda da kullanılabilmesidir. Genelde, Gumbel teorisi, daha önceden belirlenen aralıklarda, en büyük magnitüdü değerleri kullanılarak deprem verilerinin sıralanmasında kullanılmaktadır.  $G(m)$ , extremelerin üç ayrı asimtotik dağılımlarından biri olarak tanımlanabilmektedir. Extremelerin asimtotik dağılımlarından birincisi olan Gumbel I,

$$G1(m) = \exp\{-\exp-A(M-B)\} \quad (1)$$

şeklinde ifade edilmektedir. Bu dağılımda, iki parametre vardır.  $A$  sabit katsayı ve  $H$  ise model extrem değerinin karakteristiğidir. Deprem verilerinin eksik olması durumunda, Gumbel III aşağıdaki şekilde ifade edilmektedir:

$$G3(m) = \exp\left\{\frac{W-M}{W}\right\} \quad M < W = 1 \quad M > W$$

Bu üç parametrelili dağılımın grafiksel davranışı kavisleşen eğri şeklindedir ve bu eğride  $K$  kavisleşme parametresi,  $W$ , extrem değerlerin aralığının üst sınırı ve  $U$  tekrarlanan extrem değerlerin karakteristik değeridir. Maksimum magnitüdü depremlerin tekrar oluşmasının risk analizi Burton (1979) tarafından Gumbel III modeli kullanılarak yapılmıştır. Maksimum magnitüdü depremlerin oluşma olasılıklarında, üst sınır olması gerektiğini belirlemişler ve  $W$  değişkeninin önemi belirtmişlerdir.

Gumbel olasılık dağılımının bulunabilmesi için, elde bulunan deprem verileri içerisinde,  $n$  yıl içerisindeki " $i$ " inci en büyük magnitüdü depremin yeri ise aşağıdaki denklemle ifade edilmektedir:

$$G_i(m) = i/n + 1 \quad (2)$$

(1), (2) ve (3) no.lu denklemlerden hesaplanan olasılık dağılımları kullanılarak, dönüş periyodunun  $T(M)$  (yıl) bulunması mümkündür. Dönüş periyodu  $T(M)$ , gözlenen  $M$  ye eşit veya ondan büyük olan maksimum depremin bulunduğu aralıktaki ortalama değerdir ve aşağıdaki şekilde ifade edilmektedir:

$$T_i(M) = 1 - G_i(M) - 1 \quad (3)$$

Gumbel I doğrusal bir davranış göstermesine rağmen, Gumbel III aşağı doğru kavisleşen bir eğri davranışı göstermektedir ve  $K$  kavisleşme asimtotu için, az zaman olasılıklarında veya yüksek dönüşüm periyodlarında  $W$  ya doğru kavisleşme parametresi olarak tanımlanmaktadır.

### MAKSİMUM OLASILIK UYGULANARAK PARAMETRE TESPİT EDİLMESİ

Extrem dağılım parametrelerinin tesbit edilmesinde birçok yöntem bugüne kadar araştırmacılar tarafından kullanılmıştır (Haking, 1985 Burton ve diğ., 1983). Gumbel dağılımları parametrelerinin tesbit edilmesinde

kullanılacak maksimum olasılık parametreleri nümerik yöntemlerden Newton-Raphson yöntemi kullanılarak bulunabilmektedir (Gross ve Clark, 1975). Gumbel III (G3) dağılımının verildiği (2) no.lu denklemden görüldüğü gibi, maksimizasyon yöntemi,  $W$ ,  $U$  ve  $K$  parametrelerinin elde edilmesinde kullanılmaktadır. Bunun için,  $L$  olasılık fonksiyonu olarak tanımlanmıştır:

$$L = K / W - U^{n-r} \prod_{i=r+1}^n (W - M_i / W - U)^{K-1} \left[ \exp \left( - \sum_{i=r+1}^n (W - M_i / W - U)^K \right) \right] \quad (5)$$

$$\cdot \left[ \exp \left( - (W - M_i / W - U)^K \right) \right]^r$$

Burada:

$M_i$  = gözlenen deprem magnitüdü ( $4.0 < M_i < 7.0$ )

$M_c = 4.0$  = veriler içerisindeki en az deprem magnitüdü ( $M_c = 4.0$ )  $n$ -bütlü deprem verilerinin kullanıldığı zaman aralığı ( $n=90$  yıl)  $n-r$  verilerin kullanıldığı yılların zaman aralığı Yukarıdaki denklemden,  $W$ ,  $U$  ve  $K$  değişkenlerinin tesbit edilmesinde, ilk tahminler  $W_0$ ,  $U_0$ ,  $K_0$  olarak gösterilmekte ve  $m$ 'inci iterasyon sonucunda  $W$ ,  $U$  ve  $K$ 'nin çözümlerine yaklaşan sonuç parametreleri bulunmaktadır.

#### GUMBEL I VE GUMBEL III DAĞILIMLARININ UYGULANMASI

Bu çalışmada, risk hesaplamalarına geçmeden önce, kullanılan deprem verilerin uygunluk testinin Gumbel I ve Gumbel III dağılımlarının hesaplamaları yapıp, parametreler bulunduktan sonra yapılması gerekmektedir.

Verilerin az olması nedeniyle, Kolmogorov-Smirnov testi uygulanmış ve maksimum olasılık yöntemi için uygunluk sağlanan kritik değerler bulunmuştur. Mühendislik sismolojisi amaçları için, dönüş ve ileriye yönelik tasarım periyodlarında deprem riskinin bulunabilmesinde, maksimum magnitüdüden risk çalışmaları kullanılan yöntemlerdendir. Lomnitz (1974)'e göre, deprem riski belli bir zaman aralığında beklenen magnitüde oluşacak olan kritik bir depremin oluşma olasılığı, "yüzde" olarak tanımlanabilmektedir. Gumbel I ve III olasılık dağılımlarının parametreleri, dönüş periyodu ( $T$ ) ve tasarımılanan oluşma periyodu ( $D$ )'deki deprem riski  $R(M)$ 'nin hesaplanmasında kullanılmaktadır. Gumbel I ve III dağılımları için dönüş periyodları kullanılarak deprem riski aşağıda verilen denklemlerle hesaplanmaktadır:

Gumbel I için:

$$R1(M)_T = 1 - \exp \left\{ -T \exp \left[ -A(M - B) \right] \right\} \quad (6)$$

Gumbel III için:

$$R3(M)_T = 1 - \exp \left\{ -T(W - M) / (W - U)^K \right\} \quad (7)$$

Aynı şekilde tasarımılanan oluşma yılları için ( $D$ ), deprem risklerinin  $T > D$  şartında hesaplanması aşağıdaki denklemlerle yapılmaktadır:

Gumbel I için:

$$R1(M)_D = 1 - G1(M)^D \quad (8)$$

Gumbel III için:

$$R3(M)_D = 1 - G3(M)^D \quad (9)$$

Denklem (6), (7), (8) ve (9)'ün birlikte çözülmesiyle, aşağıda verilen bağıntılar elde edilmekte ve bunlar deprem riskinin hesaplanmasında kullanılmaktadır:

Gumbel I için:

$$R1(M)_D = 1 - \exp \left\{ D/T \ln [1 - R1(M)_T] \right\} \quad (10)$$

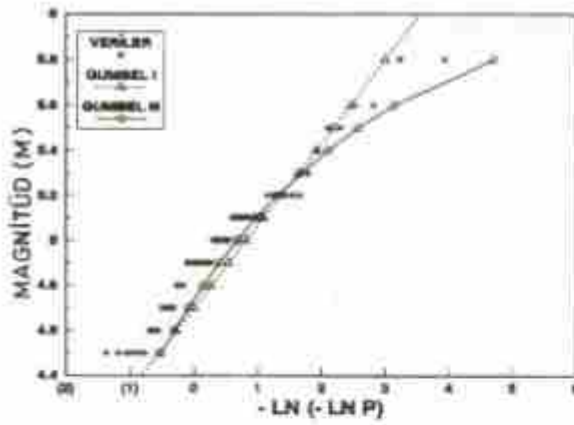
Gumbel III için:

$$R3(M)_D = 1 - \exp \left\{ D/T \ln [1 - R3(M)_T] \right\} \quad (11)$$

#### GUMBEL I VE GUMBEL III DAĞILIMLARININ SİSMİK RİSK HESAPLAMALARI

Gumbel I ve Gumbel III asimtotik dağılım modelleri kullanılarak çalışılan bölge için Gumbel I'in parametreleri olan  $A$  ve  $B$ , Gumbel III'ün parametreleri olan  $W$ ,  $U$ ,  $K$ 'nin hesaplanan değerleri Çizelge 1 de verilmiştir. Gumbel I ve Gumbel III için bulunan bu parametreler kullanılarak bölge için  $-\ln(-\ln G(m))$  değerleri yıllık maksimum magnitüd değerlerine göre hesaplanmıştır. Yıllık gözlenen magnitüd verilerinin olasılık dağılımlarında Denklem (3) ile gözlenen yıllık maksimum magnitüd değerlerine göre hesaplanmıştır. Gözlenen verilerin dağılımları ile, Gumbel I ve Gumbel III modelleri için olasılık dağılımları Şekil 2 de gösterilmiştir. Gumbel I ve Gumbel III olasılık modellerinin  $A$ ,  $B$ ,  $W$ ,  $U$  ve  $K$  parametrelerinin hesaplanmasından ve Kolmogorov-Smirnov uygunluk testinden sonra deprem risk hesaplamalarında belirlenen deprem magnitüdülerinin dönüş periyodları ve tasarımılanan oluşum periyodları hesaplanmış ve Çizelge 2 de verilmiştir.





Şekil 2: Gumbel I ve Gumbel III modellerinin olasılık dağılımları.

Figure 2: Probability distributions of Gumbel I and Gumbel III models.

MODEL	MODEL PARAMETRELERİ	İNŞAATIN (M) ZEMİN PERİYODU (YIL)	6.0 DEĞERİ (DÖNÜŞ PERİYODU)	6.5 DEĞERİ (DÖNÜŞ PERİYODU)	7.0 DEĞERİ (DÖNÜŞ PERİYODU)
GUMBEL I	A = 2.13 B = 4.67	5.0 2.5 4.5 6.5	2.11 2.00 17.50 98.00	0.194	5
GUMBEL III	W = 6.25 U = 4.73 K = 2.60	5.0 2.5 4.5 6.5	2.07 2.00 17.50 21.70	0.090	5

Çizelge 1: Gumbel I ve Gumbel III parametreleri.

Table 1: Best fit parameters of Gumbel I and Gumbel III models.

## SONUÇLAR

Gumbel I ve Gumbel III olasılık dağılımlarının uygulanması ile, Güneydoğu Anadolu Bindirme zonunda,  $M=6.0$  olan depremin 50 yıl içerisinde olma olasılığı yüzde 76,  $M=6.5$  olan depremin ise yüzde 31 olduğu bulunmuştur. Gumbel III modeliyle, tasarımılanan deprem tekrar oluşma periyotlarından 50 yıl içerisinde  $M=6.0$  depremin olma olasılığı yüzde 100 iken,  $M=7.0$  depremin olma olasılığı yüzde 66 olarak bulunmuştur.

Gumbel I olasılık modelinin parametreleri  $A$  ve  $B$ , Güneydoğu Anadolu Bindirme zonu için 2.13 ve 4.67 olarak hesaplanmıştır.  $M=6.0$  depremin dönüş periyodu Gumbel I modeliyle 17.5 yıl olarak bulunmuştur. Deprem verilerinin eksik olması durumunda Gumbel III modelinin parametreleri  $W$ ,  $U$  ve  $K$ , 6.25, 4.73 ve 2.60 olarak hesaplanmıştır.

Güneydoğu Anadolu Bindirme zonunda,  $M=6.0$  depremin dönüş periyodu Gumbel III modeliyle 21.7 yıl olarak bulunmuştur.

## KAYNAKLAR

- Burton, P.W., 1979, Seismic risk in southern Europe through to India examined using Gumbel's third distribution of extreme values: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 59, 249-280.
- Burton, P.W., 1981, Variation of seismic risk parameters in Britain: in *Proc. Second Intern. Symp. Anal. Seismicity and Seismic Risk*, Liblice, Czechoslovakia, 495-530.

GUMBEL I MODELİ								
MAGNİTÜD	TASARIMLANAN DEPREM OLUŞMA PERİYODU (YIL)	50	75	100	125	150	175	200
5.0	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
5.5	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
6.0	0.76	0.88	0.94	0.97	0.98	0.99	0.99	0.99
6.5	0.31	0.42	0.52	0.60	0.67	0.72	0.77	0.77
7.0	0.09	0.15	0.23	0.21	0.24	0.29	0.31	0.31
7.5	0.02	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.09

GUMBEL III MODELİ								
MAGNİTÜD	TASARIMLANAN DEPREM OLUŞMA PERİYODU (YIL)	50	75	100	125	150	175	200
5.0	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
5.5	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
6.0	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
6.5	0.98	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
7.0	0.66	0.80	0.88	0.93	0.96	0.98	0.99	0.99
7.5	0.12	0.18	0.22	0.28	0.32	0.36	0.40	0.40

Çizelge 2: Deprem magnitüdünün tasarımınan oluşum periyotları.

Table 2: Probability of earthquake risk occurrence of specified design periods.

- Hutton, P.W., Main, I.G. and Long, R.E., 1983, Perceptible earthquakes in the central and eastern United States (examined using Gumbel's third distribution of extreme values): *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 497-518.
- Caner, N., 1969, Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri görünüş dağılımları: *I.T.U. Maden Fak. Yayını*, İstanbul.
- Erdik, M.Ö. ve Marbur, S.K., 1980, M.E.T.U. Report No.4.
- Kızıoğlu, H., 1983, İtina-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı kuzeyden simetriklik özellikleri: *Doktora Tezi*, I.T.U. Yayını.
- Gumbel, E.J., 1958, *Statistics of Extremes*: Columbia University Press, New York.
- Gross, A.J. and Clark, V.R., 1975, *Survival distributions: reliability applications in the biomedical sciences*: John Wiley and Sons, New York, 331p.
- Hosking, J.R.M., 1985, Maximum likelihood estimation of the parameters of the generalized extreme-value distribution: *Appl. Statistics*, 34, 3, 301-310.
- Kein, I., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: *M.T.A. Dergisi*, 66, 20-34.
- Kein, I., 1983, Türkiye jeolojisi genel bir bakış: *I.T.U. Yayını*.
- Knapoff, L. and Kagan, V., 1977, Analysis of the theory of extremes as applied to earthquake problems: *J. Geophys. Res.*, 82, 5647-5657.
- Lomnitz, C., 1974, *Global tectonics and earthquake risk*: Kluwer Science Publ., Amsterdam, 320p.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of Mediterranean region: *Geophysics*, 18, 1-32.
- Nordquist, J.M., 1945, Theory of largest values applied to earthquake magnitudes: *Trans. Am. Geophys. Un.*, 26, 29-31.
- Nooraziz, A.A., 1972, Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and Plate tectonics of the Middle East: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 823-850.



# BÜKÜM (BENDING) YÖNTEMİ İLE SİSMİK İŞİN İZLEME

## Seismic Ray Tracing by Bending Method

Tolga Bekler<sup>\*</sup>, H. Sadi Küleli<sup>\*</sup>, Cemil Gürbüz<sup>\*</sup>

### ÖZET

Sismolojide ortamın modellenmesine yönelik çalışmalarda, gerçek yer yapısının yön bağımsız (izotrop) ve tek düze (homojen) olmaması nedeni ile elastodinamik denklemin analitik çözümleri kullanılamaz (Cerveny, 1986). Bu nedenle bir yüksek frekans yaklaşımı olan ışın izleme yöntemleri, tekdüze olmayan ortamlarda seyahat zamanı ve ışın yolunun hesaplanmasında çok sık başvurulan araçlardan biridir. Işın teorisi kullanılarak yapılan modelleme çalışmalarında, amaç herhangi bir anda ışının seyahat zamanının ve ışın yolunu tanımlayan yer koordinatlarının hesaplanmasıdır. Işın izleme problemleri en genel haliyle, bir başlangıç ve sınır değer problemi olarak ele alınırsa, atış (shooting) yöntemi bir başlangıç değer problemi, bükme (bending) yöntemi de sınır değer problemi olarak düşünülebilir (Cerveny, 1986).

Bükme yönteminde başlangıçta düz veya eğrisel olarak alınan bir ışın yolu Fermat prensibi sağlanana kadar perturbe edilmiştir. Kullanılan algoritma da, ışın denklemlerinin çözümlü yerine doğrudan seyahat zamanının minimizasyonunu kullanıldığından, ışının herhangi bir yerdeki hız fonksiyonunu hesaplamak için doğrusal bir ara değer bulma işlemi kullanılabilir (Thurber, 1986). Bu işlem, hesaplamada büyük avantaj sağlar. Çalışmamızda, yöntemin etkinliği ve kullanılan bükme algoritmasının doğruluğunu sınamak için, öncelikle sismik hızın yavaş değiştiği bir ortam öngörülerek, bu modele uygun doğrusal bir hız fonksiyonu için analitik olarak dalga seyahat süresi hesaplanmıştır. İkinci adımda aynı model için, hız fonksiyonu sayısal hale getirilerek, bükme yaklaşımı kullanılmış ve ışının seyahat süresi hesaplanmıştır. Bulunan analitik ve sayısal sonuçlar karşılaştırıldığında hesaplanan seyahat zamanlarının birbirine çok yakın olduğu görülmüştür.

### ABSTRACT

In studying velocity structure model of the earth, the analytic solution of the elastodynamic equation can not be used, since the earth is not homogenous and isotropic (Cerveny, 1986). Therefore, the high frequency approximation for the ray tracing methods is a tool to find the travel-time and ray path in nonhomogenous medium. The aim of modelling studies is to seek travel time and ray path at any position in space along the ray path using ray theory. In general, ray tracing problems can be thought of as an initial value problem and boundary value problem in two forms. The shooting methods exploit the standart initial value ray tracing. The bending method does not exploit the standart initial value ray tracing (Cerveny, 1986).

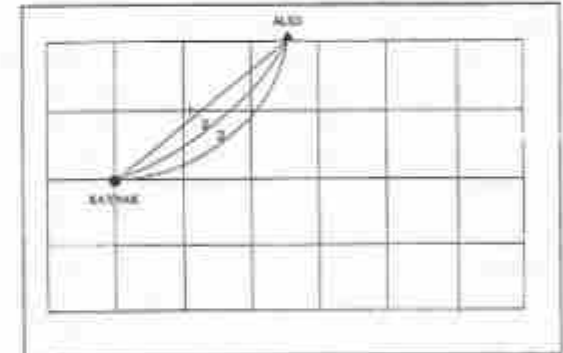
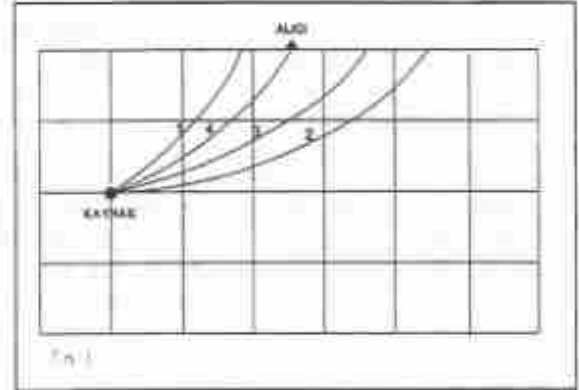
In bending method, initial ray path which is guessed as linear and curved is perturbed until it satisfies the Fermat's principle. Because this algorithm utilizes direct minimization of the travel time instead of solving the ray equations, a simple linear interpolation can be employed to compute velocity as a function of velocity (Thurber, 1986). This process provides great advantage in computing. At our study, to test the accuracy and the reliability of bending algorithm, first, slow variation of velocity is assumed in the medium and travel time can be analytically calculated for an appropriate linear velocity function. Later, for the same model, by using Thurber's algorithm, bending approximation is used and then travel times are calculated numerically. Finally, after the comparison of analytic and numerical results, it can be said that computed travel times are approximately the same.

## GİRİŞ

Geometrik ışın teorisi, kullanılabilirliğinin hayli geniş olması nedeni ile, sismolojide doğru seyahat sürelerinin ve ışın yollarının hesaplanmasında önemli bir araçtır. Tek düze olmayan yer yapısının incelenmesinde sismik ışın izlemeye yönelik çeşitli teknikler sismologlar tarafından geliştirilmiştir. Örneğin Jackson (1970), Jacob (1970), Jullian (1969, 1970) ve Wesson (1971) tekdüze olmayan ortamlarda ışın izlemek için geliştirdikleri teknikleri sismolojinin çeşitli problemlerine uygulamışlardır. Jackson, Jullian ve Jacob sismik ışın izlemeyi bir başlangıç değer problemi olarak formüle ederken, Wesson probleme hem başlangıç değer problemi hem de sınır değer problemi olarak yaklaşmıştır. Wesson (1971), özellikle deprem lokasyonunun belirlenmesinde ve yine üç boyutlu (3-D) hız yapısının çıkarılmasında sismik ışınların iki nokta arasında izlenmesi üzerine çalışmıştır. Öte yandan Jullian ve Gubbins (1977) başlangıç değer ve sınır değer problemlerini karşılaştırmışlar ve sınır değer problemi yaklaşımının hesaplama zamanı açısından daha hızlı olduğunu görmüşlerdir. Hem Wesson(1970) hemde Jullian ve Gubbins (1977) iki noktalı ışın izleme problemini çözerken ikinci mertebeden diferansiyel denklemlerde sonlu farklar yaklaşımları kullanmışlardır. Chander (1975) orijinali L. Euler'e ait olan, seyahat süresinin hesaplanmasında integral yaklaşımları kullanmış ve minimum sürede alınacak ışın yolu doğrudan çözmüştür. Yang ve Lee (1976) bu formülasyonun Wesson(1971) tarafından kullanılan merkezi farklar yaklaşımı ile aynı olduğunu göstermişlerdir. İki noktalı sismik ışın izleme probleminin çözümüne farklı bir yaklaşım Yang ve Lee (1976) tarafından getirilmiştir. Yaptıkları yaklaşımda, ikinci mertebeden ışın denklemlerini birinci mertebeden denklem takımlarına düşürmüşler ve Lentini ve Pereyra (1975) tarafından yazılan uyarlanabilir sonlu farklar programını kullanarak bu denklemleri çözmüşlerdir.

En basit haliyle, yeraltının hız modellemesini yaparken, kaynaktan alıcıya seyahat eden ışının varış süresi ve karakterize edildiği yolun tanımlanması ile ilgili olarak iki noktalı sismik ışın izleme yaklaşımı (two-point ray tracing) yapılır. İki noktalı ışın izleme ile yaklaşım, bir başlangıç değer problemi (initial value problem) ve sınır değer problemi (boundary value problem) olarak ele alınır; atış (shooting) yöntemi standart bir başlangıç değer problemi olarak düşünülürken, büküm (bending) yöntemi ise standart bir başlangıç değer problemi değildir (Cerveny,1986). Atış yöntemi yaklaşımında (Şekil-1a) bir kaynak alıcı ortamında, başlangıç noktasına sahip bir deneme ışını alıcıya doğru, ışın denklemleri kullanarak yayılır. Eğer deneme ışını alıcıya vuramazsa, başlangıç ışın yönü tekrar düzenlenir ve yeni deneme ışınları alıcıya ulaşıncaya kadar izlenir. Büküm yönteminde (Şekil-1b) bir başlangıç ışın yolu yaklaşık olarak diferansiyel denklemi veya doğrudan

Fermat prensibini sağlayana kadar bükülür (perturbated ray). Atış metodu, yüzey boyunca düzenli veya düzensiz olarak konumlanmış alıcılara, kaynaktan çıkarak ulaşan ışınların bulunması ile ilgili iki boyutlu (2-D) çalışmalarda başarıyla kullanılırlar. Öte yandan 3-D uzayda düzensiz olarak alıcı noktaları ile kaynak noktası arasındaki ışınları atış yöntemi ile tanımlamak beraberinde bazı dezavantajları getirebilir (Cerveny,1986). Bu yüzden büküm yöntemi 3-D hız yapılarının çıkarılmasında ve atış yöntemine göre daha etkin ve seyahat süresi hesaplama zamanı daha düşüktür.



Şekil 1: Atış yöntemi (a) ve büküm (b) yönteminde ışın yollarının gösterimi.

Figure 1: Illustration of ray paths in shooting (a) and bending (b) methods.

## BÜKÜM YÖNTEMİ

Yerçinde pozisyonun bir fonksiyonu olarak P dalgası hızı  $V(x,y,z)$  fonksiyonu ile verilmiş olsun.  $P_1$  ve  $P_2$  gibi iki nokta arası minimum seyahat süresi yolunu tanımlayan  $P_1(x,y,z)$  ve  $P_2(x,y,z)$  verilsin. Matematik olarak bu, iki noktalı sınır değer problemi olarak bilinir. Bu problemi çözmek için, tek düze olmayan bir ortamda elastik bir dalganın yayılımı ile ilgili denklemler ile başlamak gerekir. Ortamın doğası ile ilgili uygun kabullerle ışın denklemleri çıkarılabilir. Böyle bir denklem vektör formunda şu şekilde verilebilir.



$$\frac{d}{ds} \left( \frac{1}{V(r)} \frac{dr}{ds} \right) - \nabla \left( \frac{1}{V(r)} \right) = 0 \quad (1)$$

$s$  : ışın boyunca yay uzunluğu

$V$  : yer pozisyonu  $r$ 'nin fonksiyonu olarak hız

(1) denklemini tekrar yazılırsa

$$\begin{aligned} \ddot{x} &= V(r) \left( -G(r) \dot{x} + \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ \ddot{y} &= V(r) \left( -G(r) \dot{y} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ \ddot{z} &= V(r) \left( -G(r) \dot{z} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (2) \quad (3) \quad (4)$$

burada;

$$\ddot{x} = \frac{d^2 x}{ds^2} \quad \ddot{y} = \frac{d^2 y}{ds^2} \quad \ddot{z} = \frac{d^2 z}{ds^2}$$

$L = (x, y, z)$ ,  $u$ : yavaşlık

$$G(r) = \frac{\partial u}{\partial x} \dot{x} + \frac{\partial u}{\partial y} \dot{y} + \frac{\partial u}{\partial z} \dot{z}$$

Pereyra ve diğ. (1980), (2, 3 ve 4) denklemlerinde belirtilen denklem takımlarının uygun sınır koşullarına bağlı olarak, ikinci mertebeden bu diferansiyel denklem takımlarını daha büyük bir birinci mertebeden denklem takımlarına dönüştürmek suretiyle çözdüler. Birinci mertebeden sistem daha sonra Lentini ve Pereyra (1975) tarafından geliştirilen bilgisayar programı sayesinde bir sonlu farklar kullanılarak çözüldü.

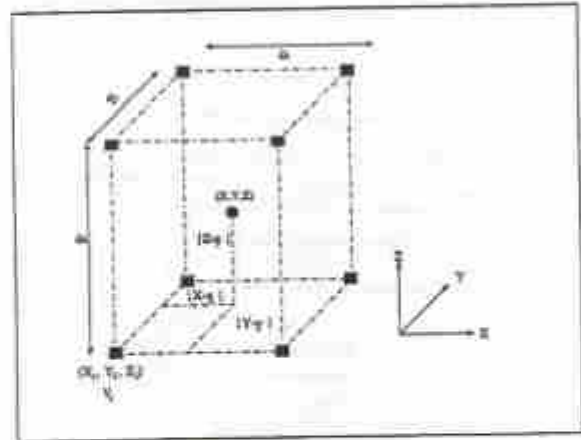
Bükümü yönteminde başlangıçta düz veya eğrisel olarak alınan ışın yolu Fermat prensibi sağlanana kadar pertürbe edilir. Kullanılan algoritmada, ışın denklemlerinin çözümü yerine doğrudan seyahat zamanının minimizasyonu kullanıldığından, ışının herhangi bir yerdeki hız fonksiyonunu hesaplamak için doğrusal enterpolasyon kullanılabilir. Işın yolu eğrisinin özelliği çıkarılarak pertürbasyonu hesaplamak için parçalı sürekli (piecewise) minimizasyon denklemi kullanılır. Işın denklemini, büküm yönteminin her zamanki yaklaşımı kullanılarak sonlu farklar formunda çözemeyiz (Jullian ve Gubbins, 1977). Bunun yerine ışın yolu yinelemeli olarak pertürbe edileceğinden, seyahat zamanının doğrudan minimizasyonuna gidilir (Thurber, 1986).

Düz problem çözümü, üç boyutlu bir hız yapısı içinde ışın yollarının ve seyahat sürelerinin hesaplanması içerir. Hız yapısı dikdörtgen grid olarak gösterilir ve

grid içindeki her noktadaki hız, bu nodun etrafındaki hız değerlerinin doğrusal bir enterpolasyon ile hesaplanır. Yaklaşık bir iki-noktalı ışın büküm düzeni Um ve Thurber'in (1987) ışın yollarını ve seyahat süresini hesaplamak için geliştirdikleri metoda dayanır. Üç boyutlu bir hız yapısında kullanılan büküm algoritması, bu metodun hesaplama açısından etkin olması nedeniyle seçilmiştir.

### PARÇALI HIZ MODELİ (The Velocity Node Model)

Üç Boyutlu P ve S dalga hızlı yapılarının algoritmasının oluşturulmasında üzere nodlar ile tanımlanmış grid kullanılır. Her  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  noktasındaki hız, şekil-2 de gösterildiği gibi dikdörtgen bir gridin birbirini çevreleyen nodlarında hızın enterpolasyonu ile bulunur. Bu köşeler  $dx$ ,  $dy$  ve  $dz$  birim boyutları ile bir blok (box) tanımlar.



Şekil 2:  $(X, Y, Z)$  noktasındaki hız, birbirini çevreleyen 8 adet nodun hız değerlerinin enterpolasyonu ile hesaplanır.

Figure 2: The velocity at the point  $(X, Y, Z)$  is computed by a linear interpolation of the velocity values of the 8 surrounding nodes (Block, 1991)

Işın büküm algoritmasını uygulamak için hız gradyanları hesaplanmalıdır. Bu yüzden,  $(X, Y, Z)$  noktaları için 8 adet hız köşesi ilk olarak tanımlanır.  $(X, Y, Z)$  noktasında hız bilgisi aşağıda verildiği gibi ifade edilir.

$$V(x, y, z) = \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \sum_{l=1}^2 v_{jkl} \left( 1 - \frac{|x-x_j|}{dx} \right) \left( 1 - \frac{|y-y_k|}{dy} \right) \left( 1 - \frac{|z-z_l|}{dz} \right) \quad (5)$$

Böyle bir formdan kısmi türevler kolayca aşağıdaki gibi verilebilir:



$$\frac{\partial F(X, Y, Z)}{\partial x} = \sum_{k=1}^n \sum_{j=1}^n \frac{(V_{zj} - V_{jk})}{dx} \left( 1 - \frac{|Y - y_j|}{dy} \right) \left( 1 - \frac{|Z - z_k|}{dz} \right)$$

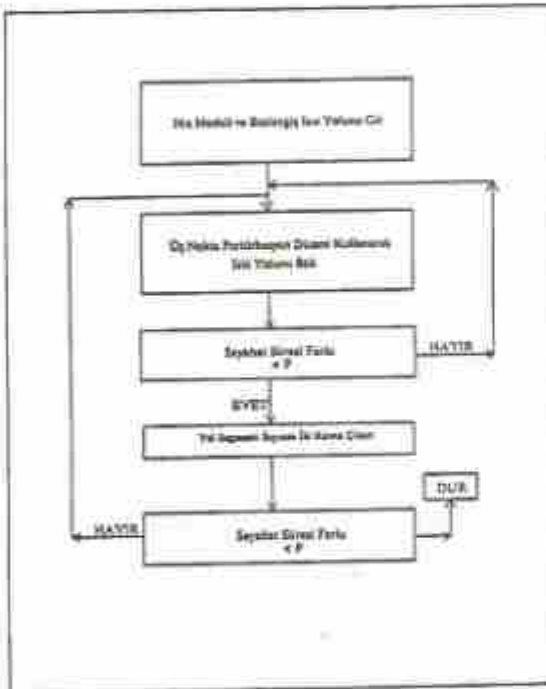
$$\frac{\partial F(X, Y, Z)}{\partial y} = \sum_{k=1}^n \sum_{j=1}^n \frac{(V_{jk} - V_{kj})}{dy} \left( 1 - \frac{|X - x_k|}{dx} \right) \left( 1 - \frac{|Z - z_k|}{dz} \right)$$

$$\frac{\partial F(X, Y, Z)}{\partial z} = \sum_{k=1}^n \sum_{j=1}^n \frac{(V_{kj} - V_{jk})}{dz} \left( 1 - \frac{|X - x_k|}{dx} \right) \left( 1 - \frac{|Y - y_j|}{dy} \right)$$

(6) (7) (8)

### ALGORİTMA

Kullanılan ışın büküm algoritması Um ve Thurber (1987) tarafından geliştirilen yöntem üzerine kuruludur. İzleyen tanımlarda Um ve Thurber (1987) tarafından hazırlanan orijinal algoritmaları temel alınmıştır.

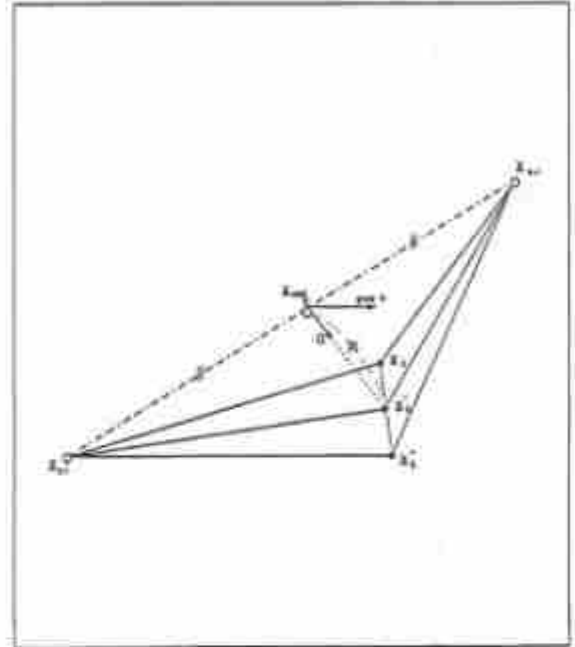


Şekil 3: Bulme algoritmasının genel bir akış diyagramı.

Figure 3: A general flow chart of bending algorithm.

Üç boyutlu, iki nokta ışın büküm düzeninde başlangıçta tahmini olarak alınan bir ışın yolu seyahat süresini minimize etmek için yinelenmeli olarak pertürbe edilir. Işın yolu, doğru parçaları ile ayrık noktalar şeklinde gösterilir. İlk olarak birbirine yakın üç nokta,  $X_{k-1}$ ,  $X_k$ ,  $X_{k+1}$ , ve Şekil-4 de gösterildiği gibi düşünülün.  $X_{k-1}$  ve  $X_{k+1}$  noktaları sabit halde yeni bir  $X'_{k-1}$  noktası,  $X_{k-1}$  noktasından  $X_{k+1}$  noktasına seyahat süresini minimize etmek için bulunur. Yeni  $X'_k$  noktası  $\underline{n}$  doğrultusu ile ve

orta nokta ( $X_{mid}$ )' den olan  $R$  uzaklık miktarı ile tanımlanır ( $X_k$ : noktadaki yer vektörü).



Şekil 4: 3-Üç noktalı pertürbasyon düzeninin gösterimi. Bir başlangıç yol segmenti ( $X_{k-1}$ ,  $X_k$ ,  $X_{k+1}$ ) yeni bir orta nokta bulunarak ışın denklemleri yaklaşık olarak sağlanıncaya kadar pertürbe edilir.

Figure 4: Illustration of the three-point perturbation scheme in 3-D. An initial path segment is perturbed to approximately satisfy the ray equation by finding a new mid-point (Thurber, 1986).

ışın denklemleri, ışın büküm doğrultusuna paralel ışın büküm vektörüne normal olan hız gradyenti bileşenini ifade eder.  $\underline{n}$  uzaklığının (offset) doğrultusu bu özellik kullanılarak hesap edilir. Yerel (local) ışın doğrultusu yaklaşık olarak,  $X_{k-1}$  ve  $X_{k+1}$ , ile verildiğinden bu doğrultuya normal olan hız gradyentinin bileşeni  $X'_k$  noktası için offset doğrultusunu verir.

$$\underline{n}' = (\text{grad}v) - \frac{[(\text{grad}v)(X_{k+1} - X_{k-1})]}{|X_{k+1} - X_{k-1}|}$$

$$\underline{n} = \frac{\underline{n}'}{|\underline{n}'|} \quad (9) \quad (10)$$

Hız gradyenti birbirini çevreleyen her noktadaki hızlar ve (6), (7) ve (8) eşitlikleri kullanılarak,  $X_{mid}$  noktasında hesaplanır.  $R$  mesafesinin miktarı için  $X_{k-1}$  noktasından  $X_{k+1}$  noktasına kadar seyahat süresinin minimizasyonuna gidilir.  $V_{k-1}$ ,  $V'_k$  ve  $V_{k+1}$  strasıyla,  $X_{k-1}$ ,  $X'_k$  ve  $X_{k+1}$  noktalarındaki hızlar olsun. Bu durumda seyahat süresi:

$$T = \sqrt{|X_{k+1} - X_{mid}|^2 + R^2} \left( \frac{1}{2} \frac{1}{V_{k+1}} + \frac{1}{2} \frac{1}{V_{k+1}} + \frac{1}{2} \frac{1}{V_k} \right) \quad (11)$$

Daha sonra seyahat süresi için ifade aşağıdaki şekli alır.

$$T = \sqrt{L^2 + R^2} \left( c + \frac{1}{V_k} \right) \quad (12)$$

burada;

$$L = |X_{k+1} - X_{mid}| \quad (13)$$

$$c = \left( \frac{1}{V_{k+1}} + \frac{1}{V_{k-1}} \right) \quad (14)$$

R değerini bulmak için R'ye göre seyahat süresinin türevi alınır ve sıfıra eşlenir.

$$\frac{\partial T}{\partial R} = \sqrt{L^2 + R^2} \left( -\frac{1}{V_k^2} \right) \frac{\partial V_k}{\partial R} + \left( 1 + \frac{1}{V_k} \right) \frac{R}{\sqrt{L^2 + R^2}} = 0 \quad (15)$$

Bundan sonra  $V_k$  değerinin ifade edilmesi gerekmektedir. Bu hız ortadaki  $V_{mid}$  hızının Taylor serisinin birinci mertebeden terimleri ile yaklaşık olarak hesap edilir.

$$V_k = V_{mid} + \left[ n \cdot (\text{grad} V)_{mid} \right] R. \quad (16)$$

İfade (15) denkleminin çözümünde yerine konduktan sonra yaklaşık R değeri:

$$R = -\frac{cV_{mid} + 1}{4cn(\text{grad}V)_{mid}} + \sqrt{\frac{(cV_{mid} + 1)^2}{16c^2n^2(\text{grad}V)_{mid}^2} + \frac{L^2}{2cV_{mid}}} \quad (17)$$

Bu üç nokta perturbasyon düzeni, bir uç noktadan diğer bir uç noktaya ya da her iki uç noktadan orta noktaya, ışın yolu boyunca tüm noktalara sırasıyla uygulanır. Um ve Thurber (1987) her iki uç noktadan orta noktaya olan perturbasyon yaklaşımının iki noktalı ışın bölünme problemi için daha uygun olduğunu belirtmişlerdir. Tüm bu işlem seyahat süresi yakınsayana kadar yinelenmeli olarak perturbasyon edilir. Gerçekten seyahat zamanının hesaplanmasında ışın yolu boyunca segmentleri boyunca sayısal bir toplama yapılacağından "trapezoidal kuralı" kullanılarak seyahat zamanı tekrar yazılacak olursa:

$$T = \sum_{n=2}^N |X_k - X_{k-1}| \left( \frac{1}{V_k} + \frac{1}{V_{k-1}} \right) / 2 \quad (18)$$

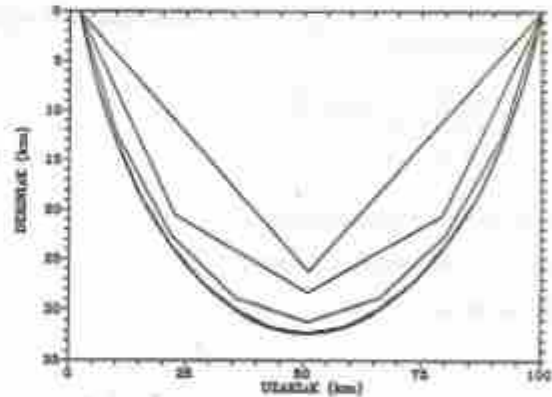
n : ışın yolunu tanımlayan noktaların sayısı

Perturbasyon miktarının tahmininin altında olmasından dolayı, fazla sayıda ışın noktaları kullanılması durumunda yakınsama yavaştır, ancak en son bulunan seyahat süresinin doğruluğu da kullanılan nokta sayısına bağlıdır. Um ve Thurber (1987) tarafından kullanılan algoritma Şekil-3 'de özetlenmiştir.

Bu işleme genelde az bir nokta sayısı, düz olarak alınan bir ışın yolu, iki uç noktası ve bir orta nokta ile başlanır. Başlangıç yolu belirli bir limit içinde, seyahat zamanı azalana veya artana kadar perturbasyon edilir. Bu limit Um ve Thurber (1987) tarafından seyahat süresi geliştirme değişkeni P (travel time improvent parameter) olarak tanımlanmıştır. Yol segmentlerinin sayısı daha sonra iki katına çıkarılır ve yeni seyahat süresi hesaplanır. Seyahat süresindeki değişim P değerinden küçük ise algoritma durdurulur, değilse perturbasyona devam edilir. Yakınsamanın iyileştirilmesi için F gibi bir değer artım faktörü (enhancement factor) kullanılır. Yapılan perturbasyonlar tahminin altında (underestimated) olduğunda, yakınsamanın kalitesi, perturbasyonun daha da genişletilmesiyle artırılabilir:

$$X'_k = F(X'_k - X_k) + X_k \quad (19)$$

Bu adım Şekil- 5' de geometrik olarak sunulmaktadır. F değerinin uygun seçilmesi, seyahat süresinin ve en son adımda bulunacak ışın yolunun doğruluğu açısından önemlidir.



Şekil 5: İki tabakalı basit hız modelinde üç noktalı başlangıç yolundan perturbasyon edilerek elde edilen ışın yolları sırasının gösterimi.

Figure 5: Illustration of the sequence of the ray paths as they are perturbed from a three-point initial path in a simple two layered velocity model.

#### ALGORİTMANIN DOĞRULUK KONTROLÜ

Işın sisteminin en basit ve hızlı olanı analitik olan çözümdür. Basit hız modellerinde bunu uygulamak kolay olduğu halde, daha karmaşık 3-D hız

modellemelerinde, tüm ortamı analitik olarak çözmek büyük zaman kayıplarına neden olur. Bunun yerine model ortamını uygun hücrelere bölmek ve her hücre için sayısal çözümlere gitmek daha uygundur.

Algoritmanın doğruluğunu kontrol etmek için ilk olarak tek boyutlu sabit hız gradyentli iki tabakalı bir model seçilir. Çünkü böyle bir modelde ışın yolu ve seyahat süresi için analitik çözümler bilinmektedir. Bütün modellerde P dalgası için yaklaşım yapılmıştır.

#### Basit hız modeli

Doğrusal bir hız fonksiyonu  $V=4,0+0,2z$  (Lee ve Yang,1976) ve seçilen iki uç noktadan kaynak noktasının koordinatı (2,0,35) ve alıcı noktasının koordinatı (100,0,35) alınmıştır. Tabaka kalınlığı  $z=35\text{km}$  ve sırasıyla hızlar  $V_0=4\text{ km/s}$  ve  $V_1=11\text{ km/s}$  dir. Bu model için üç noktalı başlangıç yolundan pertürbe edilerek elde edilen ışın yollarının sırası Şekil-6'da verilmektedir.

$$t = \left( \frac{2}{a} \right) \sinh^{-1} \left( \frac{ax}{2V_0} \right)$$

ifadesini seyahat süresini analitik olarak çözmek için kullanırsak

$t = 16,4722\text{ s.}$  analitik yolla hesaplanan seyahat süresini

$t = 16,0838\text{ s.}$  bilgisayar programı ile sayısal olarak hesaplanan seyahat süresini buluruz.

$\Delta t = 0,3884\text{ s.}$

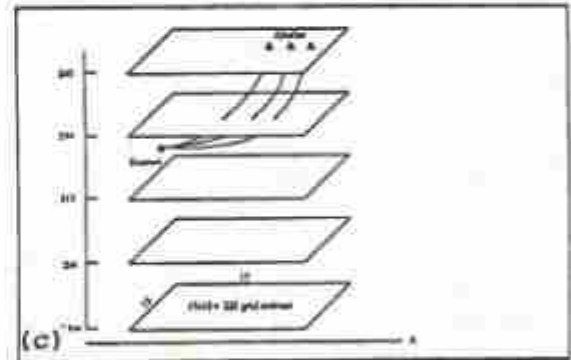
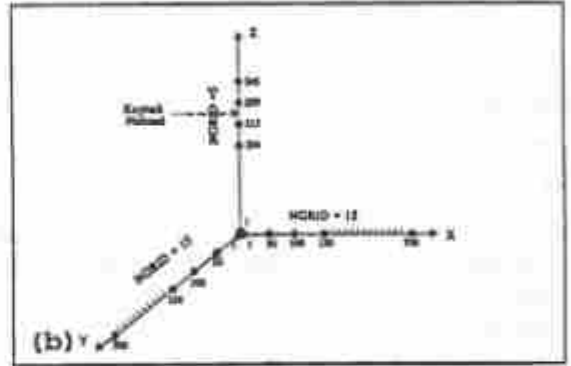
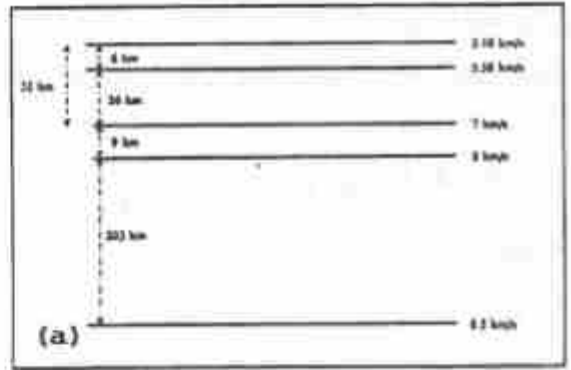
Yine maximum derinliği analitik olarak aşağıdaki eşitlik ile elde edebiliriz.

$$h_{\text{max}} = \frac{V_0}{a} \left[ \left[ 1 + \left( \frac{a \cdot x}{2 \cdot V_0} \right)^2 \right] - 1 \right]$$

$h_{\text{max}} = 32,92\text{ km}$  analitik sonuç

$h_{\text{max}} = 31,28\text{ km}$  sayısal sonuç

$\Delta h = 1,64\text{ km}$



Şekil 6: Çok tabakalı yer modeli (a) için grillemeye düzeni (b) ve üç boyutlu gösterimi (c).

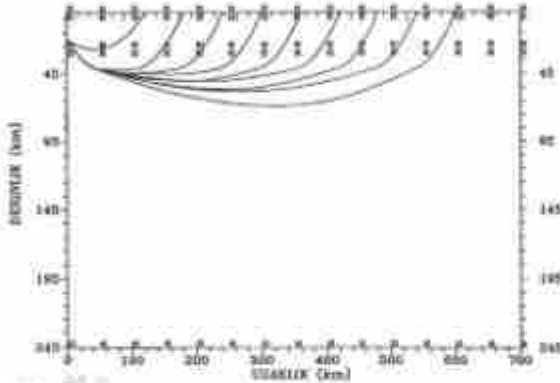
Figure 6: For multi-layered earth model (a), illustration of gridding scheme (b) at 3-D (c).

#### Çok tabakalı model

Algoritma basit hız modeli için belli  $\Delta t$  hatası ile gerçek modele yaklaştırılmıştır. Altı tabakalı hız gradyentinin sıfır olduğu ve hızın yericine doğru arttığı bir model alınmıştır (Şekil-7).  $15 \times 15 = 225$  grid noktasında hızlar tanımlanarak doğrudan bilgisayar ile sayısal çözüm elde edilmiştir. Algoritmanın doğası gereği kaynak noktası koordinatı (2, 10,225) ve alıcı noktaları kordinatı (120, 10, 245) olarak alınmıştır ve alıcılar arası uzaklık  $x$



doğrultusu boyunca 60 km olup son alıcı 600 km de konumlandırılmıştır. Sismik hızlar sırasıyla; 5.10 km/s, 5.58 km/s, 7 km/s, 8 km/s ve 8.5 km/s alınmıştır. Yeryüzü boyunca alıcı uzaklıkları 120 km ile 600 km arasında 60 km aralıklarla sabitleştirilip, büküm programı için ışın yollarına (Şekil-8) bağlı P dalgasının doğrudan geliş zamanları bulunmuştur. Bulunan seyahat süreleri sırasıyla; 19.787 s, 27.442 s, 34.953 s, 42.454 s, 49.996 s, 57.460 s, 65.005 s, 72.478 s ve 80.115 s dir.



Şekil 7: Çok tabakalı hız modelinde ışın yolları.

Figure 7: Ray paths in multi-layered velocity model.

## SONUÇLAR

Kullanılan ışın izleme algoritması uygun ışın yollarının perturbasyonlarının hesabı üzerine kurulmasıyla beraber, farklı hız modellerinde doğru seyahat sürelerinin ve ışın yollarının bulunduğu görülmüştür. Üç nokta perturbasyon düzeni kullanılarak sismik hızla doğrusal bir yaklaşım yapılır. Method hızın sürekli arttığı hız yapılarının modellenmesi ve seyahat sürelerinin bulunmasında etkin olmakla beraber daha az hesaplama zamanı gerektirir. Genelde metodun yalınlığı, hızlı hesaplama zamanı, algoritmayı kullanılabilir hale getiren seyahat süresi sonuçları, tek düze olmayan hız yapısı bilgisi ve gerçek modelde yüksek hız anomalilerinin olacağı göz önünde bulundurularak yapılan çözüm yaklaşımları ve ters çözüm problemlerinde özellikle sismik tomografi çalışmalarında kaynaktan istasyona seyahat sürelerinin hesaplanmasını beraberinde getirmektedir.

## KATKI BELİRTME

Çalışmalarım esnasında her türlü desteğini gördüğüm sayın Prof. Dr. Ahmet Mete Işıkara'ya, yüksek sabrından ve bilgisayar programlarından yararlandığım çalışma arkadaşım Araş. Gör. Ekrem Zor'a Jeofizik Anabilim Dalı'nda çalışan elemanları, Araş. Görevlileri Vuslat Tatur, Hakan Alçık, Rengin Gök ve Gonca Örgülli'ye yakın ilgileri için sonsuz teşekkürler.

## KAYNAKLAR

- Block, V.L.,1991. Joint Hypocenter-Velocity Inversion of Local Earthquake Arrival Data In Two Geothermal Regions, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, 448s.
- Cerveny, V.,1986. Seismic Ray Theory, Autumn Course on Seismology, International Center for Theoretical Physics, Italy.
- Chander, R.,1975. On Tracing Seismic Rays with Specified End Points, J. Geophys., 41,173-177.
- Chapman, C. H ve Coates, R. T.,1990. Ray Perturbation Theory and the Born Approximation, Geophys J. Int.100, 379-392.
- Jackson, P.L.,1970. Digital simulation of Seismic Waves, Ph. D. Thesis, Univ. Michigan. 84s Jacob, K. H.,1970. Three-Dimensional Seismic Ray Tracing in a Laterally Heterogeneous Spherical Earth, J. Geophys. Res., 75, 6673-6689.
- Jullian, B. R.,1969. Regional Variations in Upper Mantle Structure Beneath North America, Ph. D. Thesis, Calif. Inst. of Technology.
- Jullian, B. R., ve D. Gubbins,1977. Three-Dimensional Seismic Ray Tracing, J. Geophys., 43, 93-114.
- Keller, H. B.,1968. Numerical Methods for Two-Point Boundary Value Problems, Blaisdell, London,184s
- Kenneth, L. N., ve Sambridge, M. S.,1990. Boundary Value Ray Tracing in a Heterogeneous Medium: a Simple and Versatile Algorithm, Geophys. J. Int., 101, 1157-1168.
- Lenini, M. ve V. Perezza, (1975). An Adaptive Finite Differences Solver for Nonlinear Two-Point Boundary Problems with Mild Boundary Layers, Rept. STAN-CS-275-530, Comp. Sci. Dept., Stanford University, 40s
- Perezza, V. W. H. K. Lee, ve H. B. Keller,1980. Solving Two-Point Ray Tracing Problems in a Heterogeneous Medium, Part I. A general Adaptive Finite Difference Method, Bull. Seis. Soc. Am. 70, 79-99.
- Sun, Y.,1992. Ray Tracing in 3-D Media by Parameterized Shooting, Geophys. J. Int., 1145-1153
- Thurber, H. C.,1981. Earth Structure and Earthquake Locations In The Coyote Lake, Central California, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, 332s.
- Thurber, C. H., ve W. L. Ellsworth, 1980. Rapid Solution of Ray Tracing Problems in Heterogeneous Media, Bull. Seism. Soc. Am. 70,137-1148.
- Thurber, C. H.,1986. Analysis Methods For Kinematic Data From Local Earthquakes, Rev. Geophys. 24, 793-805.
- Yang, J. P., ve Lee, W. H.,1976. Preliminary Investigations On Computational Method for Solving The Two-Point Ray Tracing Problem in a Heterogeneous and Isotropic Medium, U.S. Geological Survey, Open File Report, 66s.
- Wesson, R. L.,1971. Travel Time Inversion for Laterally Inhomogeneous Crustal Velocity Models, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 729-746.



# SIĞ DENİZ SİSMİĞİNDE KAYNAK DALGACIĞININ İYİLEŞTİRİLMESİ

## Enhancement of Source Wavelet in Shallow Marine Seismics

B. ECEVİTOĞLU\*, T. PLEVNE\*\* , H. KAHRAMAN\*\*, E. DEMİRBAĞ\*, G. ÖZHAN\*\*, M. ÇETE\*\*, E. ÇEVİKAYAK\*\*, A. GÜRER\*\*, İ. ÇELİK\*\*, H. KURT\*, C. GÖÇMEN\*\*, C. KAVUKÇU\*\*

### ÖZET

Siğ deniz sismığının esası *Yüksek Düşey Çözünürlüktür*. Bu amaçla yüksek frekans içeriği zengin (500 Hz ve yukarı) sismik dalgacıklar üretebilen deniz sismığı kaynaklarına gereksinim duyulur. Yüksek frekans içerikli sismik dalgacık kullanmanın dezavantajı ise nüfuz derinliğinin sınırlı olmasıdır. Enerji miktarının artırılmasıyla, sismik dalgacığın yüksek frekans içeriğini yitirmesi pahasına, genlik miktarının artması sağlanabilir. Fakat bu işlem, zaman ortamında sismik dalgacığın yayılmasına, dolayısıyla düşey çözünürlüğün azalmasına neden olacaktır. Sismik dalgacığın, sahip olduğu yüksek frekans içeriğini değiştirmeksizin, genliğini artırmamanın bir yöntemi, su yüzeyi ile kaynak-alıcı çifti arasında oluşan *Hayalet Tekrarlı Yansımaların*, *Birincil Yansımaları* yapıcı girişimlerle destekleyecek şekilde, kontrollü biçimde oluşturulmalarıdır. Bu şekilde elde edilen dalgacık *Karışık-Geçikmeli* bileşik bir kaynak dalgacığı olacaktır. Bu amaçla, *Çizgisel Kaynak-Alıcı Alanlarının* geometrik konumlarını kontrol edebilen bir düzenek tasarlanmıştır. Bu düzenek yardımı ile ek bir enerji artırımına gereksinim duyulmaksızın:

- Bileşik Sismik Dalgacığın* genliği, sahip olduğu frekans içeriği değişmeksizin, birkaç kat artırılabilir.
- Bileşik Sismik Dalgacığa* biçim verilebilmekte, böylece *Çevrim Sayısı* içeriği ile *Zaman Süreci* kontrol edilebilmektedir.
- Bileşik Sismik Dalgacığı* oluşturan frekans bileşenleri daha düşük frekanslara doğru kaydırılarak, dalgacığın *Soğrulmaya* karşı olan direnci artırılabilir.

### ABSTRACT

The essential of shallow marine seismics is *High Vertical Resolution*. To achieve this, marine seismic sources capable to generate seismic wavelets rich in high frequency contents (500 Hz or more) are needed. The disadvantage of using seismic wavelets with high frequency contents is the limitation in the penetration depth. An increase in the source energy level may augment the wavelet amplitudes, but this costs the lost of high frequency contents which result in the spread of the seismic wavelet in time causing some degradation in vertical resolution. A method to enhance seismic wavelet amplitudes without modifying its frequency contents is the controlled generation of *Ghost Multiples* occurring between water surface and Source-Receiver couple. This results in constructive interferences which enhance the *Primary Reflection* amplitudes. The source wavelet so obtained is a *Mixed Delay Composite* one.

For this purpose, an apparatus controlling the spatial positioning of linearly shaped Source-Receiver arrays is designed. Using this apparatus, without any need of additional energy, following can be achieved:

- The amplitudes of Composite Seismic Wavelet can be increased several times without modifying its frequency contents.
- The Composite Seismic Wavelet can be reshaped, so that its *cycle* content and time duration can be controlled.
- The frequency content of the Composite Seismic Wavelet can be shifted toward lower frequencies, hence providing some resistance against *Absorption*.

\* İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Müh. Böl. 80626 Maslak - İstanbul

\*\* MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etidleri Dairesi, ANKARA



## GİRİŞ

Sığ Deniz Sismîğinde kullanılan enerji kaynakları, Derin Deniz Sismîğinde kullanılanlara göre daha basit, ucuz ve kullanımı kolaydır. Sığ Deniz Sismîği kaynakları yardımıyla, Derin Deniz Sismîği kaynaklarında olduğu gibi, yeraltının birkaç kilometre altı görüntülenemez, fakat yaklaşık bir kilometreye kadar olan derinlikleri yüksek çözünürlükle görüntülemek olasıdır. Sığ Deniz Sismîğinde yaygın olarak kullanılan kaynakların başında *Sparkerlar* ve *Boomerlar* gelmektedir.

Bizim bu çalışmada üzerinde duracağımız Sparker türü kaynaklardır. Sparkerların çalışma esası, su yüzeyinin hemen altında, aralarında birkaç santimetre aralık bulunan elektrod çiftleri arasında oluşturulan kıvılcıma dayanır. Yüksek voltajlar kullanılarak oluşturulan bu kıvılcım, elektrodlar arasını dolduran su hacmini aniden buharlaştırarak bir *Dış-Patlama*, yani ilk basınç genliğinin sıkıyına olduğu bir sismik dalgacık yaratır. Oluşan bu dalgacığın genliği, Derin Deniz Sismîği kaynaklarından biri olan Air Gunlara göre çok daha küçüktür. Buna karşın yüksek frekans içeriği yönünden çok zengindir. Sparker dalgacıkları, yaklaşık bir, birbuçuk kilometre derinliklerin daha altından bilgi getiremezler, ancak bu derinliklere kadar olan jeolojik yapıları daha ayrıntılı bir biçimde görüntülerler.

Sığ Deniz Sismîğinde kullanılan dinleme cihazları, Derin Deniz Sismîğinde kullanılan türlerinin çok daha basit bir şeklidirler. Kapasitelerine göre 8,16 veya 20 hidrofona biriminin oluşturduğu bir hidrofona grubuna sahip tek kanallı Streamerlardır. Derin Deniz Sismîğinde kullanılan streamerların aksine, bunların veri toplama sırasında su içindeki konumlarının kontrolüne gerek duyulmaz. Sığ Deniz Sismîği streamerları pratik olarak su yüzeyinden çekilirler. Frekans duyarlılıkları ise birkaç kilohertz seviyesindeki sinyalleri algılayabilecek düzeydedir.

Sığ Deniz Sismîğinde kullanılan kayıt cihazları ise, Derin Deniz Sismîğinde kullanılan kayıt cihazlarının gene çok daha basit türleridir. Günümüzde, yavaş yavaş Sığ Deniz Sismîği sinyallerini sayısal olarak kaydedebilen türde cihazlar endüstride görülmeye başlanmışsa da, halen analog tür kayıtçılar yaygın olarak kullanılmaktadırlar. Yeniliklerden bir başkası ise Siyah-Beyaz çizicilerinin yerlerini artık 64 tonda grileme yapabilen çizicilere bırakmalarıdır. Bu ise görüntü kalitesini hissedilir derecede artırmaktadır.

Bundan sonraki bölümünde, su yüzeyinin hemen altında oluşan ve *Hayalet Tekrarlı Yansımalar* olarak adlandırılan sismik olaylardan söz edeceğiz.

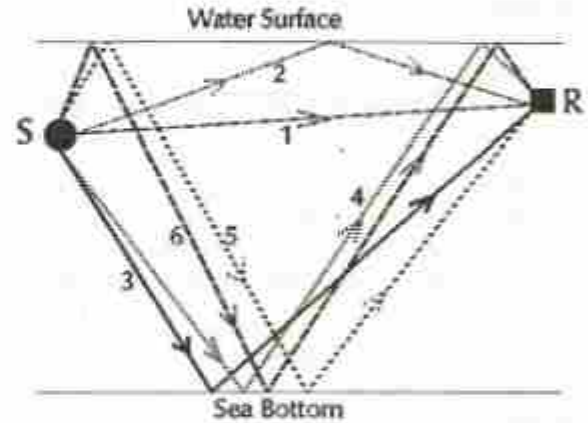
## HAYALET TEKRARLI YANSIMALAR

Sparker elektrod çifti bir nokta kaynak olarak kabul edilirse, bu noktadan çıkan basınç dalgaları her yöne

ilerleyeceklerdir. Sparker su yüzeyinden çekilirse, sismik enerjinin atmosfer içerisine kaçan bölümü bizi ilgilendirmeyecektir. Fakat bu durumda, su üzerine çıkan elektrodlar arasında iletkenlik görevi yapan tuzlu deniz suyunda zaman zaman kesintiler oluşacak, dolayısıyla arzu edilmeyen *Kör Atışlar*la karşılaşılacaktır. Söz konusu teknik kısıtlama sparkerin bir miktar su yüzeyinin altından çekilmesini gerektirmektedir. Diğer yandan, sparker türü sismik kaynaklara ait etken frekanslar  $f_c$  500 Hz ile birkaç kHz aralığına düşmektedirler. Sismik dalgaların deniz suyu içindeki yayılım hızları yaklaşık  $v_w=1500$  m/s alındığında oluşan  $\lambda$  dalga boyları en çok 3 metre gibi çok kısa uzunluklara sahip olacaklardır:

$$\lambda = \frac{v_w}{f_c} = \frac{1500 \text{ m/s}}{500 \text{ Hz}} = 3 \text{ m}$$

Bu durumda gerek kaynağın, gerekse alıcının su yüzeyinden olan derinlikleri, *Birincil* ve onu hemen arkasından izleyen *Hayalet Tekrarlı Yansımaların* oluşturduğu *Bileşik Dalgacık* biçimini önemli ölçüde etkileyeceklerdir (Sheriff ve Geldart, 1982). Söz konusu sismik olayları daha ayrıntılı olarak Şekil 1 de inceleyelim.



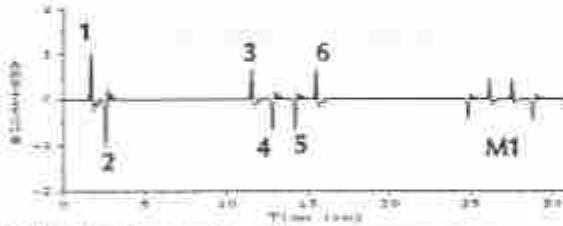
Şekil 1. Su yüzeyi ile Alıcı-Alıcı çifti arasında oluşan Hayalet Tekrarlı Yansımalar.

Figure 1. Ghost Multiplex occurring between water surface and Source-Receiver pair.

Şekil 1 de toplam 6 adet Sismik Olayla ilgili ışınlar görülmektedir. Bunlardan (1) ve (2) numaralı sismik olaylar tamamen su yüzeyine yakın oluşmakta ve derinlerden gelen sismik sinyalleri hiçbir şekilde etkilememektedirler. (1) inci sismik olay kaynak (S) ile alıcı (R) arasındaki *Direk Varışı* göstermektedir. (2) inci sismik olay ise kaynaktan yola çıkıp su yüzeyinin altından yansırarak *Polarite Terslenmesi* ile alıcıya ulaşan yansımayı göstermektedir. (3) üncü sismik olay bizim için asıl önem taşıyan deniz tabanından gelen *Birincil Yansımayı* göstermektedir. (4) üncü sismik olay

*Alıcı Tarafı Hayalet Tekrarlı Yansımaları* göstermektedir. Sismik dalgacık alıcıya ulaşmadan hemen önce su yüzeyinin altından yansıyarak polarite terslenmesine uğramaktadır. (5) inci sismik olay *Kaynak Tarafı Hayalet Tekrarlı Yansımaları* göstermektedir. Sismik dalgacık kaynaktan çıktıktan hemen sonra su yüzeyinin altından yansıyarak polarite terslenmesine uğramaktadır. En nihayet (6) ıncı sismik olayda *Kaynak ve Alıcı Tarafı Hayalet Tekrarlı Yansımaları* görülmektedir. (S) kaynağından yola çıkan sismik dalgacık su yüzeyinin altından yansıyarak polarite terslenmesine uğramakta, deniz tabanından yansıdıktan sonra tekrar su yüzeyinin altından yansıyarak ikinci kez polarite terslenmesine uğramakta, dolayısıyla ilk orijinal polaritesine kavuşarak (R) alıcısına ulaşmaktadır. Şekil 2 de yukarıda sözü edilen sismik olaylara ait *Yapay Sismik İz* görülmektedir.

6 adet sismik olayın belirgin bir şekilde görüntülenebilmesi için kısa süreçli ( 1 ms den az) bir sismik dalgacık kullanılmıştır. Şekilde ayrıca 25 ms ler civarında gelen M1 *Birinci Mertebeden Su Tabanı Tekrarlı Yansımaları* ait bileşik dalgacık da görülmektedir. Buna ait sismik ışınlar, daha fazla karışıklığa meydan vermemesi için Şekil 1 de gösterilmemiştir. M1 Birinci Mertebeden Su Tabanı Tekrarlı Yansımaları ait bileşik dalgacığın polaritesinin Birincil Yansıma'ya ait bileşik dalgacığın polaritesinin tersi olduğu dikkat çekicidir.



Şekil 2 Şekil 1 de görülen 6 sismik olaya ait yapay sismik iz.  
Figure 2 Synthetic seismic trace showing the six seismic events depicted in Figure 1.

Bundan sonraki bölümde Hayalet Tekrarlı Yansımalar ile ilgili yolculuk süresi bağıntıları verilecektir.

### HAYALET TEKRARLI YANSIMALAR İLE İLGİLİ BAĞINTILAR

Sismik ışınların düşey doğrultuda gittikleri yollar, yatay doğrultuda Kaynak-Alıcı arasındaki uzaklıktan defalarca fazladır. Bu düşünceden yola çıkarak, bilinen *Statik Düzeltme* bağıntılarının türetilmesine benzer bir şekilde, düşey sismik ışın yollarından faydalanarak aşağıdaki bağıntıları elde edebiliriz:

Birincil Yansıma,

$$t = \frac{2H - k_1 - a_1}{v} - \frac{2H - K_2 - A_2}{v} = \frac{K_2 + A_2 - k_1 - a_1}{v}$$

Kaynak Tarafı Hayalet Tekrarlı Yansıması,

$$t = \frac{2H + k_1 - a_1}{v} - \frac{2H - K_2 - A_2}{v} = \frac{K_2 + A_2 + k_1 - a_1}{v}$$

Alıcı Tarafı Hayalet Tekrarlı Yansıması,

$$t = \frac{2H - k_1 + a_1}{v} - \frac{2H - K_2 - A_2}{v} = \frac{K_2 + A_2 + k_1 + a_1}{v}$$

Kaynak ve Alıcı Tarafı Hayalet Tekrarlı Yansıması,

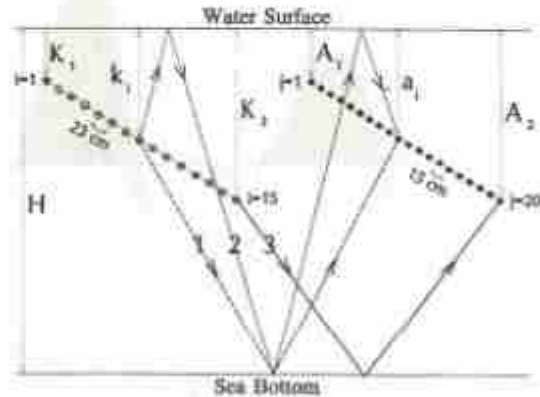
$$t = \frac{2H + k_1 + a_1}{v} - \frac{2H - K_2 - A_2}{v} = \frac{K_2 + A_2 + k_1 + a_1}{v}$$

Bu bağıntılarda görülen ( $k_i$ ) ve ( $a_j$ ) değişkenleri,

$$k_i = \frac{K_2 - K_1}{I - 1}(I - 1) + K_1, \quad 1 \leq I \leq I \quad (5)$$

$$a_j = \frac{A_2 - A_1}{J - 1}(J - 1) + A_1, \quad 1 \leq J \leq J \quad (6)$$

şeklinde ifade edilmekte olup sırasıyla *Çizgisel Kaynak* ve *Alıcı Alanlarını* tanımlamaktadırlar. Yukarıdaki bağıntılarda verilen değişkenler Şekil 3 de tanımlanmıştır. Şekil 3 ün sol tarafında görülen *Spark* kaynağı, 23 cm aralıklarla toplam 15 Spark'tan oluşan çizgisel bir kaynak alanıdır. Kaynak alanının sol ucu su yüzeyinin ( $K_1$ ) kadar altındadır. Kaynak alanının sağ ucu ise su yüzeyinin ( $K_2$ ) kadar altındadır. Spark'lar soldan sağa doğru ( $i$ ) sayacıyla 1 den 15 e kadar tanımlanmışlardır. Dolayısıyla ( $i$ ) inci Spark su yüzeyinin ( $k_i$ ) kadar altındadır. Benzer olarak, Şekil 3 ün sağ tarafında görülen *Streamer*, 15 cm aralıklarla toplam 15 *Hidrofon Biriminden* oluşan çizgisel bir alıcı alanıdır. Alıcı alanının sol ucu su yüzeyinin ( $A_2$ ) kadar altındadır.

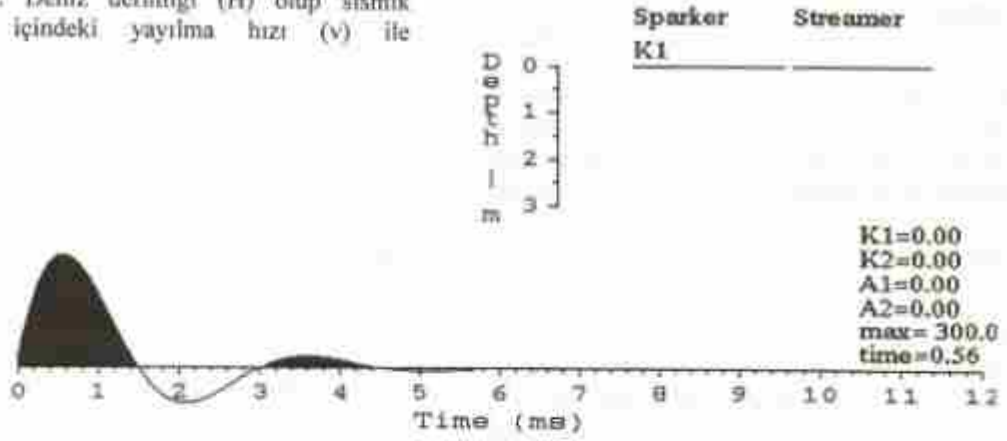


Şekil 3: Hayalet Tekrarlı Yansımaları ile ilgili Kaynak-Alıcı geometrileri.

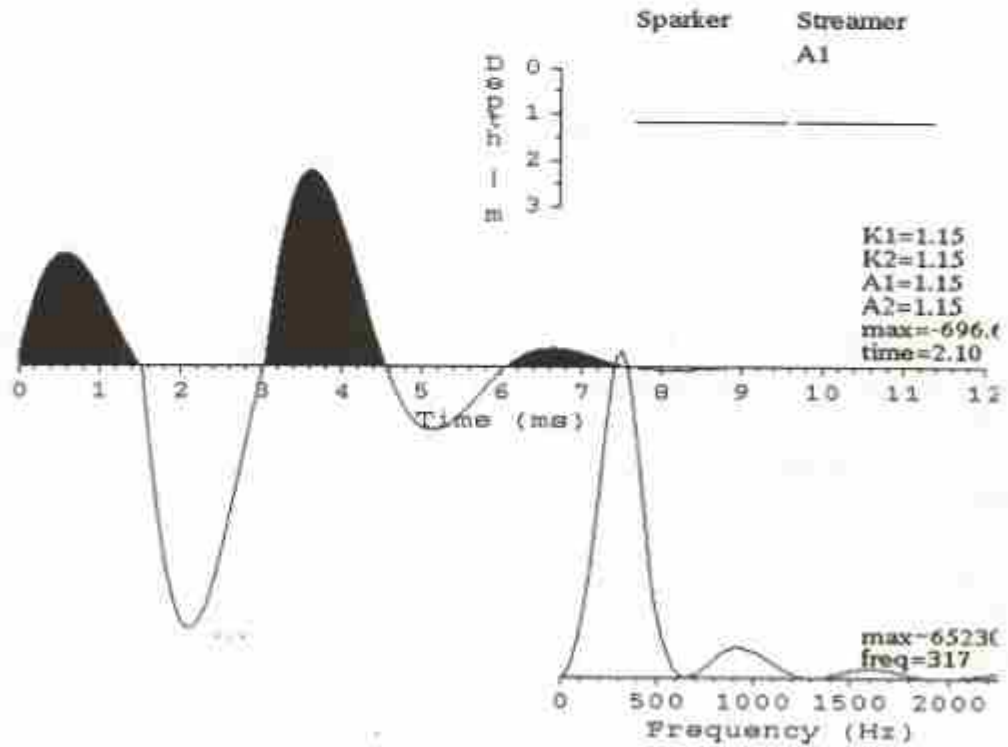
Figure 3: Source-Receiver geometries related to Ghost Multiplex.

Alıcı alanının sağ ucu ise su yüzeyinin ( $A_1$ ) kadar altındadır. Hidrofon Birimleri soldan sağa doğru ( $j$ ) sayacıyla 1 den 20 ye kadar tanımlanmışlardır.

Dolayısıyla (j) inci Hidrofon Birimi su yüzeyinin (a)<sub>j</sub> kadar altındadır. Deniz derinliği (H) olup sismik dalgaların su içindeki yayılma hızı (v) ile tanımlanmıştır.



Şekil 4.  $K_1=K_2=A_1=A_2=0$  m konumuna ait Bileşik Dalgacık biçimi.  
Fig. 4. Composite Wavelet shape corresponding to  $K_1=K_2=A_1=A_2=0$  m.



Şekil 5.  $K_1=K_2=A_1=A_2=1.15$  m ye ait Bileşik Dalgacık biçimi.  
Fig. 5. Composite Wavelet shape corresponding to  $K_1=K_2=A_1=A_2=1.15$  m.



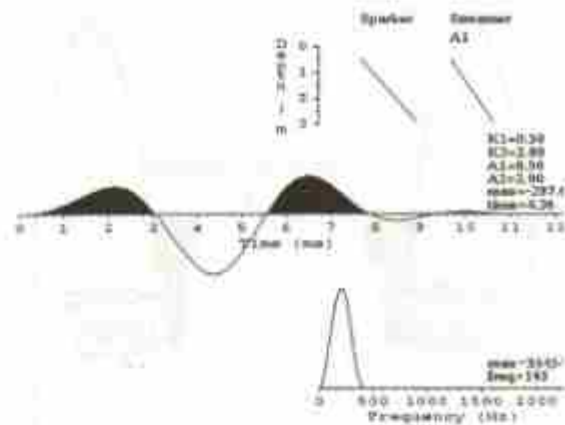
(1), (2), (3) ve (4) bağıntılarında görülen

$\frac{2H - K_2 - A_2}{v}$  terimi, Şekil 3 deki 3 numaralı ışın tanımlanmaktadır. 3 numaralı ışın, sismik kayıtlarda en erken gözlenen birincil yansıma ya da denk gelmektedir. Söz konusu terim, Birincil Yansıma (1), Kaynak Tarafı Hayalet Tekrarlı Yansıması (2), Alıcı Tarafı Hayalet Tekrarlı Yansıması (3) ile Kaynak ve Alıcı Tarafı Hayalet Tekrarlı Yansıması (4) na ait yolculuk sürelerinden çıkartılarak *Sismik İzin* toplam süreci, *Bileşik Dalgacık* sürecine indirgenmiştir. Bundan sonraki bölümde, söz konusu Bileşik Dalgacık biçimi incelenecektir.

### BİLEŞİK DALGACIK

Bu çalışmanın ana amacı, Çizgisel Kaynak-Alıcı Alan geometrilerinin sistematik bir biçimde değiştirilerek istenilen amaçlara uygun *Bileşik Dalgacıkların* oluşturulmasıdır. Bileşik Dalgacığı oluşturan sismik olaylar Birincil Yansıma ile bunu hemen izleyen Hayalet Tekrarlı Yansımalarıdır (Sengbush,1983). Söz konusu sismik olaylar, tek Kaynak ve tek Alıcı noktaları için ise Şekil 1 de, çok Kaynak ve çok Alıcı noktaları için ise Şekil 3 de görüntülenmişlerdir. Tek Kaynak ve Tek Alıcı noktasına ait Yapay Sismik İz Şekil 2 de verilmiştir. Bu bölümde çok Kaynak ve çok Alıcı noktalarına ait Yapay Bileşik Dalgacıkları vereceğiz.

Problemimize özgün Yapay Sismik İz üretiminde kabul edilen varsayım, Kaynak-Alıcı Alanlarının oluşturduğu sistemin, *Linear Sistem* olarak davranmasıdır. Bu varsayım, sismik olayların tek kaynak ve tek alıcı esas alınarak üretilmesine, toplanarak elde edilen sonuçların çok Kaynak ve çok Alıcının yanıtına eşdeğer olmasına olanak sağlamaktadır. Tasarlanan algoritmanın çatısını, bir önceki bölümde verilen (1-6) bağıntıları oluşturmaktadır. Şekil 4 ün sağ üst bölümünde görüldüğü gibi, Kaynak-Alıcı alanları tamamıyla su yüzeyinde bulunmaktadır. Bu konuda Bileşik Dalgacık, orijinal sismik dalgacığın kendisidir ve bu örnekteki genliği 300 birimdir. Yapay sismik izi oluşturmakta kullanılan dalgacık 2 periyodluk basit bir sinüs dalgası olup genliği artan zamanla üstel olarak azalmaktadır. Yapay dalgacığın etken periyodu olan 3 ms, yaklaşık 800 metre deniz derinliğini katederek gelen gerçek sismik dalgacığın etken periyodundan alınmıştır. Şeklin sağ alt bölümünde bulunan genlik spektrumundan okunan etken frekans 300 Hz civarındadır. Dalgacık En-Küçük-Gecikmeli özellik göstermektedir (Robinson, 1980).

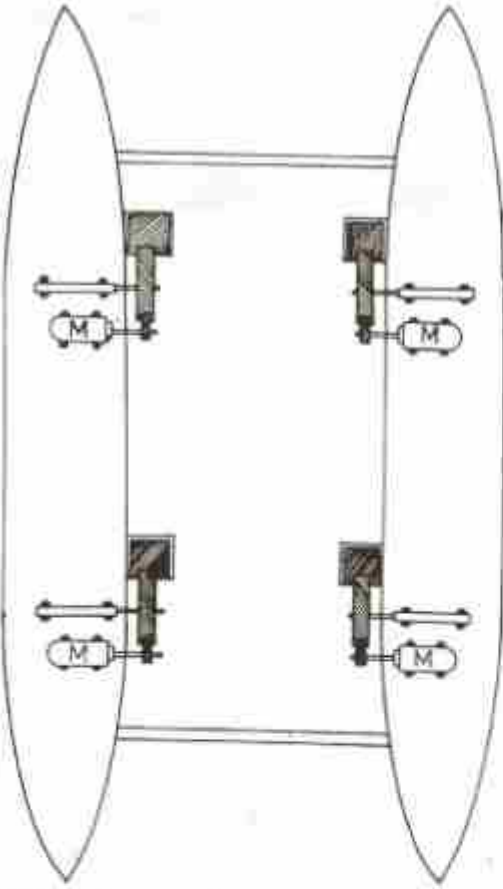


Şekil 6:  $K_1-A_1=0.5$  m ve  $K_2-A_2=2.9$  m ye ait Bileşik Dalgacık biçimi.

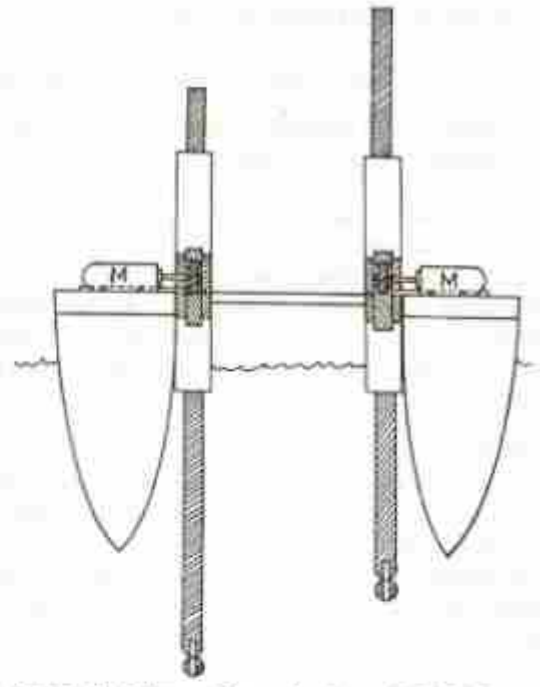
Figure 6: Composite Wavelet shape corresponding to  $K_1-A_1=0.5$  m and  $K_2-A_2=2.9$  m.

Şekil 5 de Kaynak ve Alıcı alanları, yatay konumları bozulmaksızın su yüzeyinin 1.15 metre altına indirilmişlerdir. Bu konuda Bileşik Dalgacığın genliği 2 ms civarında yaklaşık -700 birime ulaşmıştır. Dolayısıyla Bileşik Dalgacığın mutlak genliği, Hayalet Tekrarlı Yansımaların yapıcı girişimleri sonucu en az 2.3 kat artırılmış, buna rağmen etken frekans içeriği olan 300 Hz korunmuştur. Bununla beraber Bileşik Dalgacık En-Küçük-Gecikmeli özelliğini yitirerek Karışık-Gecikmeli olmuş ve en büyük mutlak genliği ise negatif hale gelmiştir. Bu durum, tek polariteyi boyayan analog tip kayıt cihazlarında, polarite düğmesinin zıt polariteye çevrilmesini gerektirmektedir. Bu durumda negatif konuma gelen ilk pik çizici tarafından boyanmayacak ve zaman okumalarında küçük bir miktar gecikme hatasına neden olacaktır.

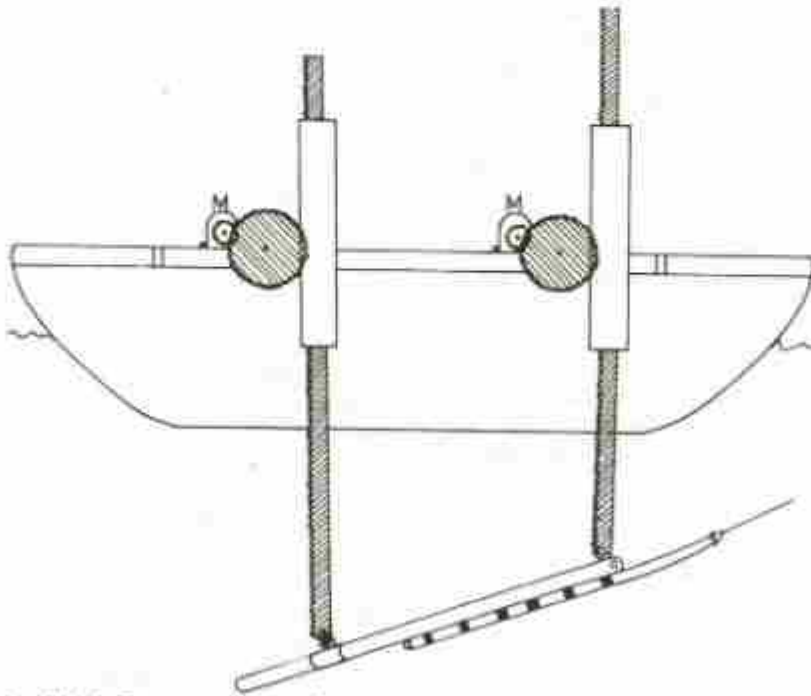
Şekil 6 da Kaynak ve Alıcı alanlarına belli bir eğim kazandırılmıştır. Bu durumda oluşan Bileşik Dalgacığın genliği, orijinal dalgacık genliğinin altına düşmektedir. Ayrıca Bileşik Dalgacığın etken frekansı 300 Hz civarından 200 Hz in altına düşmüş, sonuç olarak Bileşik Dalgacık zamanda önemli miktarda yayılmıştır. Bu yöntemle, Bileşik Dalgacığın sahip olduğu enerjinin önemli bir kısmı düşük frekanslara çekilerek *Sismik Sogrulmanın* Bileşik Dalgacık üzerine olan etkisi azaltılabilir. Fakat yaptığımız denemeler sırasında, azalan Bileşik Dalgacık genliğinin zayıflatıcı etkisi daha baskın çıkmış, dolayısıyla düşük frekans içeriğinin bu tür etkileri izlenememiştir. Kaynak ve Alıcı alanlarına eğim kazandırma yöntemi Yansıma Sismisinde *Beam Steering* olarak bilinir ve eğimli yapıların görüntülenmesinde kullanılır (Belcher ve diğ., 1986). Sismik ışınların, çizgisel Kaynak-Alıcı alanlarına paralel hale gelmeleri, Bileşik Dalgacığın zaman ortamında yayılmasına neden olduğunu belirtmiştik. Bu olayın en belirgin örneği, Kaynak-Alıcı alanlarının gemi kıçına yakın çekilmeleri halinde görülür.



Şekil 7. Düzeneğin üstten görünüşü.  
Fig. 7. Top view of the apparatus.



Şekil 8. Düzeneğin arkadan görünüşü.  
Fig. 8. Rear view of the apparatus.



Şekil 9. Düzeneğin yandan görünüşü.  
Fig. 9. Side view of the apparatus.



Bu durumda, aşağıdan su yüzeyine dik gelen sismik ışınların bir kısmı gemi kıçından yansiyarak veya kırılarak su yüzeyine, dolayısıyla çizgisel Kaynak-Alıcı alanlarına paralel bir konuma geleceklerdir. Bu ise, sismik kesitlerde zaman zaman görülen ve her sismik seviyelerin arkasına takılan uzun periyodu bir gürültü olarak kaydedilir.

### DÜZENEK TASARIMI

Kaynak-Alıcı alanı geometrilerinin su içindeki kontrolünü sağlamak için özel bir düzenek planlanmaktadır. Şekil 7 düzenneğin üstten görünüşüdür. Birbirlerine bağlı iki adet katamara üzerine monte edilmiş 4 adet elektrik motoru; her motorun ucunda bir küçük dişli, bu küçük dişliyle temas halinde bir büyük dişli, büyük dişlinin yukarı aşağı hareket ettirdiği bir düşey çubuk görülmektedir. Motor deniz suyuna dayanıklı olup, hareket halinde olmadığı zaman kendi kendini kilitleyebilmelidir. Şekil 8 düzenneğin arkadan görünüşüdür. Dönen motor üzerine monte edilmiş olan küçük dişliyi, küçük dişli ise ortadaki büyük dişliyi, büyük dişli ise düşey muhafaza üzerinde açılmış bir pencereden içerideki dik çubuğu aşağı yukarı hareket

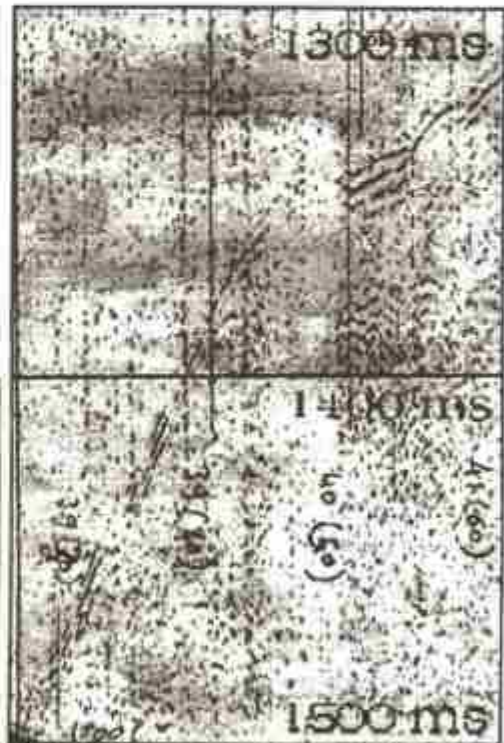
ettirmektedir. Şekil 9 düzenneğin yandan görünüşüdür. Bu şekilde motor, küçük ve büyük dişliler, düşey muhafaza, muhafaza içerisinde aşağı yukarı hareket eden düşey çubuk, Streamer veya Sparker'ın tutturulduğu eğimli çubuk görülmektedir. Eğimli çubuğun şekle göre sağ tarafı sabit bir mafsalla sağ düşey çubuğa tutturulmuştur. Eğimli çubuğun sol tarafı ise kayar bir mafsalla sol düşey çubuğa tutturulmuştur.

### UYGULAMA

Yöntemin denemesi, Silivri'nin güneyinden Marmara Denizi ortalarına doğru uzanan KM4 sismik hattı üzerinde bulunan, yaklaşık 1140 metre derinlikli bir çukur üzerinde yapılmıştır. Henüz, bir önceki konuda sözü edilen düzenek hazır olmadığından, Kaynak-Alıcı alanlarının istenilen derinliklere indirilmesi basit bir şekilde gerçekleştirilmiştir. Sparker, yeterince ağır olduğu için, plastik bir boru üzerine monte edilirken, Streamer demir bir boru üzerine monte etmek gerekir. Bir ön etüdüle kestirilen etken Sismik Dalgacık periyodu modellerine programına girilerek optimal Kaynak-Alıcı alanı derinlikleri bulundu. Söz konusu derinlikler, uygun uzunlukta ipler yardımıyla Kaynak-Alıcı alanlarına uygulanmıştır.



Şekil 10.  $K_1=K_2=A_1=A_2=0$  m için Sismik Veri. Şekil 11. Fig. 10. Seismic Data for  $K_1=K_2=A_1=A_2=0$  m. Fig. 11.



Şekil 12.  $K_1=K_2=A_1=A_2=1.15$  m için Veri. Fig. 12. Data for  $K_1=K_2=A_1=A_2=1.15$  m.

Şekil 10 da söz konusu çukurluğun kuzey kanadı görülmektedir. Sismik profilin bu bölümünde veri alışılgeilmiş bir biçimde toplanmış, yani Kaynak-Alıcı

alanları su yüzeyinden çekilmişlerdir. Şekil 11 ve 12 de Kaynak-Alıcı alanları su yüzeyinin 1.15 metre altına indirilmişlerdir. Şekillerden de izlenildiği gibi, Kaynak-



Alıcı alanları uygun derinliklere indirildikleri zaman, gerek çukurluğun en dibini (Şekil 11), gerek çukurluğun güney kanadını (Şekil 12) görüntüleyen sismik siyallerin kalitesinde bir düzelme olmuştur.

#### SONUÇ

Bileşik Dalgacık biçimi, Kaynak-Alıcı alanlarının derinliklerine hassas bir şekilde bağlıdır. Bu çalışma kapsamında, basit bir yaklaşım kullanılarak denenen yöntem, sözü geçen düzeneğin kullanılmasıyla daha etkin bir hale gelecektir. Yöntem, Kaynak ve/veya Alıcı kapasitelerinin artırılmasının mümkün olmadığı

durumlarda, daha büyük derinliklerin başarılı bir şekilde görüntülenmesine yeni bir alternatif sunmaktadır.

#### KAYNAKLAR

- Belcher, S. W., Pratt, T. L., Costain, J. and K. Çoruh, C., 1986, *Alternative Processing Techniques and Data Improvement Provided by Single-Sweep Recording*, *Geophysics* 51,1736-1742.
- Robinson, E. A., 1980, *Physical Applications of Stationary Time Series*, Macmillan Publishing Co. Inc.
- Sengbush, R. L., 1981, *Seismic Exploration Methods*, International Human Resources Development Corporation.
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P., 1982, *Exploration Seismology: History, Theory, and Data Acquisition*, V.I. Cambridge University Press.

# İSTANBUL BOĞAZI OLUŞUMUNUN SIĞ SİSMİK VERİLER YARDIMI İLE TARTIŞILMASI

## A Discussion on the Formation of Bosphorus Using Shallow Seismic Data

E. Gökaşan<sup>\*</sup>, E. Demirbağ<sup>\*\*</sup>, F.Y. Oktay<sup>\*\*</sup>,  
B. Ecevitoglu<sup>\*\*</sup>, E. Doğan<sup>\*</sup>, M.K. Fettahoğlu<sup>\*</sup>, M. Şimşek<sup>\*\*\*</sup>

### ÖZET

Bu çalışmada, İstanbul Boğazında SHOD Başkanlığı tarafından alınmış olan siğ sismik kesitler değerlendirilmiş ve çevre morfolojisi ile de kıyaslanarak, Boğaz'ı sınırlayan yamaçların faylar tarafından oluşturulduğu gözlenmiştir. Bu fayların bir bölümünün deniz tabanı üzerinde de etkili olması, genç olabileceğine delil olsa da, bölgedeki akıntının bu şekillenme üzerindeki etkisinin de araştırılması gerekir. Ayrıca, Boğaz yamaçlarında izlenen eski bir vadiye ait yüzeyler Boğaz'ın oluşumuna dair ipuçları vermekte ve Pleistosen'deki gençleşme sırasında bu vadiyi oluşturan akarsuyun da Boğaz'ın oluşumunda etkili rol oynadığı düşünülmektedir.

### ABSTRACT

In this study, shallow seismic data acquired by SHOD in Bosphorus were evaluated and compared with geomorphology of the surrounding area. It was observed that the banks of Bosphorus are mainly due to faults. Although, some of these faults are effective on the bathymetry indicating that they might be young, the role of water flow in shaping Bosphorus must also be investigated. Furthermore, levels related to an ancient valley are observed on the banks of Bosphorus and it could be possible that the water flow rejuvenated in Pleistocene played an effective role in the formation of Bosphorus.

### GİRİŞ

İstanbul Boğazı ve yakın çevresi çok eski çağlardan beri insanların yaşadığı bir bölge olduğundan dolayı Boğaz'ın oluşumu ve şekillenmesi hakkındaki fikirler de oldukça eski zamanlara dayanır.

Boğaz'ın oluşum mekanizmaları üzerinde çalışan araştırmacılar genel olarak iki etkileyici unsur üzerinde birleşmişlerdir. Bunlardan ilki, Boğaz'ın eski fayların zayıf zonlarına yerleşmiş bir akarsu vadisi olduğu (Darkot, 1938; Pamir, 1938; Erinc, 1939; Yalçınlar 1949) ve ikincisi ise bu oluşumda yapısal olayların daha baskın rol oynadığıdır (Hochstaetter, 1870; Oktay ve Sakıncı, 1991, 1993; Gökaşan, 1993; Gökaşan ve diğ., 1993). Bunların dışında yukarıdaki iki etkileyici unsurun beraberce rol oynadığı daha karmaşık modellerin önerildiği araştırmalar da vardır (Yılmaz ve Sakıncı, 1990).

Dz.K.K. Seyir Hidrografi ve Oşinografî Dairesi Başkanlığı (SHOD) tarafından Boğaz içerisinde alınmış olan sismik kesitler bu çalışmanın temelini teşkil eder.

SHOD Başkanlığı tarafından 1977 yılında alınmış olan kesitlerden bu çalışma içerisinde, güneyde Ortaköy-Üsküdar ile kuzeyde Anadolu-Rumeli Fenerleri arasındaki 118 adedi yorumlanmış (Şekil 1) ve yapılan yorumlama sonucunda elde edilen bilgiler ile bölgedeki bazı jeolojik ve jeomorfolojik problemlere yaklaşımlarda bulunulmuştur.

### SİSMİK VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Siğ deniz sismikliği verilerinin toplanmasında kaynak-alıcı uzaklığının su derinliğini nazaran çok daha kısa olması nedeniyle sismik ışınların düşey yönde tabaka ara yüzeylerine eriştikleri ve yansydıkları kabul edilebilir. Bu durumda yansıma genlikleri sadece tabakaların akustik empedanslarının farklarına, yansıma zamanları da doğrudan tabakaların kalınlıklarına ve hızlarına bağlıdır. Bu şartlar altında sismik P-dalgalarının yansıma genliği, düşey yansıma katsayısı

$$R = (V_2 \rho_2 - V_1 \rho_1) / (V_2 \rho_2 + V_1 \rho_1)$$

ile belirlenir. Bu bağlamda  $V\rho$  tabakaların akustik empedansı olarak isimlendirilir. Bağlamdan da

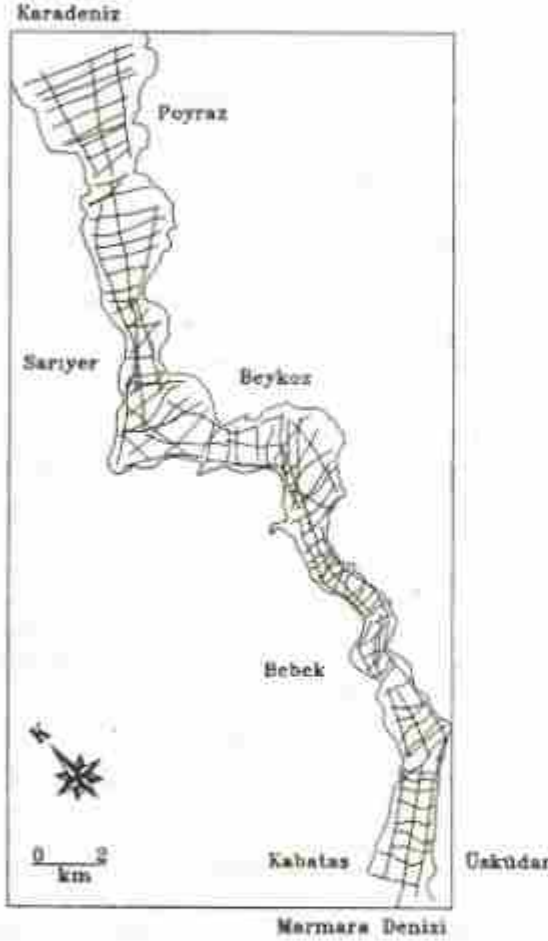
<sup>\*</sup> I.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü,

<sup>\*\*</sup> I.T.Ü. Maden Fakültesi,

<sup>\*\*\*</sup> I.T.Ü. Maden Fakültesi,

<sup>\*\*\*\*</sup> Dz. K.K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografî Dairesi Başkanlığı (SHOD).

görüldüğü gibi yansımaya katsayısı doğrudan hız ve yoğunluğun bir fonksiyonudur ve yansımının meydana gelebilmesi için tabakaların akustik empedansları mutlaka farklı olmalıdır. Ayrıca, yansımaya genişliğinin büyüklüğü iki tabaka arasındaki hız ve yoğunluk farklarına bağlıdır. Bu farklar ise tabakaların litolojik özellikleri dahilinde (kimyasal yapı, gözeneklilik, doygunluk, kristal yapısı vs.) oluşur. Sismik kesitler üzerinde yansımaya seviyelerinin sürekliliği tabaka arayüzeylerini belirlerken, yansımaya seviyelerinde görülen bazı ani değişiklikler fayların ifadesi olabilirler. Bu ani değişiklikler aşağıdaki sismik kriterlere göre sınıflandırılabilir;



Şekil 1: Sismik hat haritası.  
Figure 1: Seismic profile map.

- Yansımaya yüzeyi seviyesinde izlenen ani iniş çıkışlar.
- Yansımaya paketlerinin ani yanıl kesintiye uğramaları.
- Saçılma hiperbollerinin gözlenmesi; özellikle tepe noktaları belli bir doğrultuyu takip eden saçılma hiperbollerinin birkaçının birarada izlenmesi.

Bu çalışmada yukarıdaki kriterlere bağlı kalınarak belirlenen fayların sadece temel kayayı etkileyenleri eski faylar, diğer bir bölümü ise, aynı etkileri hem temel kaya yansımaları üzerinde, hem de deniz tabanında ve/veya temel kaya ile deniz tabanı arasında bulunan sedimentlerde de göstermesi nedeni ile genç faylar olarak yorumlanmıştır.

Bu bilgiler ışığında bölgede en altta, akustik temel olarak yorumlanan yüksek genlikli yansımaya yüzeyi, bunun üzerinde düşük genlikli ve sürekliliği olmayan ara yüzeyler tarafından bölünmüş sedimentler istif ve en listede de su-sediment sınırını oluşturan deniz tabanı yüzeyi izlenebilmiştir.

Bu birimleri ayrı ayrı inceleyecek olursak:

#### a) Akustik Temel:

Sismik kesitlerde en altta izlenen yüksek genlikli yüzey, bu çalışmada akustik temel olarak yorumlanmıştır. Bu yansımaya, Boğaz'ın güneyinde Sarayburnu-Üsküdar arasında yapılmış olan tüp tünelleri sondajlarıyla kısmen korole edilmiş ve bu sondajlarda tabanda izlenen Paleozoyik yaşlı temel (Yılmaz ve Sakıncı, 1990) nedeni ile bu birime ait yansımaya yüzeyi olarak yorumlanmıştır. Bu yorum, Ketin ve Kıran (1990) tarafından derlenmiş olan İstanbul çevresinin jeolojî haritasında, Boğaz'ın her iki yakasında kıyıda izlenen Paleozoyik yaşlı birimler ve Boğazda yapılmış olan diğer sismik çalışmalarda (Uluğ ve diğ., 1987) hız değerleri ile de desteklenir. Ancak, Boğaz içerisinde yaklaşık olarak Anadolu Kavağı-Sarıyer arasında geçtiği düşünülen Paleozoyik-Kretase sınırının varlığı nedeniyle, bu sınırın kuzeyindeki akustik temelin, Kretase yaşlı birimlerden oluştuğu söylenebilir.

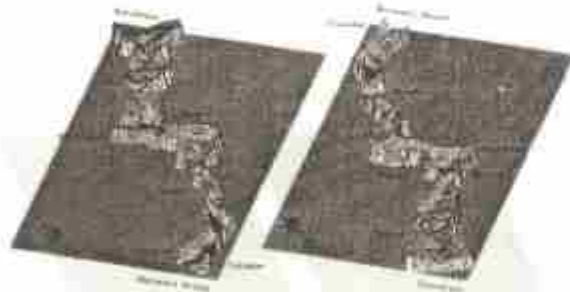
Çalışma alanında izlenen akustik temel yansımaları, bazı kesitlerde derinleşip izlenemediğinden dolayı bu bölgeler, temeldeki çukur alanlar olarak yorumlanmıştır. Bebek Koyu-Kandıllı Burnu arasında kalan bölge ise sismik verilerin yetersizliği nedeniyle yorumlanamamıştır. Akustik temelde çukur olarak yorumlanan alanlar, yorumlanmayan bölgeler ve Akustik Temel Yüzeyi, 2 boyutlu harita ve 3 boyutlu blok diyagramları halinde sunulmuştur (Şekil 2 ve 3).





Şekil 2: Temel kaya derinlik haritası.

Figure 2: Basement map.



Şekil 3: Temel kaya blok diyagramları. İstanbul boğazı'na (a) Marmara Denizi (b) Karadeniz'den bakış (dişey yönde ölçektedir).

Figure 3: Block diagrams of the basement. Views of the Bosphorus (a) from Sea of Marmara (b) from Black Sea (not in scale).

#### b) Sediment İstif:

Akustik temel ve deniz tabanı yansımaları arasında kalan bölgede düşük genlikli ve sürekliliği olmayan pek çok yansımaya yüzeyi izlenir. Paleozoyik ve Kretase yaşlı birimlerden oluşan temel ile aralarındaki

akustik empedans farkından doğan yüksek genlikli yansımaya yüzeyi, daha önce yapılmış olan karılma çalışmalarında belirlenen ortalama hızları (Uluğ ve diğ., 1987 tarafından 1900 m/sn) ve Üsküdar-Sarayburnu arasında yapılmış olan sondajlardan elde edilen bilgiler (Yılmaz ve Sakıncı, 1990) ışığında bu istifin genç sedimentlerden oluştuğu düşünülmektedir. Daha önceki araştırmalarda (Uluğ ve diğ., 1987; Alavi ve diğ., 1989) ve bu çalışmada, izlenen söz konusu yüzeyler nedeniyle bu istifte, farklı akustik empedansa sahip tabakaların bulunduğu belirtilmektedir. Bu durumda, istif içerisinde farklı sıklıkta veya litolojide sediment seviyelerinin olduğunu gösterir. Ayrıca kesitlerde Boğaz boyunca doğu ve batı yamaçlarında izlenen genç sedimentlerin Boğaz'a karışan akarsular tarafından bölgeye getirilmiş oldukları düşünülmektedir.

Bunun dışında, Büyükdere açıklarında akustik temel yansımaları üzerinde, bu yansımaya eşdeğer genliğe sahip ve havzanın ortasından batıya, Büyükdere'ye doğru gidildikçe akustik temel yansımaları ile birleşen iki yansımaya yüzeyi daha belirlenmiştir.

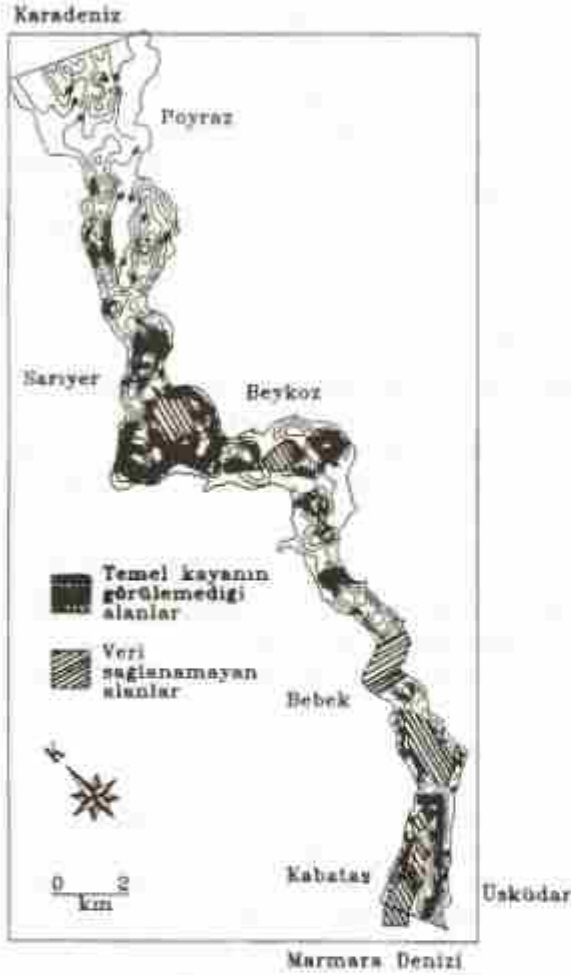
Boğaz içerisinde yer yer 100 m'yi geçen kalınlıklarda izlenen (özellikle Üsküdar ve Ortaköy açıkları) genç sedimentler istif genel olarak bakıldığında, Boğaz'ın kuzeyinden güneyine doğru gidildikçe, özellikle Sarıyer kuzeyinden itibaren gözle görülür bir şekilde inceler (Şekil 4 ve 6).

#### c) Batimetri:

Bu yüzey su-sediment sınırını oluşturur. Boğaz boyunca oldukça değişken ve düzensiz bir yapı arz eden deniz tabanı (Şekil 5 ve 7), güneyde Ortaköy açıklarında 27 m derinde bir eşik oluştururken, daha kuzeyde Bebek-Kandıllı arasında kalan bölgede ise aniden artan bir eğimle yaklaşık 60 m'den 108 m'ye kadar iner. Bu değer Boğaz'da tarafımızdan ölçülebilen maksimum derinliktir (Göktaşan 1993, Göktaşan ve diğ., 1993). Dar bir alanda izlenebilen bu derin bölgenin, Boğaz'ın sağa doğru ötelendiği bir yerde bulunması ilginçtir. Bu bölgenin kuzeyinde 60 m'lerde bulunan deniz tabanı derinliği Anadolu-Rumeli Kavaklarının kuzeyinden itibaren belirgin bir kanal yapısı kazanarak Karadeniz'e ulaşır.

Boğaz batimetrisinde izlenen bir diğer önemli şekillenme ise kıyılarda yer yer izlenen dik yamaçların deniz tabanında da devam etmesidir. Karadaki genç yamaçların denizdeki devamı olarak izlenen dikliklerin, tarafımızdan faylanma ile meydana gelmiş olabileceği düşünülmektedir. Bu fikir neticesi, Boğaz genelinde izlenen şekillenme bir grabenleşme olarak yorumlanmıştır. Ancak, Anadolu ve Rumeli Kavakları'nın kuzeyinden itibaren deniz tabanının her iki yakasında, grabenin düşen blokları olarak yorumlanan seviyelerin benzer derinliklerde izlenmesi,

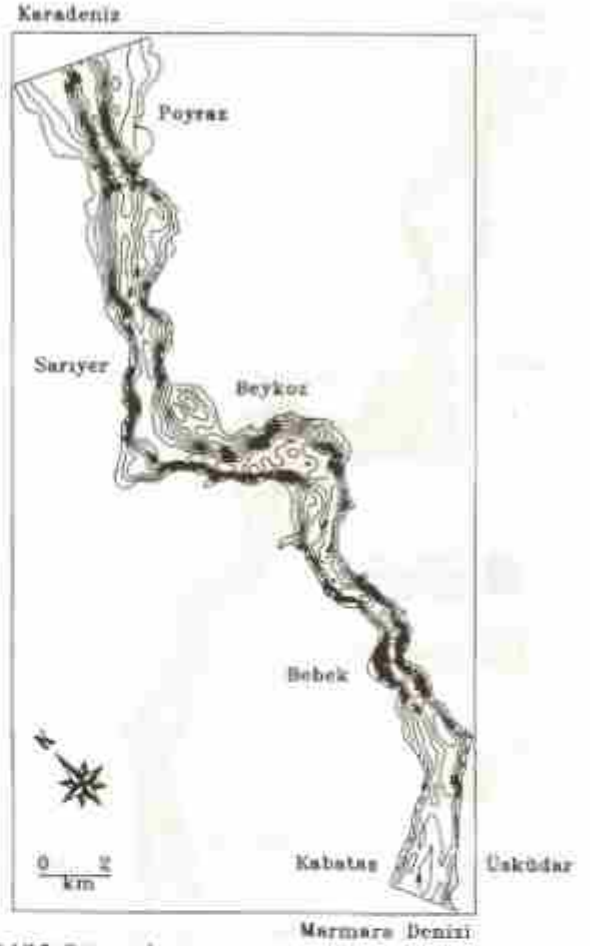
bu yüzeylerin gençleşen bir akarsuyun taraçaları olma ihtimalini de düşündürür.



Şekil 4: Sediment kalınlığı haritası.

Figure 4: Sediment thickness map.

Ayrıca temelde izlenen bu fayların bir kısmının deniz tabanını da etkilediği görülmüş ve bu nedenle Boğaz'ı etkileyen fayların bir bölümünün yakın zamana kadar hareketli olabileceği düşünülmüştür. Ancak bu fikrin kesinleşebilmesi için Boğaz'ın bu kısımlardaki akıntıların gücünün de iyi hesaplanması gerekir. Bölgede oldukça kalın olarak izlenen genç sedimenter istif, Boğaz akıntısının aşındırma gücünün fazla olmadığını düşündürse de söz konusu akıntıların Boğaz'da yer yer aşındırıcı yer yer ise biriktirici etkisi olduğu düşünülebilir.



Şekil 5: Batimetri haritası.

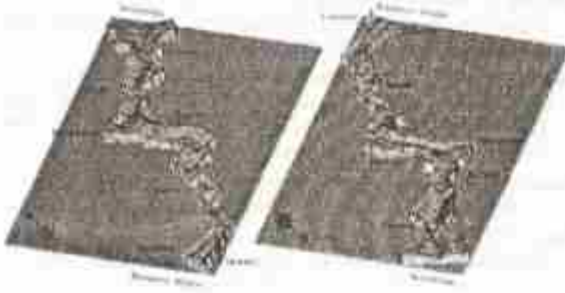
Figure 5: Bathymetry map.



Şekil 6: Sediment kalınlığı blok diyagramları. İstanbul boğazı'na (a) Marmara Denizi (b) Karadeniz'den bakış (ölçekler yemir ölçektir).

Figure 6: Block diagrams of sediment thickness. Views of the Bosphorus (a) from Sea of Marmara (b) from Blacksea (not to scale).





Şekil 7: Batimetri blok diyagramları. İstanbul boğazı'na (a) Marmara Denizi (b) Karadeniz'den bakış (dişey yönde ölçeklidir).

Figure 7: Block diagrams of the bathymetry. Views of the Bosphorus (a) from Sea of Marmara (b) from Blacksea (not to scale).

## BOĞAZ YAKIN ÇEVRESİNİN JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Genel olarak bakıldığında, özellikle İstanbul Boğazı'nın batı yakasının kuzeyi ve güneyi arasında morfolojik açıdan bir uyumsuzluk izlenir. Bu yakada daha önce yapılan çalışmalarda da kuzeydeki vadilerin gençlik evresinde güneydekilerin ise olgunluk evresinde olduğu hava fotoğrafları yardımı ile belirlenmiştir (Kurter ve Bener, 1963). Bu durum batı yakasındaki drenajı denetleyen su bölüm hattının kuzeyde bulunması ile desteklenir. Benzer şekilde Boğaz yamaçlarının bir bölümünün dik bir eğime denize kadar uzandığı, bir bölümünün ise daha düşük bir eğime sahip olduğu gözlenir. Düşük eğimli yamaçlarda izlenen akarsuların, daha geniş tabanlı ve geriye doğru daha uzun vadilere sahip olduğu ve bu nedenle de söz konusu yamaçların göreceli olarak daha yaşlı olması gerektiği düşünülmektedir. Yüksek eğime sahip yamaçlarda akarsuların "V" şekilli olmaları ve geriye doğru aşındırmasını henüz topoğrafik diskordans noktasına dahi ulaştıramamış olmalarından dolayı, bu yamaçların ise göreceli olarak daha genç olması gerekir.

Yamaçlardaki bu farklılık güneyde, Ortaköy, Kabataş, Üsküdar, Yeniköy gibi örneklerde göreceli olarak daha düşük seviyelerden doğan olgun vadilere sahip düşük eğimli yamaçlara karşılık, Büyükdere'nin kuzeyinde deniz kıyısına kadar inen dik yamaçlar ve yüksek irtifalardan doğan dar vadiler ile kendini gösterir. Özellikle Rumeli Kavağı-Karataş Burnu arasında izlenen dik yamaç bu fikri destekleyen tipik bir örnektir. Bu yamaç üzerinde Boğaz'a yaklaşık dik açı ile katıldığı gözlenen 2 küçük akarsuyun denize ulaşmadan 150 m kadar önce bir dirsek yaparak güneye doğru dönmesi, bu dik yamaçın ve Boğaz boyunca izlenen benzer yamaçların bir bölümünün tektonik hareketlerden etkilenmiş olduğunu düşündürür.

Yapılan sismik yorumlamada bu yamaçların Boğaz içerisindeki devamlarını etkilediği düşünülen fayların bir bölümünün batimetriyi şekillendirecek kadar genç olması, bir diğer bölümünün ise sadece temel kayayı

etkileyip genç sedimentler ve deniz tabanında herhangi bir etkisinin görülmemesi, İstanbul Boğazı gelişiminin bir evrede değil birkaç evrede olduğu fikrini gündeme getirir.

Bunun dışında, Kocaeli-Çatalca düzlüğü üzerinde, Trakya ve Anadolu yakalarından İstanbul Boğazı'na doğru gelindiğinde, günümüzde Boğaz'ın bulunduğu alanda yamaçların düşük bir eğimle alçaldığı görülür. Düşük eğimle Boğaz'a doğru alçaldığı görülen bu yüzeyler eğer birleştirilirse, bugünkü İstanbul Boğazı'nın üzerinde eski ve olgun bir akarsu yatağının varlığı görülür. Bu durum, daha önceki çalışmalarda da izlenmiştir (Pamir,1938). Söz konusu yüzeyler, Boğaz'ın bulunduğu alanda bir topoğrafik diskordans ile aniden dikleşerek Boğaz'ın yamaçlarını oluşturur. Bu akarsuyun Pleistosen'deki son buzul döneminde gençleşerek yatağını derinleştirmiş olması gerekir. Ancak Pleistosen'deki son buzul döneminde günümüz deniz seviyesinden ortalama 90-100 m daha alçak olan deniz seviyesi nedeniyle bir akarsu, sismik kesitlerde yer yer 100 m'yi geçen derinliklerde izlenen temeli bu derinliğe kadar kazamaz. Bu nedenle sismik kesitlerde ve çevre morfolojisinde izlenen fayların Boğaz'ın oluşumunda etkili rol oynadıklarını düşünmek gerekir.

## SONUÇLAR

Yapılan çalışma sonucunda;

- İstanbul Boğazı'nda tek bir akarsuyun hareketine uygun bir temel topografyası izlenmemektedir. Ayrıca bu kadar derin bir temelin Pleistosen'deki son glasiyasyon sırasında kazılamayacağı düşünülmektedir.

- Boğaz'da yer yer 100 m'yi geçen kalmıktaki sediment istif, bu alanda çökme etkisinin, akıntıların aşındırmasına göre daha baskın olduğunun delilidir.

- Boğaz'ın batısında, morfolojide görülen olgunluk farkı, temel üzerindeki genç sedimentlerde de izlenmekte ve güneyde daha kalın olarak belirlenen sedimentler istif, özellikle su bölüm hattının kuzeyinden itibaren incelmektedir.

- Boğaz kıyılarında, yamaçlardaki diklikler deniz tabanında da izlenmiş ve sismik kesitlerde bu yamaçların bir bölümü faylı olarak yorumlanmıştır.

Sonuç olarak bu veriler ışığında Boğaz'ın açılmasında fayların önemli bir rol üstlendiği düşünülmektedir. Bununla birlikte Boğaz yamaçlarında izlenen eski ve olgun bir akarsu vadisinin Pleistosen'deki son buzul döneminde gençleşerek, Boğaz'ın oluşumuna etki etmiş olduğu inkar edilemez. Ancak yer yer 100 m'yi geçen derinliği nedeniyle, temel günümüzdeki seviyesine faylar tarafından indirilmiş olmalıdır. Bu fayların bazı bölgelerde deniz tabanını da etkilemiş olması genç olduklarının bir delili olsa da, akıntı etkisinin de bu şekillenmede bir katkısı olduğu düşünülebilir.



## KATKI BELİRTME

Bu çalışma TUBITAK DEBAG-102 No'lu proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Sismik kayıtlar, Dz.K.K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'na (SHOD) bağlı Çubuklu araştırma gemisi ve mesaha botları kullanılarak toplanmıştır. Çalışmalarımızda değerli yardımlarını gördüğümüz Dz.K.K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı ve gemi personeline teşekkürlerimizi sunarız. Bizden değerli yardımlarını esirgemeyen Prof.Dr. Yücel Yılmaz'a ve Prof.Dr. Naci Görür'e teşekkürlerimizi sunarız.

## KAYNAKLAR

- Alavi, S.N., Okyar, M. and Timur, K. 1989. Late quaternary sedimentation in the straits of Bosphorus: High resolution seismic profiling. *Marine Geology*, 89, 185-203.
- Darke, B. 1938. İstanbul Boğazı'nın menşei. *Coğrafya Enst. Yayın.* 62-14. *Coğrafi Araştırmalar*, 1-15.
- Ering, S. 1939. Boğaziçi eşğinde morfoljik araştırmalar. *Tayınlanmamış*.
- Gökdoğan, E. 1993. İstanbul Boğazı güneyinin (Anadolu-Rumeli) Hisarları ile Ortaözy-Kabaözü arası jeolojisi ve jeofizikî tayinlanması.
- Gökdoğan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y. ve Doğan, E. 1993. İstanbul Boğazı'nın oluşumu üzerine yeni gözlemler. *Türkiye Kavaterneri workshop bildiri özetleri*, 63-68.
- Huchtemer, F. 1870. Die geologischen verhältnisse des östlichen theils der Europäischen Türkei. *Jahrb. K.K. Geol. Reichsanstalt* 20, 1. Abt., 365-461. *Ketin, İ. ve Kiran, F. 1990. İstanbul Boğazı ve yakın çevresinin jeolojisi haritası.*
- Kurtler, A. ve Bener, M. 1963. İstanbul ve yakın çevresinin jeolojisi üzerine not. *İst.Üniv. Coğr. Enst. Dergisi*, Cilt 7, Sayı 13, 144-158.
- Oktay, F.Y. and Sakıncı, M. 1991. The late Quaternary tectonics of the İstanbul Graben and the origin of the Bosphorous. *EUG. VI. Terra abstracts*, Vol. 3, No: 1, Strasbourg, France.
- Oktay, F.F. ve Sakıncı, M. 1993. Geç Kavaterner'de İstanbul Boğazı'nın oluşumuna neden olan tektonik hareketler. *Türkiye Kavaterneri workshop bildiri özetleri*, 69-71.
- Pamir, H.N. 1938. İstanbul Boğazı'nın tepeklülü meselesi. *MTA Dergisi*, 3-4, 61-69.
- SHOD, 1977. İstanbul Boğazı sismik kesitleri teknik raporu.
- Uludağ, A., Öcal, E. ve Çiftçi, G. 1987. İstanbul Boğazı'nda sismik çalışmalar. *Jeofizik bülteni*, 1-2, 136-144.
- Yalçınlar, İ. 1949. İstanbul civarı ve Kocaeli yarımadasının jeomorfolojisi hakkında notlar. *TJK. Bülteni*, 2-1, 134-143.
- Yılmaz, Y. ve Sakıncı, M. 1990. İstanbul Boğazı'nın jeolojik gelişimi üzerine düşünceler. *İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç' in Geç Kavaterner (Holosen) dip tortuları*, ed. Meriç, E., 99-106. İTÜ Vakfı yayını.

# Sentetik Sismogram Eldesi ile Batı Anadolu'da Yer Kabuğunun Yapısının İncelenmesi

## Investigation of the Structure of the Crust in Western Anatolia Using Synthetic Seismogram

Gündüz AYTİN HORASAN\* ve Nezih CANİTEZ\*\*

### ÖZET

Bu çalışmada Bouchon (1981)'in ayrık dalga sayısı toplama yöntemi (discrete wave number summation method) kullanılarak tam (complete) bir sentetik sismogram elde etme yoluyla, Batı Anadolu'da kabuk yapısı modellenmeye çalışılmıştır.

Kuramsal sismogramlar önce frekans ortamında hesaplanıp, daha sonra ters Fourier dönüşümü ile zaman ortamına dönüştürülmektedir. Sismogramlar önce basit, homojen bir kabuk için, daha sonra bir kaç tabakalı kabuk için üç bileşen (radyal, teğetsel, düşey) de elde edilmişlerdir. Çok bilinen kabuk fazları yapay sismogramlar üzerinde gösterilip, seyahat zamanları ışın izleme (ray tracing) ile elde edilen, zaman - uzaklık grafiğinden belirlenmiştir.

Kuramsal kabuk modelleri kullanılarak elde edilen sismogramlar arasında gözlemsel sismogramlara en iyi uyan kuramsal sismogramlar, ortamı en iyi temsil eden model değişkenlerini vermektedirler.

Model değişkenlerine göre Batı Anadolu için bulunan toplam kabuk kalınlığı yaklaşık 31 km, P<sub>n</sub> dalga hızı da 7.85 km/s dir. Yüzeyden 10-15 km derinlikte, ince bir düşük hız tabakasının varlığı kabul edilmektedir.

### ABSTRACT

In this study it was tried to model out the crustal structure of Western Anatolia using complete synthetic seismograms with the discrete wave number summation method (Bouchon, 1981). All synthetic seismograms are computed in the frequency domain and then the inverse Fourier transforms are calculated. Synthetic seismograms are computed for homogeneous and layered crustal models for 3 component (Radial, Tangential, Vertical).

The crustal phases were pointed out on the synthetic seismograms. The phases on the synthetic seismogram are found out from the travel time graphics using a ray tracing program. All vertical synthetic seismograms are compared with the recorded ones. Synthetic seismograms which fits best to the observed ones are describing the model best. According to the resulting model parameter in this research, the total thickness of the crust in Western Anatolia is approximately 31 km. There is a low velocity layer at the 10-15 km depth and P<sub>n</sub> velocity is 7.85 km/s.

### GİRİŞ

Bilindiği gibi Türkiye'de yer kabuğu yapısına ilişkin çok az bilgi bulunmaktadır. Bu bilgiler gravite anomalileri (Canitez, 1962), yüzey dalgalarının dispersiyonu (Canitez, 1969) cisim dalgalarının spektral özellikleri (Kenar, 1977), manyetotellurik sondaj (İlkışık, 1980,1990), taş ocağı patlatmaları (Gürbüz ve diğ.,1980; Gürbüz ve Üçer,1985), depremlere ait zaman-uzaklık verilerinin değerlendirilmesi (Chen, 1980; Canitez ve Toksöz, 1980; Necioğlu ve diğ.,1981; Kalafat ve diğ., 1985; Gürbüz ve diğ., 1992) gibi çalışmalardan sağlanmıştır. Bunların bir kısmı yerel yer kabuğu yapısına yönelikse de, bir kısmı oldukça geniş

alanları karakterize eden, bölgesel denebilecek ölçüde çalışmalardır. Kabuk yapısını incelemeye yönelik ciddi bir sismik kırılma çalışması ise yoktur.

Bu çalışmada sentetik sismogram eldesi ile batı Anadolu'daki kabuk yapısı modellenmeye çalışılmıştır. Bilindiği gibi günümüzde kuramsal sismogramların elde edilmesinde, amaca ve probleme uygun olarak çeşitli yöntemler kullanılmaktadır. Gözlemsel sismogramlara uyan, kuramsal sismogramların elde edilmesi için kullanılan uygun modeller o bölge veya yerin yapısal özelliği hakkında aydınlatıcı bilgiler vermektedirler. Bu çalışmada tabakalı bir ortamda bir nokta kaynağa ait yapay sismogram hesabı için Bouchon (1981) in ayrık

\* B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220, Çengelköy - İstanbul  
 \*\* İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 80626, Maslak - İstanbul



dalga sayısı toplama yöntemi kullanılarak, bölgesel uzaklıkta tam bir sentetik sismogram elde edilmiştir. Elde edilen bu sismogramlarla, gözlemsel sismogramların karşılaştırılması sonucunda Batı Anadolu'da yer kabuğundaki yapısal farklılıklar incelenmeye çalışılmıştır.

Bilindiği gibi, bölgesel uzaklıklarda kaydedilen sismogramlar üzerinde iyi bilinen kabuk fazları  $P_n$ ,  $P_p$ ,  $S_n$ ,  $S_g$  ve  $L_n$ ,  $R_g$  dir. Yer kabuğu incelemesine ilişkin önceki çalışmalarda genellikle bu dalga fazlarının çeşitli uzaklıklardaki seyahat zamanlarından oluşan zaman - uzaklık grafikleri incelenerek bu seyahat zamanlarını verecek yer içi yapıları bulunmaya çalışıldı. Halbuki, yer içinin kamanlı yapısı sismik dalgaların yalnız seyahat zamanlarını değil, onların dalga biçimlerini de etkilemektedir. Yapay sismogramların oluşturulmasıyla seyahat zamanlarının yanında dalga biçimleri de hesaplanmış olduğundan, bu yolla sismogramlardan maksimum bilgi sağlanmış olmaktadır.

### TABAKALI HOMOJEN BİR ORTAMDA AYRIK DALGA SAYISI YÖNTEMİ

Yöntem bir kaynak tarafından yaratılan elastik dalga alanının ayrıklaştırılmasını temel almaktadır. İlk olarak 1977 yılında Bouchon ve Aki tarafından 2 boyutlu bir sismik kaynağın ayrık dalga sayısı yaklaşımının belirlenmesi amacı ile geliştirilmiştir. Daha sonra yöntem, 3 boyutlu bir sismik kaynak için geliştirilmiştir (Bouchon, 1979,1981).

Yöntemin prensibi enerjinin sadece ayrık yönlerde yayıldığı, homojen, izotropik bir ortamda bulunan periyodik bir kaynak dizini gerçeğine dayanmaktadır (Bouchon ve Aki, 1977). Tek bir kaynak yayılımı, dalga girişiminden dolayı, ayrık şekilde ifade edilebilen bir eşdeğer kaynak dizini ile temsil edilmektedir. Ayrıklaştırma işlemi tamdır ve kaynağın periyodik diziliminin bir sonucudur. Aşağıda yöntemin 2 boyutlu ve 3 boyutlu gösterimine kısaca değinilecektir.

### İKİ BOYUTLU DURUMDA YÖNTEMİN PRENSİPLERİ

Sonsuz homojen bir ortamda bir çizgi kaynaktan zamanla değişmeyen (steady-state) yayılım, bir silindirik dalga ile olduğu kadar, homojen ve inhomojen düzlem dalgaların sürekli bir yığılması (superposition) ile de temsil edilebilmektedir. Bu nedenle kaynak eksenine normal düzlemde yatay ve düşey eksenler sırası ile  $x$  ve  $z$  ile belirtilecek olursa, yerdeğiştirme veya gerilme gibi herhangi gözlenebilir büyüklük aşağıdaki şekilde yazılabilmektedir.

$$F(x, z; \omega) = e^{i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} f(k, z; \omega) e^{-ikx} dx \quad (1)$$

Bağıntıda  $k$  yatay dalga sayısı bileşenini göstermektedir. Bu eşitlik homojen ve izotropik bir ortamda herhangi bir yatay düzlemde bulunan 2 boyutlu bir kaynak için

geçerlidir. Sonsuz sayıda kaynağın yatay  $x$  eksenini boyunca eşit  $L$  aralıklarda dağıldığı varsayılırsa, (Şekil.1), (1) bağıntısı aşağıdaki şekli almaktadır.

$$G(x, z; \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(k, z; \omega) e^{-ikx} \sum_{n=-\infty}^{\infty} e^{in\pi x/L} dk \quad (2)$$

dağılım (distribution) teorisinin sonuçlarını kullanarak (Schwartz, 1966, p.226) bağıntıdaki toplama işleci şöyle yazılabilmektedir.

$$\sum_{n=-\infty}^{\infty} e^{in\pi x/L} = \frac{2\pi}{L} [\delta(kL)] \text{ modulo } 2\pi \quad (3)$$

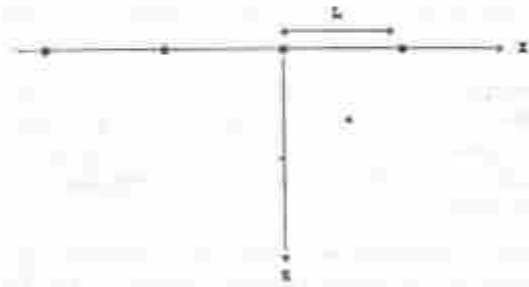
Bağıntıdaki  $\delta$  impuls (dirac) dağılımını belirtmektedir. Buradan (2) bağıntısı

$$G(x, z; \omega) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(n, z; \omega) e^{-in\pi x/L} \quad (4)$$

$$g(n, z; \omega) = 2 \frac{\pi}{L} f(k_n, z; \omega) \quad ; k_n = \frac{2\pi}{L} n$$

şeklinde yazılabilmektedir. Şayet seri yakınsıyorsa, yakınsama sonlu toplama eşitliği ile sağlanmaktadır.

$$G(x, z; \omega) = \sum_{n=-N}^N g(n, z; \omega) e^{-in\pi x/L} \quad (5)$$



Şekil 1: Sismik sismogram hesaplanmasında kullanılan kabuk modelleri.

Figure 1: Crustal models used for the calculation of synthetic seismogram.

Düğümlen kaynak sisteminin zaman tepkisi sonsuz uzunlukta olduğundan, uygulamada integrali hesaplamak için ayrık Fourier dönüşümünün kullanımı zaman ortamı çözümünde katlanma (aliasing) oluşturmaktadır. Kullanılan pencerenin, dışındaki uyarımların ihmal edilebilecek kadar zayıflatılmasını sağlayacak şekilde seçilen negatif bir sanal kısmın frekansa eklenmesiyle bu etki ortadan kaldırılabilmektedir. Bu koşul  $\exp\{W_f(t-t_0)\} \ll 1$  şeklinde yazılabilir;  $W_f$  sadece zaman aralığının uzunluğunun bir fonksiyonudur ve  $W_f = -\pi(t-t_0)$  olarak alınmaktadır. Frekansın sanal kısmının etkisi daha sonra zaman ortamı çözümünde ortadan kaldırılmaktadır. Aşağıda  $f(t)$  impuls tepkisine ait bağıntı verilmektedir.



$$f(t) = e^{-i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega' t'} d\omega' \sum_{n=-N}^N g(n, z; \omega) e^{ik_x x} \quad (6)$$

İntegral hızlı Fourier dönüşümü (FFT) kullanılarak hesaplanmaktadır. Bu bağıntı belirlenen zaman penceresi içinde impuls tepkinin basit ve oldukça duyarlıklı bir şekilde hesaplanmasını sağlamaktadır.

### ÜÇ BOYUTLU DURUMDA YÖNTEMİN PRENSİPLERİ

#### Düzlem Dalgaların Toplamı

İki boyutlu ayrık dalga alımı yaklaşımı 3 boyutlu problem için de kullanılmaktadır. 3 boyutta yöntemin genelleştirilmesi karmaşık değildir. Daha yukarıda da değinildiği gibi, ayrıklaştırma işlemi tamdır ve kaynağın 2 boyutlu periyodik diziliminin sonucudur. (ox,oy,oz) Kartezyen koordinat sisteminde (o,o,o) da bulunan bir kaynak için Green fonksiyonları ox ve oy ye göre 2 katlı Fourier dönüşümü ile sonsuz düzlem dalgaların bir kombinasyonu olarak düşünülmektedir.

$$F(x, y, z; \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(k_x, k_y, z; \omega) e^{-ik_x x - ik_y y} dk_x dk_y \quad (7)$$

Burada  $k_x$  ve  $k_y$  yatay dalga sayılarını belirtmektedir. Herhangi bir zaman penceresi için dalga sayısı integralleri, ayrık toplama işlemi cinsinden yazılırsa;

$$G(x, y, z; \omega) = 4 \frac{\pi^2}{L_x L_y} \sum_{n=-\infty}^{\infty} \sum_{m=-\infty}^{\infty} g(k_n, k_m, z; \omega) e^{-ik_x x - ik_y y} \quad (8)$$

$$k_n = \frac{2\pi}{L_x} n \quad k_m = \frac{2\pi}{L_y} m$$

eşitliği elde edilir. İki boyutlu durumdakine benzer şekilde zaman tepkisi

$$f(t) = e^{-i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega' t'} d\omega' \sum_{n=-N}^N \sum_{m=-M}^M g(n, m, z; \omega) e^{-ik_x x - ik_y y} \quad (9)$$

$$g(n, m, z; \omega) = \frac{4\pi^2}{L_x L_y} f(k_n, k_m, z; \omega)$$

şeklinde verilmektedir.  $L_x$  ve  $L_y$  x ve y yönleri boyunca kaynak aralıklarını belirtmektedir. İmpuls tepkisi  $f(t)$   $0 < t < T$  için aşağıdaki gibi yazılabilmektedir.

$$f(t) = e^{-i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega' t'} d\omega' \sum_{n=0}^N \sum_{m=0}^M (-1)^{n+m} h(n, m, z; \omega) \quad (10)$$

$$h(n, m, z; \omega) = \begin{cases} g(n, m, z; \omega) & n \neq 0, m \neq 0 \\ g(n, 0, z; \omega) & n \neq 0, m = 0 \\ \frac{1}{2} g(n, m, z; \omega) & \text{veya} \\ g(0, m, z; \omega) & n = 0, m \neq 0 \\ \frac{1}{4} g(n, m, z; \omega) & n = 0, m = 0 \end{cases} \quad (11)$$

dir.

#### Silindirik Dalgaların Toplamı

$(r, \theta, z)$  gibi bir silindirik koordinat sisteminin düşünülmesi halinde,  $k$  radyal dalga sayısını belirtmektedir. Orijinde bulunan bir kaynak için Green fonksiyonları Somerfeld integrali şeklinde yazılabilmektedir.

$$G(r, \theta, z; \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \sum_{l=0}^L g_l(k, \theta, z; \omega) J_l(kr) dk \quad (12)$$

$J_l$  :  $l$  inci dereceden Bessel fonksiyonunu göstermektedir.

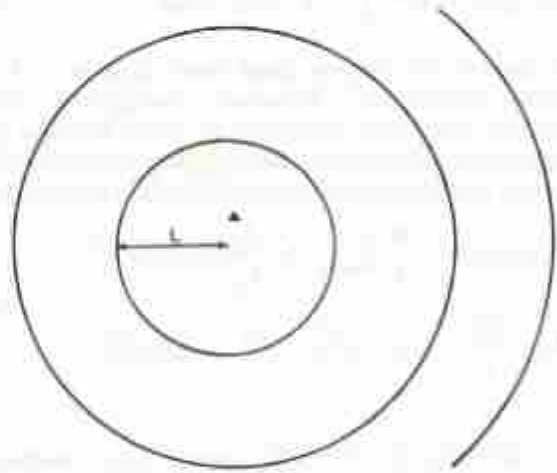
Şekil 2 de görüldüğü gibi orijinde bulunan bir kaynağa birbirinden radyal  $L$  uzaklığında bulunan iç içe geçmiş daireler üzerindeki kaynakların katkısının ilave edilmesi ile sonsuz bir seri elde edilmektedir. Tüm kaynak tepkisi aşağıdaki şekilde yazılabilmektedir.

$$G(r, \theta, z; \omega) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=0}^{\infty} \epsilon \sum_{m=0}^L g_l(k_n, \theta, z; \omega) J_l(k_n r)$$

$$k_n = 2 \frac{\pi}{L} xn \quad \epsilon = 1; n=0 \text{ için}$$

(13)

$\epsilon = 2$  diğer durumlar



Şekil 2: Silindirik dalgaların ayrık parçalara ayrılması için kaynak dağılımı.

Figure 2: Source distribution for discretization of cylindrical waves.

Silindirik dalgaların ayrık parçalara ayrılması (decomposition) işlemi bir düzlem tabaka ortamında silindirik simetrisinin avantajlarını sağlamaktadır. Sonuç olarak  $k_x$  ve  $k_y$  gibi iki boyutlu bir toplamaya gerek duyulan düzlem dalgaların parçalara ayrılması işlemi radyal dalga sayısı üzerinden basit bir toplamaya eşittir.

### GREEN FONKSİYONLARININ AYRIKLAŞTIRILMASI

Elastik tabakalı bir ortamda Green fonksiyonları frekans ve yatay dalga sayısı üzerinden iki katlı bir integral ile ifade edilmektedir. Herhangi bir zaman penceresi için dalga sayısı integrali, ayrık (discrete) bir toplama işlemi ile tam olarak temsil edilebilmektedir. Bu ayrıklaştırma, belirlenen bir nokta kaynağa, eşit radyal uzaklıkta dağılan sonsuz sayıda dairesel kaynak setinin ilave edilmesi ile elde edilmektedir. Bu uzaklığın seçimi nokta kaynak tepkisi için tasarlanan zamanın uzunluğuna bağlıdır ve çözüme katkısı olan ayrık yatay dalga sayısı serisini belirlemektedir. Sonsuz homojen bir ortamda, puls gibi bir nokta kaynaktan yayılan elastik dalga alanının, sıkışma (compressional) yerdeğiştirme potansiyeli aşağıdaki gibi yazılabilmektedir.

$$\phi(R, \omega) = \frac{e^{i\omega \left( t - \frac{R}{\alpha} \right)}}{R} \quad (14)$$

Bağıntıda  $\omega$  açısal frekansı,  $t$  zamanı,  $R$  kaynak ve gözlem noktası arasındaki uzaklığı ve  $\alpha$  sıkışma dalgası hızını belirtmektedir. Bir silindirik koordinat sisteminde  $(r, \theta, z)$ , orijinde bulunan bir kaynak için (14) bağıntısı Sommerfeld integrali şeklinde ifade edilebilmektedir.

$$\phi(r, z; \omega) = -ie^{i\omega t} \int_0^\infty \frac{k}{v} J_0(kr) e^{-kz} dk \quad (15)$$

Bağıntıdaki integrasyon işlemi yatay dalga sayısı  $k$  ya göre alınmaktadır. Yöntemin prensiplerine göre ayrıklaştırma işlemi belirlenen bir nokta kaynağa eşit radyal uzaklıkta dağılan sonsuz sayıda dairesel kaynak setinin ilave edilmesiyle elde edildiğinden (15) eşitliği,

$$\phi_n(r, z; \omega) = -\frac{i\pi}{L} \sum_{n=0}^{\infty} \epsilon_n \frac{k_n}{V_n} J_0(k_n r) e^{-k_n z} \quad (16)$$

$$k_n = \frac{2n\pi}{L} \quad V_n = \sqrt{k_n^2 - k_0^2} \quad ; \quad L_n(V_n) < 0$$

yazılabilmektedir. Bu eşitlik kaynak dizini tarafından meydana getirilen tüm dalga alanını göstermektedir yani, eş eksenli halka kaynaklar tarafından yayılan elastik dalga alanının, silindirik dalgaların ayrık bir yığılması olarak ifade edilebildiğini göstermektedir. Sonuç olarak bu kaynak dizininin impuls tepkisi (14) ve (15) de tanımlanan tek kaynağın, aşağıda ifade edilen  $T$  zamanı ve  $r$  uzaklığındaki impuls tepkisiyle aynıdır.

$$r \sqrt{\frac{L}{2}}, \quad \sqrt{(L-r)^2 + z^2} \alpha t \quad (17)$$

Böylece nokta kaynak tepkisini hesaplamak için (16) eşitliğinin parçalara ayrılmasından (decomposition)

faydalanılmaktadır. (14) eşitliğine karşılık gelen Green fonksiyonundan (17) eşitliğindeki koşullar sağlandığı sürece geçerli olan aşağıdaki tam gösterim elde edilmektedir.

$$\frac{\phi \left( \frac{R}{\alpha} - t \right)}{R} = -\frac{i\pi}{L} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} d\omega \sum_{n=0}^{\infty} \epsilon_n \frac{k_n}{V_n} J_0(k_n r) e^{-k_n z} \quad (18)$$

### YAPAY SİMOGRAMLARIN HESABI

Çalışmada bir deprem odağından birkaç yüz kilometre uzaklıktaki kabuk fazlarının tam (complete) sismogramları elde edilmiştir. Sismogramlar Bouchon (1981) in ayrık dalga sayısı toplama yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Kaynağın tabakalı bir ortamda bulunması hali için tabakalar içinde ayrık kaynak dalga yayılımı Thomson-Haskell matris yönteminin Dunkin (1965) formülasyonu kullanılarak yapılmaktadır.

Sismogramlar radyal, teğetsel, ve düşey olmak üzere 3 bileşende frekans, dalga sayısı ortamında hesaplanmaktadır. Daha sonra ters Fourier dönüşümü kullanılarak sinyalin zaman ortamındaki görüntüsü elde edilmektedir. Kaynak dizininin zaman tepkisi sonsuz olduğundan ayrık Fourier dönüşümünün kullanımı, zaman ortamındaki çözümden katlanmaya (aliasing) neden olmaktadır. Bu etkiyi gidermek için kompleks frekans değerleri kullanılmaktadır. Kompleks frekans kullanımı ayrık dalga sayısı yönteminin diğer bir özelliğidir.

Burada sizlere, Manyitli'de  $m_b=5.0$  olan 24. 2. 1989 Denizli depremine ait yapay sismogramlardan örnekler gösterilecektir. Çalışmada kullanılan deprem, kısa adı ile TÜBİTAK (Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu) Yer Bilimleri Bölümü'nden sağlanmıştır. Bu depremin odak mekanizma çözümü "U.S. Department of Interior, Geological Survey, Earthquake Data Report" tan alınmıştır, ve normal faylanma mekanizmasına sahiptir. Kullanılan depremin episantr tayini "HYPOCENTER" programı ile yapılmıştır, ve "U.S. Department of Interior, Geological Survey, Earthquake Data Report" un değerleriyle karşılaştırılmıştır. Deprem, doğal periyodu 1 saniye olan standard kısa periyotlu sismometreler ile kaydedilmiştir. Deprem zaman bağımlılığı  $(1 + \tanh(t/t_0))$  belirlenen, bir ramp fonksiyona sahip iki kuvvet çiftli (double couple) bir nokta kaynak ile temsil edilmektedir. Kaynak zaman fonksiyonunun yükselme zamanı için  $t_0=0.4$  s alınmıştır. Depremin sismik momenti birim olarak alınmıştır, ve sismogram çizimlerinde her bir iz kendi maksimum genliğine göre normalize edilmiştir. Sismogramlar 0 (statik) ve 2.5 Hz frekans aralığında hesaplanmıştır. Sismogramlar hesaplanırken önce yarı uzayın üstündeki homojen bir kabuğun tepkisi araştırılmıştır. Daha sonra değişik kalınlıkta ve hızlardaki tabakalı kabuk modelleri için ortamın tepkisi hesaplanmıştır. Gözlemsel tepkiye



en iyi uyan, tabakalı yer modeli elde edilene kadar pek çok model denenip, bunlar arasında gerçek tepkiyi en iyi şekilde veren model seçilmeye çalışılmıştır. Karşılaştırma işlemi sadece düşey bileşen kayıtları gözönünde tutularak yapılmıştır.

Ayrıca ışın izleme (Ray tracing) yoluyla değişik tabakalardan gelen dalgaların ışın yolları ve zaman uzaklık grafiği çizdirilmiştir. Daha sonra, hesaplanan bu seyahat zamanları elde edilen yapay sismogramlar üzerinde işaretlenmiştir. Sismogramlar üzerinde doğrudan gelen ve kırılıp gelen dalgalardan başka tanjansiyel bileşende  $L_p$  düşey ve radyal bileşende  $R_p$  dalgaları görülmektedir.

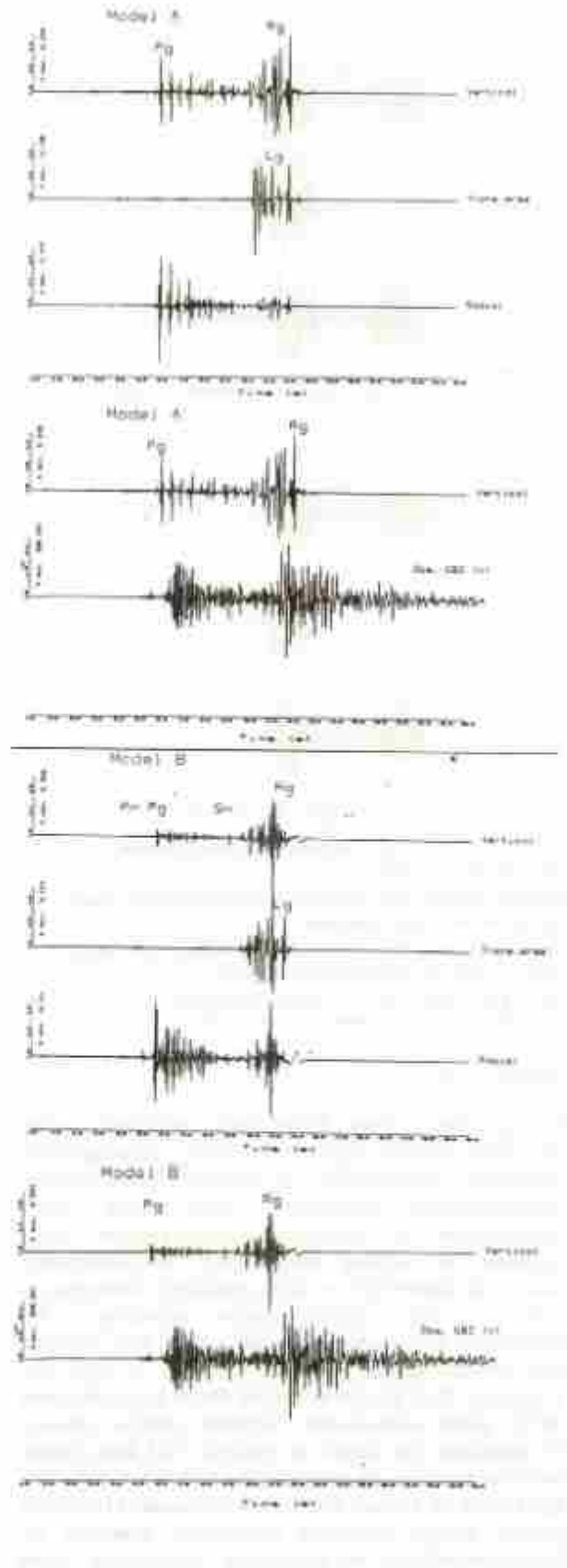
Tablo 1 de yapay sismogram çizimlerinde kullanılan kabuk modelleri verilmektedir. Tablo 1 den de görüldüğü gibi, önce 7.99 km/s lik hızı sahip olan, homojen bir yarı uzayın üstünde bulunan, 34 km kalınlıkta ve 6.2 km/s lik hızı sahip, homojen bir kabuk modeli kullanılmıştır. İkinci model olarak (b), toplam 31 km kalınlıkta ve hızları 6.0 -6.7 km/s arasında değişen 3 tabaklı bir kabuk modeli kullanılmıştır. Tabakalı kabuk modelin altındaki ortamın hızı ise 7.8 km/s olarak alınmıştır. Üçüncü model (c) ise 31 km kalınlıkta olup, 4 tabakadan meydana gelmektedir. Bu modelde 3 km kalınlıkta ve 5.41 km/s lik hızı sahip ince bir düşük hız tabakası bulunmaktadır. Düşük hız tabakasının yüzeyden olan derinliği 14 km dir. Tabakalı kabuğun altındaki ortamın hızı 7.85 km/s dir.

Tabaka Kalınlığı (km)	P-Dalgası Hızı (km/s)	S-Dalgası Hızı (km/s)	Yoğunluk ( $g/cm^3$ )	$Q_p$	$Q_s$
(a) Homojen Kabuk					
34	6.20	3.58	2.6	300	150
	7.99	4.60	3.2	1000	500
(b) Tabakalı Kabuk					
05	6.00	3.40	2.50	140	100
10	6.30	3.60	2.68	250	150
16	6.70	3.87	2.80	350	175
	7.80	4.50	3.10	1000	500
(c) Tabakalı Kabuk					
02	4.50	2.55	2.45	140	100
12	5.80	3.30	2.80	300	150
03	5.41	3.05	2.75	300	150
14	6.57	3.66	2.90	350	175
	7.85	4.32	3.25	1000	500

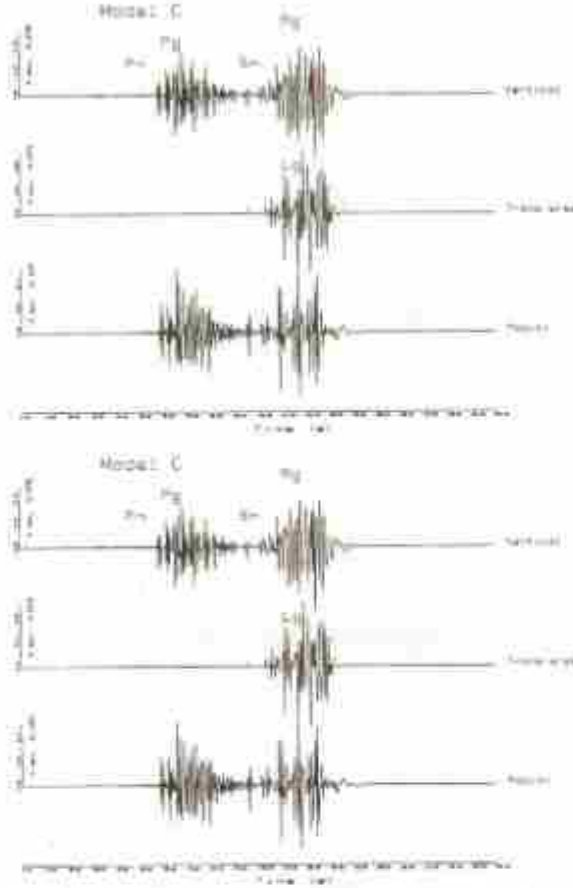
Tablo 1: Sentetik sismogram hesaplamasında kullanılan kabuk modelleri.

Table 1: Crustal models used for the calculation of synthetic seismogram.

Bu modellerden elde edilen yapay sismogramlar ile gözlemsel sismogramının karşılaştırması sonucunda, (c) şıkında verilen modele ait sismogramın benzerliği daha iyidir (Şekil 3).







Şekil 3a: 24.2.1989 Denizli depremine ait 3 değişik modelin 3 bileşende sismogramları.

Şekil 3b: 3 değişik model için dikey bileşen gözlemsel ve sentetik sismogramlarının karşılaştırılması.

Figure 3a: Seismograms in the three components for three different models for Feb. 24, 1989 Denizli earthquake.

Figure 3b: Comparison of vertical components of synthetic and observed seismograms for three different model.

## SONUÇLAR

Bu çalışmada Ege Bölgesi'nde meydana gelen 24.2.1989 Denizli depreminin yapay sismogramları hesaplanıp, gözlemselleri ile karşılaştırılarak ortamın modellenmesine çalışılmıştır. Elde edilen yapay sismogramlar ile gözlemsel sismogramların dalgı biçimleri ve seyahat zamanlarının karşılaştırılması sonucunda benzerliğin en fazla görüldüğü sismogram o bölge için doğru kabuk yapısını vermektedir. Bu çalışmadan elde edilen sonuçlara göre : Batı Anadolu için toplam kabuk kalınlığı yaklaşık 31 km dir. Yüzyden 10-15 km derinlikte bir düşük hız tabakasının varlığı kabul edilmektedir. Tabakalı kabuğun altında, üst mantodaki hız değeri ise yaklaşık 7.85 km/s olarak belirlenmiştir. Bu çalışmadan elde edilen hız değerleri, Ege Denizi ve çevresi için Kuleli ve Canitez (1992) nin yapmış olduğu tomografi uygulaması sonuçları ile karşılaştırıldığında, iki çalışmanın sonuçlarının uyum

inde olduğu görülmektedir. Ege Bölgesi'ndeki kabuk kalınlıkları ve yüzyden 10-15 km derinlikte bulunan bir düşük hız tabakasının varlığı, bu bölge ve çevresinde yapılan Jeofizik ve Sismolojik çalışmaların sonuçlarıyla da uyum içinde gözlenmektedir (Makris 1978, Ezen 1991).Gözlemsel sismogramlar ile yapay sismogramların karşılaştırılmasıyla, ortama ait yapısal özellikler belirlenebiliyorsa da, bölgesel olarak daha ayrıntılı bir şekilde bir sismik kırılma çalışmasının yapılmasıyla, bulunan bu parametrelerin desteklenmesi yararlı olabilir. Ayrıca ortamın soğurucu özelliği ile ilgili Q nitelik faktörünün belirlenmesinin de yararlı olacağı kanısındayız.

## KAYNAKLAR

- Bouchon, M., Aki, K., 1977. Discrete wave number representation of seismic source wave fields, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 67, pp.259-277.
- Bouchon, M., 1979. Discrete wave number representation of elastic wave fields in three space dimensions, *J. Geophys. Res.*, Vol.84, pp.3609-3614.
- Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol.71, pp.959-971.
- Canitez, N., 1962. Gravitte anomalileri ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı, *Doktora Tezi, ITUMF.*
- Canitez, N., 1969. Türkiye civarında depremlere ait fundamental moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler, *TUBITAK Proj.no-MAG-150.*
- Canitez, N., and TOKSÖZ, M. N., 1980. Crustal structure beneath Turkey, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 61,290.
- Chen, C. Y., Chen, W. P., Molnar, P., 1980. The uppermost mantle P wave velocities beneath Turkey and Iran, *Geophys. Res. Lett.*, 7,1, pp 77-80.
- Dunkin, J.W., 1965. Computation of modal solutions in layered elastic media at high frequencies, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 55, pp.335-358.
- Ezen, Ö., 1991. Surface wave dispersion and upper crustal structure along N-S direction in Western Turkey from (burdur earthquake of 12 May 1971), *Bulletin of IISSE*, vol.25, pp.39-58.
- Gürbüz, C., Üçer, S.B., Özdemir, H., 1980. Adana'da yöresinde yapılan yapay patlatma ile ilgili ön değerlendirme sonuçları, *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, No 31, Ekim.
- Gürbüz, C., Üçer, S., 1985. Anadolu Karagözü'nde yapılan üç öceği patlatmalarından elde edilen sismik kayıtların değerlendirilmesi, *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, 29, s.39-49.
- Gürbüz, C., Piskülcü, S., Üçer, S. B., 1992. A study of crustal structure in the Marmara region using earthquake data, *Multidisciplinary Research on fault activity in the western part of the North Anatolian fault zone (4)*, Boğaziçi University Publication, January.
- Kalafet, D., 1988. Güney Batı Anadolu ve yakın çevresinin depremselliği, aktif tektoniği, *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, 63, s.5-67.
- Kalafet, D., Gürbüz, C., ve Üçer, S.B., 1985. Batı Türkiye'de kabuk ve üst manna yapısının araştırılması, *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, 59, s.43-64.
- Kenar, Ö., 1977. Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak İstanbul ve civarında yer kabuğu yapısı, *İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fak. Doktora tezi.*
- Kuleli, H.S., ve Canitez, N., 1992. Sismik tomografi, Jeofizikte modelleme (düz ve ters problem çözümleri) kollokyumu ders notları, 15, pp 213-223.
- Makris, J. A., 1978. The crust and upper mantle of the Aegean Region from deep seismic soundings, *Tectonophysics*, 46, pp.269-284.

# MELEZ (HYBRİD) YÖNTEM İLE İKİ BOYUTLU AKUSTİK DALGA ALANI HESABI VE TEKRARLI YANSIMALARI İÇEREN DALGA ALANI HESABI DENEMELERİ

## 2-D Wave Field Calculation By Hybrid Method and Experimentations on Calculating Wave Fields with Multiple Reflections.

Selma KADIOĞLU (COŞKUN)\* , Turan KAYIRAN\*

### ÖZET

Melez Yöntem analitik ve sayısal yöntemlerin birleşimidir. Yöntem, dalga saçılımı ve dalga yayılımı ayrımına ve her bir işlemi uygun yöntemlerle tanımlama esasına dayanır. Aynı modelin her bir yöntem ile dalga alanları elde edilmiş ve sonuçlar karşılaştırılarak Melez Yöntemin duyarlılığı gösterilmiştir.

Yapılan çalışmalar; analitik yöntemlerden Değiştirilmiş Işın Yöntemi (MRS) ile dalga alanı hesabında, uygun Green fonksiyonunun üretimi ile tekrarlı yansımaları içeren dalga alanının hesaplanmasının mümkün olduğunu göstermiştir. Ayrıca, MRS ile tekrarlı yansımaları içeren dalga alanları hesaplanmıştır.

### ABSTRACT

Hybrid method is a combination of analytical and numerical methods, the method is based upon the separation of wave propagation and scattering and upon the description of each process by the most suitable method. It has been shown that the stability of method is more effective by the results obtained by applying the each method to the same model and comparing the study results of the Hybrid Method.

Studies dealing with the wave field computation with the Modified Ray Scheme (MRS) from analytical methods, provide means for wave-field computations including multiple reflections with the use of appropriate Green functions. Additionally, using MRS, waves have been computed including multiple reflections.

### GİRİŞ

İki boyutlu heterojen ortamlarda dalga akarı hesaplama yöntemleri genel olarak analitik ve sayısal olmak üzere iki grupta sınıflandırılabilir. İlk grup analitik yöntemlerdir. Düzgün arayüzeyli ve zayıf heterojen bölgelerde oldukça duyarlıdır. İkinci grup ise sayısal yöntemlerdir. Sayısal yöntemler kuvvetli heterojen bölgelerde analitik yöntemlere oranla çok daha fazla duyarlıdır. Dalga alanı hesaplanırken modele uygun bir yöntem seçilmelidir. Ancak her zaman modele uygun bir yöntem bulunamamaktadır. Bu durumlar için yöntemlerin en etkin olduğu bölgelerde uygulanması ile birden fazla çözüm yöntemini içeren "Melez (Hybrid) Yöntem" geliştirilmiştir. Bu yöntemin ana özelliği dalga alanı hesaplama işleminin iki ayrı işleme bölünerek elde edilmesidir.

**1- Seçilen modele arayüzeyin hemen üzerinde kararlaştırılan  $z=Z$  gibi yatay bir düzlem boyunca ikincil dalga alanının elde edilmesi:** Bu işlem sayısal yöntemlerden Sonlu Farklar Yöntemi (Finite Difference Method = FDM) ile tanımlanmaktadır. Giriş olarak arayüzey üzerindeki kaynak alanın değerleri kullanılır. Sonuç olarak

$z=Z$  düzlemi boyunca ikincil dalga alanı ve bu alanın normal türev değerleri elde edilir. İkincil dalga alanı, kaynak alan hariç sadece arayüzeyin etkisiyle oluşan alandır.

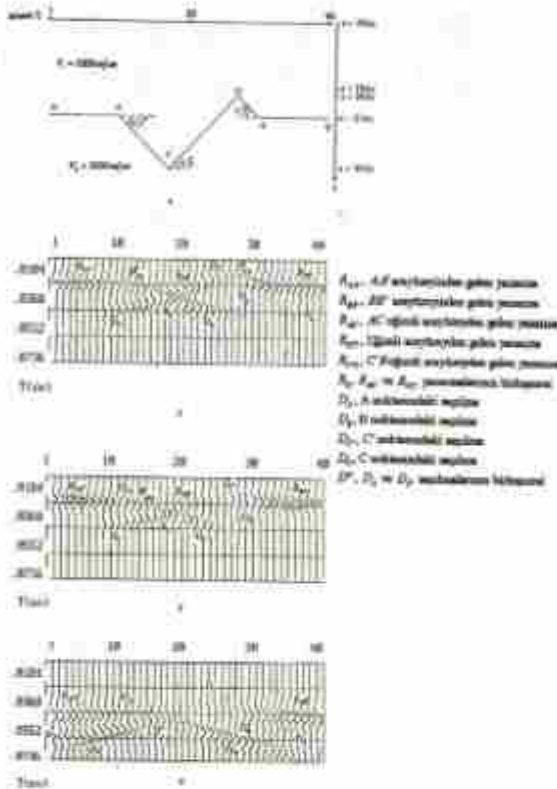
**2- Yüzeyde ikincil dalga alanının elde edilmesi:** Bu işlem de analitik yöntemlerden, Kirchoff integralinin asimtotik çözümüne dayanan Değiştirilmiş Işın Yöntemi (Modified Ray Scheme = MRS) ile tanımlanmaktadır. Giriş olarak  $z=Z$  yatay düzlemi boyunca FDM'den elde edilen dalga alanının normal türev değerleri kullanılır. Sonuç olarak  $z=Z$  bölgesinde istenilen bir düzleminde ikincil dalga alanı değerleri elde edilir.

Bilindiği gibi sismik dalganın herhangi bir arayüzey üzerinde birden fazla yansımaya meydana getirdiği olaylara "tekrarlı yansımalar" adı verilmektedir. Tekrarlı yansımalar birer yansıtıcı yüzeyden gelen yansımalar gibi algılanabilirler. Bununla ortadan kalkması veya zayıflatılması çalışmalarının başarılı bir şekilde yapılabilmesi için öncelikle sismik kesitte tanınması gerekmektedir. Bu amaçla çeşitli modeller için hesaplama

\* Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Beşevler, 06100 ANKARA



nan dalga alanlarının istenilen türden tekrarlı yansımaları



Şekil 1: (a) Model 1,  $\Delta x=2$  m,  $\Delta z=2$  m,  $\Delta t=0.00046$  sn. (b)  $z=19\Delta z$  düzleminde FDM ile hesaplanan dalga alanı. (c)  $z=19\Delta z$  düzleminde MRS ile hesaplanan dalga alanı. (d)  $z=10\Delta z$  düzleminde FDM ile hesaplanan dalga alanı. (e)  $z=10\Delta z$  düzleminde MRS ile hesaplanan dalga alanı. (f)  $z=10\Delta z$  düzleminde Melez Yöntem ile hesaplanan dalga alanı.

Figure 1: (a) Model 1,  $\Delta x=2$  m,  $\Delta z=2$  m,  $\Delta t=0.00046$  sn. (b) Computation of wave field with the FDM on the plane of  $z=19\Delta z$ . (c) Computation of wave field with the MRS on the plane of  $z=19\Delta z$ . (d) Computation of wave field with the FDM on the plane of  $z=10\Delta z$ . (e) Computation of wave field with the MRS on the plane of  $z=10\Delta z$ . (f) Computation of wave field with the Hybrid Method on the plane of  $z=10\Delta z$ .

da içermesi oldukça önemlidir. Ancak günümüze kadar tekrarlı yansımaları içeren dalga alanı hesaplaması üzerinde durulmuştur. Yaptığımız çalışmada; analitik yöntemlerden MRS ile dalga alanı hesabında, uygun Green fonksiyonunun üretimi ile tekrarlı yansımaları içeren dalga alanının hesaplanmasının mümkün olduğunu göstermiştir.

### MELEZ YÖNTEM İLE AKUSTİK DALGA ALANI HESABI

$x$  ve  $z$  yatay ve düşey eksenler ve  $z$  eksenini aşağıya doğru pozitif olmak üzere iki boyutlu model  $z \leq Z$  için homojen,  $z > Z$  için heterojendir.  $z > Z$  bölgesinde bir basınç dalgası (P dalgası) hareketi

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - f \quad (1)$$

diferansiyel denklemi ile verilmektedir.  $v=v(x,z)$  dalganın yayılma hızı,  $u=u(x,z,t)$  dalganın yerdeğiştirme vektörü,  $f=f(x,z,t)$  kaynak fonksiyonudur.  $m,n$  sırasıyla  $x$  ve  $z$ 'ye göre uzay gridlerini tanımlamak üzere (1) denklemi FDM'e göre şu şekilde yazılabilir (Boore 1972, Shtivelman 1984).

$$u_{m,n,k+1} = P_{m,n}^2 (u_{m-1,k} + u_{m+1,k} + u_{m,n-1,k} + u_{m,n+1,k}) + 2(1 - 2P_{m,n}^2)u_{m,n,k} - u_{m,n,k-1} \quad (2)$$

Burada  $\Delta x = \Delta z$  ve  $P_{m,n} = V_{m,n} \Delta t / \Delta x$  dir.  $\Delta x \neq \Delta z$  durumu Mufti (1985) ve Coşkun (1994) tarafından incelenmiştir. Dalga denkleminde görünen ikinci dereceden türevler sonlu fark operatörlerinden ikinci merkezci fark operatörü kullanarak elde edilmektedir. (2) ifadesinden görüldüğü gibi hesaplamaya başlamak için  $t=0$  ve  $t=-\Delta t$  zamanlarındaki değerlerin tanımlanması gerekmektedir.  $t=-\Delta t$ 'de dalga alanının sıfır olduğu bilinmektedir.  $t=0$ 'daki dalga alanı değerleri için bütün  $m,n$  noktalarında kaynak alanının ilk değerinin verilmesi yeterlidir. Yine fiziksel anlamda sayısal hesaplama bu algoritmanın karalı olması gerekmektedir. Burada da afford ve diğ. (1974)'nın kullandığı kararlılık şartı kullanılmıştır. Ayrıca sınırdaki uç yansımaları önlemek için "transparent sınır şartı" (Reynolds 1978) oldukça etkilidir. Buradaki amaca göre arayüzeyin hemen üzerindeki  $z=Z$  düzlemi üzerinde dalga alanının türevinin hesaplanması gerekmektedir. Bu merkezci fark operatörü kullanılarak elde edilir.

$$\frac{\partial u_{m,n,k}}{\partial z} = \frac{u_{m,n,k+1} - u_{m,n,k-1}}{2\Delta z} \quad (3)$$

Bundan sonraki adım MRS ile dalga alanının  $z < Z$  bölgesindeki istenilen bir düzleme indirgenmesidir. Bunun için Helmholtz denkleminin yola çıkarak, 2. Green teoreminin iki boyutlu ifadesinden yararlanarak, iki boyutlu durumda "Kirchoff İntegrali" elde edilir. Bu ifade

$$U(x_0, z_0, w) = \int_{z=Z} G F ds - \iint \left[ U \frac{\partial G}{\partial z} - G \frac{\partial U}{\partial z} \right] dX \quad (4)$$

ile verilir (Berkhout 1980). Sağdaki ilk integral kaynak alan spektrumdur,  $U$  ve  $G$ ,  $z=Z$  düzlemi boyunca sırasıyla dalga sırasıyla dalga alanı spektrumu ve Green fonksiyonu değerlerini,  $\partial/\partial z$  ise  $z=Z$  düzlemindeki normal türevi ifade etmektedir. Yine  $z=Z$  de  $x=X$  olarak ifade edilir. 2. Green teoremine göre  $U$  ve  $G$  skaler fonksiyonlarından biri seçilebilir durumdadır (Yaramancı 1986). Buna göre  $U$  nun çözümü için is-



tenilen sınır şartını sağlayan Green fonksiyonlarından biri kullanılabilir. Her ikisinin çözümü de Helmholtz denkleminin çözümüdür. Amaca göre birinin çözümü ile sonuca ulaşılabilir (Shtivelman 1984, Coşkun 1994). Burada  $z=Z$  deki normal türev değerleri kullanılacağı için sadece katı yüzey Green fonksiyonu kullanılarak hesaplanan dalga alanı spektrumunun çözümü ele alınacaktır. Bu spektrumun zaman ortamındaki ifadesi

$$u^{(s)} = \phi' + 2u_R \quad (5)$$

ile verilir.  $\phi'$  kaynağın zaman ortamında ayna imaj alanıdır. Ancak burada ihmal edilecektir. Ayrıca

$$u_R = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \left( \frac{\partial u_s}{\partial Z} * g_R \right) dX \quad (6)$$

ile ifade edilir. (6) integraline "Katı Yüzey İntegrali (RSI)" denmektedir. Burada  $\partial u_s / \partial Z$ ,  $z=Z$  düzlemi üzerinde dalga alanı türev değerleridir. RSI için  $z=Z$  katı yüzeyi üzerinde  $u_s=0$ 'dır. Bu ifadedeki  $g_R$  zaman ortamındaki katı yüzey Green fonksiyonudur (Shtivelman 1984, Coşkun 1994).

$u_R$  integralinin sayısal olarak hesaplanabilmesi için önemli bir husus integrasyon sınırlarının tanımlanması gerekliliğidir. Bu değerler zaman ile doğrudan ilişkilidir. Bunun için  $z=Z$  düzleminde  $z<Z$  bölgesindeki herhangi bir  $(x,z)$  noktasına dalga alanının ilk geliş zamanı  $t_0$  ile, maksimum kayıt zamanı  $T_{max}$  ile ve  $[x-\Delta X, x+\Delta X]$  integrasyon bölgesi olarak tanımlandığında  $X=x+\Delta X$  deki kaydetme zamanının  $t_0+T_{max}$  'ı aşmaması gerekmektedir. Yani burada  $\Delta X$  değeri  $T_{max}$  değerine bağlıdır.

Ayrıca  $T_{max}$  değeri

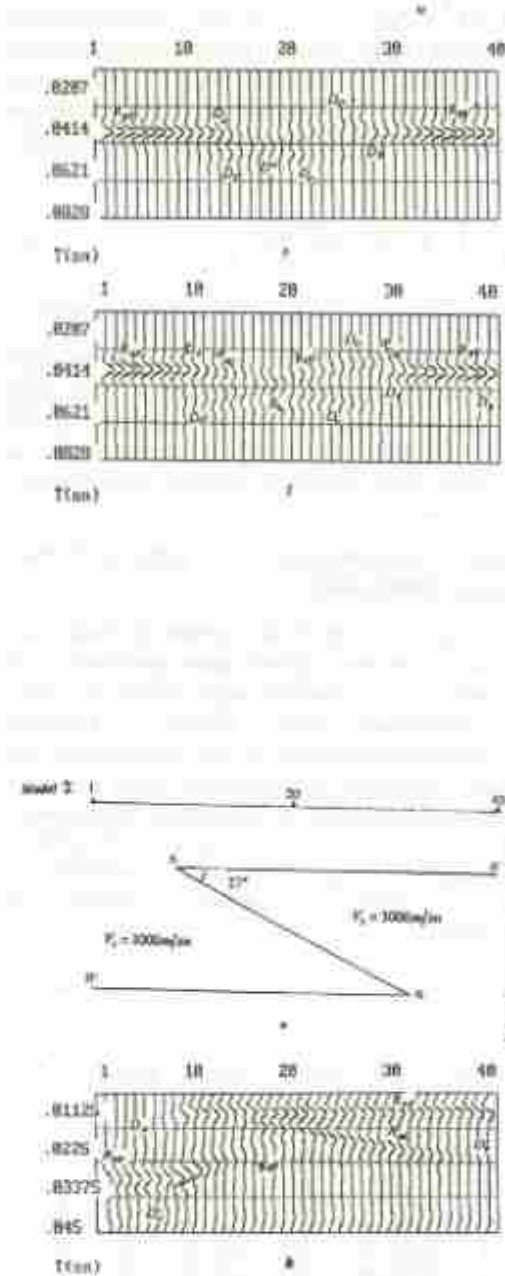
$$T_{max} \ll 2t_0 \quad (7)$$

olarak seçildiğinde kısa boylu veya asimptotik çözüm elde edilmektedir. Bu çözüm "Değiştirilmiş Işın Metodu (MRS)" olarak adlandırılmaktadır (Shtivelman 1984, 1985).

$u_R$ 'nin hesaplanmasında  $z=Z$  düzlemi boyunca her  $x$  noktası için konvolüsyonun hesaplanması gerektiğinden bunun yerine önce  $x$ 'e göre integralin hesaplanıp sonra konvolüsyon işleminin yapılması, işlemleri biraz daha basitleştirmektedir. Buna göre

$$w_R = \int_{x-\Delta X}^{x+\Delta X} \frac{1}{\sqrt{2l}} \frac{\partial u_s(T-T_s)}{\partial} dX \quad (8)$$

olur.



Şekil 2: (a) Model 2.  $\Delta x=2 \text{ m}$ ,  $\Delta z=1 \text{ m}$ ,  $\Delta t=0.00025 \text{ ms}$ . (b)  $z=195\text{m}$  düzleminde FDM ile hesaplanan dalga alanı. (c)  $z=195\text{m}$  düzleminde MRS ile hesaplanan dalga alanı. (d)  $z=105\text{m}$  düzleminde FDM ile hesaplanan dalga alanı. (e)  $z=105\text{m}$  düzleminde MRS ile hesaplanan dalga alanı. (f)  $z=105\text{m}$  düzleminde Melez Yöntem ile hesaplanan dalga alanı.

Figure 2: (a) Model 2.  $\Delta x=2 \text{ m}$ ,  $\Delta z=1 \text{ m}$ ,  $\Delta t=0.00025 \text{ ms}$ . (b) Computation of wave field with the FDM on the plane of  $z=195\text{m}$ . (c) Computation of wave field with the MRS on the plane of  $z=195\text{m}$ . (d) Computation of wave field with the FDM on the plane of  $z=105\text{m}$ . (e) Computation of wave field with the MRS on the plane of  $z=105\text{m}$ . (f) Computation of wave field with the Hybrid Method on the plane of  $z=105\text{m}$ .

Burada  $T = t - t_0$ ,  $T_R = t_r - t_0$  ve  $t_r z = Z$  düzleminden  $z < Z$  bölgesindeki dalga alanının hesaplanacağı herhangi bir  $(x, z)$  noktasına varış zamanıdır. Yani  $T$  kayıt zamanı,  $T_r$  de gecikme zamanıdır. Bu duruma göre  $u_R$  yeniden şu şekildedir tanımlanabilir (Shtivelman 1984, Coşkun 1994).

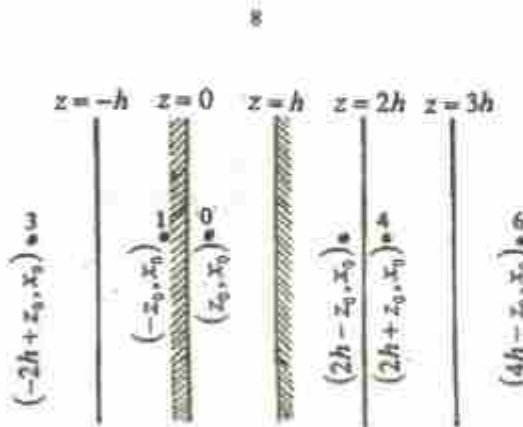
$$u_R \equiv \frac{1}{2\pi} \int_0^T w_R(T - \tau) \frac{d\tau}{\sqrt{\tau}} \quad (9)$$

$\tau$  konvülsyon işlemi için zamanda kayma miktarıdır.

Sonuç olarak  $z=Z$  düzlemi boyunca  $\partial u_R / \partial Z$  değerlerinin bilinmesi durumunda  $z < Z$  bölgesinde ikincil dalga alanı, (9) ifadesi ile verilen, sinyalin asimtotik şeklini tanımlayan konvülsyon integrali kullanılarak  $u_R$  hesaplandıktan sonra sonuç (5) ifadesine konularak bulunur.

### TEKRARLI YANSIMALAR İÇİN GREEN FONKSİYONLARI SERİLERİ

Aynalama yöntemi Green fonksiyonunu ağırlandırmaktadır. Birinci aynalama işlemi sınır şartlarına bağlı olarak Green fonksiyonlarının elde edilmesini sağlamaktadır (Yarımancı 1986). Morse ve Feshbach (1953)'ün Green fonksiyonları ile ilgili açıklamalarından yararlanarak yaptığımız çalışmamızda ikinci aynalama ile 1. tekrarı elde edildiği ve bu işlemin tekrarlanması ile Green fonksiyonlarının seri ifadeleri elde edilecek kadar tekrarlı yansımaların elde edilebileceği görülmüştür. Bu daha açık olarak şu şekilde ifade edilebilir (Şekil 3).



Şekil 3: Kaynak İmajları dizisi

Figure 3: Sequence of images of source

Yöntem imaj yönünde  $z=0$  ve  $z=h$  sınırları ihmal edilerek uygulanır. Buna göre  $z=h$  sınırı ihmal edilerek  $z = -z_0$ 'da bir imaj elde edilir. Sonra  $z=0$  sınırı ihmal edilerek  $z = 2h - z_0$ 'da bir imaj elde edilir (Şekil 3.). 1 ve 0 birliktede  $z=0$ 'da Neumann veya Dirichlet sınır şartını sağlamak-

tadırlar. Ancak 2. imajın da sınır şartlarına göre dengelenmesi gerekmektedir. 2'yi dengelemek için  $z=0$ 'a göre 2'nin imajı olan 3.  $(x_0, z_0 - 2h)$ 'da bulunur. Benzer şekilde  $z=h$ 'a göre 1'in etkisini dengelemek için  $z=2h+z_0$ 'da 4. imajı eklenir. Şimdi de  $z=h$ 'da 3'ün etkisini dengelemek gerekmektedir. Bunun için ise  $(x_0, 4h-z_0)$ 'da 6. imajını eklemek gerekmektedir. Bu işlem sayısını kontrol ederek sonsuza kadar devam eder. Böylece bir kaynaktan başlamış herhangi bir ışın için sonsuz yansıma sayısı vardır. Herbir imaj bu yansımalarından birine uyar.

Burada kaynaklar  $(x_0, z_0 + 2nh)$  noktalarında ve  $(x_0, 2nh - z_0)$  noktalarında bulunmaktadır. Yine burada  $n$  bir tamsayıdır. Buna göre uygun Green fonksiyonları serileri oluşturulabilir. Dirichlet sınır şartını sağlayan katı yüzey Green fonksiyonu serisi

$$G = -\frac{i}{4} \sum_{n=-\infty}^{\infty} \left\{ \begin{array}{l} H_0^2 \left[ k \sqrt{(x-x_0)^2 + (z-z_0-2nh)^2} \right] \\ + H_0^2 \left[ k \sqrt{(x-x_0)^2 + (z+z_0-2nh)^2} \right] \end{array} \right\} \quad (10)$$

ile verilir. Burada  $H_0^2$  sıfırıncı dereceden ikinci tip Hankel fonksiyonudur. Benzer şekilde Neumann sınır şartını sağlayan serbest yüzey Green fonksiyonu serisi de

$$G = -\frac{i}{4} \sum_{n=-\infty}^{\infty} \left\{ \begin{array}{l} H_0^2 \left[ k \sqrt{(x-x_0)^2 + (z-z_0-2nh)^2} \right] \\ - H_0^2 \left[ k \sqrt{(x-x_0)^2 + (z+z_0-2nh)^2} \right] \end{array} \right\} \quad (11)$$

ile verilir (Morse ve Feshbach, 1953). Örneğin bir tekrarlı yansıma içeren Dirichlet sınır şartını sağlayan Green fonksiyonu şu şekilde ifade edilir,

$$G = -\frac{i}{4} \sum_{n=-\infty}^{\infty} \left\{ \begin{array}{l} H_0^2 \left[ k \sqrt{(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2} \right] \\ + H_0^2 \left[ k \sqrt{(x-x_0)^2 + (z+z_0)^2} \right] \\ + H_0^2 \left[ k \sqrt{(x-x_0)^2 + (z-z_0+2h)^2} \right] \\ + H_0^2 \left[ k \sqrt{(x-x_0)^2 + (z+z_0-2h)^2} \right] \end{array} \right\} \quad (12)$$

Bu şekilde istenilen sayıda tekrarlı yansımaları içeren Green fonksiyonları üretilebilir. Ancak seri ifadeler hızlı bir yaklaşım olmadığından fazla tekrar sayısı için elverişsizdir. tekrar sayısı çok fazla istendiğinde  $|\eta| \rightarrow \infty$  giderken Hankel fonksiyonunun asimtotik ifadesinin kullanılabilmesi Morse ve Feshbach (1953) tarafından belirtilmiştir. Sonuç olarak (10) veya (11) ifadelerinden biri (4) ifadesinde yerine koyularak istenilen sayıda tek-





lerden gelen yansımaları ve saçılmaları verdiği, ayrıca hızı sabit kabul ettiği için çok karmaşık arayüzlü modellerde yanlış dalga alanı hesapladığı özellikle model2'de açık bir şekilde görülmektedir. Melez Yöntem de FDM'ü kullandığından tam dalga alanını vermektedir. Ayrıca bu yöntemi hesaplama zamanını bölerek işlem yapma imkanı da sağlamaktadırlar.

Yine yaptığımız çalışma sonucunda; Green fonksiyonlarının seri ifadeleri tekrarlı yansımaların üretilebileceği görülmektedir. Tekrarlı yansımaların tanınması ve ortadan kaldırılması işlemi, tekrarlı yansımaları içeren dalga alanlarından yararlanması ile daha duyarlı sonuçların elde edilebileceğini oldukça önemlidir.

#### KAYNAKLAR

- ALFORD, R.M., KELLEY, K.R. and BOORE, D.M. 1974. Accuracy of finite difference modeling of acoustic wave equation. *Geophysics*, 39, 6, 834-842.
- BERKHOUT, A.J. 1980. *Seismic migration*. Elsevier Science Publishing Co., Amsterdam, Oxford, 109-165, New York.
- BOORE, D.M. 1972. Finite difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials in *Methods in Computational Physics*, New York Academic Press, 2, 21-22, New York.
- COŞKUN, S. 1994a. Hybrid (Melez) Yöntem ile Akustik Dalga Alanı Hesabı. Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi Bildiri Kitabı, 25-39, Ankara.
- COŞKUN, S. 1994b. Dalga Alanı Hesaplama Yöntemleri (Yüksek Lisans Tezi, yayınlanmamış), Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- KUHN, M.J. and ALHILALI, K.A. 1977. Weighting factors in the construction and reconstruction of acoustic wave fields. *Geophysics*, 42, 6, 1183-1198.
- MORSE, P.M. and FESHBACH, H. 1953. *Methods of Theoretical Physics*. Part 1. McGraw-Hill Company, Inc., 812-814, New York.
- MUFTI, I.R. 1985. Seismic modelling in the implicit mode. *Geophysics Prospecting*, 33, 619-656.
- REYNOLDS, A.C. 1978. Boundary conditions for the numerical solution of wave propagation problems. *Geophysics*, 43, 1099-1110.
- SHTIVELMAN, V. 1984. A hybrid method for wave field computation. *Geophysics Prospecting*, 32, 236-257.
- SHTIVELMAN, V. 1983. Two dimensional acoustic modeling by a hybrid method. *Geophysics*, 50, 8, 1273-1284.
- YARAMANCI, U. 1986. *Jeofizikte Potansiyel Teori*. İ.T.Ü. Maden Fakültesi Yayını, 24-85, İstanbul.

# ADANA-TUFANBEYLİ SAHASINDA SİSMİK YÖNTEMLE KÖMÜR ARAMALARI

## Coal Explorations Using Seismic Method in Adana-Tufanbeyli Coal Field

Şahin KARAGÖZ\*, Ertan MÜFTÜOĞLU\*

### ÖZET

Tufanbeyli Kömür Sahası'nın kuzeybatı kısmında sismik yansımaya yönteminin denenmesi amacıyla yapılan beş adet profil çalışması ile yöredeki temel kayanın üst dokanağı haritalanmış ve kömürün kuzeybatıdaki sınırı belirlenmiştir. Sismik çalışma, rezistivite, jeoloji ve mekanik sondajlarla birlikte yürütülmüştür. Çalışmada enerji kaynağı olarak ilk dört profile dinamit, son profile ise vibratör kullanılmıştır.

### ABSTRACT

Five seismic profiles were realised to examine the seismic reflection method in the northwest part of Tufanbeyli Coal Field. In this survey the top of basement and coal boundary in the northwest were determined. Seismic survey was carried out together with resistivity, geology and mechanical drilling. Energy sources that were used in the survey were dynamite and vibrator.

### GİRİŞ

Tufanbeyli - Sarız - Göksun ve Saimbeyli arasının jeolojisi yapılmıştır. (Metin ve diğerleri 1982). Tufanbeyli Kömür Sahası'nın 1/25000 ölçekli jeoloji haritası 1985 yılında O.Konuk ve A.Yaşar tarafından yapılmıştır. 1988 yılında Rejyonel Jeoelektrik Projesi çerçevesinde Schlumberger elektrik dizilimi kullanılarak toplam 17 Km. uzunluğunda beş profilin eş rezistivite ve elektrik yapı kesitleri çıkarılmıştır. (Önder ve diğerleri 1989). 1989 yılında ise sahada kömür aramalarına yönelik olarak toplam 1000 m. sondaj yapılmıştır.

Bütün bu verilerin ışığında, sahanın kuzeybatısında beş adet sismik profil çalışması gerçekleştirilmiş, mekanik sondaj çalışmaları için ön bilgi sağlanarak kömürlü zonu daha isabetli olarak denetleme şansı elde edilmiştir.

### STRATİGRAFİ

Sahada genel olarak iki birim ayrılmıştır. Bunlar altta paleozoik- mesozoik yaşlı temel birimler ile üstte pliyosen yaşlı genç birimlerdir. Yaşlı birimlerde çamurtaşı, silttaşı ve kireçtaşı yoğunudur. Genç birimlerde ise tabanda çakıllı gri renkli kil- silt, üzerinde yine gri renkli kil- silt ve kum yerleşmiştir. Bunun üzerinde Kumtaşı mercekli orta- küçük çakıllı konglomeralar bulunmaktadır.

Çalışma sahasında genç istif yaklaşık 200m. kalınlık göstermektedir. Kömür ise temelde görülen kalkerin yüzeyindeki dalgalanmaların oluşturduğu çukurluklara

yerleşmiş olup genç birimlerle örtülmüştür. Kömüre en sağ 57m. de, en derin 161.5m. de girilmiştir.

### YAPISAL JEOLOJİ

Faylanmalar ve eğimlenmeler temeldeki yaşlı birimlerde oluşmuştur. Genç birimlerde ise önemli eğimler gözlenmemiştir.

### TEKNİK BİLGİLER

Çalışmada 24 kanallı DFS 5 kayıt aleti kullanılmıştır. Alıcılar 28 Hz frekanslı GSC20 DH tipinde 12'li gruplar halinde lineer olarak yerleştirilmiştir. Alıcı aralığı 10m, atış aralığı 20m seçilmiştir. Kayıt uzunluğu 1saniye, örnekleme aralığı 1/2 milisaniyedir. Kayıt formatı SEG B dir. Sahada manyetik bantlara kaydedilen veriler bilgi işlem merkezinde yansımaya için gerçekleştirilmiş paket programla işlenmiştir.

### PROFİLLERİN KONUMU

TB-1/1A ve TB-5 profilleri birbirinin devamı şeklinde olup kuzeybatı-güneydoğu yönlüdür. TB-2/ 2A, TB-3 ve TB-4 profilleri ise bunlara dik konumdadırlar.

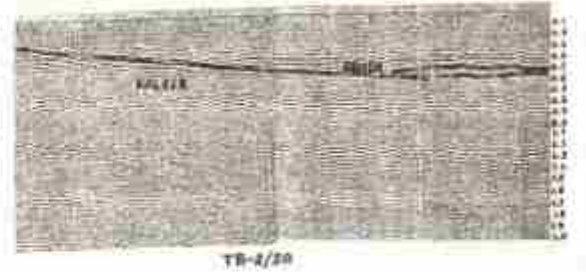
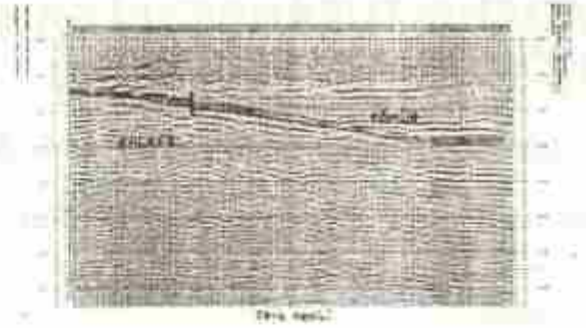
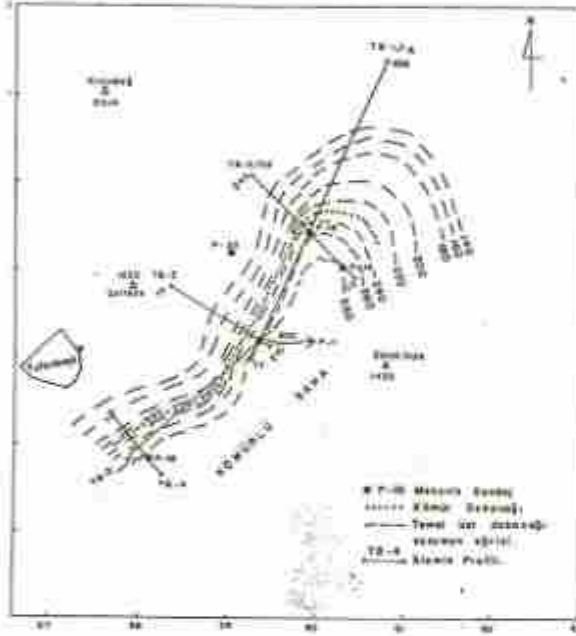
### YORUM VE DEĞERLENDİRME

Önce tek tek profillerde temel kaya işaretlenmiş, üzerine gelen genç birimler ve kömürlü zon daha önce yapılmış sondajlarda gözönüne alınarak belirlenmiştir. Kesitler birbirleri ile korele edilerek beş profilin oluşturduğu alandaki kömür dağılımı ve havzanın kuzeybatı kömür sınırı çizilmiştir.

\* MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etütleri Dairesi Başkanlığı 06520 - ANKARA

TB-1/1A ve TB-2/2A profillerine ait sismik kesitlerin elde edildiği aşamada P-14 kuyusunda daha çok kil ardalanmalı ince kömür kesilmesi, kömürün kuzey ve kuzeybatı yönündeki yayılımı konusunda kuşku yaratmıştı. Bu iki sismik kesitte temel kaya üzerindeki sismik yansıma tekrarlanmalarının kömürlü zonla ilgili olduğu düşünülerek iki profilin kesim noktasında P-18 kuyusu önerilmiştir. Burada açılan kuyuda 161,50- 193 m. arasında kömür oranı daha yüksek bulunarak kömür rezervinin artacağı anlaşılmıştır. Tüm kesitlerin değerlendirilmesi sonucunda temel kaya üst dokanağı güçlü yansıma yüzeyi olarak alınıp eş zaman haritası çizilmiştir. Kömürlü doğrudan tanıtacak sinyal özelliği net olarak görülememekle beraber kömürlü zonu tümüyle belirten yansıma ardalanmaları her kesitte izlenmiş, haritaya kömürün kuzeybatı sınırı da çizilmiştir.

KARAKÖY- TUFAZBEYLİ FAYLAR, KÖMÜR SAHASI



## SONUÇ

Yapılan sismik çalışma, yöntemin kömür sahalarında yarar sağlayacağını göstermiştir. Kömürlü zonu yeterli kalınlıkta olması durumunda ayırdedilebileceği ve temel dalgalanmalarına bağlı olarak kömürün yerleşebileceği çukurlaşmaların, fayların açığa çıkarılacağı görülmüştür.

Ayırım sinyalin dalga boyu ve tabaka kalınlığı ile doğrudan ilgilidir. Kullanılan sismik kayıt aletinin frekans sınırları da bu durumda önemli olmaktadır. Daha ince tabakaların kaydı yapabilmek için yüksek frekansta sinyale gerek vardır. Buna bağlı olarak, kayıt aletinin yüksek kesim frekansı büyük olmalıdır.

## YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Knapp, R.W., and Müftüoğlu, A.E., 1987, Detection of 30-Centimeter-thick coals at depths of 50 and 60 meters by seismic reflection profiling: Expanded Abstracts of Technical Program, SEG 57 th Annual International Meeting and Exposition, New Orleans, 227-228
- Knapp, R.W., and Steeples, D.W., 1986, High-resolution common-depth - point reflection profiling: Field acquisition parameter design, *Geophysics* 51, 283-294
- Greaves, R.J., 1984, Coal prospect evaluation using high-resolution reflection seismology-a case study, *Geophysics: The leading edge of exploration* October 1984, 44-47
- Metin S., 1982, Tufazbeyli-Sarıç-Gökazın ve Samsbeyli arasındaki jeolojisi, *Doğu Toroslar*, MTA Rapor No. 7129



# 13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİ ART SARSINTILARINA AİT KAYNAK PARAMETRELERİ

## Source Parameters of the Aftershocks of 13 March 1992 Erzincan Earthquake

Bülent KAYPAK\* ve Haluk EYİDOĞAN\*

### ÖZET

13 Mart 1992 Erzincan depremi ( $M=6.9$ , NEIC) sonrası, İTÜ ve Fransa Strasbourg Louis Pasteur Yer Fizik Enstitüsü (IPGS)'nin birlikte yaptıkları saha çalışması sonucu, 26 Mart - 4 Mayıs 1992 tarihleri arasında artsarsıntı kaydı yapılmıştır. Bu çalışmada, 4-10 Nisan 1992 tarihleri arasında, 9 adet telsiz bağlantılı düzey bileşen sayısal hız kayıtcısı tarafından kaydedilmiş artsarsıntılardan 80 tanesinin P-dalgası spektrumlarından kaynak parametreleri saptanmıştır. Süreden hesaplanan büyüklükleri  $M_D \leq 3.2$  olan bu artsarsıntılarda odak derinlikleri 0-14 km arasında, odak-istasyon arası uzaklıkları ise 3-50 km arasında değişmektedir.

Herbir artsarsıntı için sismik moment, Brune gerilme düşümü ve kaynak yarıçapı değerleri, P- dalgası genlik spektrumlarından hesaplanmıştır. Buna göre sismik moment  $2.51 \times 10^{18}$ - $2.45 \times 10^{20}$  dyn.cm, gerilme düşümü ise 0.1-6.9 bar arasında değişmektedir. Sismik moment ile kaynak yarıçapları arasındaki ilişki yaklaşık doğrusaldır. Kaynak yarıçapları 110-490 m arasında değişmektedir. Sismik momenti  $10^{19}$  dyn.cm'den büyük olan artsarsıntılarda, daha büyük gerilme düşümlerine sahip oldukları bulunmuştur.

### ABSTRACT

İTÜ and Institute of the Physics of the Earth, Strasbourg carried out a field study to record the aftershocks of 13 March 1992 Erzincan Earthquake during the time period between 26 March 1992 and 4 May 1993. In this study, P- wave spectral parameters were determined for 80 aftershocks which were recorded digitally by a telemetered network consisting 9 vertical component velocity seismometers. The duration magnitude of aftershocks are  $M_D \leq 3.2$ . The focal depths and epicentral distances range from 0 to 14 km and from 3 to 50 km respectively.

Estimates of the seismic moment, Brune stress-drop and fault radius for each aftershock were calculated from P- wave amplitude spectra. The seismic moment range from  $2.51 \times 10^{18}$  to  $2.45 \times 10^{20}$  dyn.cm. The stress-drop range from 0.1 to 6.9 bars. The relationship between log seismic moment and log-radius is approximately linear. The fault radii range from 110 to 490 m. It is found that the aftershocks with seismic moment greater than  $10^{19}$  dyn.cm have larger stressdrops.

### GİRİŞ

Deprem kaynağının modellenmesine yönelik, günümüze kadar yapılmış birçok kuramsal ve gözlemsel çalışma vardır. Bu çalışmalarda amaç, çoğunlukla kaynağa ait kinematik ve dinamik parametrelerin saptanması ve kaynaktaki kırılma mekanizması sisteminin bu parametreler yardımıyla açıklanmasıdır. Arazi gözlemleri ile, genellikle depremin yeryüzündeki izlerinden yararlanarak kaynağın kinematik parametreleri, aletsel çalışmalarla ise sismogramların analizleri sonucu kaynağın dinamik parametreleri saptanır. Kuramsal çalışmalarla kaynak parametre hesabı yapılırken genellikle deprem sismogramlarındaki P- ya da S- dalga fazlarının yerdeğiştirme spektrumlarından yararlanır. Bu tür çalışmalar yakın ve uzak-alan yerdeğiştirme

spektrumlarını, kaynaktaki gerilme ya da yerdeğiştirmenin bir fonksiyonu olarak vermektedirler.

Deprem verilerine dayalı kaynak parametre çalışmalarını sonucu tamamıyla kaynağa ait parametreler elde edilemez. Çünkü kaynaktan çıkan elastik dalga, istasyona gelene kadar yansımalar, kırılmalar, soğurma, saçılma, faz dönüşümü, kayıt aygıtları gibi birçok etkinin altındadır. Bu tür etkiler, dalga şeklini bozarak kaynağa ait parametrelerin doğru bir şekilde saptanmasını engelliyecektir. Bu sebepten dolayı, verilerin işlenmesi sırasında bu tür etkilerin kayıtlar üzerinden bir şekilde giderilmesi ya da birtakım varsayımlar sonucu gözardı edilmesi gereklidir.

13 Mart 1992 Erzincan depremi sonrası kaydedilmiş ve incelemeye alınmış artsarsıntılar için de böyle bir yak-

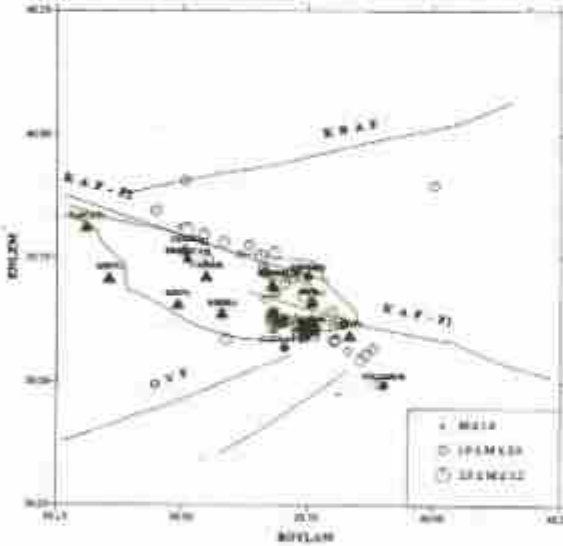
\* İTÜ Maden Fak. Jeofizik Müb. Bölümü, 80626 Maslak-İST

laşım ile dinamik kaynak parametre hesabı yapılmaya çalışılmış ve daha sonra bu kaynak parametreleri arasında birtakım ilişkiler bulunmuştur.

### ARTSARSINTI DAĞILIMI VE KAYIT ÖZELLİKLERİ

13 Mart 1992 Erzincan depreminden 13 gün sonra, bölgeye yerleştirilen 25 adet çeşitli türde deprem kayıtcı ile artsarsıntı kayıtları alınmaya başlanmış ve 26 Mart - 4 Mayıs 1992 tarihleri arasında 2000'e yakın artsarsıntı kaydı yapılmıştır (Eğidoğan ve Cisternas, 1992; Cisternas ve diğ., 1992).

Bu çalışmada; Erzincan havzası sınırlarına kurulmuş, 9 adet telsiz bağlantılı düşey bileşen sayısal deprem kayıtcısı tarafından kaydedilmiş ve yerleri duyarlı olarak saptanmış 4-10 Nisan 1992 tarihleri arasındaki 362 artsarsıntından 80 tanesi seçilerek incelenmiştir (Şekil 1). Artsarsıntılarının yerleri HYPOINVERSE adlı bir yazılım programı ile bulunmuş ve gerekli hız modeli için katman kalınlık ve hız değerleri sırasıyla  $d_1=4$  km,  $\alpha_1=5.3$  km/sn;  $d_2=35$  km,  $\alpha_2=6.0$  km/sn;  $d_3=\infty$ ,  $\alpha_3=8$  km/sn olarak alınmıştır. Yer bulma işlemi bölgeye yerleştirilen tüm sismografların varış zamanları kullanılarak yapılmıştır.



**Şekil 1:** 13 Mart 1992 Erzincan depremi sonrası kaydedilmiş artsarsıntılardan, 4-10 Nisan 1992 tarihleri arasındaki olmuş ve bu çalışmada incelenmeye alınmış 80 artsarsıntının epicentri haritası. Telemetrik istasyonlar üçgenlerle gösterilmiştir.

**Figure 1:** Epicenter map of the 80 aftershocks which were occurred between 4-10 April 1992 after 13 March 1992 Erzincan earthquake and studied in this study. the solid triangles show the location of telemetric stations.

İncelenen bu artsarsıntılarının seçiminde birtakım sınırlamalar yapılmıştır. Bu sınırlamalarda birinci faktör olarak episantr yerleri, ikinci faktör olarak ise kayıt özellikleri önemli rol oynamıştır. Episantr yerlerine göre artsarsıntı seçiminde, telemetrik istasyonların kurulu bulunduğu alanın fazla dışına taşmayan ve  $39.6^\circ\text{K}$  enleminin kuzeyinde kalanlar incelemeye alınmış olup, bu sarsıntılarının çoğunun Kuzey Anadolu Fay Kuşağı'nın bölgedeki iki ana kırığı üzerine ve yakınına düştüğü görülmektedir (Şekil 1). Ancak bunlardan 10 tanesi büyüklükleri nedeniyle  $39.5^\circ$  ile  $39.6^\circ\text{K}$  enlemleri arasından alınmıştır.

Kayıt özelliklerine göre artsarsıntı seçiminde ise sarsıntılarının en az 3 yada 4 istasyonda kaydedilmiş olması, kayıtlardaki genliklerin kesilmemiş olması ve kayıtların az gürültülü olması gözönüne alınan önemli faktörler olmuştur.

Seçilen artsarsıntılarının süreden hesaplanan büyüklükleri genellikle  $M_D \leq 3.2$ 'dir. Bunlardan 60 tanesi  $M_D \leq 2$ , 18 tanesinin  $2 \leq M_D \leq 3$  ve 2 tanesi de  $M_D \geq 3$  büyüklüklerine sahiptir. Yapılan hesaplamalar sonucu elde edilen odak derinlikleri ise 0-14 km arasında değişmektedir.

İncelenen artsarsıntı kayıtlarında tetikleme zamanı ile genliklerin gürültü seviyesine ininceye kadar geçen süre, başka bir deyişle kayıt süresi, yaklaşık 60 sn civamdadır ve kayıtlar 92.308 Hz örnekleme aralığı ile alınmıştır. Kayıtların genlikleri ise büyüklüğe bağlı olarak değişmektedir. Büyüklüğü  $M_D \geq 3$  olan sarsıntılarının yakın istasyonlardaki kayıtlarında, genlikler genellikle kesilmiş bir durumdadır ve bu tür kayıtlar incelenmeye alınmamıştır.

### ARTSARSINTILARA AİT KAYNAK PARAMETRELERİNİN SAPTANMASI

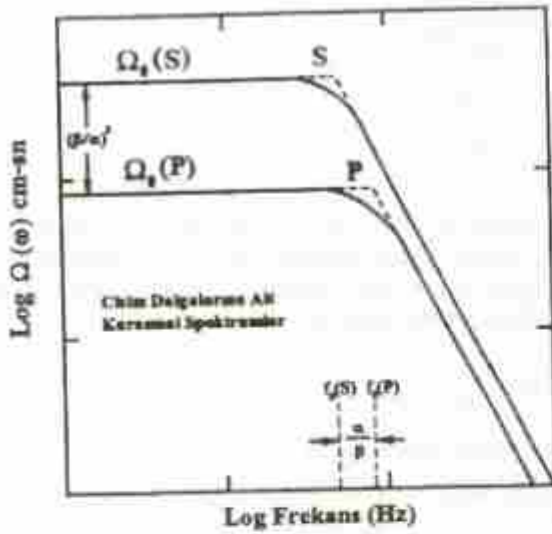
#### Yöntem

Artsarsıntılara ait kaynak parametrelerinin hesaplanmasında Brune (1970, 1971)'un dairesel kaynak modeli bağlantıları kullanılmıştır. Bu modele göre, uzak-alan yerdeğiştirme spektrumlarındaki spektral parametreler olan düşük frekans seviyesi  $\Omega_0$  ve köşe frekansı  $f_0$  (Şekil 2) ile kaynak parametreleri olan sismik moment  $M_0$ , kaynak yarıçapı  $r$  ve gerilme düşümü  $\Delta\sigma$  arasında birtakım ilişkiler olabileceğini göstermiştir. Brune (1970, 1971), bu ilişkiyi kurarken S-dalgalarından yararlanmış ve ilgili bağlantılarda S-dalgası hızını kullanmıştır. Brune (1970,1971)' un modeli, daha sonra Hanks ve Wyss (1972) tarafından, P-dalgaları için geliştirilmiştir (Fletcher, 1980).

Brune (1970), kaynak yarıçapı ile kuramsal P-dalga spektrumu arasında bir ilişki aramamasına rağmen; Hanks ve Wyss (1972), kaynak parametrelerinin P-dalga yayılımından da bulunabileceğini ve spektral analizlerde P-dalgasının S-dalgasına oranla daha çok tercih



edildiğini göstermişlerdir (Şekil 2).



Şekil 2: Brune(1970) bazı alınarak hesaplanmış kuramsal P- ve S- dalgası spektrumları ve bunlar arasındaki parametrik ilişkiler (Hanks ve Wyss, 1972).

Figure 2: Calculated theoretical P- and S- wave spectra according to Brune (1970) and their parametric relationship (Hanks and Wyss, 1972).

Düşük frekans seviyesi  $\Omega_0$  sismik moment  $M_0$ , köşe frekansı  $f_0$  ise dairesel olarak düşünülen kaynağın yarıçapı  $r$  ile ilişkilidir. Yerdeğiştirme spektrumlarından elde edilen diğer bir spektral parametre ise yüksek frekanslara doğru ( $f > f_0$ ) genliklerdeki azalmayı kontrol eden spektral eğim  $\gamma$ 'dır (Hanks ve Thatcher, 1972).

Uygulamada düşük frekans seviyesi  $f$  ile yüksek frekanslardaki spektral eğimi karakterize edebilecek iki doğru, görsel olarak spektrum üzerine uygun bir şekilde oturtulmaktadır. Bu iki doğrunun kesişim noktasının yatay eksenindeki izdüşümü, köşe frekansını vermektedir (Şekil 2). Buna göre bu üç parametre kaynağı karakterize etmektedir ve kaynak parametreleri ile aralarındaki ilişki aşağıdaki bağıntılarla verilmektedir;

Sismik moment (Keilis ve Borok, 1960);

$$M_0(V_{P,S}) = 4\pi\rho V_{P,S}R \cdot \frac{\Omega_0(P,S)}{kR_{00}} \quad (1)$$

Kaynak Yarıçapı (Brune, 1970, 1971; Hank ve Wyss, 1972)

$$r = \frac{2.34 V_{P,S}}{2\pi f_0} \quad (2)$$

Gerilme düşümü (Brune, 1970, 1971);

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} \quad (3)$$

Bağıntılarda geçen parametreler:

$M_0(V_{P,S})$  : P- veya S-dalgası spektrumlarından hesaplanan sismik moment (dyn.cm)

$\rho$  : Ortamın yoğunluğu ( $\text{gr}/\text{cm}^3$ ),

$V_{P,S}$  : P ve S dalgası hızı (cm/sn),

$R$  : Odak - İstasyon arası uzaklık (cm.sn),

$\Omega_0(P,S)$  : Düşük frekans seviyesi (cm.sn),

$R_w(P,S)$  : P veya S dalgaları için yayılım örüntüsü,

$k$  : Serbest yüzey düzeltmesi,

$r$  : Kaynak yarıçapı (km),

$f_0$  : Köşe frekansı (Hz),

$\Delta\sigma$  : Gerilme düşümü (bar).

### Uygulama

Kaynak parametresizliği yapmadan önce, veri-işlem tekniklerinin artsarsıntılar üzerinde kolayca uygulanabilmesi için, araziden "BINARY (ikili)" sistemde toplanmış artsarsıntı kayıtları "ASCII" sisteme dönüştürülmüştür. Bu dönüştürme işleminden sonra IASPEI (1992) (International Association of Seismology and Physics of the Earth Interior)'nin yayınlanmış olduğu PITSA (Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis) adlı yazılım programı kullanılarak veri analizi yapılmıştır. S- dalgası fazla kolayca belirlenemediği için tüm analizler P- fazı üzerine yapılmış ve ilgili bağıntılarda P- dalgası hızı kullanılmıştır.

Bir artsarsıntının hız kaydından yerdeğiştirme spektrumunu elde etmek için öncelikle 1sn' lik bir pencere boyu ile P- fazı belirlenmiş, daha sonra bunun alet etkisi giderildikten sonra integrali alınarak yerdeğiştirme kaydına geçilmiştir. Bu geçiş esnasında veri üzerinde meydana gelen trendler 1 sn' lik kayan ortalama penceresi uygulanarak giderilmiştir. Bu işlemden sonra elde edilen veriye %12.5 oranında bir kosinüs penceresi uygulanarak törpüleme (tapering) yapılmış ve daha sonra Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) alınarak yerdeğiştirme spektrumunu elde edilmiştir.

Bir artsarsıntının her bir istasyondaki yerdeğiştirme spektrumları hesaplandıktan sonra spektral parametreleri saptanmış, daha sonra ilgili sarsıntıya ait tek bir ortalama  $\Omega_0$  ve  $f_0$  değeri elde etmek için, bu spektral parametrelerin aşağıdaki bağıntılarda verildiği gibi logaritmik ortalamaları alınmıştır (Archuleta ve diğ., 1982).

$$\langle \Omega_0 \rangle = \text{anti log} \left\{ \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \log(\Omega_{0i} R_i / 10) \right\} \quad (4)$$



$$\langle f_0 \rangle = \text{anti log} \left\{ \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \log f_{0i} \right\} \quad (5)$$

Bağıntılarda geçen parametreler:

$\langle \Omega_0 \rangle$  : Ortalama düşük frekans seviyesi (cm.sn).

NS : İstasyon sayısı.

$\Omega_{0i}$  : Herbir istasyondaki düşük frekans seviyesi (cm.sn).

$R_i$  : Her bir istasyonun odağa (hiposantr) olan uzaklığı (cm).

$\langle f_0 \rangle$  : Ortalama köşe frekansı (Hz).

$f_0$  : Herbir istasyondaki köşe frekansı (Hz)

değerlerini göstermektedir.  $\langle \Omega_0 \rangle$ ' ı hesaplariken, herbir odak-istasyon arası uzaklık 10 km' ye göre normalize edilmiştir. Bunun nedeni, odak-istasyon arası mesafeler de gözönüne alınarak, uzaklık etkisini (geometrik yayılma) herbir istasyon için ağırlandırarak belirli bir seviyeye indirgemektir.

Spektral parametrelerde olduğu gibi kaynak parametreleri için de benzer yolla logaritmik ortalamaların bulunması gereklidir. Ortalama sismik moment değeri bulunurken, öncelikle herbir istasyondaki sismik moment ( $M_0$ ) değerleri, düşük frekans seviyesinin ortalaması ( $\langle \Omega_0 \rangle$ ) değerini kullanarak (1) bağıntısıyla hesaplanır.

Bu çalışmada Erzincan bölgesindeki yerkabuğu yapısı için,

$$\rho = 2.7 \text{ gr/cm}^3,$$

$$V_p = 6.0 \text{ km/sn},$$

$$R_w = 0.4 \text{ (P-dalgası için)},$$

$$k = 2$$

olarak alınmıştır. Daha sonra, Archuleta ve diğ. (1982)'ye göre,

$$\langle M_0 \rangle = \text{anti log} \left\{ \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \log M_{0i} \right\} \quad (6)$$

bağıntısından, herbir artsarsıntı için ortalama sismik moment değerleri hesap edilmiştir. Aynı şekilde ortalama kaynak yarıçapını bulmak için ise her bir istasyon için okunan  $f_0$  değerlerini kullanarak (2) bağıntısıyla kaynak yarıçapları hesaplanır. Bunun ortalaması ise iki yöntemle bulunabilir. Birinci yöntem olarak, her bir istasyondaki kaynak yarıçapları toplamının istasyon sayısına bölünmesi ile yani aritmetik ortalaması alınarak (7a), ikinci yöntemde ise (5) bağıntısından bulunan ortalama köşe frekansı değerlerinin (2) bağıntısında yerine

konmasıyla o sarsıntıya ait ortalama kaynak yarıçapı elde edilir (7b).

$$\langle r \rangle = \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} r_i \quad (7a)$$

$$\langle r \rangle = \frac{2.34 V_p \Delta \sigma}{2\pi \langle f_0 \rangle} \quad (7b)$$

Bu çalışmada, (7a) bağıntısı kullanılarak ortalama kaynak yarıçapı hesap edilmiştir. (6) ve (7a) bağıntılarının, (3) bağıntısında yerine konmasıyla ilgili artsarsıntıya ait ortalama gerilme düşümü;

$$\langle \Delta \sigma \rangle = \frac{7 \langle M_0 \rangle}{16 \langle r \rangle^3} \quad (8)$$

bağıntısıyla hesaplanabilir.

Birden fazla istasyondaki yerdeğiştirme spektrumlarından, ortalama sismik moment  $\langle M_0 \rangle$ , ortalama kaynak yarıçapı  $\langle r \rangle$  ve ortalama gerilme düşümü  $\langle \Delta \sigma \rangle$  hesap edilirken, herbir gözleme ağırlık kazandırmak isteniyorsa, yukarıdaki işlem tanımları izlemek gerekmektedir. Çünkü, sismik momentin, köşe frekansının ve gerilme düşümünün basit aritmetik ortalaması alınırca, ortalamalarda büyük değerlere doğru bir sapma görülür. Böyle bir işlem tanımlarını kullanmanın diğer bir nedeni ise, düşük frekans seviyeleri ile kaynak yarıçaplarındaki, okuma veya hesaplama hatalarının lognormal olarak dağıtılmasıdır (Archuleta ve diğ.,1982).

## SONUÇLAR

İncelenen artsarsıntılarının yerdeğiştirme spektrumlarından elde edilen spektral parametrelerden köşe frekansı  $\langle f_0 \rangle = 4.72-20.64$  Hz, düşük frekans seviyeleri ise  $\langle \Omega_0 \rangle = 2.51 \times 10^{-7} - 1.03 \times 10^{-5}$  cm.sn arasında yer almaktadır. Yüksek frekanslardaki asimtotik azalım parametresi  $\gamma$ 'nın tüm artsarsıntılar için genelde 3' den büyük olduğu ve 12-20 Hz arasındaki köşe frekansları için 4-5 arasında yer aldığı gözlenmiştir.

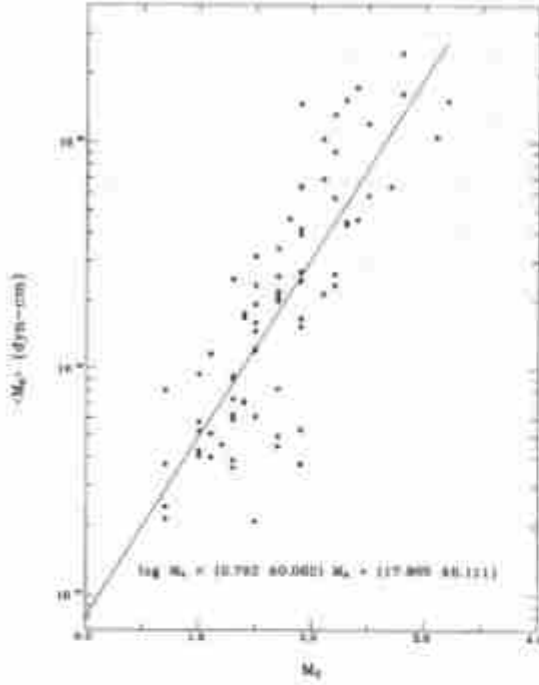
Spektral parametrelerden yararlanarak, hesaplanan kaynak parametrelerinden sismik momentin  $\langle M_0 \rangle = 2.10 \times 10^{18} - 2.45 \times 10^{20}$  dyn.cm, kaynak yarıçapının  $\langle r \rangle = 110-490$  m, gerilme düşümünün  $\langle \Delta \sigma \rangle$  ise 0.1-6.9 bar arasında değiştiği bulunmuştur.

Hesaplanan kaynak parametrelerinin birbirleriyle ve diğer parametrelerle olan ilişkileri bulunmuş ve şu bağıntılar elde edilmiştir:

Sismik Moment ( $M_0$ ) - Büyüklük ( $M_L$ ) arasında;

$$\log M_0 = (0.792 \pm 0.062)M_L + (17.905 \pm 0.111) \quad (9)$$

şeklinde bir bağıntı elde edilmiş ve bu ilişki Şekil 3'te gösterilmiştir.



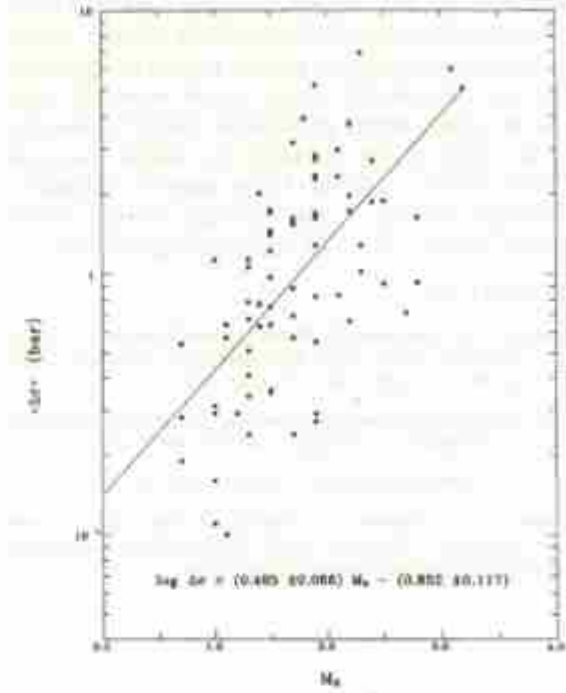
Şekil 3: Erzincan Bölgesi'ndeki incelenen artarsızınlar ( $M_0 \leq 3.2$ ) için sismik moment  $M_0$  - süre büyüklüğü  $M_d$  ilişkisi. Düz nokta dağılımını temsil eden EKK doğrusunu göstermektedir.

Figure 3: Seismic moment  $M_0$  versus duration  $M_d$  ( $M_0 \leq 3.2$ ) of the determined aftershocks in Erzincan region. Solid line respect the best fitting line in terms of the least squares.

Gerilme Düşümü ( $\Delta\sigma$ ) - Büyüklük ( $M_0$ ) arasında;

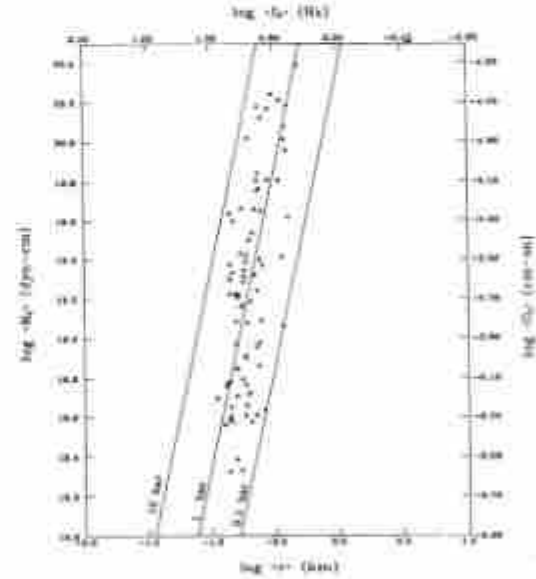
$$\log \Delta\sigma = (0.485 \pm 0.066) M_0 + (0.852 \pm 0.117) \quad (10)$$

şeklinde bir ilişki bulunmuş ve bu ilişki Şekil 4'de gösterilmiştir.



Şekil 4: Erzincan Bölgesi için gerilme düşümü  $\Delta\sigma$  - büyüklük  $M_0$  ( $M_0 \leq 3.2$ ) ilişkisi.

Figure 4: Stress-drop  $\Delta\sigma$  versus duration magnitude  $M_0$  ( $M_0 \leq 3.2$ ) for Erzincan region.



Şekil 5: Erzincan Bölgesi'ndeki 80 artarsızını için hazırlanmış sismik moment  $M_0$ , kaynak yarıçapı  $r$ , gerilme düşümü  $\Delta\sigma$ , düşük frekans seviyesi  $\Omega_0$  ve köşe frekansı  $f_c$  ilişkisinin gösterimi. Düz çizgiler 0.1, 1 ve 10 bar'lık gerilme düşümleri için verilmiştir.

Figure 5: The graphical representation of the relationship between seismic moment  $M_0$ , source radius  $r$ , stress drop  $\Delta\sigma$ , low-frequency level  $\Omega_0$  and corner frequency  $f_c$  for 80 aftershocks in Erzincan. The solid lines are given for the stress drop 0.1, 1 and 10 bars, respectively.

Sismik Moment  $M_0$  - Kaynak Yarıçapı  $r$  arasında belirgin bağıntısal bir ilişki bulunmamasına rağmen, sismik momentin hızlı değişimine karşılık kaynak yarıçapının o kadar hızlı değişmediği ancak sismik momente bağlı olarak bir miktar arttığı görülmüştür (Şekil 5). Buradan çıkarılan diğer önemli bir sonuç da, sismik momentin  $10^{19}$  dyn.cm ( $M_0 = 1.4$ )'dan küçük değerleri içingerilme düzeyinin 0.1 ile 1 bar arasında, bundan büyük değerleri için ise 1 ile 10 bar arasında değişmesidir.

#### KAYNAKLAR

Archuleta, R. J., Cranswick, E., Mueller, C. and Spudich, P., (1982), Source Parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California Earthquake Sequence, *J. Geophys. Res.*, 87, 4585-4607.

Bruno, J. N., (1970), Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.

Bruno, J. N., (1971), Correction, *J. Geophys. Res.*, 76, 5002.

Eğidoğan, H. ve Cisternus, A., (1992), 13 Mart 1992 Erzinçan Depremi Stomatoloji Çalışmaları, Tübitak Ekiplerinin Erzinçan Bölgesi Çalışmaları Ön İnceleme Raporu, Tübitak, Ankara.

Fletcher, J. B., (1980), Spectra from High-Dynamic Range Digital Recordings of Orville, California, Aftershocks and Their Source Parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 733-753.

Hanks, T. C. and Thatcher, W., (1972), A graphical representation of seismic source parameters, *J. Geophys. Res.*, 77, 4393-4403.

Hanks, T. C. and Wyss, M., (1972), The Use Body-Wave Spectra in the Determination of Seismic Source Parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 561-589.

LASPEI, (1992), Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis (PITSA), Scherbaum, F. and Johnson, J. (ed.), LASPEI Software Library, 5.

Krüger-Borok, V. L., (1960), Investigation of the Mechanism of Earthquakes, *Sov. Res. Geophys* (English transl.), 4, 29.



# SİSMOLOJİDE TERS ÇÖZÜM İLE ÜÇ BOYUTLU GÖRÜNTÜLEME (SEISMIC IMAGING)

## Three-Dimensional imaging in Seismology by Inverse Solution

H. Sadi Küleli\*, Ekrem Zor\*, Cemil Gürbüz\*

### ÖZET

Yer içinde sismik dalga yayılımı, dalga kaynağı ve dalgaların yayıldığı ortamın özelliklerine bağlı olarak modellenebilir. Bu çalışmada sismik dalganın yayıldığı ortamdaki hız dağılımı sismik görüntü (seismic image) kavramı ile ifade edilmektedir. Bu kavram, sismik hızın yer içinde bir boyutlu değişiminden başlayarak üç boyutlu hız dağılımına kadar ters çözüm kuramı içinde ele alınmıştır. Sismik hız görüntüsünün elde edilmesindeki yöntemler, kaynaktan alıcıya kadar sismik ışının seyahat zamanı integral denkleminin parametizasyonu ve yer içinde yayılan sismik ışınların geometrisine bağlı olarak ele alınarak, ters çözüm anlamında, denklem sisteminin oluşturulması aşamasına kadar tartışılmış, ters çözüm algoritmalarına isin değinilmemiştir.

### ABSTRACT

The seismic wave propagation in the earth could be modelled by properties of the source and medium. The seismic velocity distribution in the medium will be implemented as to be seismic imaging in this study. This concept investigated in the inverse theory from one-dimensional case to three-dimensional case. The creation of the seismic velocity images was investigated in terms of the parametrization of the travel-time integral equation from the source to receiver and ray geometry in the medium until creation of the matrix equation in the sense of the inverse theory. The inversion algorithms of the matrix equation have not been discussed.

### GİRİŞ

Jeofizik'de görüntüleme (Imaging) kavramı, kestirilen (estimate) veya hesaplanan herhangi bir fiziksel değişkenin iki veya üç boyutlu olarak değişiminin görüntülenmesi anlamında kullanılmaktadır. Sözgelimi sismoloji de eikonal (eski Yunanca) denklemi herhangi bir anda sismik ışının yerini zamanın değişkeni olarak ortaya koyar ve İngiliz dilindeki karşılığı "image" görüntüdür (Bolt ve Bullen, 1985). Hemen her Jeofizik yöntemde sonuçlar bu kavramın kapsamı içinde, sismik görüntüleme (Seismic Imaging), manyetik görüntüleme (Magnetic Imaging) gibi verilebilmektedir.

Bu çalışmamızda, sismoloji de görüntüleme kavramının seçilmiş örnekleri üzerinde bu yöntemin kuramsal temelleri ve uygulamaları tartışılacaktır. Jeofizik'in genel kapsamında düz ve ters problemlere uygulanabilen bu teknik, sismoloji de neredeyse tümüyle, ters problem kuramı içinde gelişmiş ve uygulanmaktadır. Ters problem çözümü içinde genellikle ortamda sismik hız dağılımından oluşturulan görüntü veya soğurulma (attenuation) faktöründen oluşturulan görüntüler en çok kullanılanlardır. Bu çalışmada öncelikle "zaman terimi" (time term) yöntemi anlatıldıktan sonra, sonlu sayıda varış zamanı verisinden yer içinde bir boyutlu hız

dağılımı problemi ve sismik tomografi probleminde görüntü, kuramsal temelleri ile tartışılacaktır.

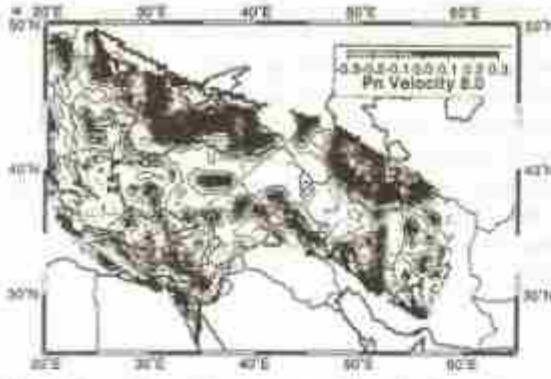
### SİSMOLOJİDE TERS ÇÖZÜM VE HIZ GÖRÜNTÜLEME KAVRAMI

Sismoloji'de istasyonlara ulaşan sismik dalganın varış zamanından yararlanarak yer içinde sismik hız dağılımının üç boyutlu olarak bulunması ve bu dağılımın görüntü kavramına uygun olarak resimlenmesi büyük ölçüde sismik tomografi kavramının bu bilim dalında yerleşmesi ile olmuştur. Uygulamalı sismikte kullanılan tomografi teknikleri, çeşitlilikler göstermesine rağmen, deprem sismolojisinin de kullanılan yöntemler hemen tümüyle oluşturulan matris denkleminin (system equations) çözümüne dayalı tekniklerdir (Küleli, 1994). O yüzden bu denklem sisteminin oluşturulması kullanılan yöntemi tanımlayan en önemli özelliktir. Kullanılan yöntemde daha çok kaynak ve alıcı geometrisine uygun olarak belirlenen matris (veya sistem) denklemi seçilen herhangi bir ters çözüm algoritması ile terslenir ve denklem sistemindeki bilinmeyenlerle ilgili görüntü oluşturulur. Sismik görüntü kavramı oldukça yeni bir kavram olmasına rağmen, gözlenmiş seyahat zamanı verisinden yararlanarak yer içinde sismik dalga hızının

\* Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Jeofizik Anabilim Dalı, 81220, Çengelköy, İstanbul







Şekil 3.2: Zaman-Terzini yöntemine göre elde edilen bir sismik görüntü (Hearn, 1994).

### BACKUS-GILBERT YAKLAŞIMI İLE UZAKLIK-ZAMAN VERİLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜ

Burada temel yaklaşım sonlu uzunluktaki varış zamanı verisinden hızın yer içindeki bir boyutlu değişiminin kestirilmesidir. Bu işlem  $P_1$  kaynağından  $P_2$  istasyonuna seyahat zamanı ( $T$ ) integralinin

$$T = \int_{r_1}^{r_2} \frac{1}{v} ds \quad (4.1)$$

standart yer modeli ile ilgili seyahat zamanı  $T_0$  boyunca pertürbe edilmesi ile hesaplanır. Öyleki ( $v$ ) deki küçük değişimler ( $\delta v$ ), ( $T$ ) deki yine küçük denebilecek değişimleri  $\delta T$  oluştururlar. Seyahat zamanındaki bu değişim,

$$\delta T = - \int_{r_1}^{r_2} \frac{1}{v^2} \delta v ds \quad (4.2)$$

bağıntısı ile verilebilir.

Bu bağıntıda hız ( $v$ ) sadece yer yarıçapının ( $r$ ) fonksiyonudur. Yarıçap yeryüzünde ( $r=R$ ) olacak şekilde normalize edilerek ve ışın düşey ile (yarıçap vektörü) ( $i$ ) açısını yapacak şekilde düşünürsek. Burada ( $\rho = r^2$  rsini) bağıntısı bütün ışın yolu boyunca sabittir, ayrıca  $\eta(r) = rv(r)^{-1}$  tanımlaması yapılarak (Bullen,1963) birim yol elemanı  $ds = \pm \eta(\eta^2 - \rho^2)^{-1/2}$  bağıntısı ile verilir. Burada ( $\rho$ ) ışının ulaşacağı en sık noktadaki yarıçaptır ve burada  $\eta(\rho) = \rho$  ve  $i(\rho) = 90^\circ$  olur. Buna karşın (4.2) bağıntısı ile verilen türev işlemi (Bullen,1963), sabit ( $\Delta$ ) uzaklığı ve pertürbasyonlar  $\delta\rho$  ve  $\delta v$  olacak şekilde yazılırsa izleyen bağıntı elde edilir (Backus ve Gilbert,1969).

$$\delta T = \delta \rho \left[ \Delta - 2\rho \int_{\rho}^{\Delta} \eta^{-1} (\eta^2 - \rho^2)^{-1/2} d\eta \right] - 2 \int_{\rho}^{\Delta} \eta v^{-1} (\eta^2 - \rho^2)^{-1/2} \delta v d\eta$$

Şimdi yolculuk zamanı  $T(\Delta_k)$  nın çeşitli  $\Delta_{k=1,2,3,...,N}$  açıları için ölçüldüğünü kabul edelim. İteratif yaklaşıma başlarken, önce başlangıç yaklaşımı olarak,  $v_1(r)$  değeri

için hesaplanan  $T$  değerleri ile gözlemsel  $T$  değerimizin orta derecede çakıştığını varsayalım. İterasyonun ilerleyen adımlarında, herbir  $\Delta_k$  açısı için bir  $\rho_k^{(1)}$  ve yolculuk zamanı  $T_k^{(1)}$  hesaplayalım. Model ( $v_1 + \delta v$ ) kadar değiştikçe, yolculuk zamanı, ( $T_k^{(1)} + \delta T_k$ ) kadar değişecektir. Bu yaklaşım

$$\delta T_k = \int_0^{\Delta_k} g_k^{(1)}(r) \delta v(r) dr \quad (4.4)$$

Backus-Gilbert, yöntemi olarak bilinir. Bu bağıntıda,  $v = dv/dr$  ve  $g_k^{(1)}$  veri çekirdek (data kernel) fonksiyonudur. Başlangıç modeli olarak  $v_1(r)$  seçersek

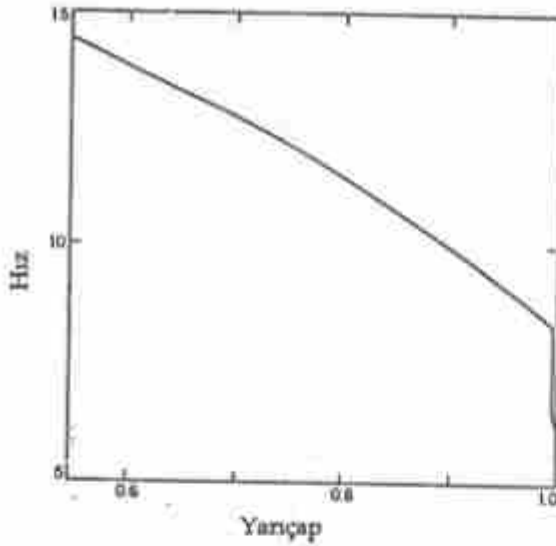
(4.4) bağıntısı  $\int_0^{\Delta_k} [v(r) - v_1(r)]^2 dr$  integralini minimum yapacak bir  $v_r$  model parametresinin seçilmesi ile sağlanır. Son bağıntı genelleştirilirse izleyen bağıntı elde edilir.

$$\int_0^{\Delta_k} G_k [v(r) - v_1(r)]^2 dr = T(\Delta_k) - T_k^{(1)} \quad k = 1, \dots, N$$

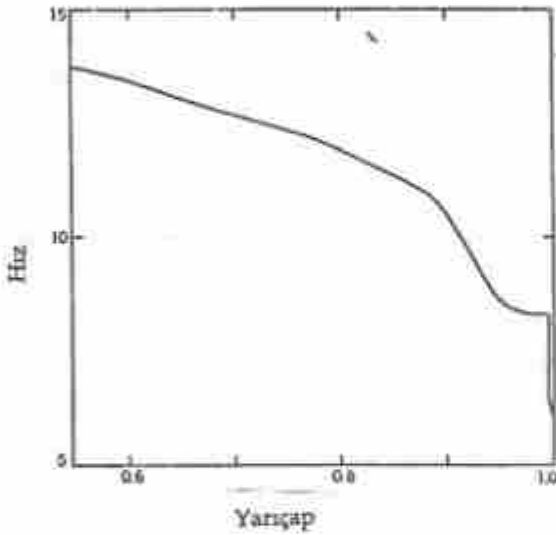
Bu problem bir Lagrange çokterimli uygulamasıdır. Çözümün ilk adımının sonunda (ilk iterasyonda)  $v_1(r)$  deki düzeltme elde edilir. İterasyonun ikinci adımında,  $v_1(r)$  yerine  $v_2(r)$  konur ve bu hız için hesaplanan yolculuk zamanı ( $T_k^{(2)}$ ) ve gözlemsel yolculuk zamanı ( $T(\Delta_k)$ ) yardımı ile, (4.5) denklemini yine minimum yapan  $v'(r)$  değeri ile bir sonraki adım için hızdaki düzeltme miktarı elde edilir. Her iterasyon adımında elde edilen yolculuk zamanları, gözlemsel yolculuk zamanlarına biraz daha yaklaşacaktır.

Backus ve Gilbert (1969) da, hızın derinlikle bir boyutlu olarak değişimi bir başlangıç modelinden (Şekil, 4.1) yola çıkarak elde edilmektedir (Şekil, 4.2). Hızın bir boyutlu olarak değişimi günümüzde görüntü kavramı ile büyük ölçüde çakışmasa da, üç boyutlu görüntü elde edebilmek için kullanılan yöntemlerin kuramsal esasını oluşturur.





Şekil 4.1: Başlangıç modeli olarak kullanılan Manto'da P dalgası ile ilgili sismik dalga hızı değişimi (Backus ve Gilbert, 1969).

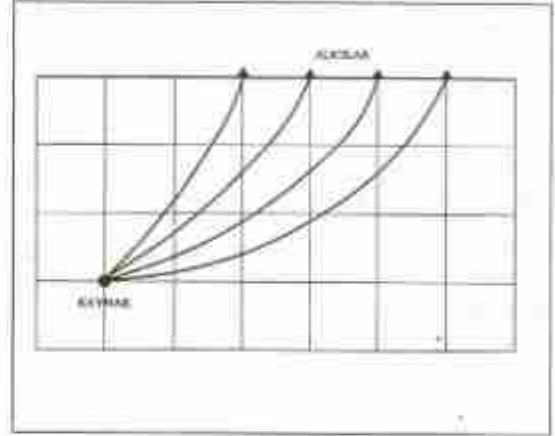


Şekil 4.2: Backus ve Gilbert, (1969) yöntemine göre Şekil 4.1'de verilen başlangıç modelinin (hız değişimini) beş iterasyon sonraki hali.

## BLOK PARAMETİZASYONU VE MATRİS TERSLEMESİ YOLUYLA SİSMİK TOMOGRAFİ

Sismoloji'de en çok elde edilen görüntü tomografi yönteminden elde edilen hız görüntüsüdür. Tomografi kelime olarak eski Yunanca da ince kesit anlamına gelen "tomos" kelimesinden türetilmiştir (Bording ve diğ., 1987). Günümüzde sismik tomografi yöntemleri doğrusal, doğrusal olmayan; süzgeçleme ile elde edilen; matris terslemesi ile sismik tomografi gibi çok çeşitli biçimlerde sınıflandırılmaktadırlar. Fakat ortamın farklı geometrik şekillerde bloklara ayrılarak parametizasyonu

ile oluşturulan matris denkleminin terslenmesi sismoloji de en çok kullanılan yöntemdir. Bu yöntemde temel yaklaşım sismik ışınların geçtikleri ortamda ışınların yayılım geometrilerine uygun olarak seyahat zamanı denkleminin parametize edilmesi ve buna uygun olarak sistem denklemlerinin oluşturulmasıdır. Bu anlamda kullanılan tomografi yöntemlerini, sismik kaynağın görüntü elde edilecek ortamın içinde veya dışında olmasına göre, iki kısma ayırabiliriz (Thurber ve Aki, 1987).



Şekil 5.1.1: Sismik kaynağın çukurluk ortamının içinde olması halinde bloklar ve ışın geometrisi.

### Sismik Kaynağın Ortamın İçinde Olması Hali

Herhangi bir  $i$  kaynaktan  $j$  istasyonuna (Şekil, 5.1.1) kadar olan ışın yolu boyunca toplam varış zamanı (4.1) bağıntısı ile verilmiştir. Bu fonksiyonel,  $V_0$  başlangıç hız modeli etrafında doğrusal hale getirilirse, izleyen bağıntı elde edilir.

$$T_{ij}^{obs} = t_{ij} + T_{ij}^0 + \int_{\Gamma_{ij}} \frac{-\delta V(\vec{x}) ds}{V_0^2(\vec{x})} \quad (5.1.1)$$

Bu bağıntıdaki  $V(\vec{x})$  parametresi ortam ile ilgili hız fonksiyonu,  $\Gamma_{ij}$  kaynak ve istasyon arasındaki ışın yolu,

$t_{ij}$  oluş zamanı,  $s$  bu ışın yolunun uzunluğu,  $T_{ij}^{obs}$  ve

$T_{ij}^0$  sırası ile gözlemsel ve standart yer modeli için

hesaplanmış seyahat zamanı değişkenleridir. Oluş zamanı çoğunlukla bilindiği için denklemden yok

edilebilir. Standart yer modeli ile ilgili hız  $V_0$ ,  $\delta V = V - V_0$  ve herhangi bir istasyonda gözlemsel ile

kuramsal olarak hesaplanan seyahat zamanları farkından

oluşan zaman artışı (residual)  $R_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^0$  olarak

tanımlanırsa, (5.1.1) denklemi izleyen şekilde yazılabilir.

$$R_{ij} = t_{ij} - \int_{\Gamma_{ij}} \frac{\delta V(\vec{x}) ds}{V_0^2(\vec{x})} \quad (5.1.2)$$

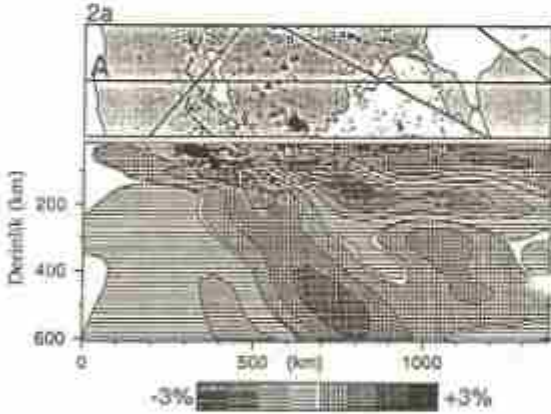
Bu denklemin parametizasyonu açısından, yeriçi kendi içinde bloklara ayrılmış katmanlı yer modeli olarak düşünülmüşse (Şekil, 5.1.1) integral denklemi ardışık toplama işlemine dönüşür.

$$\int_{T_0} \frac{\delta V'(\bar{x}) ds}{V_0^2(\bar{x})} = \sum_{k=1}^K \frac{L_{0k} \delta V_k}{V_0^2} \quad (5.1.3)$$

burada K toplam blok sayısı ve  $L_{0k}$  k. bloğun içinden geçen ışın yolunun uzunluğudur. Bu bağıntı yine m istasyon ve n olay (burada deprem) için bir matris denklemi olarak verilirse,

$$\begin{pmatrix} \frac{L_{01}}{V_0^2} & \dots & -\frac{L_{0K}}{V_0^2} \\ \vdots & & \vdots \\ \frac{L_{0m}}{V_0^2} & \dots & -\frac{L_{0mK}}{V_0^2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta V_1 \\ \vdots \\ \delta V_K \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_{01} \\ \vdots \\ T_{0m} \end{pmatrix} \quad (5.1.4)$$

elde edilir. Oluşturulan bu sistem denklemi, çeşitli yöntemlerle (Kuleli, 1994) terslenerek ortamdaki hız perturbasyonları ile ilgili, görüntü oluşturulur. Kaynağın hız ile ilgili görüntünün bulunduğu ortamın içinde olması hali için verilen bu örnekte (Şekil,5.1.2), Ege denizi ve çevresinde hesaplanan üç boyutlu sismik hız dağılımından elde edilen bir görüntü sergilenmektedir (Spakman,1988).



Şekil 5.1.2: Ege Bölgesinde üç boyutlu sismik hız dağılımına uygun olarak bir profil boyunca elde edilen görüntü (Spakman, 1988)

### Kaynağın Ortamın Dışında Olması Hali

Sismik kaynağın ortamın dışında olması hali (Şekil, 5.2.1) sismoloji de Telesismik ters çözüm yöntemine karşılık gelir (Aki, Christofferson ve Husebye,1977). Bu yöntemde seyahat zamanı integralinin parametizasyonu kaynağın ortamın içinde olması ile aynıdır.

$$R_{ij} = t_{ij} + \left[ \sum_{k=1}^K \left( \frac{L_{0k}}{V_0} \right) \left( \frac{-\delta V_k}{V_0} \right) \right] \quad (5.2.1)$$

Yalnız bu yöntemde sismik kaynaktan çalışılan bölgenin tabanına kadar olan bölgede ışınların kat ettiği seyahat zamanı toplam seyahat zamanından çıkarılması gerekmektedir. Bu işlem herbir deprem ile ilgili tüm istasyonlara gelen seyahat zamanlarının ortalaması alınarak ve her istasyondaki zaman artıklarından çıkarılarak yapılır (Aki, Christofferson ve Husebye,1977). Bu denklemden,  $T_{0k}$ , k. bloktaki ışın yolu ile ilgili seyahat zamanı ve  $D_{0k}$ , k. bloktaki göreceli slowness değişimi (perturbation) olarak gösterilirse, izleyen bağıntı elde edilir.

$$R'_j = t_{ij} + \frac{1}{n_j} \sum_{k=1}^{n_j} \left( \sum_{k=1}^K T_{0k} D_{0k} \right) \quad (5.2.2)$$

Her istasyondaki seyahat zamanından o deprem için hesaplanan ortalama zaman farkı çıkarılırsa o istasyon için bağıl zaman farkı (relative residual)  $R''_j$  bulunmuş olur. Burada  $n_j$ , j. olay ile ilgili istasyon sayısıdır ardışık toplama sadece bu istasyon sayısı ile sınırlıdır.

$$R - R'_j = \sum_{k=1}^K T_{0k} D_{0k} - \frac{1}{n_j} \sum_{k=1}^{n_j} \sum_{k=1}^K T_{0k} D_{0k} \quad (5.2.3)$$

İstasyonlarla ilgili bağıl zaman artıklarının hesaplanmasının yanısıra, her bir bloktaki bağıl seyahat zamanı:

$$T'_{0k} = T_{0k} - \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} T_{0k} \quad (5.2.4)$$

bağıntısı ile verilir. Bağıl istasyon farkları ve bağıl blok seyahat zamanlarını düşünceler (5.2.3) bağıntısı izleyen şekilde yazılır. M sadece çalışılan modelin içindeki blok sayısı, N toplam gözlem sayısıdır.

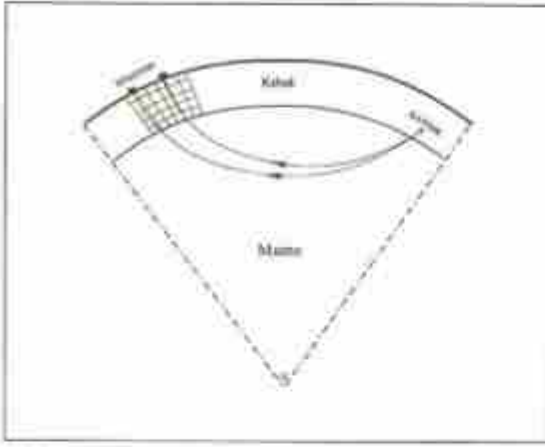
$$R''_j - R'_j = \sum_{k=1}^M \left( T'_{0k} - \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} T_{0k} \right) D_{0k} \quad (5.2.5)$$

$$R - R'_j = \sum_{k=1}^M T'_{0k} D_{0k} \quad (5.2.6)$$

$$R - R'' = \begin{pmatrix} R_{11} - \sum_{i=1}^N \frac{R_{i1}}{N} & \dots & R_{1K} - \sum_{i=1}^N \frac{R_{iK}}{N} \\ \vdots & & \vdots \\ R_{N1} - \sum_{i=1}^N \frac{R_{i1}}{N} & \dots & R_{NK} - \sum_{i=1}^N \frac{R_{iK}}{N} \end{pmatrix} \quad (5.2.7)$$

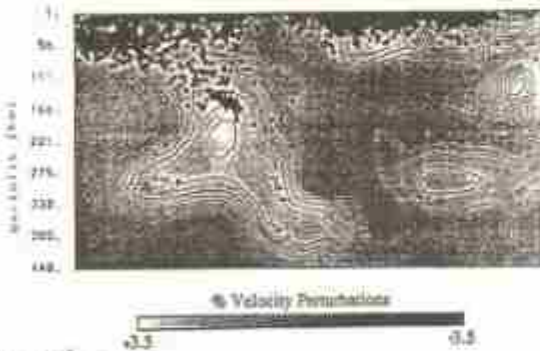
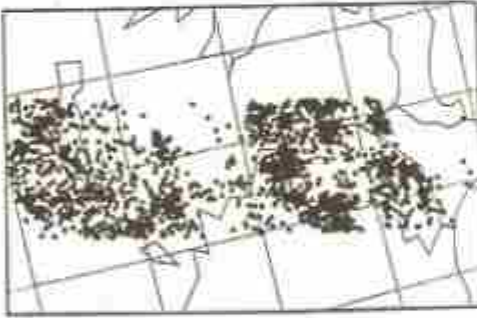
Bu matris denkleminde de görüldüğü gibi her istasyonda bağıl zaman farkı tanımlanırken, (5.2.5) bağıntısına uygun olarak bloklarda seyahat eden

ışınların ortalama ışın yolları, her bloktaki ışın yolundan çıkarılarak bağıl ışın yolu uzunlukları hesaplanmaktadır. Bu matris denkleminin terslenmesi ile elde edilen görüntü (Şekil 5.2.2), standart yer modeli ile ilgili hızlardan olan farklardır (Küleli,1992).



Şekil 5.2.1: Sismik kaynağın çalışılan ortamın dışında olması halinde bloklar ve ışın geometrisi

### B-B' KESİTİ



Şekil 5.2.2: Ege Bölgesinde üç boyutlu sismik hız değişimine uygun olarak bir profil boyunca elde edilen sismik görüntü.

## SONUÇLAR

-Yer içinde sismik dalga hızı dağılımı ile, o yerin hız yapısını ortaya koyan bir sismik görüntü oluşturmak mümkündür.

-Sismik dalga hızı dağılımı ortamın tektonik ve litolojik yapısını ortaya koyabilen bir görüntüdür.

-Sismik dalga hızı görüntüsü, ters çözüm kuramında bir, iki ve üç boyutlu olarak elde edilebilir. Tüm bu tekniklerde yöntemin parametizasyonunda seyahat zamanı ile ilgili integral denklem kullanılır. Bu teknikler arasında verinin sonlu sayıda olmasından ve istasyon dağılımından kaynaklanan benzer sorunlar vardır.

-Sismik dalgaların yayıldığı ortamda oluşturulan görüntü ışınların geometrileri ve bu geometriyi belirleyen kaynak-istasyon dağılımı ile ilgilidir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yapıldığı, sismik modelleme projesine olan desteklerinden ve sağladığı olanaklardan ötürü Prof. Dr. A. Mete Işıkara'ya teşekkürlerimizi sunarız. Ayrıca bu metnin yazımı sırasındaki yardımlarından ötürü, Tolga Bekler, Vuslat Tatar ve Hakan Alçık'a teşekkürü bir borç biliriz.

## KAYNAKLAR

Aki, K., Christofferson, A. and Husbye E.S.,1977. Determination of the three-dimensional seismic velocity structure of the lithosphere. *Is Geophys. Res.* 32: 277-296.

Bueckers, G. and Gilbert, F.,1969. Constructing P-velocity models to fit restricted sets of travel-time data. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 59:1407-1414.

Burdig, P.R., Gerstenkorn, A., Lines, L. R., Scales, J. A., Yrelief, S.,1987. Applications of seismic travel-time tomography. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 90: 283-303. Bullen, K. E. 1963. *An Introduction to the Theory of Seismology*. Cambridge University Press.

Bullen, K. E., ve Bolt A. B., 1985. *An Introduction to the theory of seismology*. Cambridge University Press.

Hearn, T. M. ve Ni, J., F.,1994. P<sub>s</sub> velocities beneath continental collision zones: The Turkish-Iranian Plateau. *Geophys. J. Int.* 117: 273-283.

Küleli H.S. ve Cantöz, N., 1992. Sismik tomografi: Jeofiziksel modelleme (Düz ve ters problem çözümleri) kollokiumu. *Ders notları*. 213-223.

Küleli H.S.,1994. Sismik tomografi de hızlı ters çözüm algoritmaları: *Türkiye 10. petrol kongresi ve sergisini*. Bildiriler kitabı, 42-37.

Spakman, W.,1988. *Upper mantle delay time tomography*. Ph.D. Thesis, Geologica Ultraiqueana, 200p.

Taylor, S., S., 1978. *Crust and upper mantle structure of the northeastern United States*. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology.

Thurber, C., H.,Aki, K.,1987. Three dimensional seismic imaging. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 15:115-139.



# FRAKTAL DAĞILIM VE SİSMOLOJİDEKİ UYGULAMALARI

## Fractal Distribution and Its Applications in Seismology

Ali Osman ÖNCEL\* ve Ömer ALPTEKİN\*

### ÖZET

Jeolojik olayların çoğunluğu fraktal özellik gösterirler. Fraktal özelliğe sahip olan bir sistemin veya sürecin temel özelliği ölçekle değişmez oluşu veya kendine benzer oluşudur. Bu özelliklere sahip olan sistemler veya süreçler bir güç yasası ile temsil edilebilirler. Fraktal özellik fraktal boyut ( $D$ ) ile temsil edilir. Fraktal boyut sistemdeki veya veri grubundaki karmaşıklığın bir ölçüsü olup anlamı kullanılan veriye ve uygulanan yöntemine göre değişir. Fraktal kavramı son 10-15 yıldan beri arazide ve laboratuvarında gözlenen kırık sistemlerinin karmaşık yapısını açıklamakta kullanılmaktadır. Öte yandan sismik aktivite gösteren fay zonları ölçek değişmez özelliği olan karmaşık sistemler olup depremlerin uzay ve zaman dağılımlarını temsil eden fraktal boyut (korelasyon boyutu  $D_c$ ) ile fay uzunluğu ve kaynak boyutunu temsil eden Gutenberg-Richter bağıntısından bulunan  $b$  parametresi arasında bir korelasyon gözlenmektedir. Depremselliğin fraktal boyutu deprem oluş sürecindeki düzensizliğin ve depremlerin yığılma özelliklerinin bir ölçüsüdür. Fraktal boyutun zaman ve uzaydaki değişimleri büyük depremlerin ön belirtisi olarak değerlendirilebilir. Bu çalışmanın amacı fraktal kavramını ve sismolojideki kullanımını açıklamak ve Türkiye'deki doğrultu atımlı fay sistemlerinin ve bu faylarla ilişkili sismik etkinliğin fraktal özellikleri konusundaki araştırmalar hakkında kısa bilgi vermektir.

### ABSTRACT

Most of the geological events show fractal properties. The basic properties of a system or process having fractal properties are scale invariance or self-similarity. Processes or systems having these properties can be represented by a power law distribution. Fractal feature is represented by fractal dimension. Fractal dimension is a measure of the complexity in a system and data, the meaning of its changes with respect to used data and method. Fractal concept is used to express for the complexity of fracture systems observing in the field and laboratory for the last ten or fifteen years. Furthermore, fault zones showing seismic activity are complex systems having scale invariance and it is observed that there is a negative correlation between the fractal dimension (correlation dimension  $D_c$ ) representing spatial and temporal variations of earthquakes and the  $b$ -value of the Gutenberg-Richter relation representing fault length and source dimension. Fractal dimension of seismicity is a measure of the complexity in the earthquake occurrence process and the clustering of earthquakes. Spatial and temporal variations of the fractal dimension are used as indicators of the large earthquakes. The aim of this study is to describe briefly the fractal concept and the using of this concept in seismology and to give information about the continued research relating with the fractal properties of strike-slip fault systems in Turkey and their seismic activity.

### GİRİŞ

Kuramsal özellikleri Polonya'lı fizikçi Mandelbrot (1982) tarafından verilen fraktal geometri kavramı farklı ölçeklerde düzensizliğe sahip doğa olaylarının modellenmesinde yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Özellikle dağlar, nehirler, deniz girintisi, faylar gibi jeolojik yapıların ve depremler gibi doğal olayların incelenmesinde, fraktal geometri kavramı geniş bir uygulama alanı bulmuştur. Kayaçlarda kırık sistemlerinin gelişmesi ve depremlerin oluşumu fraktal

olayların tipik örneklerini oluştururlar. Gutenberg-Richter bağıntısı deprem oluşumunun fraktal olduğunu gösterir. Ayrıca, pek çok araştırma deprem oluşumunun zaman ve uzay dağılımlarının da fraktal olduğunu göstermiştir (Kagan ve Knopoff, 1980; Sadovskiy ve diğ., 1984; Harita, 1989; Öncel ve diğ., 1994). Bu çalışmanın amacı fraktal kavramını kısaca açıklamak ve Türkiye'deki fay sistemleri ve depremselliğin fraktal özellikleriyle ilgili çalışmalar hakkında bilgi vermektir.

\* İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Sismoloji Anabilim Dalı

### FRAKTAL DAĞILIMIN TANIMI

Doğrusal karakteristik boyutları  $r_n$  olan cisimlerin sayısı ( $N_n$ ) ile karakteristik boyutları arasında

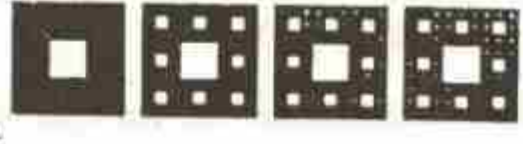
$$N_n = C / r_n^D \quad (1)$$

şeklindeki bir ilişki  $D$  fraktal boyutu ile bir fraktal dağılımı ifade eder.  $C$  bir orantı sabitidir. Fraktal boyut bir tamsayı olduğunda Öklidyen boyuta eşittir. Bir noktanın Öklidyen boyutu sıfır, doğrunun bir, karenin iki, kübün ise üçtür. Fraktal boyut, parçasallığın bir tanımı olduğundan genelde bir tamsayı değildir. Fraktal kavramı aynı zamanda cisimlerin istatistiksel dağılımına da uygulanabilir. Fraktal boyut  $D$  nin belirlenmesi için (2) bağıntısı aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$D = \ln(N_{n+1} / N_n) / \ln(r_n / r_{n+1}) \quad (2)$$

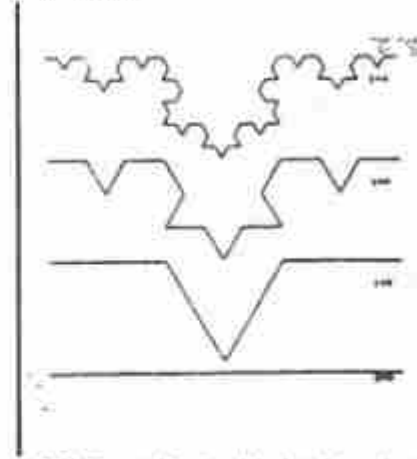
(1) ve (2) ile verilen matematiksel gösterimler bir sonsuz aralıkta geçerli olmakla birlikte, herhangi bir fiziksel uygulama için fraktal dağılımın alt ve üst sınırları olmalıdır. Fraktal dağılımın temel özelliği ölçek bağımsız olmasıdır. (1) ve (2) ile verilen tanımlarda karakteristik bir uzunluk ölçeği bulunmamaktadır.  $D$  ile gösterilen fraktal boyut, dağılımdaki büyük ve küçük cisimlerin göreceli önemini göstermektedir (Mandelbrot, 1982; Turcotte, 1992).

Fraktal dağılımın açıklanmasında kullanılan en iyi örnek Koch eğrisidir (Şekil 1). Eğrinin her bir aşamasının oluşturulmasında, orijinal parçanın merkezinde, kenar uzunluğunun üçte birine eşit üçgenler oluşturulur. Birinci aşamada parçaların sayısı  $N_1=4$ , uzunluğu  $r_1=1/3$  ve ikinci aşamada  $N_2=16$ ,  $r_2=1/9$  olur. Bu durumda (2) denkleminde  $D=\ln 4/\ln 3=1.26186$  değeri bulunur. Fraktal boyut bir (doğrunun Öklidyen boyutu bir) ve iki (yüzeyin Öklidyen boyutu iki) arasındadır. Bu işlem sonsuz kere sürdürülürse, bir fotoğrafıdaki kenarın bütün ölçeklerde aynı veya benzer kalması gibi kenarların ölçekle değişmediği görülür. Koch eğrisi sahil kıyısı uzunluğunun ölçülmesinde bir model olarak düşünülebilir. Burada  $N$  sahil kenarlarını ötmek için gereken birim uzunlukların sayısıdır.  $N$ , bu birimlerin uzunluklarının ( $r$ ) bir fonksiyonudur ve  $D$  sahil çizgisinin fraktal boyutudur. Bu nedenle, fraktal boyut düz bir çizginin topolojik boyutundan daha büyüktür ve eğrinin uzaysal doluluğunun hangi boyutlarda olduğunu gösterir. Fraktal kavramı iki boyutlu şekillere de uygulanır. Bunun en genel örneği Sierpinski halısıdır (Şekil 2). Bu örnekte, bir kare dokuz eşit parçaya bölünür ve merkezde olan atılır ( $r_1=1/3$ ,  $N_1=1/8$ ). Sonra, kalan her bir kare tekrar bölünür ( $r_2=1/9$ ,  $N_2=64$ ) ve merkezde kalan parça atılır. Bu işlemin sürmesiyle meydana gelen fraktal bir cisimin boyutu (2) denkleminde  $D=\ln 8/\ln 3=1.8928$  olarak bulunur.



Şekil 1: Koch eğrisi, dört küçük parçanın herbiri orijinalin üçte bir uzunluğunda gösterilmesiyle oluşturulan eğri

Figure 1: The Koch curve, a fractal figure formed by replacing each straight line segment by four smaller ones, each with length one third of the original.



Şekil 2: Sierpinski halısı, daha küçük boyutlar için iterasyonun herbir aşamasında merkez karenin elemine edilmesiyle oluşturulan fraktal eğri

Figure 2: The Sierpinski carpet, a fractal figure formed by eliminating the central square at each level of iteration to smaller sizes.

### FRAKTAL KAVRAMININ DOĞAL BİLİMLERDEKİ ANLAMI

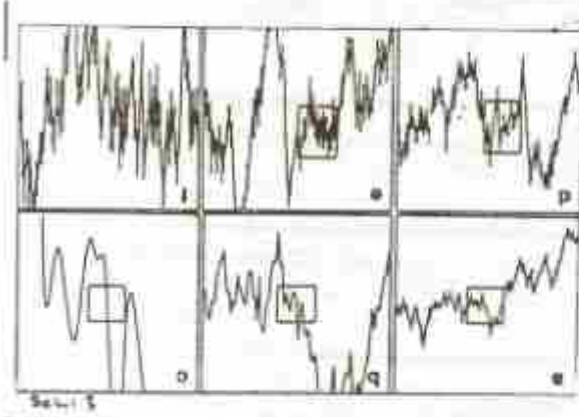
Fraktal geometri kavramı doğal bilimlerde oldukça büyük bir ilgi uyandırmış ve yaygın biçimde kullanılmaktadır. Artık Öklidyen cisimlerden çok doğal cisimlerin fraktal yaklaşımına tanımlanmasının çok daha faydalı olduğu görülmüş ve kabul edilmiştir. Doğada fraktal olarak ifade edilebilen yapılar, sahil çizgileri, nehirlerin dallanma özellikleri, faylar, topografya ve bulutlar gibi pek çok örnekler verilebilir.

#### Kendine benzerlik

Kendine-benzerlik, bir cismin bütünle aynı olan parçalardan oluşması veya parçasal düzensizliğinin bütünün düzensizliği ile benzer olmasıdır. Bu kavramın kolaylıkla anlaşılmasına sahil kıyıları güzel bir örnektir. Bilindiği gibi sahil kıyısının herhangi bir parçası bütününde olduğu kadar girintilidir. Fraktal kavramını daha iyi açıklamak için Şekil 3a'da görülen karmaşık bir eğri düşünülün. Eğri üzerinde bir parça alınıp büyütüldüğünde, düz bir çizgi olur (Şekil 3c). Bunun anlamı eğrinin değiştiği ve fraktal bir özellik göstermediğidir. Gene Şekil 3 d'de gösterilen karmaşık



bir eğri düşünülür. Bu bir fraktal eğridir. Bunun nedeni, eğrinin büyütülen parçasının, eğri bütünündeki kadar karmaşık olmasıdır (Şekil 3f).



Şekil 3: Fraktal olmayan bir eğri (a-c) ve alan bir eğrinin (d-f) büyütülmüş şekilleri gösterilmektedir.

Figure 3: Zooming of a differentiable graph (from a to c) and a fractal graph (from d to f).

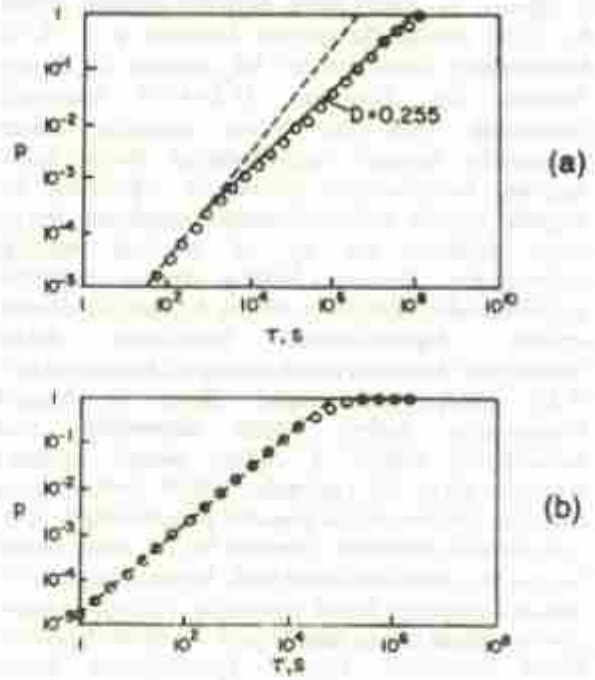
### Depremselliğin fraktal özelliği

Depremlerin litosferdeki dağılımları rastgele olmayıp kabuğun sismojenik kısmının kalınlığı ile ilişkilidir. Bununla birlikte depremler güç yasasına uygun bir uzay dağılımı veya yığılma özelliği gösterirler;

$$P(R \leq r) = r^{D_2} \quad (3)$$

Burada  $P$ , bir deprem odağının iki odak arasında bir  $r$  uzaklığında olma olasılığıdır ve  $D_2$  korelasyon boyutudur. Bu tür dağılımların varlığı laboratuvar ölçeğinde (Harita ve diğ., 1987a) ve kabuk ölçeğinde (Kagan ve Knopoff, 1980) belirlenmiştir. Yığılma derecesi  $D_2$  üstü (exponent) ile belirlenir. Bu üst sistemin fraktal boyutlarından biridir (Mandelbrot, 1982; Turcotte, 1992).

Depremler zaman içinde de yığılma göstermektedirler. Smalley ve diğ., (1987) depremlerin zaman içinde yığılma özelliklerini inceleyerek, bir  $\tau$  zaman aralığında bir depremin bulunma olasılığı  $P(\tau)$  nun  $\tau$  ile arttığını göstermiştir (Şekil 4).



Şekil 4: Depremlerin fraktal yığılma analizine (Ejfaté adası ve New Hebrides yakınılarında 1978-1984 yıllarında oluşan 49 depremin) bir örneği göstermektedir.

Figure 4: Fractal cluster analysis of 49 earthquakes that occurred near Ejfaté Island, New Hebrides in the period 1978-1984 (Smalley et al., 1987).

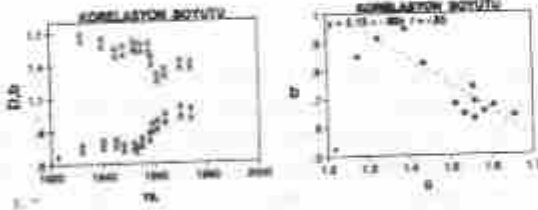
$$P(\tau) = \tau^{D_3} \quad (4)$$

Burada  $D_3$  ( $0 < D_3 < 1$ ) zaman serisinin kapasite boyutudur. Smalley ve arkadaşlarının çalışması rastgele veya Poisson davranıştan beklenenden farklı olarak, deprem yığılmasının zaman içindeki dağılımının fraktal olduğunu göstermiştir. Değinilen çalışmada, bir kaç dakikadan yaklaşık bir kaç aya kadar olan zaman aralığında deprem yığılmalarından bulunan fraktal boyut değerlerinin incelenen bölgelerde 0.126 ila 0.255 arasında değiştiği gözlenmiştir. Şekil 4'de  $P(\tau)$ 'nin  $\tau$  ile değişimi gösterilmiştir. Düz çizgi (3) bağıntısıyla verilen fraktal korelasyonu ( $D=0.255$ ) gösterir. Kesik çizgi ise düzgün olarak dağılmış depremleri göstermektedir. Şekil 4 (b) incelenen zaman aralığında (1978- 1984) 49 depremin rastgele simülasyonunu göstermektedir. Rastgele simülasyonun gerçek deprem dağılımından önemli ölçüde farklı olması, deprem dağılımının düzgün dağılıma yakın olduğunu göstermekte olup depremlerin oluşumunun birbirinden tamamen ilişkisiz olmadığı anlaşılmaktadır.

Japonya depremlerinin episantr dağılımlarının fraktal boyutu Hirata (1989c) tarafından belirlenmiştir. Bu çalışmada yaklaşık 40 yıllık bir periyodu kapsayan deprem verilerinden farklı zaman aralıklarını temsil eden veri grupları için hesaplanan fraktal boyutun 1.5 ila 1.8 arasında değiştiği ve aynı verilerden hesaplanan



$b$  değerleri ile fraktal boyut değerleri arasında negatif bir ilişki olduğu (korelasyon katsayısı  $r = -0.76$ ) bulunmuştur. Buna benzer bir çalışma da Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun  $31^{\circ}D-41^{\circ}D$  arasındaki bölümünde 1900-1992 yılları arasında oluşan depremlerin episantr dağılımlarından fraktal boyut değerleri hesaplanmıştır (Öncel ve diğ., 1994). Bu bölgede deprem episantrlarından hesaplanan fraktal boyut değerinin 0.6 ila 1.6 arasında değiştiği belirlenmiştir. Bununla birlikte deprem büyüklük dağılımlarından hesaplanan sismik  $b$  değeri ile deprem episantr dağılımlarından hesaplanan fraktal "korelasyon" boyutu arasında bir negatif korelasyon ( $r = -0.85$ ) olduğu bulunmuştur (Şekil 5). Negatif korelasyonun nedeni, büyük depremlerin oluş zamanlarında (küçük  $b$  değeri) anaşok episantrı civarında büyük bir yığılmanın (büyük fraktal boyut) oluşudur. Ölçülen fraktal boyutlar depremselliğin farklı özelliklerinin ölçüsüdür. Örneğin, bir fay izinin fraktal boyutu, fay sisteminin bütün tarihi boyunca oluşmuş bir sürecin sonuçlarını temsil etmektedir. Halbuki  $b$  değeri göreceli olarak oluşan depremlerin büyüklük dağılımını temsil etmektedir. Deprem episantrlarının fraktal boyutları ise, depremselliğin belirli bir dönemini temsil eden bir fay sistemindeki parçaların dağılımıyla ilişkilidir. Deprem oluş sayısının magnitüde göre dağılımının log-lineer olduğu ve Gutenberg-Richter yasasına uyduğu uzun yıllardır bilinmektedir.

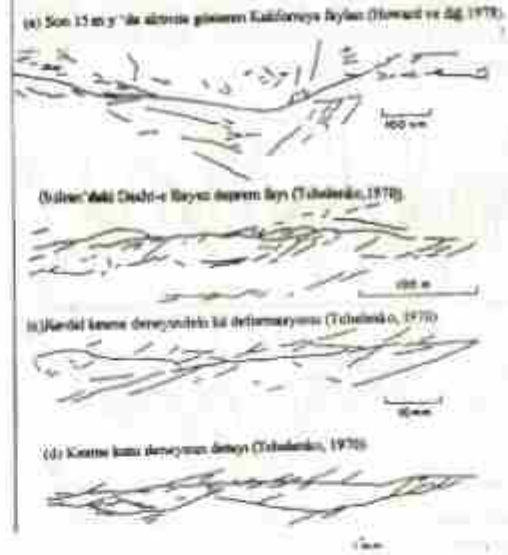


Şekil 5: Sismik  $b$  değeri ve fraktal boyut  $D$  arasındaki ilişki gösterilmektedir. (Öncel ve diğ., 1994).

Figure 5: The relation between seismic  $b$  value and fractal dimension  $D$  is shown (Öncel et al., 1994).

$$\log N(M \geq m) = a - bM \quad (5)$$

Burada  $N$ , verilen bir zaman aralığında  $m$  magnitüdüne eşit veya büyük depremlerin sayısı,  $a$  ve  $b$  ise sabitlerdir. Bu ilişkinin laboratuvardaki kırılma deneylerinden (Scholz, 1968) levha sınırlarındaki faylanmalara (Şekil 6) (Main ve Burton, 1984, 1986) kadar olan bütün ölçeklerde geçerli olduğu bulunmuştur. Magnitüd, sismik momentin veya açığa çıkan enerjinin logaritmik bir ölçüsüdür. Bu nedenle, (5) bağıntısı  $l$  uzunluklu deprem kaynağının güç yasasına uygun bir dağılımının sonucudur.



Şekil 6: Farklı ölçülerde fay sisteminin benzerliği.

Figure 6: Similarity of fault systems in different scales.

$$N(L \geq l) = l^{-D} \quad (6)$$

Aki (1981),  $N(L \geq l) = l^{-D}$  olması halinde depremlerde standart frekans-magnitüd bağıntısının (6) bağıntısına eşdeğer olduğunu göstermiştir. Bu halde  $D = 2b$  olup genel halde  $D \approx 2$  dir. Buradaki fraktal boyutun, özel haller dışında, kapasite boyutundan ve korelasyon boyutundan farklı olduğuna dikkat edilmelidir.

### FAYLANMA İLE DEPREMSELLİK ARASINDAKİ İLİŞKİ

Hemen hemen bütün depremler faylar üzerindeki kaymadan ileri gelmektedir ve bu nedenle fay sistemlerinin ölçekle değişmezlik veya kendine benzerlik özelliği göstermeleri şaşırtıcı değildir (Şekil 6). Şekil 6'daki gibi bir tek fay boyunca  $D=1$  dir (Main ve diğ., 1990).  $D$  nin alt değeri, sismojenik tabakanın gevrek kırılma kısmının kalınlığının tamamını kırmak için yeterince büyük herbir fayın depremselliğini yansıtır. Bu nedenle, ölçekle değişmezlik özelliğinin, kabuğun gevrek kırılma kısmını kırabilen depremden daha büyük depremler için geçersiz olduğu anlaşılmaktadır (Pacheco ve diğ., 1992). Normal ve bindirme fayları için önerildiği gibi fay zonu genişliği yaklaşık olarak fay zonu boyuyla ölçekli ise (Purcaru ve Berckhemer, 1982) ve verilen bir sismojenik zon için sabit ise ancak belirli bir büyüklük ölçeğindeki karakteristik depremlerin oluşması beklenir (Schwartz ve Coppersmith, 1984; Main, 1993). Farklı sismojenik genişliklere sahip daha büyük bir alan için  $b$  değerinde bir değişme beklenir. Küresel ölçekte  $b$  değerinde bir artma gözlenir (Pacheco ve diğ., 1992) fakat bir tek fay boyu ölçeğinde  $b$  değeri genellikle bu uzunluk ölçeğinin üstünde azalır (Main, 1992). Özet olarak,

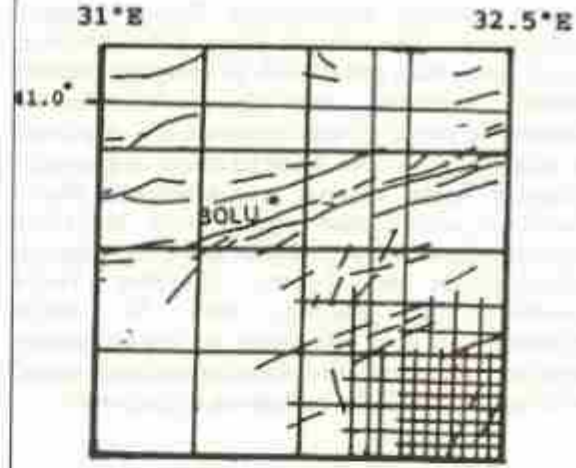
depremselliğin zaman ve uzay ortamlarında dağılımları ve büyüklük dağılımları rastgele değildir ve bütün ölçeklerde yapısal özelliklere bağlı olarak düzenli bir dağılım gösterirler.

### FAY SİSTEMLERİNİN FRAKTAL ÖZELLİĞİ

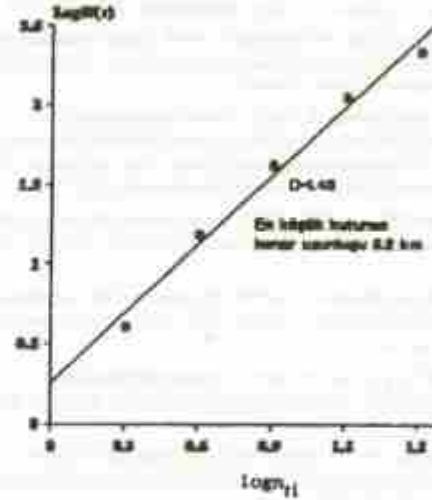
Fay sistemlerinin fraktal özellikleriyle ilgili ilk çalışmalar 1987 yılında San Andreas Fayı üzerindeki incelemelerle başlamıştır. San Andreas fayının fraktal boyutu Okubo ve Aki (1987), Aviles ve diğ. (1987) tarafından ölçülmüştür. Aviles ve diğ. (1987), ana fay üzerinde fay izinin 1 ila 100 km uzunluk ölçeğindeki fraktal boyutunun 1,001 civarında ve daha küçük ölçeklerde daha büyük (1,01) olduğunu bulmuşlardır. Okubo ve Aki (1987), ana faya bağlı olarak gelişen tali fayları da dikkate almışlar ve fraktal boyutu 1,3 civarında bulmuşlardır. Hirata ve diğ. (1989b), Japonya'da yüzeydeki fay izlerinin fraktal boyutunu ölçmüş ve fayların uzay dağılımının 2km ile 20km ölçekler arasında fraktal dağılıma uyduğunu bulmuştur. Fraktal boyut değerlerinin, Japon yayının merkezinde 1,5 civarında olduğunu ve merkezden uzaklaştıkça 1,05'e kadar değiştiğini bulmuştur. Alptekin ve diğ. (1993), Kuzey Anadolu Fay zonu'nun 31°D-41°D arasındaki kesiminde kutu sayma yöntemiyle bulunan fraktal boyutun 1,17 ila 1,43 arasında değiştiğini ve 5 km ile 40 km ölçeklerde fay sisteminin fraktal dağılıma uyduğunu belirlemiştir (Şekil 7). Çizelde 1'de küresel ölçekdeki fay sistemlerinden bulunan fraktal boyut dağılımı verilmiştir.

Çizelge 1: Çeşitli ölçeklerdeki kırık sistemleri için belirlenen fraktal boyutlar.

Kırık sistemi	Fraktal Boyut
Kuzey Anadolu fay sistemi (Alptekin ve diğ., 1993)	$1,16 \leq D \leq 1,43$
Japonya fay sistemleri (Hirata, 1989b)	$1,05 \leq D \leq 1,80$
San Andreas Fayı (Scholz ve Aviles, 1986)	$1,10 \leq D \leq 1,5$
Kuzey İbu fay grubu (Hirata, 1989)	$D = 1,49$
Yucca Mountain kırık sistemi (10 <sup>7</sup> ) mertebesinde (Watanabe, 1985)	$1,12 \leq D \leq 1,18$
Doğal kayalık yüzeyinin topografyası (Brown ve Scholz, 1985)	$1,00 \leq D \leq 1,88$



(a)



Şekil 7: Kutu sayma yöntemiyle fraktal boyutun bulunmasına KAFZ'nun incelenen bölgelerinden bir örnek (Alptekin ve diğ., 1993).

Figure 7: An example of finding fractal dimension by box-counting method from a studied area on the NAFZ (North Anatolian Fault Zone) (Alptekin et al., 1993).

Küresel ölçeklerdeki kırık sistemleriyle ilgili çalışmalar, kırık geometrisini belirleyen fraktal boyutun 1,6 civarında bir üst sınırı olduğunu göstermiştir. Yani, kayaların kırılma geometrisinin fraktal boyutu 1,6 civarındadır. Fraktal boyutun daha küçük olması gözlemlerde tali fayların eksik olmasından ileri gelmektedir. Gerçek fay sistemleri için fraktal boyutun bir üst değerinin bulunması (Hirata, 1989) faylanmanın modellenmesinde bazı sınırlamalar getirebilir. Kabuktaki veya kayalar içindeki bariyerler veya asperiteler kayaların kırılma geometrisini belirleyen fraktal boyutu kontrol eden faktörler olabilirler.



## SONUÇLAR

Fayların arazideki dağılımlarının fraktal yaklaşımla incelenmesiyle, faylanmadaki düzensizliğin özellikleri sayısal olarak ifade edilebilecek ve kayaların mekanik davranış özellikleri daha iyi anlaşılacaktır. Depremlerin zaman ve uzay ortamlarındaki dağılımları ile oluş sayılarına göre büyüklüklerinin dağılımından bulunacak fraktal boyutlar, yer kabuğunda deprem oluşumunu kontrol eden asperite veya bariyerlerin tanınmasında ve dolayısıyla büyük depremlerin önceden belirlenmesinde bir belirteç olabilirler. Fraktal kavramının bu amaçlarla etkin bir şekilde kullanılabilmesi için çok sayıda ve duyarlı aletlerle donatılmış sismograf şebekelerinden sağlanan deprem verilerine ve ayrıntılı fay haritalarına ihtiyaç vardır.

## KAYNAKÇA

- Aki, K., 1981, *A probabilistic synthesis of precursory phenomena*, in *Earthquake Prediction* (Simpson, D.W., and Richards, P.G. eds.), American Geophysical Union, Washington, D.C., 336-374.
- Alptekin, Ö., Öncel, A.O. ve Nalbant, S., 1993, Kıyıcı Anadolu fayının fraktal özelliklerinin incelenmesi-Bir ön çalışma, TÜZBB Genel Kurul Bilgi Notları, 669-677.
- Barton, C. C. and Luens, E., 1985, *Fractal geometry of two-dimensional fracture networks at Yucca Mountain, Southwest Nevada*, in *Fundamentals of Rock Joints*, Proc. Int. Symp. on Fundamentals of Rock Joints (ed. Stephansson, O.), 77-84.
- Brown, S.R. and Schulz, C.H., 1985, *Broad bandwidth study of the topography of natural rock surfaces*, *J. Geophys. Res.* 90, 12575-12582.
- Gutenberg, B. and Richter C.F. 1954, *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2nd ed., 300p., Princeton University Press, Princeton.
- Hirata, T., 1987a, *Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock*, *Geophys. Journal, Roy. Astr. Soc.* 90, 369-374.
- Hirata, T., 1989b, *Fractal dimension of fault systems in Japan: Fractal structure in rock fracture geometry at various scales*, *Pageoph* 131, 157-170.
- Hirata, T., 1989c, *A correlation between the b-value and the fractal dimension of earthquakes*, *Geophys. Journal, Roy. Astr. Soc.* 107, 353-362.
- Howard, K.A., Aaron, J.M., Brabb, E.E. and Brock, M.R. 1978, *Preliminary map of young faults in the U.S. as a possible guide to fault activity*, USGS field studies map MF-916.
- Kagan, Y. Y. and Knopoff, L., 1980, *Spatial distribution of earthquakes: the two point correlation function*, *Geophys. Journal, Roy. Astr. Soc.* 62, 303-320.
- Mandelbrot, B.B., 1982, *The Fractal Geometry of Nature*, W.H. Freeman and Company, New York, 468p.
- Main, I.G. and Barton, P.W., 1984, *Information theory and the earthquake recurrence constrained by tectonic seismic moment release rates*, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1409-1426.
- Main, I.G. and Barton, P.W., 1986, *Long-term earthquake recurrence constrained by tectonic seismic moment release rates*, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 297-304.
- Main, I. G., Peacock S. and Meredith P.G., 1990, *Scattering Attenuation and the Fractal geometry of Fracture Systems*, *Pageoph* 133, 283-304.
- Main, I.G., 1992, *Earthquake scaling*, *Nature*, 337, 27-28.
- Main, I.G., 1993, *The new physics and earthquake prediction*, *Proceeding of the Symposium on Natural Disasters*, 239-251.
- Pacheco J. F., Schulz, C. H. and Sykes L.R. 1992, *Changes in the frequency-size relationship from small to large earthquakes*, *Nature*, 333, 71-73.
- Percara G. and Berckhemer H., 1982, *Quantitative relations of seismic source parameters and the classification of earthquakes*, *Tectonophysics* 84, 37-128.
- Okubo, P. G. and Aki, K., 1987, *Fractal geometry in the San Andreas fault system*, *J. Geophys. Res.* 92, 58-59.
- Öncel, A.O., Main, I.G., Alptekin, Ö. and Cowie, P.A., 1994, *Temporal variations in the fractal properties of seismicity in the north Anatolian fault zone. 1 at Turkish International Symposium on Deformations*, Istanbul, Abstracts p.70.
- Sadovskiy M.A., Golubeva, T.V., Pivarenko, V.F. and Shtrman, G., 1984, *Characteristic dimensions of rock and hierarchy properties of seismicity*, *Izv. Ak. Nauk, USSR, Phys. Solid Earth, Engl. Transl.* 20, 87-96.
- Schulz, C.H., 1988, *The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes*, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1409-1426.
- Schulz, C.H., and Aviles, C.A., 1986, *The fractal geometry of faults and faulting in Earthquake Source Mechanics* (Das, S., Boatwright, J., and Schulz, C.H. eds.), *Geophys. Monogr.* 37, Maurice Ewing, 6, AGU, Washington D.C.
- Schwartz, D. P. and Coppersmith K J., 1984, *Fault behaviour and characteristics earthquakes*, *J. Geophys. Res.* 89, 5681-5695.
- Snulley R.F., Chauvin J.L., Turcotte D.L. and Pevrat R., 1987, *A fractal approach to the clustering of earthquakes: Applications to seismicity of the New I-berides*, *Bull. Soc. Am.* 77, 1365-1381.
- Turcotte, D.L., 1992, *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Tzalenko, J.S., 1970, *Similarities between shear zones of different magnitudes*, *Bull. Geology. Soc. Am.* 81, 1625-1640.
- Watanabe, K., 1986, *Stochastic evaluation of two dimensional continuity of fractures in a rock mass*, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.* 23, 431-437.



# TÜRKİYE VE YAKIN ÇEVRESİ DEPREMLERİNİN ODAK MEKANİZMALARI KATALOĞU (1963-1990)

## A Catalog of Focal Mechanisms of Earthquakes in Turkey and Adjoining Area (1963-1990)

Tazegül ÖZCEP\* ve Ömer ALPTEKİN\*\*

### ÖZET

Bu çalışmada Türkiye ve Çevresi ( 30°-45° K ile 25°-50° D arasındaki alan) için 1969 -1990 yıllarını kapsayan bir deprem odak mekanizmaları kataloğu derlenmiş ve kataloğun içerdiği odak mekanizmalarının tektonik yorumu yapılmaya çalışılmıştır. Katalog 164 odak mekanizması çözümünü içermektedir. Odak mekanizmalarının belirlediği faylanma türlerinin çeşitliliği bölgedeki deformasyonların çok karmaşık olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte odak mekanizmaları Türkiye ve çevresi için önerilen ana ve tali levha hareketleri ile uyumludur.

Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkili olan fay düzlemi çözümlerinin çoğunluğu sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma göstermektedir. 3 Eylül 1968 Bartın Depreminin (Ms=6.6) odak mekanizması çözümü ters faylanma göstermekte ve Karadeniz'in güney kıyısının aktif bir kıta kenarı olduğuna işaret etmektedir.

Batı Anadolu ve Ege Denizi depremlerinin fay düzlemi çözümleri ana tektonik yapılar ile yakından ilişkilidir. Bölgenin kuzeyinde sağ yönlü doğrultu atımlı fay çözümlerine rastlarken güneyinde doğrultu atımlı ve ters fay çözümleri görülmektedir. Marmara bölgesi depremlerinin odak mekanizmaları sağ yönlü doğrultu atımlı ve normal faylanmalar göstermektedir. Batı Anadolu'daki normal fay çözümleri yer kabuğunun genişlediğinin bir belirtisidir.

Güneybatı Anadolu bölgesindeki odak mekanizmaları ters faylanmalar göstermekte olup, Afrika levhasının Ege-Anadolu levhasının altına daldığını belirtmektedir.

Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesinde odak mekanizması çözümleri sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı ve ters faylanmalar göstermektedir. Fay düzlemi çözümlerinden elde edilen P ve T eksenlerinin yönlerinin coğrafik dağılımı Doğu Anadolu ile Güneybatı Anadolu'da basınç ve batı Anadolu'da çekme gerilmelerinin hakim olduğunu göstermektedir.

### ABSTRACT

A catalog of published fault plane solutions for earthquakes which have occurred between 1963-1990 in Turkey and the adjoining area is prepared and interpreted for their tectonic significance. The catalog includes 164 fault plane solutions.

Variety of focal mechanisms of earthquakes in Turkey and the adjoining area indicate the complexity of deformations in this region. However, the majority of the fault plane solutions are consistent with the relative motions of the major and the minor plates.

Most of the fault plane solutions in the North Anatolian Fault Zone indicate right lateral strike-slip faulting. Fault plane solution for the Bartın earthquake of September 3, 1968 (Ms=6.6) show reverse faulting indicating an active continental margin along the southern Black Sea coast.

Fault plane solutions in western Anatolia and in the Aegean Sea are related with the major tectonic structures. Fault plane solutions indicate right lateral strike-slip and normal faulting in the northern part, and normal faulting in the central part of the region. Solutions for the Marmara Sea region indicate normal and right-lateral strike slip faulting. Normal fault plane solutions in western Anatolia indicate extensions in the earth's crust.

Fault plane solutions in southwestern Turkey show reverse faulting indicating the subduction of the African plate beneath the Anatolian-Aegean plate.

Fault plane solutions in the east Anatolia and in Caucasus region show right and left internal strike slip faulting and reverse faulting.

Geographical distribution of the P and T axes that determined from the fault plane solutions indicate compression in the east and in the southwest Anatolia, and tension in the west Anatolia.

\* Fazıl İ. VERDİ Mahdumları, Ltd. Şti., Cumhuriyet Cad. No.20/A Harbiye İstanbul.

\*\* İ.Ü. Müh. Fak. Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Sismoloji Anabilim Dalı, Avcılar, İstanbul.

## GİRİŞ

Depremlerin odak mekanizmalarının belirlenmesi yerküre'nin dinamik karakterlerinin tanınmasında, levha sınırlarındaki hareketlerin öğrenilmesinde ve tektonik hareketlerin incelenmesinde önemli katkılar sağlar. Bir depremin odak mekanizmasının belirlenmesi ile deprem odağındaki faylanmaya neden olan gerilmelerin dağılımının nasıl olduğu ve nasıl bir yerdeğiştirmenin meydana geldiği öğrenilmeye çalışılır.

Türkiye ve yakın çevresinde oluşan depremlerin odak mekanizması çözümleri ve bunların tektonik yorumu bir çok araştırmacı tarafından yapılmıştır. Canitez ve Üçer (1967), Türkiye ve çevresinde 1939-1965 yılları arasında oluşan 77 depremin odak mekanizması çözümlerini vermişlerdir. McKenzie (1972,1978); Jackson ve McKenzie (1984) doğu Akdeniz, Türkiye, İran ve Pakistan'da oluşan depremler için odak mekanizması çözümleri, Alptekin (1973) batı Türkiye depremleri için odak mekanizması çözümleri yapmışlardır. Kocaeli ve Ataman (1976); Antakya, Finike ve Denizli dolayları, Büyükaşıkoğlu (1978), Kalafit (1988) güney Türkiye ve çevresi; Alkan (1979) güneybatı Türkiye; Alptekin ve Ezen (1977) Akkuyu ve çevresi; Eyidoğan (1983) Bitlis Zagros bindirme ve kıvrımlı kuşağı; Nowroozi (1972) Kafkasya; Osmanoğlu (1983); Özer (1983); Osmanoğlu ve diğ. (1986); Ekşi (1983) doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) depremleri için fay düzlemi çözümleri vermişlerdir. Alptekin ve diğ. (1987); Eyidoğan ve Jackson (1985); Taymaz (1990); Taymaz ve diğ. (1991); Yılmaztürk (1993) dalga şekillerinin ters çözümü ile Türkiye depremlerinin kaynak mekanizmalarını incelemişlerdir. Türkiye ve çevresi depremlerinin odak mekanizmalarının derlenmesi ilk olarak Canitez ve Üçer (1967) ve daha sonra Yoğurtcuoğlu (1986) tarafından yapılmıştır. 1970'lerden sonra odak mekanizma çözümleri ile ilgili çalışmalar hızlanmış ve çok sayıda depremin çözümleri yapılmıştır. Bu nedenle Türkiye ve yakın çevresi için yeni bir deprem odak mekanizmaları kataloğuna ihtiyaç duyulmuştur.

Bu çalışmanın ilk amacı; Türkiye ve yakın çevresinde 1963-1990 yılları arasında oluşmuş depremlerin çeşitli araştırmacılar tarafından belirlenebilmiş odak mekanizması çözümlerini derleyerek Türkiye ve yakın çevresi için yeni bir deprem odak mekanizmaları kataloğu hazırlamaktır. İkinci amacı; hazırlanacak katalogta yer alan depremlerin odak mekanizmalarının tektonik önemini açıklamak ve güncel levha hareketleri ile ilişkilerini araştırmaktır.

## TÜRKİYE VE ÇEVRESİ DEPREMLERİNİN ODAK MEKANİZMALARİ KATALOĞU

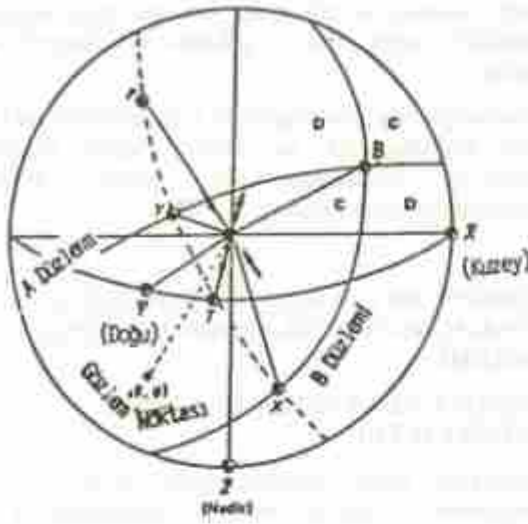
Bu çalışmada; 25°-50° D boylamları ile 30°-45° K enlemleri arasında kalan alanda 1963-1990 yılları arasında oluşan depremlerin yayınlanmış odak mekanizmaları derlenerek Türkiye ve yakın çevresi için bir Deprem Odak Mekanizmaları Kataloğu oluşturulmaya çalışılmıştır. Katalogun oluşumunda orijinal kaynaklar kullanılmış, mümkün olmayan hallerde diğer kaynaklardan yararlanılmıştır. Katalogta 164 depreme ait fay düzlemleri çözümleri verilmiştir. Katalogta sırası ile deprem oluş tarihi (gün, ay, yıl); orijin zamanı (saat, dakika, saniye); episantr koordinatları (enlem°, boylam°); odak derinliği (km); magnitüd (M); P, T, B eksenlerinin azimutları ve dalımları; faylanmanın türü ve ilgili kaynak çalışma belirtilmiştir. Ulaşılabilen orijinal çözümler katalogun ekinde verilmiştir. Sayfa sınırlaması nedeniyle bu makalede katalogun bir listesi verilememiştir. Ancak, katalogta yer alan odak mekanizması çözümleri Şekil 3.'de gösterilmiştir. Bu şekildeki numaralar katalogdaki (Özçep, 1994) deprem numaralarına tekabül etmektedir.

## ODAK MEKANİZMALARININ BELİRLENMESİNDE KULLANILAN YÖNTEM

Deprem odak mekanizmasının belirlenmesinde sismik cisim dalgalarından ve yüzey dalgalarından yararlanılabilmektedir. Sismik dalgalar için iyi bir kaynak modeline ihtiyaç vardır. Seçilecek model uzak mesafelerde elastik dalga yayılımının ayrıntılarını verebilmelidir. Zira sismik kaynak hakkındaki bilgilerimizin çoğu uzak mesafelerdeki elastik dalga gözlemlerinden sağlanabilmektedir. Amaca uygun en basit model matematiksel olarak kuvvet çiftlerinin birleşimi ile temsil edilebilen bir faylanma modelidir.

Cisim dalgalarından yararlanılarak deprem kaynak mekanizmasının belirlenmesinde günümüze değin en çok P dalgası ilk hareketlerinden yararlanılmıştır. Türkiye ve çevresinde oluşan depremlerin odak mekanizmalarının çoğu da P dalgası ilk hareketlerinden yararlanılarak fay düzlemi çözümü yöntemiyle belirlenmiştir. Fay düzlemi çözümünde amaç; odaktaki faylanmanın türünü, geometrisini yani deprem sırasında oluşan fay düzleminin doğrultusunu ve eğimini, kayma vektörünün azimutunu ve dalımını ve odakta etken olan asal gerilmelerinin (P, T ve B) durumlarını belirlemektir (Şekil 1).





**Şekil 1:** Odakta etkin olan kuvvet sistemi ve fay düzlemi çözümünün geometrisi. P, T, B asal gerilmeleri, X ve Y fay düzlemini ve yardımcı düzlemin kutuplarını gösterirler. Fay düzleminin seçimine göre (A veya B düzlemi) X veya Y kayma vektörünü gösterirler (Bullen ve Bolt, 1985).

**Figure 1:** The effective force system at the focus and the geometry of fault plane solution. P, T and B indicate principal stresses, and X and Y indicate poles of the fault plane and the auxiliary plane (from Bullen and Bolt, 1985).

Bir depreme ait çok sayıda istasyonda gözlenen P dalgası ilk hareketleri belirlendikten sonra bu bilgiler uygun bir izdüşüm tekniği ile odak küresi (odak çevrelediği varsayılan küre) üzerine izdüşürülürler. Yaygın olarak kullanılan Schmidt (eşit alan) veya Wulff (esit açı) izdüşüm teknikleridir. İstasyonlardaki ilk hareketlerin izdüşürülmesinde istasyonun azimut açısı, episantr uzaklığı ve P dalgasının odakta terkediş açısı (veya istasyona geliş açısı)  $\lambda_0$  kullanılır. İzdüşümün merkezi deprem odaklı olup çoğunlukla alt yarım küre ekvator düzlemine izdüşürülür.

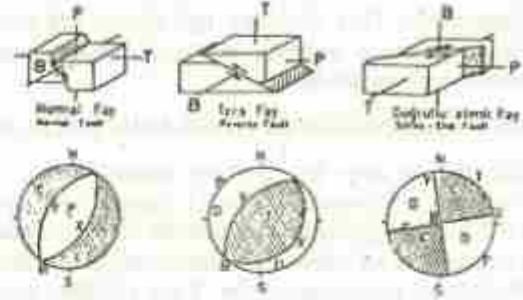
Fay düzlemi çözümü birbirine dik iki düğüm düzlemi belirler. Bunlardan biri gerçek fay düzlemi, diğeri ise yardımcı düzlemdir. Arazi gözlemleri, art sarsıntı çalışmaları v.b gibi ilave bilgiler olmadan fay düzlemini yardımcı düzlemden ayırma olanakı yoktur.

Fay düzlemi çözümleri Şekil 2.'de gösterilen ana faylanma türlerini veya bunların birleşimleri olan faylanmaları temsil ederler. Yöntem hakkında ayrıntılı bilgi için Alptekin (1978)'e veya Eyidoğan (1983)'e bakılabilir.

#### ODAK MEKANİZMALARININ COĞRAFİK DAĞILIMI

Katalogda yer alan odak mekanizmalarının coğrafik dağılımları (Şekil 3) çözümlerin ilişkili oldukları tektonik birimlere göre özellikler göstermektedir. Örneğin Kuzey Anadolu'da Erzincan'dan Adapazarı'na kadar olan bölgede 3 Eylül 1968 Bartın depreminin

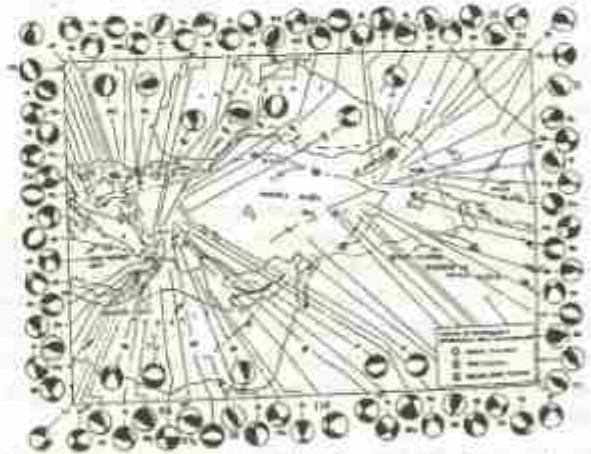
çözümü hariç tutulursa, (bu depremin fay düzlemi çözümü ters faylanma göstermektedir) sağ yönlü doğrultu atımlı ve normal faylanmalar gösteren çözümler bulunmaktadır.



**Şekil 2:** Üç ana fay türünü ve bunlara ilişkin fay düzlemi çözümlerini gösteren blok diyagramları. P, T ve B ( $P > B > T$ ) asal gerilmeleri oklar ( $\rightarrow$ ) hareketin yönünü gösterirler. Fay düzlemi diyagramlarında F fay düzlemini gösterir. (Alptekin, 1978'den alınmıştır).

**Figure 2:** Block diagrams showing the three types of faulting and their fault plane solutions. P, T and B ( $P > B > T$ ) are the principal stresses and ( $\rightarrow$ ) indicates the direction of motion. The plane marked by F on the diagrams is the fault plane (after Alptekin, 1978).

Kuzeydoğu Anadolu ve Kafkasya'da ters ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanmalar gösteren çözümler vardır. Ancak ters faylanma gösteren çözümler daha yaygındır. Doğu ve güneydoğu Anadolu'da ters ve doğrultu atımlı fay düzlemi çözümleri görülmektedir. Güneydoğu Anadolu'da Bitlis Zagros Kuşağı boyunca az da olsa sağ yönlü yanıl hareketler gösteren çözümler bulunmaktadır.



**Şekil 3:** Türkiye ve çevresi için odak mekanizması çözüm diyagramları (1963-1990).

**Figure 3:** Diagrams of the fault plane solutions for Turkey and adjoining areas (1963-1990).

Batı Anadolu'da kuzeyden güneye doğru fay düzlemi çözümleri farklılıklar göstermektedirler. Kuzeyde Marmara bölgesinde ve kuzey Ege Denizi'nde normal



faýlanma ve doğrultu atımlı faýlanma gösteren çözümler bulunurken, Batı Anadolu'da tüm çözümler normal faýlanmalar göstermektedirler.

Doğu Akdenizde Helenik (Girit) yayının dışbükey yüzü boyunca ters faýlanma gösteren çözümler bulunmaktadır. Orta ve kuzey Ege Denizi'nde normal faýlanma yanında doğrultu atımlı faýlanma gösteren çözümler bulunmaktadır.

#### P VE T EKSENLERİNİN COĞRAFİK DAĞILIMI

Katalogda yer alan fay düzlemi çözümlerinden elde edilen asal gerilmelerin (P ve T) doğrultu ve yönleri Şekil 4.'de okla gösterilmiştir. Şekilde dolu oklar basınç (P) ve çizgili oklar çekme (T) eksenlerinin yeryüzündeki izdüşümlerini göstermektedirler. Yani, şekildeki okların uzunlukları eksenlerin yatayla yaptıkları açılarının kosinüsleriyle orantılıdır.



Şekil 4: Türkiye ve çevresinde fay düzlemi çözümlerinden sağlanan kompresyon (sıkıştırma) ve tensiyon (gerilme) eksenleri (1963-1990).

Figure 4: The compressions and the tensions axes determined from fault plane solutions for the Turkey and adjoining areas (1963-1990).

Batı Anadolu bölgesinde çelme gerilmeleri hakim olup maksimum tensiyon eksenleri KD-GB ve KB-GD doğrultusundadır. Maksimum basınç eksenlerinin ise çok küçük yatay bileşenleri vardır. Bunlar KB-GD ve KD-GB doğrultularındadır. Bu dağılım bölgenin yaklaşık KD-GB doğrultulu bir açılmaya ve KB-GD doğrultulu bir sıkışmaya maruz kaldığını göstermektedir.

Kuzey Anadolu Bölgesinde P ve T eksenleri hemen hemen yatay bir düzlem üzerinde yer almaktadırlar. P eksenleri doğuda KD-GB doğrultusunda iken yavaş yavaş dönerek batıda KB-GD doğrultusunda uzanırlar.

Kuzeydoğu Anadolu ve Kafkasya bölgesindeki çözümlerden elde edilen P eksenleri genellikle KD-GB doğrultusunda ve yataya yakındırlar.

Doğu Akdeniz ve güneybatı Anadolu'da P eksenleri genellikle yataya yakın ve yaklaşık K-G doğrultusundadırlar.

Güneydoğu Anadolu bölgesinde P eksenlerinin yaklaşık K-G doğrultusunda ve Bitlis Zağros Bindirme Kuşağı'na çoğunlukla dik gelecek biçimde konumlandıkları söylenebilir.

#### TÜRKİYE VE ÇEVRESİ DEPREMLERİNİN ODAK MEKANİZMALARININ TEKTONİK YORUMU

##### TÜRKİYE VE ÇEVRESİNDE LEVHA HAREKETLERİ

Türkiye'nin güncel tektonik evrimi Afrika ve Arap levhalarının Anadolu levhasını sıkıştırmasıyla ve ortalama 15 milyon yıl önce Arap levhasının Anadolu'ya çarpmasıyla başlamıştır. Türkiye ve çevresinin depremselliği ve tektoniği bu levhaların bağlı hareketleri ile açıklanmaya çalışılmıştır. Bu amaçla çeşitli araştırmacılar tarafından değişik modeller ortaya konmuştur (McKenzie, 1972; Alptekin, 1973; Galanopoulos, 1974; Dewey, 1976; Ketin, 1977).

Türkiye ve yakın çevresindeki güncel tektonik hareketler ve depremsellik McKenzie (1972) modeline göre; Afrika, Avrasya ve Arap levhaları ile bunlar arasında kalan Türkiye, Ege, Karadeniz, İran ve Güney Hazar levhacıklarının göreceli hareketleri ile açıklanmaya çalışılmıştır.

Alptekin (1973) modelinde Karadeniz levhası Avrasya levhasının bir devamı olarak düşünülmüştür ve batı Anadolu'daki deformasyonlar düşey hareketlerle açıklanmaya çalışılmıştır. Ayrıca, "Ege-Anadolu Levhası" olarak adlandırıldığı levhanın kuzey sınırının Marmara bölgesindeki yerleşimi ise; Kuzey Anadolu Fay Zonu batıda Marmara bölgesinden geçerek kuzey Ege Denizine ulaşmakta oradan da daha batıya geçip Yunanistan içlerine devam etmektedir.

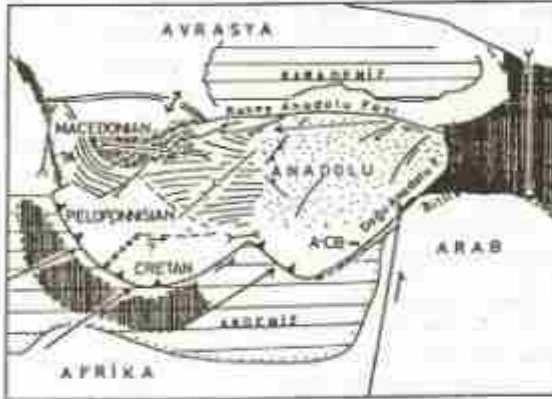
Galanopoulos (1974) modelinde ise, KAFZ, İzmit Körfezi'nden Marmara Denizi'ne girmekte, Şarköy-Mürefe'den (karadan) Saros Körfezi'ne oradan da Yunanistan içlerine ulaşmaktadır.

Dewey (1976) modeline göre ise Ege Anadolu levhası batıda İzmit Körfezi'nden Marmara Denizi'ne girip, Kapıdağ yarımadası kuzeyinden güneybatıya yönelmekte ve Biga civarında karaya girmektedir. Bu sınır Yenice Gönen fayının da kuzeyinde kalmaktadır. Ayrıca modelde KAFZ Adapazarı yakınında son bulmaktadır.

Ketin (1977) modelinde ise önce verilen modellerde Karadeniz levhasının hareket yönü K, KD veya KB olarak verilmiş iken bu modelde levhanın hareket yönü GD'ya doğrudur.

Son yıllardaki ayrıntılı jeofizik ve jeolojik çalışmalarla bu modeller önemli ölçüde değişmiş olmakla birlikte doğu Anadolu'daki sıkışma nedeniyle Anadolu bloğunun iç kısımları muhtemelen deformasyona uğrayak batıya kayması önerilen modellerdeki ortak görüştür.

Türkiye ve çevresinde jeolojik ve tektonik etkinlikte önemli rol oynayan levhalar, hareket özellikleri ve bu hareketlere bağlı olarak gelişen tektonik sınırlar ve bölgeler Şengör ve diğ. (1985)'e göre Şekil 5. de verilmiştir.



Şekil 5: Türkiye ve çevresindeki jeolojik ve tektonik etkinlikte önemli rol oynayan levhalar, hareket özellikleri ve bu hareketlere bağlı olarak gelişen tektonik sınırlar ve bölgeler (Şengör ve diğ., 1985).

Figure 5: Plates playing a major role on the geology and tectonics of Turkey and environment, and their relative motions showing their tectonic boundaries (Şengör et al., 1985).

### ODAK MEKANİZMALARININ GÜNCEL TEKTONİK HAREKETLERLE İLİŞKİSİ

Odak mekanizması çözümleri bir bölgedeki tektonik hareketlerin incelenmesinde en önemli bilgileri sağlar.

Katalogumuzda yer alan fay düzlemi çözümleri Batı Anadolu'da normal faylanmanın egemen olduğunu göstermektedir. 21b, 69a ve 72a no'lu çözümler bu faylanmaların Ege graben sistemi ile ilişkili olduğunu ve bölgede yaklaşık K-G yönlü bir genişleme tektoniğinin hakim olduğunu göstermektedirler. Ayrıca, bölgedeki tansiyon (T) eksenleri yataya çok yakın olup grabenlerin D-B doğrultusuna diktir. Bu durum Batı Anadolu'da yer kabuğunun genişlediğine işaret etmektedir (Şekil 4). Batı Türkiye'nin kuzey ve kuzeydoğusuna doğru faylanmaların doğrultu atımlı nitelik kazandıkları, sig odaklı bu çözümlerin büyük bir olasılıkla KAFZ'nun batı ucunu belirledikleri ileri sürülebilir. KAFZ'nun Marmara Bölgesi (14a no'lu deprem) ve Marmara Denizi içinde batıdaki uzantısı üzerindeki ve güneydeki çözümler (22f ve 71c no'lu depremler) normal faylanmalar göstermektedirler. 22f no'lu çözümde fay düzlemi D-B doğrultuludur. Bu

çözümde düzey hareketin egemen olması bölgenin tektonik yapısı ile uyumludur.

Ayrıca, Marmara Bölgesi'nde Gönen Depreminin odak mekanizması çözümü (68c no'lu çözüm) ise ters faylanma göstermektedir. Bu depremde oluşan faylanmanın bir miktar doğrultu atım bileşeninin olduğu saptanmıştır.

Kuzeybatı Anadolu ve Kuzey Ege denizi'nde hem doğrultu atımlı hem de normal eğim atımlı fay çözümleri görülmektedir. 53b no'lu depremin doğrultu atımlı fay düzlemi çözümü KAFZ boyunca görülen sağ yönlü yanıl hareketlerin batıda Ege Denizi'nde de devam ettiğine işaret etmektedir.

Batı Türkiye'nin güney ve güneybatısına doğru normalden derin odaklı ( $h \leq 200 \text{ km}$ ) depremler yer almaktadır. Rodos'dan Antalya Körfezi'ne kadar olan bölgede fay düzlemi çözümleri ters faylanmalar ve veriv (oblik) atımlı faylanmalar göstermektedirler. Bu çözümlerin çoğu bilinen belirgin fay kuşakları ile ilişkilidir.

67a numaralı deprem Ege ada yayının doğusunda oluşmuştur. Bu depremin mekanizmasının incelenmesi ile Ege ada yayı yapısı ve bu yayla ilişkin dalma mekanizmasına ilişkin bilgiler sağlanmıştır.

Alptekin (1973, 1978)'e göre Ege ve Kıbrıs yayları için verilen fay düzlemi çözümleri küçük açılı ters faylanmalar belirtmekte ve doğu Akdeniz'de; Ege Denizi ve Batı Anadolu'nun altına dalan bir litosferin hareketini yansıtmaktadırlar. 92a no'lu Burdur depremine ait sağ yönlü doğrultu atımlı fay düzlemi çözümü diğerlerinden farklı olup Ege denizi ve Kıbrıs yayları arasında yay-yay tipi bir transform fayı yansıtabileceği düşünülmüştür. Ancak bu deprem ile ilgili daha sonraki çözümler normal faylanma göstermiştir.

67a ve 75 no'lu depremlerin fay düzlemi çözümlerinin doğu Akdeniz'de manto içine dalan bir litosferin hareketi ile ilişkili oldukları düşünülmektedir. Güneydoğu Türkiye'de görülen normal ve ters faylanmaların bölgede yer alan Antakya-Maraş grabenleri ve doğu Anadolu'da görülen kabuksal daralma ile ilişkili oldukları söylenebilir.

Kuzey Türkiye'de KAFZ boyunca oluşan doğrultu atımlı faylanmalar, doğu Anadolu'da Avrasya Arap levhalarının çarpışması sonucu oluşan sıkışma tektoniği ile bu fay kuşağı boyunca yanıl hareketlerin batıya ilerlediğini kanıtlamaktadır. Ayrıca KAFZ'ndeki kompresyon (P) eksenleri fay zonunun kuzeyinde bulunan kıvrımlanmalara dik olup bu yörede kabuğun daraldığına işaret etmektedir (Canitez, 1969; Nowroozi, 1972).

Karadeniz'deki tüm fay düzlemi çözümleri, dögüm düzlemleri kıyıya paralel olan ters faylanmalar



göstermektedirler. Bu faylanma geometrisi kıyıya yaklaşık dik olan sıkışmaların tektonik rejimde etkili olduğunu belirtmektedir (Alptekin ve diğ., 1986). 60a no'lu çözümün dışında kalan çözümlerde yardımcı düzlemlerden biri Karadeniz kıyı şeridinde yaklaşık olarak paralel olup kıyıya dik yönde sıkışma göstermektedirler.

Doğu Türkiye'deki odak mekanizması çözümleri kabuktaki daralmanın doğrultu atımlı ve ters faylanmalar ile temsil edildiğini göstermektedir. Bu nedenle bölgede çok karmaşık deprem etkinliği görülmektedir (30a, 77b, nolu çözümler). 39b ve 77b no'lu çözümler ters faylanma, 30a no'lu çözüm doğrultu atım da içermesine rağmen ters atımın daha baskın olduğu izlenmektedir. Bu üç çözümde de fay düzleminin doğrultusu KB-GD'dur. Ayrıca bölgedeki fay düzlemi çözümleri Avrasya Arap levhalarının çarpışması sonucu sıkışma tektoniğini simgelemektedirler.

### SONUÇLAR

Bu çalışmada, Türkiye ve yakın çevresi için hazırlanan yeni bir odak mekanizmaları katalogu tanıtılmış ve katalogda yer alan odak mekanizması çözümlerinin güncel tektonik hareketlerle ilişkileri incelenmiştir.

Katalog, 164 depremin odak mekanizması çözümlerini içermektedir. Türkiye ve çevresindeki fay düzlemi çözümlerinin çeşitliliği, bölgede çok karmaşık deformasyonların hüküm sürdüğüne işaret etmektedir. Depremlerin odak mekanizmaları ile bölgesel tektonik yapılar arasında yakın bir ilişki gözlenmektedir. Odaktaki yer değiştirmeler genellikle tektonik yapıların doğrultusuna paralel veya dik olma eğilimindedirler.

Batı Anadolu ve çevresindeki deprem odak mekanizmalarının çeşitliliği bölgede karmaşık kabuk hareketlerinin hüküm sürdüğüne işaret etmektedir. Odağı batı Anadolu'da yer alan depremlerin fay düzlemi çözümleri bölgede düşey yer hareketlerinin hakim olduğunu kanıtlamaktadır. Bu hareketler bölgeye tektonik özelliğini veren grabenlerin diri olduğuna işaret etmektedirler. Batı Anadolu için bulunan çözümlerde fay düzlemleri yöresel jeolojik yapılara paralel olup hareketin küçük bir yatay bileşeni vardır. Ancak bu yatay hareketlerin yönü düzenlilik göstermez (Alptekin, 1978).

Doğu Akdeniz ve Türkiye'deki deprem odak hareketleri, depremsellik ve bölgenin jeolojisi Ege Anadolu Blok'unun batıya doğru kayan bir plaka olduğunu düşündürmektedir. Ege ve Kıbrıs yayları boyunca deprem odak mekanizmaları ve odakların düşey dağılımları (Alptekin, 1978) Afrika plakasının Doğu Akdeniz'de Ege-Anadolu Blok'unun altına daldığını göstermektedir.

Fay düzlemi çözümlerinden elde edilen asal gerilmelerin dağılımı, Bitlis-Bindirme zonu ile kuzeyinde ve Kafkasya Bölgesi'nde KD-GB doğrultulu sıkışma tektoniğinin etkin olduğunu göstermekte olup bu sıkışmaların etkisiyle Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesi şiddetli bir deformasyon geçirmektedir.

### KATKI BELİRTME

Çalışmalarımızdaki yardımlarından dolayı Araş. Gör. Ferhat ÖZÇEP'e teşekkür ederiz.

### KAYNAKLAR

- Alkan, G., 1979. Batı ve Güneybatı Türkiye'nin Depremselliği, Bitirme ödevi, Ege Univ. Yer Bilimleri Fak. Jeofizik Klüb. Bol. İzmir.
- Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanism of Earthquake in Western Turkey and their Tectonic Implication, Ph.D. Thesis, New Mexico Inst. of Mining and Tech., Socorro, New Mexico.
- Alptekin, Ö. ve Ezen, Ö., 1977. Akkuyu Nükleer Güç Santrali Yeri ve çevresinin depremselliği, Proje No: TİK-77-02, İTÜ, İstanbul.
- Alptekin, Ö., 1978. Batı Anadolu Depremlerinin Odak Mekanizmaları ve Bunların Aktif Tektonik ile ilişkileri, Jeofizik, 7, 35-57.
- Alptekin, Ö., Nabelek, J.L., Toköz, M.N., 1986. Source Mechanism of the Bartın Earthquake of September 3, 1968 in Northwestern Turkey: Evidence for Active Thrust Faulting of the Southern Black Sea Margin, Tectonophysics, 122, 73-78.
- Bullen, K.E., Bolt, H.A., 1985. An introduction to the Theory of Seismology, Cambridge University Press, London.
- Büyükaşıkoglu S., 1979. Sismolojik Verilere göre Doğu Akdeniz'in Kuzeyinde ve Güneydoğu Anadolu'da Avrasya-Afrika Levha Sınırının özellikleri, Deprem Araştırma Bülteni, 29.
- Caunter, N., Üçer, B., 1967. A Catalogue of Focal Mechanism Diagrams for Turkey and Adjoining Areas, İTÜ Arz Fizik Enstitüsü yayı.
- Caunter, N., 1969. Türkiye ve Çevresinde Deprem Odak Hareketleri ve Gerilme Dağılımları, İTÜ Maden Fak. Jeofizik Kurumu.
- Dewey, J.N., 1976. Seismicity of Northern Anatolia, Bull. Seism. Soc. Amer., 66, 843-868.
- Ekşi, F., 1983. Kuzey Anadolu ve Kafkasların Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ.
- Eyidoğan, H., 1983. Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağının Sismotektonik özellikleri, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fak.
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J., 1985. A Seismological Study of Normal Faulting in the Demirci, Alayehir and Gediz Earthquakes of 1969-1970 in Western Turkey: Implications for the Nature and Geometry of Deformation in the Continental Crust, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 81.
- Galamopoulos, A., 1974. On the Tectonic Process Along the Hellenic Arc, Ann. Geoph., 27, 3-4.
- Jackson, J. ve McKenzie, D., 1984. Active Tectonics of Alpine Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan, Geophys. J. R. Astron. Soc., 77, 185-264.
- Kalafat, D., 1988. Güneybatı Anadolu ve Yakın çevresinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği, Deprem Araştırma Bülteni, 63.
- Ketin, İ., 1977. Genel Jeoloji, C.I., İTÜ Maden Fak. Yayın., İstanbul.
- Kocaoğlu, S. ve Ataman, G., 1976. Batı Anadolu'nun Aktüel Tektoniği, Hacettepe Yer Bilimleri Dergisi, 9, 149-162.
- McKenzie, D., 1972. Active Tectonics of Mediterranean Region, Geophys. J. R. A. Soc., 30, 109-185.
- McKenzie, D., 1978. Active Tectonics of Alpine Himalayan Belt - The Aegean Sea and Surrounding Regions, Geophys. J. R. A. Soc., 55, 215-254.



- Nowrozi, A.A., 1972. Fault Mechanism of Earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and Plate Tectonics of the Middle East, Bull. Seism.Soc.Amer., 62, 823-830.*
- Osmançukin, I., 1983. Güneydoğu Anadolu'nun Depremzelliği. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bil. Enstitüsü.*
- Osmançukin, I., Ekişi, F., Alptekin, B., 1988. Doğu Anadolu ve Kuzeydoğu Bölgesinin Depremzelliği ve Aktif Tektoniği. Deprem Araştırma Bülteni, Yıl:13, Sayı:52.*
- Özer, M.F., 1983. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Doğu Kesiminin Depremzelliği. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bil. Enst.*
- Özcep, T., 1994. Türkiye ve Çevresi depremlerinin Odak Mekanizmaları Kataloğu (1964-1990), İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enst.*
- Sengür, A.M.C., Görür, N. ve Şaroglu, F., 1985. Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In Ibrideh, K.T. ve Crane-Hlick (Eds.), Strike Slip Faulting and Basin Formation, Soc. of Econ. Paleon. Min. Spec. Pub., 37.*
- Taymaz, T., 1990. Earthquake Source Parameters in the Eastern Mediterranean Region, PhD Thesis, Darwin College, Cambridge Univ., 244 + pp.*
- Taymaz, T., Eyidoğan H., Jackson, J., 1991. Source Parameters of Large Earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). Geophys.J.Int., 106, 537-550.*
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D., 1991. Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea. Geophys. J. Int., 106, 433-490.*
- Yılmaztürk, A., 1993. Seismotectonics and Seismic Hazard in the Southern Turkey and The Eastern Mediterranean Sea. PhD Thesis, Univ. of East Algeria, 252 pp.*
- Yeğertçioğlu, A., 1986. Deprem Odak Mekanizması çözümleri açısından Türkiye Tektonik Birimlerinin Riçim Değişimi. (Bitirme ödevi), İTÜ Jeofizik Müh. Böl.*





# TÜRKİYE' DE MEYDANA GELEN BAZI BÜYÜK DEPREMLERİN SİSMİK MOMENT TENSÖRLERİ

## Seismic Moment Tensors of Some Great Earthquakes Occured in Turkey

Ali Pınar\*

### ÖZET

Bu çalışma çerçevesinde 1964-1992 yılları arasında meydana gelen ve telesismik uzaklıklarda kayıt edilen 24 depremin kırılma oluşumları (rupture process) incelenerek sismik moment tensörlerinin elde edilmesi için gerekli olan parametreler, sismik moment değeri ve fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve atım yönü, belirlenmiştir. Sayfa sınırlamasından dolayı burada sadece iki depremin analiz sonucu verilmiştir. Diğer depremler başka bir yerde daha sonra yayımlanacaktır. Genel sonuç olarak, magnitudü 6.8 den büyük olan ( $M_s > 6.8$ ) depremlerin birden fazla şok'la (subevent) meydana geldiği gözlenmiştir. Deprem esnasındaki kırılma birçok şok' la oluştuğu zaman toplam sismik moment tensörünün double-couple mekanizmasından uzaklaştığı sonucu görülmüştür. İnversiyon yönteminde herbir şok double-couple mekanizmasında sahip nokta kaynak ile ifade edilmektedir. Toplam sismik moment tensörünün depremin meydana geldiği yerde etki eden kuvvetler hakkında daha fazla bilgi verdiği söylenebilir. Sismik moment tensörünün double-couple mekanizmadan uzaklaşma sebepleri olarak şunları gösterebiliriz:

- 1) Fayın eğriliği, (örneğin 1967 Mudurnu Vadisi depremi),
- 2) Depremin meydana geldiği yerde birden fazla fayın bulunması veya fayların kesişmesi, (örneğin 1992 Erzincan depremi),
- 3) Subevent'lerin farklı geometriye sahip fay düzlemlerinde meydana gelmesidir.

### ABSTRACT

The teleseismic records of 24 earthquakes, occurred between the period 1964-1992, were inverted to their sources so as to get a rupture process and the parameters necessary to calculate a seismic moment. Only two of these earthquakes are discussed here and the rest of them will be published later. It was noticed that earthquakes with magnitude larger than 6.8 ( $M_9 > 6.8$ ) have complex rupture pattern associated with two or more subevents. The total moment tensor of the complex events usually have nondouble couple component. It can be said that the total seismic moment gives more information on the forces acting at the source region. The following reasons are likely to cause the nondouble couple component of a total seismic moment tensor.

- 1) Curvature of a fault plane (e.g. 1967 Mudurnu Valley earthquake)
- 2) Existance of other faults near the source region (e.g. 1992 Erzincan earthquake)
- 3) The subevents take place at fault planes with different geometry.

### GİRİŞ

Ülkemiz deprem etkinliği oldukça yüksek olan bir deprem kuşağı içersindedir. Büyük hasar yapıcı, can ve

mal kaybına sebep olan depremler Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı, Kuzey-Doğu Anadolu Fayı ve Batı Türkiye açılma bölgesinde meydana gelmektedir. Bu çalışmada iki farklı deprem kuşağından birer depremin

\* Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Çengelköy, İstanbul

kırılma oluşumları analiz edilmiştir. Batı Türkiye açılma bölgesinden 6 Ekim 1964 Manyas depremi ve Kuzey-Doğu Anadolu Fayı kuşağından 30 Ekim 1983, Narman-Horasan (Erzurum) depremidir Manyas depreminin tel; bir şokla meydana geldiği bulunmuştur. Bu depremin mekanizma çözümünün doğrultu atım bileşenine sahip normal faylanma olduğu sonucu bulunmuştur. Aynı depremi çözülen diğer araştırmacılar arasında biraz farklı olan bu çözümün başlıca sebebi kullanılan kabuk yapısı olduğu görülmüştür. Narman-Horasan depremi oldukça karmaşık bir kırılma oluşumuna sahiptir. Kırılma zamanının 150 saniye olduğu ve 5 şok' tan oluştuğu görülmüştür.

## YÖNTEM

Bu çalışmada Kikuchi ve Kanamori (1991) tarafından geliştirilen inversiyon yöntemi kullanılmıştır. Yöntemi kısaca şu şekilde açıklayabiliriz. Deprem kaynağı, mekanizmaları farklı olabilen nokta kaynak serisi şeklinde ifade edilmektedir. Nokta kaynakların mekanizmaları gözlemsel ve yapay sismogramları karşılaştırarak tespit edilir. Nokta kaynak, moment tensörü ile ifade edilmektedir. Sismik momentin [ $M_0$ ] 6 bağımsız elemanı vardır. Bunları şu şekilde gösterebiliriz.

$$M_1 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; M_2 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; M_3 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix};$$

$$M_4 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; M_5 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; M_6 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix};$$

$M_0$ 'nin (x, y, z) koordinatları sırasıyla (kuzey, doğu, aşağı) yönlerine karşılık gelmektedir. Herhangi bir moment tensörü  $M_n$  kombinasyonu ile gösterilmektedir.

$w_{jn}(t;p)$ ,  $j$  istasyonundaki  $M_n$  tensörünün  $n$ 'ci elemanı ile hesaplanan kuramsal sismogram (Green fonksiyonu) olsun; burada  $t$ , ilgili fazın istasyona gelişinden sonraki zamanı göstermektedir.  $p$  parametresi ise kaynak parametreleri ile ilgilidir (Kikuchi and Kanamori, 1986). Gözlemsel sismogramı  $x_j(t)$  ile gösterecek olursak her bir  $M_n$  için an katsayısı aşağıda verildiği şekilde elde edilir.

$$\Delta = \sum_{j=1}^{N_s} \left[ x_j(t) - \sum_{n=1}^{N_k} a_n w_{jn}(t;p) \right]^2$$

$$= R_x - 2 \sum_{n=1}^{N_k} a_n G_n + \sum_{m=1}^{N_k} \sum_{n=1}^{N_k} R_{nm} a_n a_m \quad (1)$$

$$= \text{minimum,}$$

burada  $N_k$  kullanılan tensör elemanlarının sayısı,  $N_s$  ise istasyon sayısı ve

$$R_x = \sum_{j=1}^{N_s} [x_j(t)]^2$$

$$R_{nm}(p) = \sum_{j=1}^{N_s} [w_{jn}(t;p) w_{jm}(t;p)] dt$$

$$G_n(p) = \sum_{j=1}^{N_s} [w_{jn}(t;p) x_j(t)] dt$$

(1) bağıntısının  $n = 1, \dots, N_k$  için kısmi türevlerini alıp sıfıra eşitlersek,  $\frac{\partial \Delta}{\partial a_n} = 0$ , aşağıdaki denklem sistemi elde edilir,

$$\sum_{m=1}^{N_k} R_{nm} a_m = G_n \quad (2)$$

bu denklem sisteminin çözümü an katsayılarını verir. Bu an katsayıların kullanılarak moment tensörü aşağıdaki şekilde oluşturulur.

$$[M_0] = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 - a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix}$$

Eğer deprem karmaşık bir kırılma ile meydana gelmiş ise, bir sonraki nokta kaynağını belirlemek için ilk nokta kaynağının etkisi gözlemlenen sismogramlardan çıkartılır,

$$x'_j(t) = x_j(t) - m_1 w_{jn}(t;p)$$

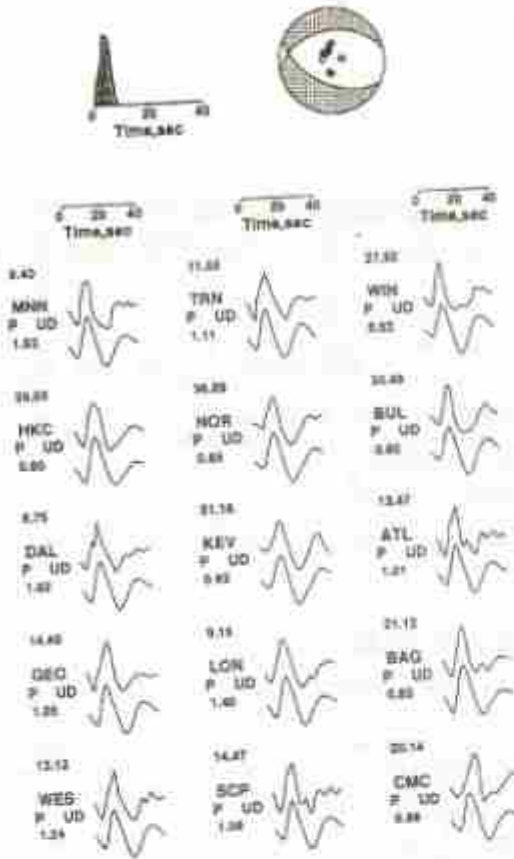
burada,  $x'_j(t)$  residuel sismogram,  $m_1$  ise ilk subevent'in sismik moment değeridir. Bu aşamada inversiyon işleminde  $x_j(t)$  yerine  $x'_j(t)$  kullanılmaktadır.

Bu işleme gözlemsel ve yapay sismogramların uyumu iyileştirene kadar devam edilir.

## VERİ ANALİZİ VE SONUÇLAR

Manyas depreminin analizi için dış merkez uzaklığı 30-90 derece arasıda olan 15 WWSSN istasyonu kullanıldı. Analog olan kayıtlar 1 saniye aralıkla sayısallaştırıldı. Bu kayıtlar Kikuchi ve Kanamori (1991) tarafından geliştirilen inversiyon yöntemi uygulanarak deprem kaynağına invert edildi. Elde edilen mekanizma çözümü, kaynak fonksiyonu ve gözlemsel ve yapay sismogramlar karşılaştırılması Şekil 1'de gösterilmektedir.





Sekil 1: 6 Ekim 1964 Manjyas depreminin kaynak fonksiyonu, mekanizması ve gözlemlenmiş ve hesaplanmış (alt) ve gözlemlenmiş (üst) Green's fonksiyonları göstermektedir. Taralı yerler sıkışma bölgeleridir. İzasyon alanının üstündeki rakamlar mikron olarak yer hareketini ve altındaki rakamlar yapay ve gözlemlenmiş sismogramların oranlarıdır.

Figure 1: Source time functions, the mechanism of the subevent, the total mechanism, and the calculated (down) and observed (up) Green's functions of the 6 October, 1964 Manjyas earthquake. The shaded regions of the focal spheres indicate compressional regions. The numbers shown for waveforms are peak-to-peak amplitudes in microns (up) and the amplitude ratio of calculated to observed sismogram (bottom).

Farklı derinlikler için yapay sismogramlar hesaplanarak gözlemlenmelerle karşılaştırıldı ve en iyi uyumun odak derinliği 15 km için elde edildi. Daha sonra kabuk yapısındaki tabaka kalınlıklarının derinlik ve hızları ile oynanarak gözlemlenmiş ve yapay sismogramların uyumu iyileştirildi. Çizelge 1 de bu şekilde elde edilen kabuk yapısını gösterilmektedir. Bu depremin kırılma oluşum zamanının 8 saniye olduğu bulundu. Kırılma oluşum zamanı şu şekilde elde edilmiştir. Önce depremin odak mekanizma çözümü bulundu. Sonra, kaynak fonksiyonu 1 saniye uzunluğuna sahip kaynak fonksiyoncularının toplamı şeklinde ifade edilerek gözlemlenmiş sismogramlarla karşılaştırıldı. Gözlemlenmiş sismogramlarla uyum içinde olan kaynak fonksiyoncuları toplam uzunluğu kırılma oluşum zamanını vermektedir,  $M_0 = \mu DS$  ve  $\Delta\sigma = 2.5M_0S^{-1.5}$

formülleri kullanılarak depremin atım miktarı ve gerilme düşümü hesaplandı; burada  $\mu (=3 \times 10^{11} \text{ dyn cm}^{-2})$  ortamın rijititesi,  $S$  yaklaşık deprem kaynak alanıdır ve  $S = L \times w$  bağıntısı ile hesaplanır.  $D$  atım miktarı ve  $M_0$  sismik moment'tir. Fay uzunluğu  $L$  ise, kırılma oluşum zamanı  $T_p$  ve kırılma hızı (rupture velocity)  $v$ 'nin çarpımı şeklinde ifade edilir. Kırılmamanın iki yönde  $v=2.5 \text{ km/sec}$  ile ilerlediğini düşünerek fayın uzunluğunu  $L=2vT_p$  ile verebiliriz. Fayın genişliği  $w=L/2$  ile verilebilir, Kanamori and Anderson (1975). Bu bilgilerin ışığı altında Manjyas depreminin fay boyu, atım miktarı ve gerilme düşümü sırasıyla 40 km, 28 cm ve 7 bar olarak hesaplanmıştır.

depth km	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$\rho$ g/cm <sup>3</sup>
0 ~ 25	5.5	3.0	2.7
> 25	7.5	4.9	3.3

Çizelge 1: 6 Ekim 1964 Manjyas depreminin Green fonksiyonları hesaplamak için kullanılan kabuk yapısı.

Table 1: Crustal structure used for calculating the Green's functions of the 6 October, 1964 Manjyas earthquake.

Inversiyon sonucunda bu depremin fay düzleminin doğrultusu, eğim ve atım-yönü sırasıyla 112.8, 53.5 ve -67.1 derece olarak bulunmuştur. Sismik momentin değeri ise  $6.6 \times 10^{25} \text{ dyn.cm}$  olarak elde edilmiştir. Jackson ve McKenzie (1988)'de verildiği gibi yukarıda verilen sismik moment değeri ve kaynak parametreleri vasıtasıyla sismik moment tensörü bulunabilir.

$$M = M_0(\hat{u}\hat{n} + \hat{n}\hat{u})$$

veya

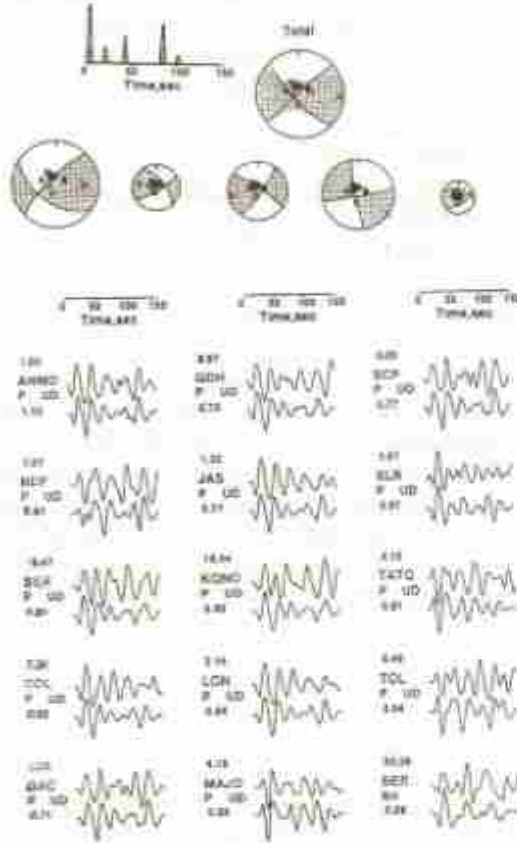
$$M_{ij} = M_0(u_i n_j + u_j n_i)$$

burada  $\hat{n}$  fay düzlemine dik birim vektörünü ve  $\hat{u}$  atım yönündeki birim vektörünü göstermektedir (bak sayfa 115, Aki ve Richards, 1980).

Aki ve Richards (1980)'de verilen formülleri (sayfa 117) kullanarak bu depremin sismik moment tensörünün kartezyen bileşenleri rahatlıkla bulunabilir.

Yukarıda yapılan açıklamaları izleyerek Narmān-Horasan 1983 depreminde analiz edildi ve moment tensörünü hesaplamak için gerekli olan parametreler belirlendi. Narmān-Horasan depreminin telesismik kayıtları GDSN'nin CD-ROM'larından elde edildi. Analiz sonucunda bu depremin oldukça karmaşık bir kırılma oluşumu ile meydana geldiği bulundu. Gözlemlenmiş sismogramlara bakılınca bu depremin kırılma oluşumu 150 saniye civarında olduğu görülmektedir. Deprem 5 şokla meydana geldiği ve toplam sismik moment değeri  $1.6 \times 10^{26} \text{ dyn.cm}$  olarak bulunmuştur. Sol atımlı faylanmanın hakim olduğu depremden subeventlerin biri ters faylanma

mekanizmasına sahiptir. Bu 5 subeventten oluşan toplam sismik momentin nondouble-couple bileşenine sahip olduğu görülmektedir. Subeventlerin mekanizma çözümleri, kaynak fonksiyonlarının zamansal dağılımı, gözlemsel ve yapay sismogramlar Şekil 2 de verilmektedir. Çizelge 2 de ise bu bunların kaynak parametreleri görülmektedir.



Şekil 2: 30 Ekim 1983 Narman-Horasan depreminin kaynak fonksiyonları, mekanizmaları ve gözlemsel ve yapay sismogramları gösterilmektedir. Taralı yerler sıkıma bölgeleridir. İstasyon adlarının üstündeki rakamlar mikron olarak yer hareketini ya üstündeki rakamlar yapay ve gözlemsel sismogramların oranıdır.

Figure 2. Source time functions, the mechanism of the subevents, the total mechanism, and the calculated (down) and observed (up) Green's functions of the 30 October 1983 Narman-Horasan earthquake. The shaded regions of the focal spheres indicate compressional regions. The numbers shown for waveforms are peak-to-peak amplitudes in microns (up) and the amplitude ratio of calculated to observed seismograms (bottom).

No	Time sec	Distance km	Depth km	$M_s \times 10^{18}$ dyn-cm	Strike deg	Dip deg	Slip deg
1	0.0	0.0	3	8.7	112.0	77.2	56.1
2	18.0	-20	6	2.3	55.6	80.2	7.8
3	40.0	-20	12	4.0	77.7	85.5	-7.4
4	82.0	-20	15	5.8	50.9	77.9	30.8
5	99.0	30.0	15	1.2	87.1	84.3	59.5
Total moment				15.8	100.1	85.9	13.3

Çizelge 2. 30 Ekim 1983 Narman-Horasan depreminin kaynak parametreleri. Uzaklık, referans noktasından olan mesafedir. Zaman, her subeventin oluş zamanıdır.

Table 2. Source parameters of the subevents and total seismic moment of the 30 October, 1983 Narman-Horasan earthquake. The distance is relative to the reference point. The time represent the onset time of each subevent.

## KAYNAKLAR

- All K. and Richards, P.G. 1980. *Quantitative Seismology*, W. H. Freeman and Company, San Francisco
- Jackson, J and McKenzie, D. 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophysical Journal* 93, 45-73
- Kanamori, H., and Anderson, D. L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 65,1073-1096.
- Kikuchi, M., and Kanamori, H. 1986. Inversion of complex body waves-II. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 41, 203-222.
- Kikuchi, M., and Kanamori H. 1991. Inversion of complex body waves -III. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 81, 2335-2350, 1991.



# KIRILMA SİSMİĞİNDE VERİ-İŞLEM

## Data Processing in Refraction Seismic

Oğuz SELVİ\*

### ÖZET

Bu çalışma, genelleştirilmiş resiprokal yöntemin (GRM) sismik veri-işlem olanaklarıyla yapılmış bir uyarlamasıdır. GRM'in hız analiz fonksiyonu tanımına dayalı olarak sismik hız analiz kesiti üretilir. Bu işlem düz ve ters yönlü profillere ait her bir sismik iz çiftinin çapraz ilişkisinden oluşur. Hız analiz kesitinden kestirilen kırıcı katman hızının da kullanılmasıyla, genelleştirilmiş zaman-derinlik kesiti elde edilir. Bu kesitin oluşturulması, düz ve ters yönlü profillere ait her bir sismik iz çiftinin evrişimiyle olur. Bu çalışmada tanımlanan teknik, alışlagelmış GRM uygulamasından farklı olarak sismik izdeki kırılma varışlarını doğrudan kullanma olanağını sağlar.

### ABSTRACT

We introduce an adaptation of the generalized reciprocal method (GRM) using seismic data processing tools. According to the velocity analysis function, a velocity analysis section is produced crosscorrelation of all seismic trace pairs from forward and reverse profiles. Refractor velocity is estimated by the velocity analysis section. We then obtained the generalized time-depth section by making use of the convolution of seismic trace pairs from forward and reverse profiles. Unlike the conventional GRM, the technique described here uses refracted arrivals of seismic traces directly.

### GİRİŞ

Sismik kırılma yöntemleri başlangıçta petrol aramalarında da kullanılmış olmasına karşın, bugün için yansıma sismliğinde statik problemlerde (Marsden,1993) ve çoğunlukla da sığ yapıların araştırılmasında mühendislik amaçlı olarak kullanılır (Dobecki ve Romig,1985; Lankston,1993).

Sismik kırılma varışlarını değerlendirme yöntemlerinin birçoğu grafik tekniklere dayanır (Palmer, 1986). Bunların yanı sıra son yıllarda, kırılma verilerinin değerlendirilmesinde, dalga denkleminde dayalı ters çözüm (inversion) ve göç (migration) işlemleri yapılmıştır (Clayton ve McMechan,1981; Hill,1987; Selvi, 1990). Sismik yansımada uygulanmakta olan modern veri-işlem tekniklerinin, sismik kırılma verileri için de uygulamasına örnekler artmıştır (Taner ve diğ.,1992; Çoruh ve diğ.,1993; Selvi,1993).

Bu çalışmada sismik veri-işlem tekniklerinin uygulamasıyla genelleştirilmiş resiprokal yöntemin bir uyarlaması yapılmıştır. Bir hız modeli için, yapay sismik kırılma kesitinden hız analiz kesiti ve zaman derinlik kesiti oluşturulmuş ve değerlendirilmesi izleyen bölümlerde verilmiştir.

### GENELLEŞTİRİLMİŞ RESİPROKAL YÖNTEM

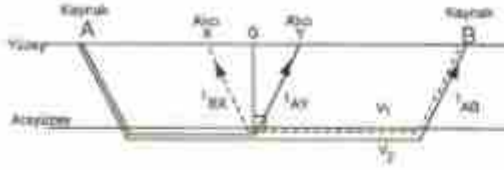
Farklı sismik hızlara sahip katmanların arayüzceyle, alttaki katmanın yüksek hızı olması (kırıcı katman) durumunda kırılma yöntemleriyle bulunabilir. Genelleştirilmiş resiprokal yöntem (the generalized reciprocal method), yaygın olarak kullanılan sismik kırılma dalgalarını değerlendirme yöntemlerinden biri olup, kısaca (GRM) olarak adlandırılır. Palmer (1974)'ün master teziyle literatüre giren GRM in ayrıntıları Palmer (1980, 1981, 1986) ile verilmiştir. GRM, sığ yapıların haritalanmasında (Lankston,1989) etkin olduğu gibi, yansıma sismliğindeki statik problemlerde de etkin olarak kullanılmaktadır (Farrel ve Euwema,1984; Marsden, 1993). GRM'in hız analiz fonksiyonu,  $t_v$  Şekil 1'deki simgelere uygun olarak, izleyen bağıntıyla verilir:

$$t_v = \frac{1}{2} [t_{AT} - t_{BX} + t_{AB}] \quad (1)$$

Bu fonksiyon, resiprokal zaman (reciprocal time),  $t_{00}$ , ile düz ve ters atışlara ait X ve Y alıcılarındaki her bir varış zaman çifti  $t_{AX}$  ve  $t_{BX}$  için hesaplanır. Sonuçta optimum XY aralığı için hesaplanan hız analiz fonksiyonun uzaklığa göre çizilmesiyle elde edilen doğrunun eğimi, kırıcı katmanın görünür hızının tersini verir. Yani,

\* TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi, Temel Bilimler Enstitüsü, Yer Bilimleri Bölümü P.K.21, 41470 Gebze

$$\frac{d}{dx} t_V = \frac{1}{V_n^1} \quad (2)$$



Şekil 1: GRM'deki ışın yolları geometrisi.

Figure 1: Schematic of ray paths used in the GRM.

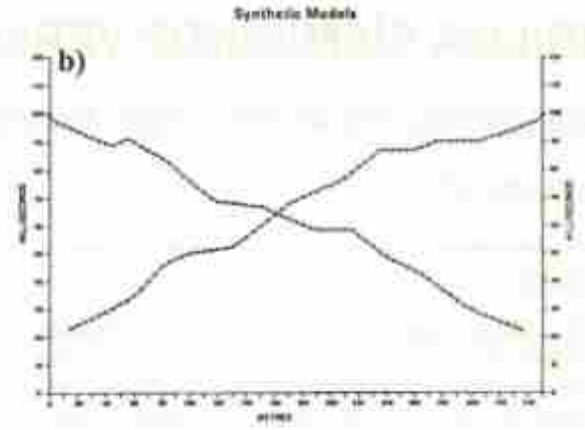
Görünür hız,  $V_n^1$  uygulamada genellikle kırıcı katmanın gerçek hızı  $V_m$  olarak değerlendirilir. Görünür hız,  $V_n^1$  nin de kullanılmasıyla GRM'in genelleştirilmiş zaman-derinlik fonksiyonu, ya da kısaca zaman-derinlik fonksiyonu,  $t_G$  yine Şekil 1'deki simgelere uygun olarak

$$t_G = \frac{1}{2} \left[ t_{AX} + t_{BY} - \left( t_{AB} + \frac{XY}{V_n^1} \right) \right] \quad (2)$$

biçiminde verilir. GRM'in sunduğu en iyi XY uzaklığına bağlı olarak bulunan kırıcı katman hız analiz fonksiyonu ve genelleştirilmiş zaman-derinliğinin sismik kesitler türünden gösterimi, izleyen bölümlerde verilmiştir.

#### KIRICI KATMANIN HIZ ANALİZ KESİTİ

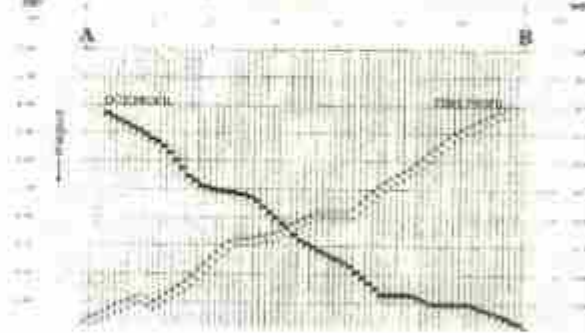
Alışılgeçmiş GRM uygulamasında düz ve ters atırlara ait sismik kırılma dalgalarının (head wave) ilk varış zamanları ve resiprokal zamanı okununca sismik izler bir yana bırakılır. Birçok yöntemde olduğu gibi GRM de yalnızca okunan ilk kırılma zamanlarını kullanarak grafik gösterimle değerlendirme yapar. Bu çalışma ise, ilk kırılma zamanlarını değil, sismik veri-işlem tekniklerine dayalı olarak sismik izdeki ilk varışların dalga biçimlerini kullanır. Bunun gösterimi, Palmer (1980) ile verilen sismik hız modeli üzerinde olacaktır (Şekil 2).



Şekil 2: a) Sismik hız modeli. Topoğrafya yatışı, kırıcı araziyece düzensiz. Düşey ve yatay ölçüler eşittir. b) Hız modeli için hesaplanmış seyahat zamanları eğrisi. (Palmer, 1980'den alınmıştır).

Figure 2: a) Seismic velocity model with a plane horizontal ground surface and a highly irregular refractor. The vertical and horizontal scales are equal. b) Traveltime curves derived from the velocity model. (Adapted from Palmer, 1980).

Şekil 2b'deki ilk kırılma zamanlarına konulan dalgacıklarla modellenen yapay sismik kırılma kesiti Şekil 3 ile verilmiştir. Bu kesitlerden kırıcı katman hızını bulmak amacıyla elde edilmek istenen hız analiz kesiti, düz profilin ters profile olan çaprazilişkisinden (crosscorrelation) elde edilir.



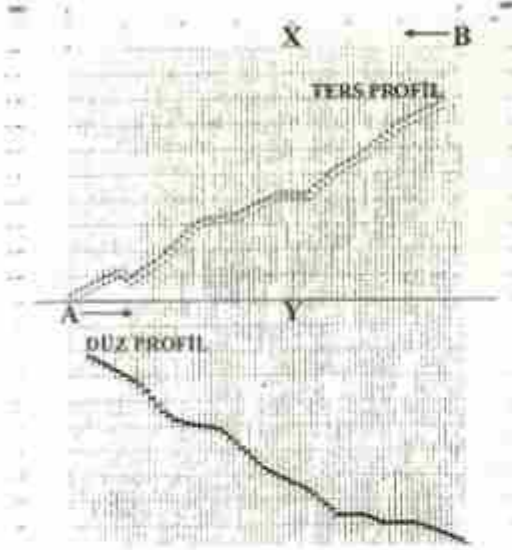
Şekil 3: Yapay sismik kırılma kesiti. Dalgacıkların konumu. Şekil 2b'deki ilk varış zamanlarına denktir. A ve B sırasıyla düz ve ters profillerin baş noktalarıdır.

Figure 3: Synthetic seismic refraction section. Wavelets positions are equal to the first break times in Fig 2b. A and B are shot points corresponding to the forward and reverse profiles respectively.

Şekil 4 bu işlemin birinci adımını gösterir. Bu örnekte ters profile  $-t_{AB}$  kadar kayma (lag) verilmiştir. Bu durumda karşı karşıya gelen sismik izler aynı alıcı noktasında kaydedilmiş düz ve ters profile aittir (Şekil 4). Yani XY aralığı sıfırdır; çünkü, ters profile X



alıcısından kaydedilen sismik iz ile düz profilde Y alıcısından kaydedilen sismik iz, yeryüzündeki aynı noktadan kaydedilmiştir. Çaprazlılığı işlemi, ters profilin yatay yönde kaydırılması ile değişik XY aralıkları için yeniden tekrarlanabilir. Şekil 4'de karşılıklı gelen izlerdeki kırılma varışlarını gösteren dalgacıklar arasındaki toplam zaman,  $2t_{AB}$  bağıntı (1) ile verilen hız analiz fonksiyonunu sağlar.  $(-t_{AB}, +t_{AB})$  aralığındaki, kaymalar için çaprazlılığı çıktısı, kırıcı katmanın hız analiz kesitini oluşturur.



Şekil 4: Hız analiz kesitini oluşturmada, çaprazlılığı işleminde ilk adım. Ters profil  $-t_{AB}$  kadar kaydırılmıştır.

Figure 4: First step of crosscorrelation to produce the velocity analysis section. The reverse profile is shifted by  $-t_{AB}$ .

Üç değişik XY aralığı için elde edilen hız analiz kesitlerinin zaman ekseninde kaydırılarak üst üste çizimi Şekil 5'de gösterilmiştir. En iyi XY aralığı için elde edilen hız analiz kesiti ortadaki olup, diğer ikisine göre dalgacıklar doğrusal bir dizilim göstermektedir.

Şimdi sıra kırıcı katmanın hızını kestirmektir. Bunun için sismik yansımada hız spektrasi elde edilmiş olduğu gibi, uygunluk ölçüsü (covariance measure) için semblans (semblance) veya kovaryans ölçüsü (covariance measure) kullanılabilir (Neidell ve Taner, 1971; Gölünay, 1991, 1992). Burada kovaryans ölçüsü kullanılarak yapılan uygunluk ölçüsü ile elde edilen hız spektrasi Şekil 6'da verilmiştir. Bu işlemin özü, hız analiz kesiti üzerinde herbir kesme zamanında (intercept time) her bir hıza karşılık gelen doğrular boyunca kovaryans ölçüsüne bakmaktır. Şekil 5'de bu işlem 3000 m/s'den başlayıp, 100 m/s'lik artımlarla 6000 m/s'ye kadar ve bu hızlara karşılık gelen doğrular boyunca yapılmış ve sonuçlar Şekil 6'da verilmiştir. Şekil 6'dan elde edilen 4000 m/s ve 5000

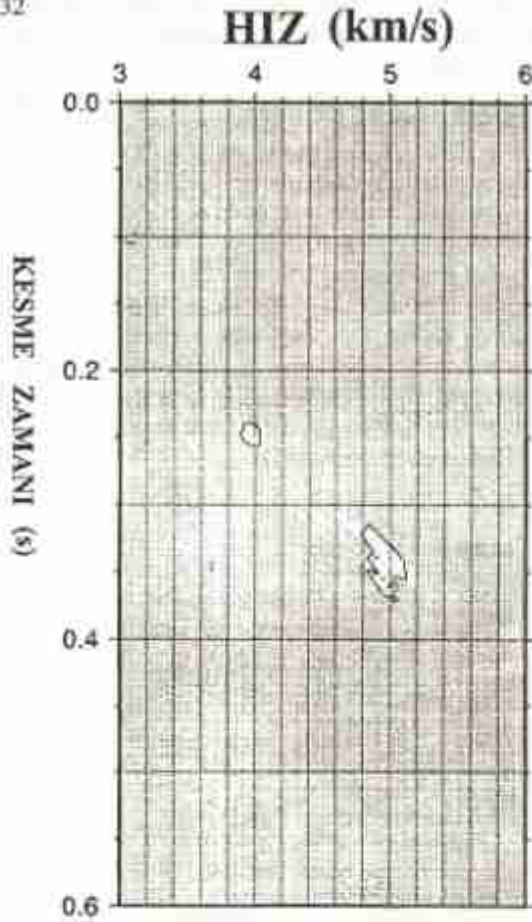
m/s'lik kırıcı katman hızları, hız analiz kesitinin eğimleri farklı iki doğrudan oluştuğunu göstermektedir. Şekil 2a'daki hız modelinde verildiği gibi kırıcı katmanda bulunan düşey fayın iki yakasındaki hızlar kestirilmiştir. Hız spektrasında hızlar ve onlara karşılık gelen kesme zamanlarını kullanarak her iki hızın tersiyle tanımlanan doğruların kesiştiği ortak nokta hesaplandığında fayın yeri de kestirilmiştir. Şekil 6'daki değerler, fayın, modelin orta noktasında olduğunu göstermiştir. Hız spektrasında en büyük kovaryans ölçüsünü veren hız analiz kesitine ait olan XY aralığı en iyi XY aralığı olarak alınır. En iyi XY aralığını aramak: 1) Aynı zamanda kırıcı katman hızının daha doğru kestirilmesi; 2) izleyen bölümde verildiği gibi, arayüze ait zaman derinlik kesitinin daha doğru bulunması demektir.



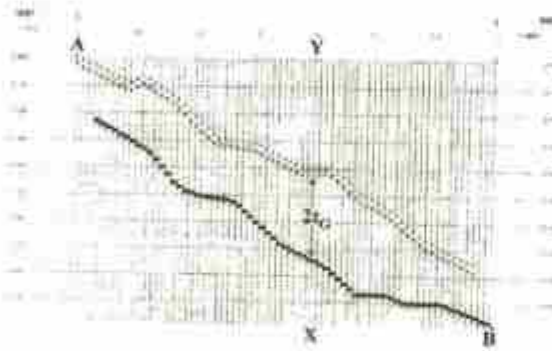
Şekil 5: Üç farklı XY aralığı için üst üste çizilmiş hız analiz kesitleri. Figure 5: The velocity analysis sections superposed with respect to three different XY distances.

## GENELLEŞTİRİLMİŞ ZAMAN-DERİNLİK KESİTİ

Şekil 3'de görülen düz ve ters profillerden ters profile ait sismik kırılma kesiti, zaman ekseninde ters çevrilip resiprokal zamanı,  $t_{AB}$ , kadar kaydırılırsa Şekil 7'deki görünüm oluşur. Bu durumda Şekil 7, düz ve ters yönlü profillerdeki karşılıklı gelen sismik izlerin evriminde (convolution),  $t_{AB}$  zaman adımıdaki her iki profile ait sismik kesitlerin konumunu gösterir. Şekil 7'de kırılma varışlarını gösteren dalgacıklar arasındaki zaman,  $2t_{G}$ , GRM'in zamanderinlik bağıntısını sağlar (bağıntı (2)). Bundan sonraki zaman adımları için, evrim işlemine devam edilirse elde edilen çıktı, zaman-derinlik kesitini verir.



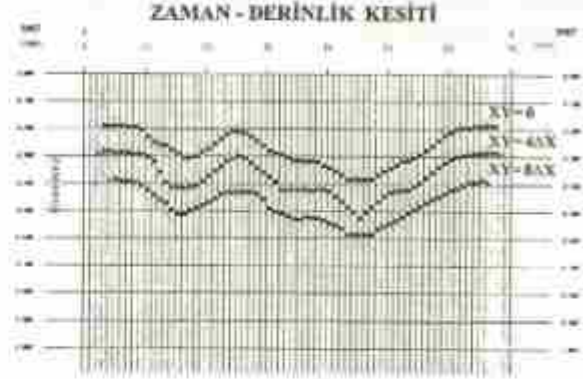
Şekil 6: Şekil 5'deki hız analiz kesitinden elde edilen hız spektrumu.  
Figure 6: Velocity spectra obtained from the velocity analysis section of Fig.5.



Şekil 7: Zaman-derinlik kesiti oluşturulmada, xerisindeki ilk konum. Ters profil  $-t_{00}$  kadar kaydırılmış ve ters çevrilmiştir.  
Figure 7: The first step of convolution to produce the time-depth section. The reverse profile is reversed and then shifted by  $-t_{00}$ .

Şekil 7'deki gösterimde  $XY$  aralığı sıfırdır. Üç değişik  $XY$  aralıkları için, elde edilen zaman-derinlik kesitlerinin, düşey ekseninde kaydırılarak üst üste toplanmış biçimi Şekil 8'de verilmiştir. En iyi  $XY$

aralığı için elde edilen ve Şekil 8'de ortada gösterilen zaman-derinlik kesiti aranan sonuç olup, Şekil 2a'daki kırıcı arayüzeyi ayrıntılarıyla temsil etmektedir.



Şekil 8: Üç farklı  $XY$  aralığı için üst üste çizilmiş zaman-derinlik kesitleri.

Figure 8: The time-depth section superposed with respect to three different  $XY$  distances.

## SONUÇLAR

Grafik yöntemlerle değerlendirilmesi yapılan GRM'in veri-işlem tekniklerinin yardımıyla değişik bir uyarlaması gösterilmiştir. GRM'deki hız analiz fonksiyonu yerine hız analiz kesiti oluşturulmuş ve onun üzerine uygulanan kovaryans ölçüsü ile hız spektrumu elde edilmiştir. Hız spektrumundan kırıcı katmanın hızı kestirilebildiği gibi, yanal hız değişimleri de kestirilmiştir. Uygulama modelindeki kırıcı katmanda bulunan fayın yeri de doğru olarak bulunmuştur. En büyük kovaryans ölçüsünü veren  $XY$  aralığı için elde edilen zaman derinlik kesiti, modeldeki kırıcı katmana ait arayüzeyi ayrıntılarıyla tanımlamıştır. Bu yaklaşım sismik izini kendisini kullandığı için, yansıma sismikliğinde olduğu gibi yığına (stack) ve göç işlemlerine de olanak verebilecektir.

## KAYNAKLAR

- Clayton, R.W., and McMechan, G.A. 1981. Inversion of refraction data by wave field continuation. *Geophysics* 46, 860-868.
- Cerub, C., Custain, J.K., and Stephenson, D.E. 1993. *Compassive refraction-reflection stack section: Tracing faults in the Atlantic Coastal Plain Sediments*. 63rd Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Washington DC, Expanded Abstracts, 1157-1160.
- Dobricki, T.L., and Ramig, P.R. 1985. *Geotechnical and groundwater geophysics*. *Geophysics* 50, 2621-2636.
- Farrel, R.C. and Euvema, R.N. 1984. *Refraction statistics*. *Proc. of the IEEE* 72, 1326-1329.



- Gillány, N. 1991. High-resolution CFS: Generalized covariance measure. 64th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1264-1267.
- Gillány, N. 1992. Covariance measure as a high resolution velocity analysis tool. 9th Petroleum Congress of Turkey, Proc. Geophysics, 196-208.
- Hill, N.R. 1987. Downward continuation of refracted arrivals to determine shallow structure. *Geophysics* 52, 1188-1198.
- Lankston, R.W. 1989. The seismic refraction method: A viable tool for mapping shallow targets into the 1990s. *Geophysics* 54, 1535-1542.
- Marsden, D. 1993. Static corrections-a review, Part II. *The Leading Edge* 12, 115-120.
- Neidell, N.S. and Toner, M.T. 1971. *Seismicity and other coherence measures for multichannel data*. *Geophysics* 36, 482-497.
- Palmer, D. 1974. *An application of the time section in shallow seismic refraction studies*. M.Sc. thesis, Univ. of Sydney.
- Palmer, D. 1980. *The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation*. Society of Exploration Geophysics, Tulsa.
- Palmer, D. 1981. *An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation*. *Geophysics* 46, 1502-1518.
- Palmer, D. 1986. *Refraction seismics*. Geophysical Press, London-Amsterdam.
- Selvi, O. 1990. *Imaging of more than one refractor by reverse-time migration*. 52th European Association of Exploration Geophysicists Meeting, Copenhagen. Abstracts, pp. 68-69.
- Selvi, O. 1993. *The generalized reciprocal method (GRM)-A new approach without first break picking*. 55th European Association of Exploration Geophysicists Meeting, Stavanger. Extended Abstracts, 68-69.
- Toner, M.T., Matsuoka, T., Baykal, E., Lu, L. and Yilmaz, O. 1992. *Imaging with refractive seismic waves*. 62nd Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., New Orleans. Expanded Abstracts, 1132-1135.





# Neural Network Dedektör Kullanımı ile Yeraltı Sismik Yansıma Dizilerinin Modellenmesi

## Underground Modeling of Seismic Reflectivity Sequences Using Neural Network Detectors

Khosrow T.SHABESTARI<sup>\*</sup>, Menouchehr BAHAVAR<sup>†</sup>, Caro LUCAS<sup>\*\*</sup>, Mehrdad DIYANETI<sup>\*\*\*</sup>

### ÖZET

Ters evrişim jeofizik modellemeye çok yaygın olarak kullanılmaktadır. Sismik arama yönteminde yeraltı, akustik empedans katsayıları dizilimi ile modellenir. Eğer kaynak belli ise sismik verilerden yararlanarak ters evrişim işlemi sonucu yansıma katsayılarının hesaplanması ve kestirimi mümkündür. İstatistiksel ve alışılmış yöntemler yansıma ki bunlar hesaplama zamanı açısından pahalıdır, Hopfield Neural algoritması sismik iz üzerine uygulanması oldukça elverişlidir.

### ABSTRACT

Deconvolution is one of the most commonly used method in geophysical modeling. In general, the earth can be modeled by a reflectivity sequence. Assuming the source wavelet is given, the seismic deconvolution problem is to estimate the reflectivity sequence based on the seismic data. The information from the reflectivity coefficients characterizes the nature of the reflecting layers inside the earth. Instead of classical method and statistical detectors which are computationally expensive, a Hopfield Neural Network is applied to seismic trace. The goal is to represent the reflectivity detection problem and solve the optimization problem.

### GİRİŞ

Jeofizik biliminde, çeşitli fiziksel özellikler ve yöntemlerden yararlanarak yeraltı yapısının ortaya çıkartılmasına çalışılır. Bu yöntemlerden biri, sismik yansıma yöntemidir. Bir enerji kaynağından, ortama yayılan elastik dalga alanı, ortamın herhangi bir hız ve akustik empedans değişimi sonucu bir kısmı yansıyarak yeryüzünde alıcılar tarafından algılanır. Bir başka deyişle kaynak fonksiyonu ile yansıma katsayıları dizisi evrişir.

### EVRIŞİM MODELİ

Robinson evrişim modeli (Robinson 1954), aşağıdaki biçimde (Şekil 1) verilir. Bu modele göre birçok ters problem çözüm yöntemleri, yansıma katsayılarının kestirimi için geliştirilmiştir.

### HOPFIELD NEURAL NETWORK ALGORİTMASI

Neural network algoritmasının gelişimi sonucu, son yıllarda birçok mühendislik dallarında kullanılmaktadır. Hopfield neural network şebekesi

optimum problem çözümlerinde, örneğin sismik izden yansıma katsayılarının belirtilmesinde, yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu algoritma, sismik kesitler üzerinde ilk olarak Wang ve Mendel tarafından uygulanmıştır (Wang,1992).



Şekil 1: Robinson sismik evrişim modeli

Figure 1: Robinson convolution model.

Robinson evrişim modelinin ifadesi, ayrık veriler için aşağıdaki bağıntı gibidir.

$$Z(k) = \sum_{l=1}^N W(k-l)U(l) + n(k) \quad (1)$$

Burada  $l$  zaman indisini,  $W(k)$  sismik kaynağı,  $U(l)$  yansıma dizisini,  $n(l)$  gürültüyü ve  $Z(k)$  sismik izi ifade etmektedir. İstatistik açısından yansıma katsayıları

<sup>\*</sup> International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, IIEES, Tehran, IRAN

<sup>†††</sup> Institute of Electrotechnical, Tehran University, Tehran, IRAN

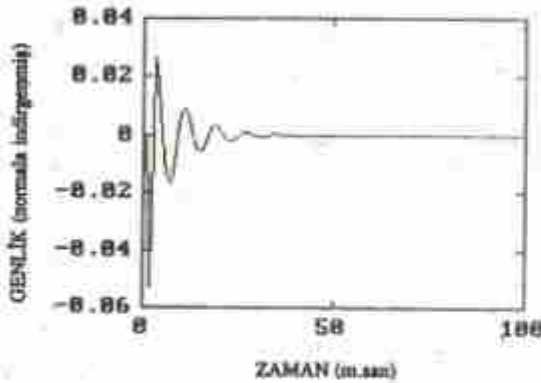
<sup>\*\*\*</sup> Khajeh Nasir-e-Tousi University, Tehran, IRAN

$U(k)$ , bir Gaussian ( $r(l)$ ) ve Bernoulli ( $q(l)$ ) dizisi olarak hesaplanabilir. (Korrmlyo, 1979).

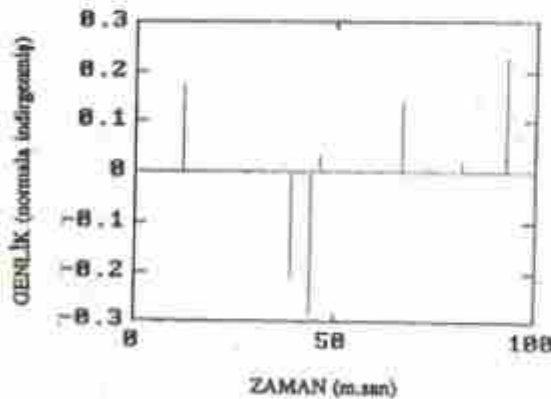
Bu durumda probleme iki açıdan bakılabilir. Birincisi  $q(l)$ ' nin belirtilmesi ve ikincisi genişliğin,  $r(l)$ ' nin kestirimidir.

### HOPFIELD' IN YAPAY VERİLERE UYGULANIŞI

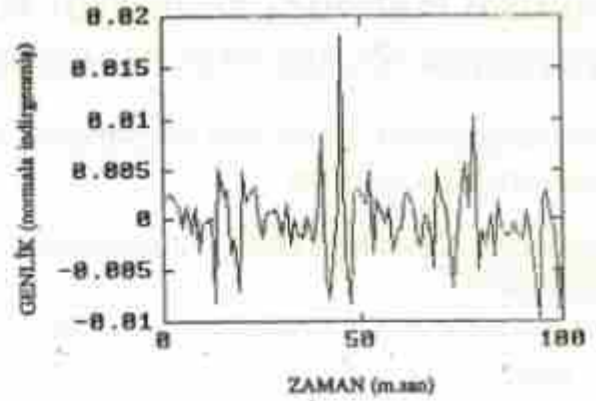
İlk olarak yapay sismogram oluşturmak için dördüncü dereceden bir yapay kaynak üretilir (Şekil 2). İki numaralı bağıntı uyarınca, yansımalar üretilir (Şekil 3) ve kaynak fonksiyonu ile evriştirilir ve sonuca (sismik iz) gürültü eklenir (Şekil 4). Yansımalar katsayılarının belirtilmesi için bir çok sub-optimal yöntemler kullanılmaktadır (Chi 1985, George 1965, Korrmlyo 1982).



Şekil 2: Kaynak dalgacığı  
Figure 2: Source wavelet.



Şekil 3: Yansımalar dizisi  
Figure 3: Reflectivity sequence



Şekil 4: Sismik iz  
Figure 4: Seismic trace.

Bu projede MVD (*Minimum Variance Deconvolution*) yöntemi yanısıra Hopfield şebekesini kullanarak yansımalar katsayılarının bulunmasına çalışılmıştır. Bunun için ilk olarak enerji fonksiyonu aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$E = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^N \left[ S(k) - \sum_{l=1}^k W(k-l)q(l)r(l) \right]^2 \quad (2)$$

genişliğin bir sabit değere eşit olması varsayımı durumunda:

$$\begin{aligned} E &= \frac{1}{2} \sum_{k=1}^N \left[ Z(k) - \sum_{l=1}^k W(k-l)aq(l) \right]^2 \\ &= \frac{1}{2} \sum_{k=1}^N \sum_{j=1}^k \left[ \sum_{l=1}^k W(k-l)W(k-j) \right] q(l)q(j) \\ &\quad - \sum_{k=1}^N \left[ \sum_{l=1}^k W(k-l) \frac{Z(k)}{a} - \frac{1}{2} W^2(k-l) \right] \end{aligned} \quad (3)$$

yukarıdaki enerji denklemini ile standart Hopfield denklemini (Hopfield 1985) kıyaslayarak aşağıdaki denklem elde edilir.

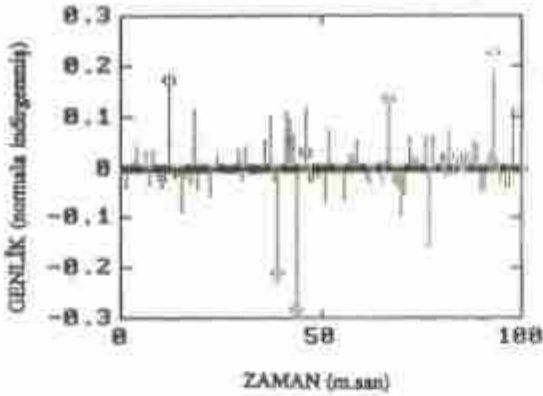
$$E = -\frac{1}{2} \sum_{k=1}^N \sum_{j=1}^k T_{kj} W_k W_j - \sum_{k=1}^N I_k W_k \quad (4)$$

Bu durumda şebekenin ağırlık ve girdi değerleri (6) no'lu bağıntı ile hesaplanır.

$$\begin{aligned} T_{kj} &= - \sum_{k=1}^N W(k-l)W(k-j) \\ I_k &= \sum_{k=1}^N \left[ W(k-l) \frac{Z(k)}{a} - \frac{1}{2} W^2(k-l) \right] \end{aligned} \quad (5)$$

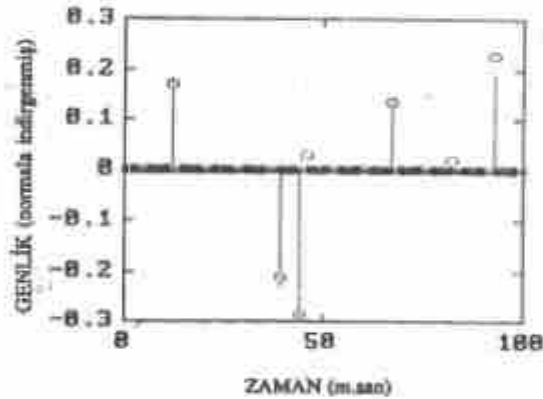


Şebekenin girdi ve ağırlık değerlerini (6) no'lu bağıntıdaki gibi hesaplayarak, yansınma katsayıları için bir sub-optimal bir cevap elde edilir (Şekil 5 ve 6).



Şekil 5: AD algoritmasının çıktısı. yansınma noktalar gerçek yansınmaları ve çizgiler kestirimi göstermektedir.

Figure 5: AD algorithm output.



Şekil 6: Hopfield neural network' un çıktısı. yansınma noktalar gerçek yansınmaları ve çizgiler kestirimi gösterir.

Figure 6: Hopfield neural network output.

## SONUÇ

Sonuç olarak Hopfield neural network şebekesi basit bir algoritma oluşu nedeniyle ve hesaplama hızı açısından, diğer ters evrişim yöntemlerine göre elverişlidir. Bir başka avantaj ise algoritmanın neural bilgisayarlarla kullanım olanağıdır. Bu projenin devamında ilgili şebeke gerçek arazi sismik verilerine uygulanacaktır.

## KAYNAKLAR

Chi, C.Y., Mendel, J.M.1985, Viterbi algorithm detector for Bernoulli-Gaussian Processes, IEEE Transaction on acoustic Speech and signal Processing, Vol. Assp-33, No.33.

George, D.A.1965, Matched filter for interfering signals, IEEE Transaction on information theory, Vol. IT-11, No.1,153-154.

Hopfield, J. J., Tank, D.W.1985, Neural computation of decision in optimization problem, Biological cybernetics, Vol. 52,141-132.

Kormylo, J.J. 1979, Maximum Likelihood seismic deconvolution, Ph.D. dissertation, Univ. Southern California Los angeles.

Kormylo J.J., Mandel, J.M. 1982, Maximum Likelihood detection and estimation of Bernoulli-Gaussian processes, IEEE Transaction on information theory, Vol. IT-28, No.3.

Robinson, E.A.1954, Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration, Ph.D. dissertation. Dept. of Geology and Geophysics, M.I.T., Reprinted in Geophysics, V.32, 418-484.

Wang Li-Xin 1992, A neural detector for seismic reflectivity sequence, IEEE Transaction on Neural Networks, Vol.3, No.2, 338-340.





# DEPREM SONRASI DEVAM EDEN UZUN DÖNEM YERDEĞİŞTİRMELERİN ANLAMI VE ÖNEMİ

## Implications and Importance of Continuing post Earthquake, Long-duration Displacements

Fuat ŞAROĞLU\*, Aykut BARKA\*\*

### ÖZET

Son 50 yıl içinde Türkiye ve Dünyanın diğer yerlerinde meydana gelen büyük depremler sonrasında yüzey kırıkları üzerinde yapılan atım ölçümleriyle, bu depremlerden yıllar sonra aynı kırıklar boyunca yapılan atım ölçümleri karşılaştırıldığında atımların %40'a varan artışlar gösterdiği gözlenmiştir. Buna en çarpıcı örneklerden birine 1976 depremi sonrasında rastlanmıştır ve bu depremin hemen sonrasında Çaldıran yakınlarında bir noktada 2.06 m olarak ölçülen yatay atımın, 1982'e kadar yapılan periyodik ölçümlerde -3 m çıktığı gözlenmiştir. Buna benzer diğer bir örnek'te 1944 ve 1951 depremleri yüzey kırıkları içinde yer alan İsmetpaşa'da yaşanmaktadır. İsmetpaşa'da 1957 yılında inşa edilen Karayolları Bakım İstasyonunun çevre duvarında günümüze kadar 40 cm sağ-yanal yatay atım ölçülmüştür. Bu yavaş hareket (krip ve / veya küçük depremler) derinde ana deprem sırasında olan hareketin bir kısmının yüzeye gecikerek varmasını ifade etmektedir ve depremin oluşturduğu yer değiştirmenin derinlik boyutunda yüzeye yakın kesimlerinde henüz tamamlanmadığını göstermektedir. Bu deprem sonrası uzun dönem (30-50 yıl) yer değiştirmelerin devam etmesi ile, yine deprem sonrası bölgesel stresslerin yeniden düzenlenmesi arasında yakın bir ilişkinin olabileceğine inanılmaktadır. Bunun yanısıra özellikle GPS ölçümleri sonuçlarının yorumlanması sırasında faya yakın ve uzak alanlarda elde edilen yer değiştirmelerin bazılarının bu gecikmiş atımlara karşılık gelebileceği şeklinde anlaşılması gerekmektedir.

### ABSTRACT

Comparison of slip data which were measured along the rupture zones soon after the earthquake and a few years later, of earthquakes occurred in Turkey and other parts of the world for the last 50 years, has indicated the slip increases in time upto %40. The most striking example of these was noticed following the 1976 Çaldıran earthquake. A 2.06 m right-lateral slip was measured soon after the earthquake at a location nearby Çaldıran and during the following years measurement until 1982, it was observed that this amount increased to 3m. A similar example is located at İsmetpaşa where 1944 and 1951 rupture zones overlap. A 40 cm total creep has been measured on the site wall of the state highway maintainance station at İsmetpaşa since 1957 which was the time it was built. This slow movement is interpreted as that during the main event slip occurs at depth and only part of it reaches to surface, this delayed creep represents the missing part of the slip. It suggested that there might be also a close relationships between the period of completion of slip at surface and the period of reorganization of local and regional stresses following the large earthquakes. Furthermore, this delayed movements should be taken into the account for the understanding of near field and farfield relationships of the movements during the interpretation of results obtained from GPS measurements.

### GİRİŞ

Ülkemizde meydana gelen bazı depremlerin yüzey kırıkları üzerinde deprem sonrası yapılan ölçümlerle, depremden birkaç yıl sonra yapılan ölçümler

karşılaştırıldığında, atım miktarlarında %40' lara varan değerlerde artışlar göstrediği gözlenmiştir (Şaroğlu ve Erdoğan 1983). Başka bir deyişle yüzey kırıkları boyunca deprem sırasında meydana gelen hareketin

\* MTA Genel Müdürlüğü Enerji Dairesi Ankara

\*\* İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü Ayazağa İstanbul

hepsinin deprem sırasında yüzeye erişmediği ve önemli bir kısmının deprem sonrasında meydana geldiğini göstermektedir. Bu, artçı depremler gibi yerdeğiştirme hareketinin uzun bir zaman periyodu içinde tamamlandığını göstermektedir.

### DEPREM VERİLERİ

Bu konuda ülkemizde meydana gelen ve kendi gözlemlerimize dayanan örneklerle yer verilmiştir. Bunlar 1976 Çaldıran Depremi, 1983 Horasan-Narman depremi, İsmetpaşa krip istasyonu ve 1939 Erzincan depremidir.

#### 1976 Çaldıran Depremi

24 Kasım 1976 Çaldıran depremi  $M=7.3$  büyüklüğünde olup bu deprem sırasında sağ-yanal karakterde bir yanıl atım meydana gelmiştir. Bu yüzey kırığı üzerinde birçok yerde atımlar ölçülmüş olup maksimum atım 3.7 m olarak belirlenmiştir (Arpat ve diğerleri, 1977, Şaroğlu ve Erdoğan 1983). Çaldıran kasabasının yaklaşık 1.5 km batısında alüvyon üzerinde yer alan bir su arkında yapılan ilk ölçümlerde 2.06 m sağ-yanal bir atım belirlenmiştir. Bu ölçümler daha sonra, 1977, 1979, 1982 yıllarında tekrarlanmıştır (Şaroğlu ve Erdoğan 1983). Şekil 1 de gösterildiği gibi 1982 yılında yapılan son ölçüme göre atım miktarı gittikçe azalan bir artış göstererek toplam atım miktarı 3 m'ye yaklaşmıştır. Bu altı yıllık dönem içindeki artış miktarı ~ 90 cm civarında olmuş olup bu değer ilk atımın % 43'e karşılık gelmektedir.

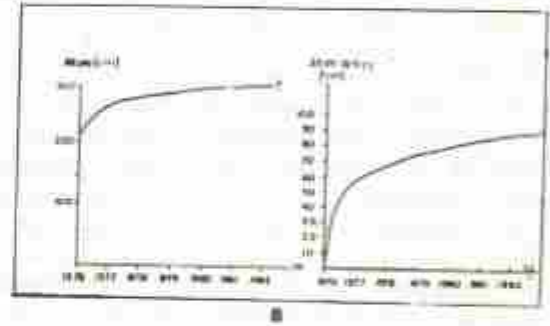
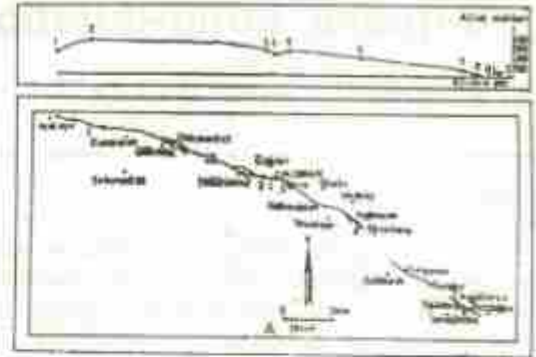
#### 1983 Horasan-Narman Depremi

$M=6.9$  büyüklüğünde olan 1983 Horasan-Narman depremi sonrasında yapılan arazi çalışmalarında 20 km uzunluğunda ve yer yer 4-5 km genişliğinde bir zon içinde devamsız yüzey kırıkları meydana gelmiştir. Gerek köyün kuzeyinde bir tarla içinde belirlenen en belirgin ve devamlı yüzey kırığı üzerinde 0.8-1 m maksimum sol-yanal atım ölçülmüştür (Barka ve diğerleri, 1983). 1984 yılında yaklaşık 11 ay sonra aynı lokasyonda yapılan ikinci ölçümde atım miktarının 1.2 m'ye çıktığı gözlenmiştir.

#### İsmetpaşa Krip Olayı

Kuzey Anadolu fayı, Hamamlı vadisinden batıya doğru İsmetpaşa içinden geçerek Gerede'ye devam eder. İsmetpaşa'da karayollarının bakım istasyonunun duvarı Kuzey Anadolu fayı tarafından kesilmektedir ve bu duvar üzerinde bu konuda çalışan herkesin ilgisini çeken krip olayı gözlenmektedir (Ambraseys 1970, Alsan 1982, Barka ve Hancock 1984). Bu duvar 1957 yılında yapılmış olup 1969 yılında bu krip olayı burada inceleme yapan ve içlerinde Alkut Aytun, Nick Ambraseys'in de bulunduğu bir grup bilim adamı tarafından farkedilmiştir. 1957- 1969 arasında 18 cm'lik bir atım ölçülmüştür ve bu değer daha sonraki krip ölçümlerinde ortalama - 1cm/yıl artış göstererek devam

etmiştir (Şekil 2), (Altun 1982). Enson 1993 yılı yazında yaptığımız ölçümde duvarın toplam (1957-1993) 40 +2 cm bir sağ-yanal yer değiştirdiği ölçülmüştür.



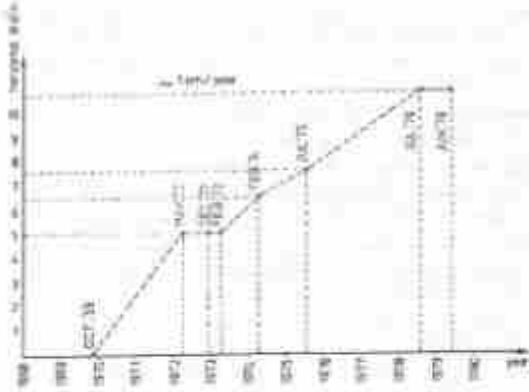
Şekil 1: a) Çaldıran depremi sırasında meydana gelen yüzey kırığının uzantısı ve ilgili atımlar (üstteki şekil), (Şaroğlu ve Erdoğan 1983'ten alınmıştır), b) 1976-1982 yılları arasında Çaldıran kasabasının 1.5 km batısında yer alan bir su arkının atım zaman ilişkisi ve bu ölçümlerin zaman içindeki artış hızı gösterilmektedir.

Figure 1: a) The extent of the 1976 Çaldıran earthquake rupture zone and slip distribution. b) Increase of offset of a irrigation canal located 1.5 km west of Çaldıran, between 1976-1982 and rate of increase of offset in time.

Kuzey Anadolu Fayı'nın Hamamlı-İsmetpaşa arasında kalan kısmı hem 1944 depreminde yaklaşık olarak 2m hareket etmiştir (Ketin 1969, Allen 1969, Ambraseys 1970), ve hemde 1951 Kurşunlu depremi sırasında hareket etmiştir (Pinar 1953). Ancak 1951 depremi sırasında ne kadar sağ-yanal hareket meydana geldiği bilinmemektedir. Pinar (1953) yayımlanan yüzey kırıkları ile ilgili bir fotoğrafta (foto. 1, Şekil 3) en azından 1-1.5 m'lik sağ-yanal bir atımın meydana geldiği anlaşılmaktadır. 1951 depreminden sonra günümüze kadar İsmetpaşa bakımevi bahçe duvarı toplam ~50 cm'lik bir krip meydana geldiği kabul edilirse 1944, 1951 depremleri sırasında ve sonrasında yaklaşık toplam 4 m'lik sağ-yanal bir atımın meydana geldiği söylenebilir. Bu değer 1944 depremi sırasında



meydana gelen maksimum atıma karşılık gelmektedir. Özetle 1944 yılında meydana gelen depremde yerdeğiştirilmenin 2m olduğu kesimde, 1951 depremi sırasında 1-1.5 m'lik bir atım meydana gelerek bir kısım açık kapanmış ve daha sonraki krip olayı ile bu eksiklik 0.5 m daha uzatılmış bulunmaktadır.



Şekil 2: İsmetpaşa krip istasyonunda 1970-1979 arasında yapılan krip miktarının zaman içinde dağılımı (Alan 1982).

Figure 2: Creep versus time relationship of the İsmetpaşa creep site between 1970-1979 (Alan 1982).



Şekil 3: İsmetpaşa yakınlarında 1951 depremi sırasında meydana gelen yüzey kırıkları. Bu kırıkların tipik sağ-yanal doğrultu-atımlı olduğu ve atımın da tahminen 1-1.5m arasında olduğu söylenebilir (fotoğraf Pinar 1953'ten alınmıştır).

Figure 3: Surface ruptures of the 1951 earthquake near İsmetpaşa. Ruptures suggest typical right-lateral strike-slip character with estimated 1-1.5 m slip along it (the photograph is taken from Pinar 1953).

### 1939 Erzincan Depremi

26 Aralık Erzincan 1939 depremi,  $M=7.9-8$ , hemen sonrasında yapılan çalışmalarda (Pamir ve Ketin 1941, Ketin 1948) Şuşehri civarında 2-3 m' yatay atımlar gözlemlendiği belirtilmiştir. Güncel olarak yine Şuşehri civarında yapılan araştırmalarda (Koçyiğit 1989, 1990)

bu deprem sırasında meydana gelen yatay atımların 4-7 m arasında değiştiği gözlemlenmiştir. Herne kadar ölçü yerlerin birebir aynı yerler olmadığı kabul edilirse de bu deprem sonrasında 50 yıl içinde atımların 1-2m mertebesinde artmış olabileceği ve atımların çok daha farkedilir değerlere ulaştığı düşünülmektedir.

### Sonuç ve Tartışma

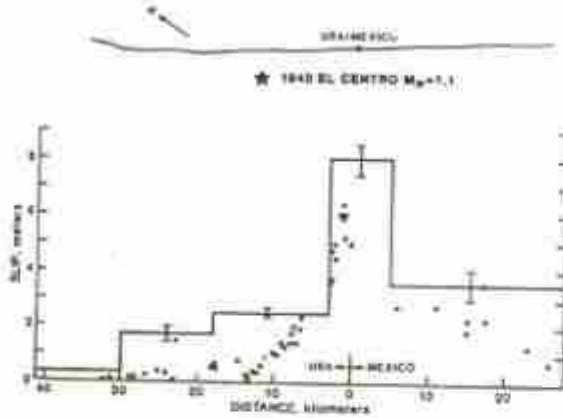
Depremlerden sonra fay boyunca yapılan ölçümlerde atımın fayın segmentleri boyunca farklı bir dağılım gösterdiği bilinmektedir (örneğin Thatcher ve Bonilla 1989), (Şekil 1 ve 4). Modern tekniklerle yapılan kaynak analizlerinde de bu farkın fayın derinlik boyutunda da meydana geldiğini gösterilmiştir Bakan ve diğ.1986), (Şekil 5). Büyük depremlerden sonra fay boyunca yüzeyde yapılan ölçümlerde hareketin bazı alanlarda gittikçe sönümlenerek uzun zaman devam ettiği bu makalede bazı örneklerle ifade edilmiştir. Bu deprem sonrası periyod 30- 50 yıl sürebilmektedir. Bu olayın, deprem sırasında, fayın üzerinde derinlerde (yüzeyden -5-15 km arasındaki derinlikteki zonda) meydana gelen maksimum yerdeğiştirilmenin yüzeye yakın 5 km'lik kısmında gecikerek taşınması ile ilgili olduğu kabul edilmektedir (Tse ve Rice 1986), (Şekil 5). Sonuçta, fay üzerinde atımın derinlik boyutunda (bazı şartlarda fay boyunca) zaman içinde "0" landığı anlamını taşımaktadır. Bütün bunların genelde "asperity" olarak adlandırılan fayın geometrisine ve kaya türüne bağlı olarak geliştiği literatürde son 15 yıldır tartışılmaktadır (örneğin Aki 1984, USGS 1989, Scholz 1990).

Diğer taraftan, depremlerden sonra alt kabuk ve üst kabuk dengesinin sağlanması 30-100 yıl sürebilmektedir (Stein ve diğerleri.1992). Bu, yersel ve bölgesel stresslerin tekrar uzun dönem şekillenmesi anlamına gelmektedir (burada, bölgesel stresslerin düzeninin devamlılık gösterdiği ve depremler sırasında yersel stresslerin düzeninin değiştiği ve zaman içinde bölgesel stresslerle tekrar uyumlu hale geldiği ifade edilmek istenmektedir) ve üst kabuğun (sismojenik zon) tekrar kilitlenmesinin bu dönemden sonra oluştuğu varsayılabilir. Aynı dönem içinde fay boyunca alt kabuğun (sismojenik kısmın altında yer alan krip hareketinin hakim olduğu depremsiz hareket bölgesi) hareketinin sürekli olup olmadığı hakkında kesin bir bilgi bulunmamaktadır.

Bu varsayımlarla, deprem sonrası devam eden hareketler birarada değerlendirildiğinde, bir fay üzerinde bir depremden sonra atımın "0" landığı an'ın, yeni bir birikim veya yeni bir sismik dönemin başlangıcına karşılık gelebileceği düşünülmektedir. Diğer bir olasılıkta bu iki farklı olayın birbirleri ile hiçbir ilişkisi olmadığıdır. Bu konuya kesin bir sonuç getirmek mümkün değildir ama, deprem sonrası hareketlerden çıkaracağımız diğer önemli bir sonuç ise, GPS ölçümlerinde faya yakın ve uzak alanlarda elde edilen hareket hızlarının değerlendirilmesinde bu

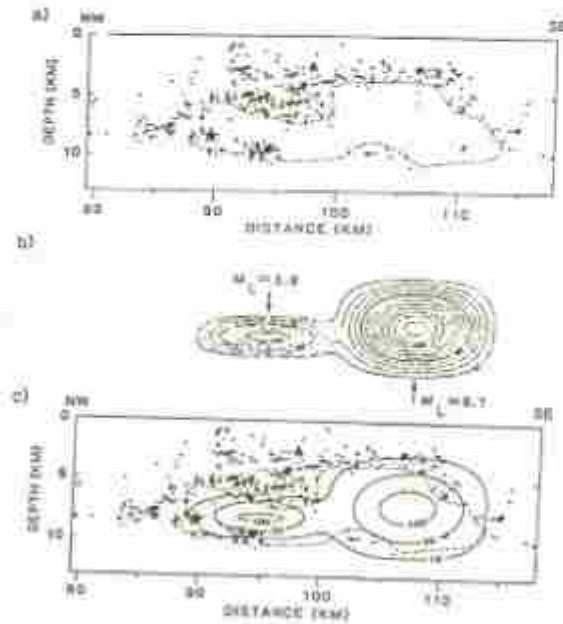


konunun göz alınması gerekliliğidir. Örneğin 20 yıl önce olmuş bir depremin kırığı boyunca yer değiştirmelerin halen devam ettiği, buna karşılık 200 yıl önce meydana gelmiş depremin kırığı boyunca hiç bir hareketin görülmemesi 20 yıl önceki depremin kırığı boyunca hareketin sürekliliğini göstermez. Bütün bu ilişkilerin daha iyi anlaşılmasında GPS ölçümlerinin önemi büyüktür ve GPS verilerinin değerlendirilmesinde özellikle deprem sonrası uzun dönem yerdeğiştirmelerin göz önüne alınması gerekmektedir.



Şekil 4: 1940 El Centro depremi sonrasında meydana gelen kırık boyunca atom dağılımı (Thatcher ve Bonilla 1989).

Figure 4: Slip distribution of 1940 El Centro earthquake rupture zone (Thatcher and Bonilla 1989).



Şekil 5: 1984 Morgan Hill depremi sonrasında meydana gelen arazi depremlerinin ve yerdeğiştirmelerin derinlik boyutunda dağılımı (Baker ve diğ. 1986).

Figure 5: Depth Aftershocks and slip distribution of the Morgan Hill earthquake (Baker et al., 1986).

## KAYNAKLAR

- Allen, C.R. (1969). Active faulting in northern Turkey. *Contr. No.1577. Div. Geol. Sci. Calif. Inst. Tech.* 32 p.
- Aki, K. (1984). Asperities, barriers and characteristics of earthquakes. *J. Geophysical Res.* 89, 366-374.
- Arpat, E., Şaroğlu, F. ve İz, H. B. (1977, 1976). Çaldıran depremi. *Yer Yüzeri ve İnsan*, 2/1, 29-41.
- Aydın, A. (1982). Creep measurements in the Izmitpasa region of the North Anatolian fault zone. In *Progress in Earthquake Prediction*, eds. A. M. Iyikara and A. Vogel. Friedr. Vieweg and Sohn, F.R.G. 2, 279-294.
- Ambraseys, N.N. (1970). Some characteristic features of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics* 9, 143-163.
- Baker, W. H., King, G. P. C. ve Cockerham, R. S. (1986). Seismic slip, aseismic slip and mechanics of repeating earthquakes on the Calaveras fault, California. *AGU Geophysics*, 193-207.
- Barka, A. A. ve Hancock, P.L. (1984). Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault. In *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (edited by Dixon, J.G. and Robertson, A.I.P.). *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 763-773.
- Barka, A. A., Şaroğlu, F. ve Güner, Y. (1983). 1983 Horzum-Norman depremi ve bu depremin Doğu Anadolu neotektoniğindeki önemi. *Yer Yüzeri ve İnsan*, 8/3, 16-21.
- Keleş, İ. (1948). Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus dem grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geol. Rundsch.* 36, 77-83.
- Keleş, İ. (1969). Über die nordanatolische Horizontalverschiebung. *Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Ankara*, 72, 1-28.
- Koçyiğit, A. (1989). Sarıyer Basin: An active fault wedge basin. *Tectonophysics*, 167, 13-29.
- Koçyiğit, A. (1990). Tectonic setting of the Gölcük basin, east of the North Anatolian fault zone, E. Pontide, Turkey. *Annales Tectonicae*, IV, 153-170.
- Pamir, H.N. ve Keleş, İ. (1941). Das Anatolische Erdbeben Ende 1929. *Geolog. Rundsch.* 32, 278-287.
- Pinar, N. (1953). 13 Ağustos 1951 Kırzınlı depreminin jeolojik ve materyalizmik etidi. *İstanbul Üniversitesi, Fen Fak. Bül.* A.18, 2.
- Şaroğlu, F. ve Erdoğan, R. (1983). Çaldıran fayının deprem sonrası hareketi ile ilgili gözlemler. *Yer Yüzeri ve İnsan*, 8/3, 10-11.
- Scholz, C. H. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, 440 pp.
- Stein, R., King, G. C. P. ve Lin, J. (1992). Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake. *Science*, 258, 1326-1332.
- Thatcher, W. ve Bonilla, M. (1989). Earthquake fault slip estimation from geologic, geodetic and seismologic observations: implications for the earthquake mechanics and fault segmentation. *USGS Workshop on Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination. Open-File Report* 89-313, 386-399.
- Yue, S. T. ve Rice, J. (1986). Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip processes. *J. Geophysical Res.* 91, 9432-9472.
- U. S. Geological Survey (1989). *Workshop on Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination. Open-File Report* 89-313.

# 6 KASIM 1992 İZMİR (DOĞANBEYLİ DEPREMİ SAHA GÖZLEMLERİ VE ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMÜ

## Field Observations And Focal Mechanism Solution Of November 6, 1992 İzmir (Doğanbey) Earthquake

Niyazi TÜRKELLİ\*, Doğan KALAFAT\*, Oğuz GÜNDOĞDU\*\*

### ÖZET

Aletsel büyüklüğü  $M_L=5.5$  (ISK) olan İzmir (Doğanbey) depremi 6 Kasım 1992 tarihinde Doğanbey yarımadasında meydana gelmiştir. Deprem, kuzeyde Manisa, Balıkesir, Bursa, Adapazarı ve İstanbul'un bazı banliyölerinde, güneyde ise Denizli, Söke, Aydın, Nazilli, Kuşadası'nda hissedilmiştir. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) artçı şokları izlemek amacıyla mevcut deprem istasyonlarına ek olarak bölgeye beş adet taşınabilir deprem kaydeder yerleştirmiştir. İki farklı zaman diliminde yürütülen bu artçı şok çalışmasında toplam 315 adet depremin dış merkezleri hesaplanmıştır. Bu artçı şokların çoğunun Kuşadası körfezi ve Doğanbey yarımadasında kümelendiği gözlenmiştir. Araştırmacılar tarafından yapılan makrosismik çalışmalarda ise ana şokun dış merkezinin Kuşadası körfezinde denizde olduğu saptanmış ve MSK ölçeğinde şiddet değeri I-VII olarak belirlenmiştir. 88 istasyondan elde edilen P dalgalarının ilk hareket yönlerinden odak mekanizma çözümü yapılmış ve bu çözümden elde edilen doğrultu atımlı sağ yönlü faylanmanın bölgenin genel tektonik yapısıyla uyumluluk gösterdiği saptanmıştır.

### ABSTRACT

The İzmir (Doğanbey) earthquake,  $M_L=5.5$  (ISK) occurred on the Doğanbey peninsula on November 6, 1992. The shock was felt in Manisa, Balıkesir, Bursa, Adapazarı and in some districts of İstanbul to the north, and in Denizli, Söke, Aydın, Nazilli, Kuşadası to the south. The Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) deployed five portable seismic instruments in addition to the existing network in the region to monitor the aftershock activity. During the aftershock studies in two different periods total of 315 events were located. Most of the events are situated in and around Kuşadası bay and Doğanbey peninsula. Macroscopic investigations which were carried out by the researchers indicate the epicenter of the mainshock to be in Kuşadası bay, in the sea and the maximum intensity of the earthquake is I-VII on the MSK scale. The Focal mechanism solution using 88 P-wave first motions show a right-lateral strike-slip movement. This result agrees with general tectonic structures over the region.

### GİRİŞ

Afrika ve Arap levhalarının Avrasya levhası ile çarpışması, Arap levhasının kuzey, kuzey-doğu yönündeki hareketi ve bu hareketlerin sonucu olarak Anadolu levhasının batıya doğru kaçması bugüne kadar birçok araştırmacı tarafından ortaya konmuştur (McKenzie, 1972, 1978; Dewey ve diğ., 1973; Dewey ve Şengör, 1979). Doğu Akdeniz bölgesi için önerilen farklı levha modellerinde sebep-sonuç ilişkilerinde ortak fikirlerden birisi de levha hareketleri sonucu Doğu Anadolu'da sıkışma, Batı Anadolu'da da kuzeygüney gerilme rejimlerinin olduğudur. Batı Anadolu'daki sıkışma rejimi bu bölgede graben yapılarını meydana

getirmektedir (Arpat ve Bingöl, 1969; Alptekin, 1973; Şengör ve diğ., 1985).

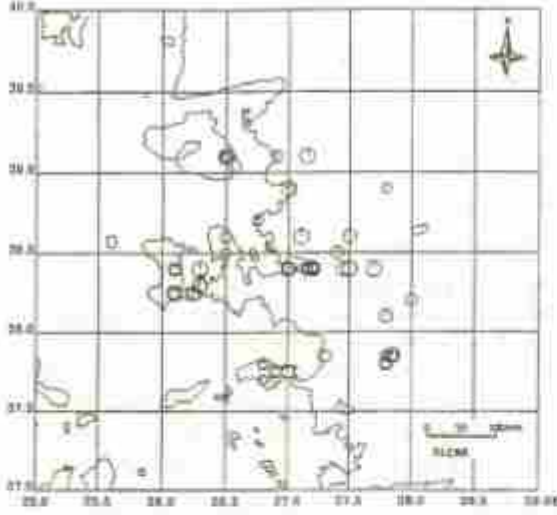
Batı Anadolu'daki deprem etkinliği, tektonik yapısı dolayısıyla oldukça yüksektir. Depremler sığ odaklı olup, genellikle doğu-batı doğrultulu graben sistemleri ile ilişkilidir. Tarihsel dönemde (1900 öncesi) bölgede meydana gelmiş birçok tahripkar depremin, dönemin önemli yerleşim birimleri olan İzmir, Efes, Aydın, Manisa, Gediz, Çeşme, Menemen, Foça ve civar adalarda etkili olduğu bilinmektedir (Soysal ve diğ., 1981). Şekil 1, kataloglarda yer alan ve 1900 yılı öncesine ait bölgede önemli derecede can ve mal kaybına neden olmuş şiddetleri loz V olan depremlerin

\* B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü 81220 Çengelköy - İSTANBUL

\*\* İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Avcılar-İSTANBUL

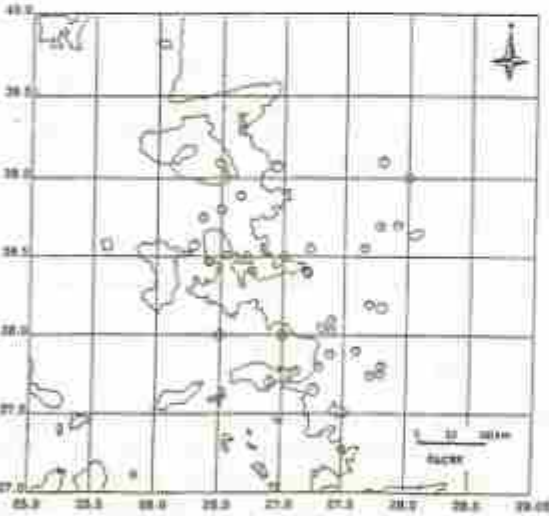


yerlerini göstermektedir. Batı Anadolu'da ve Ege Denizinde 1900 sonrası aletsel büyüklüğü (magnitüd)  $M \geq 5$  olan depremlerin dış merkezlerinin dağılımları ise Şekil 2' de gösterilmektedir. Foça, Torbalı, Dikili, Söke, Menemen, İzmir ve Karaburun depremleri bu dönemde can ve mal kaybına sebep olan depremlerdir.



Şekil 1: Tarihsel dönemde (1900 öncesi) bölgede şiddetli ( $M > 5$ ) olan depremlerin dağılımı.

Figure 1: Distribution of historical (pre-1900) earthquakes ( $M > 5$ ) in the region.

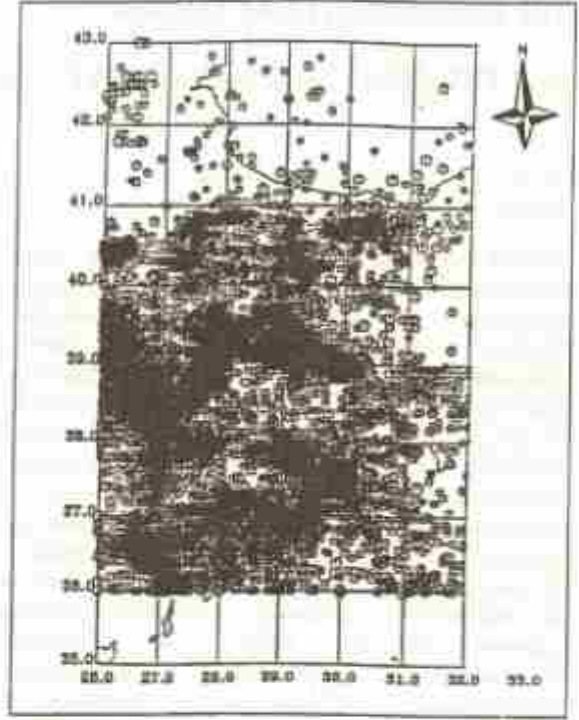


Şekil 2: 1900-1993 tarihleri arası bölgede olan ( $M > 5$ ) depremlerin epicentri dağılımı.

Figure 2: The distribution of earthquake epicenters ( $M > 5$ ) in the region for the period 1900-1993.

1975 yılından itibaren B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nün (KRDAE) ülke

genelinde alet şebekesi kurması bölgede mikro deprem etkinliklerinin izlenmesini ve sismotektonik yapıların daha sağlıklı olarak belirlenmesini sağlamıştır. Şekil 3, 1900-1993 zaman diliminde Batı Anadolu'daki deprem etkinliğini ( $M \geq 3$ ) göstermektedir.



Şekil 3: 1900-1993 tarihleri arası batı Türkiye deprem ( $M > 3$ ) etkinliği.

Figure 3: The earthquake ( $M > 3$ ) activity in western Turkey in the period 1900-1993.

### ANAŞOK VE ARTÇIŞOK DAĞILIMI

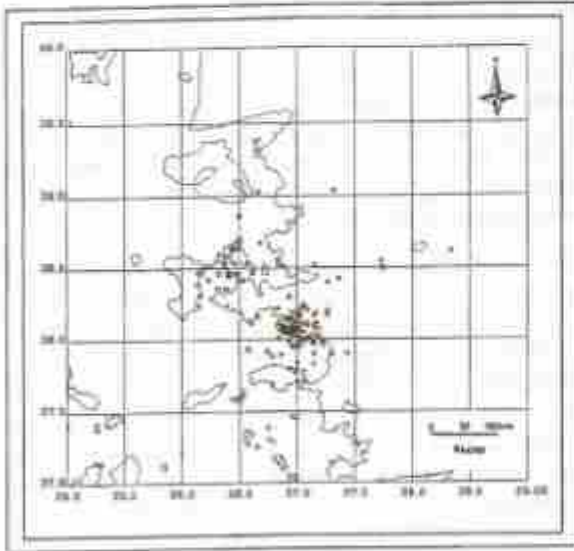
İzmir (Doğanbey) depremi 6 Kasım 1992 tarihinde KRDAE'nin belirlemelerine göre saat 21:08:06.3 'de meydana gelmiştir. Deprem kuzeyde Manisa, Balıkesir, Bursa, Adapazarı ve İstanbul'un bazı ilçeleriyle güneyde Denizli, Söke, Aydın, Nazilli, Kuşadası'nda hissedilmiş (Türkelli ve diğ., 1993) olup dış merkezi İzmir'in yaklaşık olarak 60 km güneybatısında Doğanbey yakınlarındadır. Deprem parametreleri farklı merkezlere göre aşağıda Tablo-1' de verilmiştir.



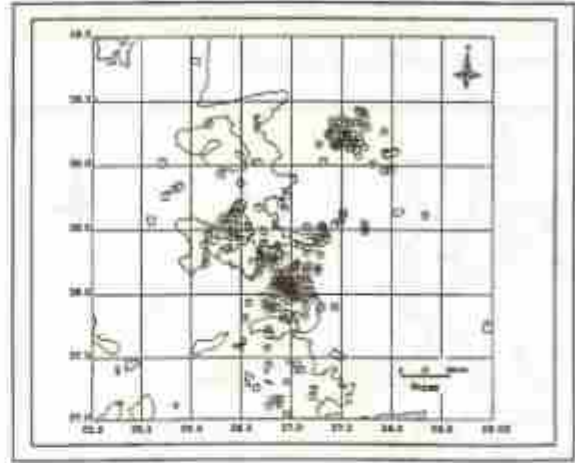
TABLO-1

MERKEZ	OLUŞ ZAMANI (U.T.)	ENLEM (K)	BOYLAM (D)	DERİNLİK (km.)	MAGNİTÜD
ISK Kandilli	19.08:06.3	38.07	36.90	14	5.5 M <sub>L</sub>
USGS Noic	19.08:09.2	38.16	26.99	17	5.7 mb/6.0 M <sub>L</sub>
CSEM	19.08:09.7	38.05	27.13	10	5.9 M <sub>L</sub>

KRDAE 8 Kasım 1992 tarihinde artçışokların izlenebilmesi amacıyla beş adet taşınabilir sismografi (MEQ-800) bölgedeki alet şebekesine ek olarak deprem yöresine sevk etmiştir. Geçici sismograf istasyonları Bademler (Seferihisar), Gülveren (Söke), Mordoğan (Karaburun), Arıkbaşı (Bayındır) ve Selçuk İlçe ve köyleri yakınlarına kurulmuştur. İlk 10 günde 155 adet artçı depremin yerleri belirlenmiştir (Şekil-4). Bu şokların beklentiler doğrultusunda Doğanbey körfezi civarında yoğunlaştığı gözlenmiştir. Ayrıca İzmir körfezi ve Karaburun'da da bir etkinliğin olduğu, fakat bunun 6 Kasım 1992 Doğanbey depreminin artçı şokları değil, o yöredeki tektonik yapılarıdaki stressin tetiklenme sonucu boşalması olduğu söylenebilir. Lojistik ve meteorolojik şartlar nedeni ilk çalışma 10 gün sürmüştür. Bölgedeki sabit istasyon verilerinden etkinliğin devam ettiğinin gözlenmesi üzerine, 8 Haziran 1993'ten itibaren 17 günlük bir çalışma yapılarak bölgedeki deprem etkinliği izlenmiştir ve 215 adet depremin dış merkezi belirlenmiştir (Şekil-5). Şekil-5' den de görüldüğü gibi Doğanbey ve Karaburun'daki etkinliğin devam ettiği buna ek olarak kuzey-doğuda Demirci-Akhisar dolaylarında bir mikrodeprem etkinliğinin ortaya çıktığı gözlenmiştir.



Şekil 4: 8-19 Kasım 1992 tarihleri arası artçışok dağılımı.  
Figure 4: The aftershock activity in the period 8-19 Nov., 1992.



Şekil 5: 6 Kasım İzmir (Doğanbey) depreminin artçı şoklarının toplam dağılımı

Figure 5: Total aftershock activity of the Nov. 6, 1992 earthquake.

#### DEPREMİN SAHA GÖZLEMLERİ

Yörede artçışok dağılımını izlemek amacıyla deprem istasyonlarının kurulması aşamasında, arazi gözlemleri ve anket çalışmaları da yapılmıştır. Arazi gözlemlerinde yüzeyde atım oluşturan bir faylanmaya rastlanmamıştır. Buna karşın, Şaroğlu ve diğ. (1992) tarafından verilen diri fay haritasında gösterilen yaklaşık KD-GB doğrultulu fayın (Şekil-6) batı ucunda Orhanlı köyü yakınlarında devamlılığı fazla olmayan yaklaşık 30-40 m. boyunca, kum fıskırmaları, kompresyon tepocikleri ve çatlaklar şeklinde fay izleri gözlenmiştir.

Halkla yapılan anket çalışmaları sırasında, depremden hemen sonra, daha önce belirtilen doğrultuya uygun olarak Doğanbey'e yakın karaya yaklaşık 400-500 m. uzaklıkta denizde su fıskırmalarının gözlemlendiği belirtilmiştir. Buna paralel olarak Doğanbey'de bazı çeşmelerin sularının kesildiği Ürkmez ve kaplıcalar mevkiinde suların bulanıklaştığı ve bazılarında su kesilmeleri olduğu belirtilmiştir. Ince (1994) ile yapılan karşılıklı görüşmede, kendisinin yaptığı araştırmada, Doğanbey köyünün içme suyunun kesildiği ve yaklaşık 6 km. uzaklıkta yeni bir kaynak oluştuğu, Osmandere köyüne yaklaşık 5 km. uzaklıktan gelen suyun kesildiği, daha sonra Alaşar mevkiinde yeni su kaynağının oluştuğu ve deprem sırasında Doğanbey Burnu kıyısında denizin kırmızıya boyandığının gözlemlendiğini belirtmiştir.

Bütün bu olgular Şekil-6' da belirtilen ve bu çalışmada Doğanbey fayı olarak adlandırılan fayın batı kesiminin harekete geçtiğini ortaya koymaktadır. Yapılan gözlemler sırasında devrilme ve yerdeğştirmelerden belirlenen hareket doğrultuları depremin makrosismik dışmerkezinin Doğanbey ve Ürkmez köyleri arasında denizde olduğu anlaşılmıştır ( $38.05^{\circ}$  K- $26.90^{\circ}$  D). KRDAE ve USGS'in daha sonra yaptığı aletsel dışmerkez çözümleri ve artçıyok dağılımları belirlememizi destekler niteliktedir.



Şekil 6: Batı Anadolu Aktif Fay Haritası (Şaroğlu ve diğ.: 1992' den değiştirilmiştir.)

Figure 6: Active Faults in western Anatolia (Modified Şaroğlu et al., 1992)

Depremin insanlar, yapılar ve arazi üzerindeki etkilerini değerlendirmek, maksimum şiddetini belirlemek ve eşşiddet haritasını çizmek amacıyla yörede 22 yerleşim bölgesinde ve çevre illerde anket çalışması yapılmıştır. Elde edilen verilerin yorumundan MSK şiddet ölçeğine göre maksimum şiddet  $10^{\text{VII}}$  olarak belirlenmiş ve eşşiddet haritası çizilmiştir.

(Şekil-7). Ayrıntılı olarak yapılar üzerindeki etkilere yerverilen Yüzgüllü ve diğ. (1992) çalışmasında da  $10^{\text{VII}}$  olarak verilmektedir.



Şekil 7: 6. Kasım 1992 İzmir (Doğanbey) depreminin eşşiddet haritası. Roman rakamları MSK ölçeğinde şiddet değerlerini göstermektedir.

Figure 7: Isoseismal map of the Nov. 6, 1992 İzmir (Doğanbey) earthquake. Roman numerals show intensities assigned on the MSK scale.

#### ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ

Bu çalışmada İzmir (Doğanbey) depreminin odak mekanizması:  $45^{\circ}$ 'i kompresyon,  $40^{\circ}$ 'i dilatasyon toplam  $88^{\circ}$  sismik istasyondaki P dalgası ilk hareket yönü kullanılarak incelenmiştir. Kompresyon (C) ve dilatasyon (D) bölgelerinin kadransal dağılımı tespit edilip, fay düzlemi ve yardımcı düzlemler saptanmıştır (Şekil-8). Mekanizma çözümünde Herrin'in (1968) yol-zaman tabloları, kabuk yapısı ve hızları, Koehler'in (1989) bilgisayar programı kullanılmıştır.

Odak mekanizması çözümü, İzmir (Doğanbey) depreminin küçük ters bileşeni olan doğrultu atımlı faylanma özelliği gösterdiğini ortaya koymuştur (Şekil-8). Tablo-2, bu çalışmada elde edilen mekanizma çözümünde fay düzlemi, saha ve aletsel gözlemlerine uygun olarak  $K42^{\circ}$  D doğrultulu,  $75^{\circ}$  eğimli olan düzlem seçilmiş ve fay düzleminin kayma açısı  $-172$  olarak belirlenmiştir. ABD Jeolojik Araştırma Kurumunun (United States Geological Survey -National Earthquake Information Center, USGS) odak mekanizma çözümü Tablo-2' de verilmiştir.



**TABLO-2**  
**ODAK MEKANİZMASI PARAMETRELERİ**

1. DÜZLEM			2. DÜZLEM			
D.	E.	K.A.	D.	E.	K.A.	
-42.0	75.0	-172.0	310.0	82.0	-15.5	20
135.0	80.0	0	225.0	90.0	-10.0	30

Burada; her iki düzlemin D Doğrultusunu, E Eğimini, K.A. Kayma Açısını gösterir. P ve T Max. Basınç ve Gerilme eksenlerini, A ve D ise bu eksenlerin Azimut ve Dalmalarını gösterir.

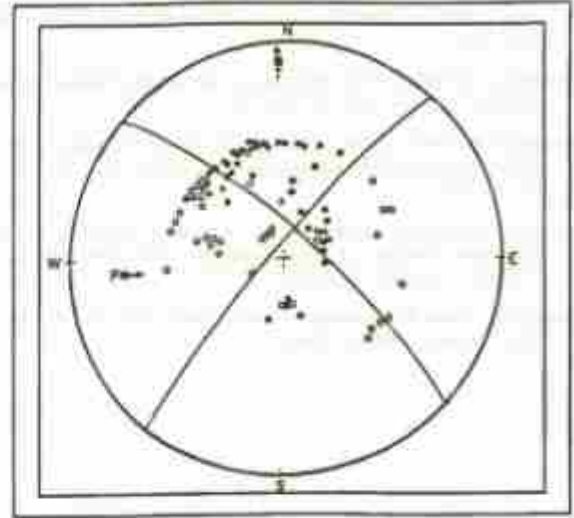
#### DEĞERLENDİRMELER

Bu çalışmada, aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

Depremın saha gözlemlerine göre makrosismik dışmerkezi ( $38.05^{\circ}$  K- $26.90^{\circ}$  D), maksimum şiddeti lo=VII (MSK) olarak belirlenmiştir. Yapılan anket çalışmalarına uygun olarak depremin eşşiddet haritası çizilmiştir.

Çeşitli istasyonlardaki P dalgalarının ilk hareket yönlerinden yararlanılarak depremin odak mekanizma çözümü yapılmış ve saha ve aletsel gözlem verilerine uygun olarak fay düzlemi  $K 42^{\circ}$  E doğrultulu ve  $75^{\circ}$  eğimli olarak belirlenmiştir. Buna göre depremin mekanizma çözümü faylanmanın küçük bir ters bileşeni olan sağ yönlü doğrultu atımlı olduğu sonucunu ortaya çıkarmaktadır. Saha gözlemleri ve odak mekanizma çözümleri, Şaroğlu ve diğerlerince (1992) hazırlanan Türkiye Diri Fay Haritasında "olası diri fay" olarak belirtilen ve bu çalışmada Doğanbey Fayı olarak adlandırılan fayın etkin hale geldiğini göstermektedir.

Bu depremde, orta büyüklükte bir deprem olmasına rağmen ( $M_L=5.5$ ) VII şiddetinde hasar meydana getirmiştir (Yüzüoğlu ve diğ., 1993). Tarihsel depremlere de bakıldığında, bölgenin çok daha büyük depremlerle karşı karşıya kalabileceği görülmektedir. Büyük bir nüfus yoğunluğuna sahip olan İzmir ve çevresi aynı zamanda ülkenin sanayi, ticaret ve turistik merkezlerinden birisidir. Bölgede baraj yapımı faaliyetleri vardır. Bu nedenlerle, bölgenin tektonik özelliklerinin ortaya çıkarılması ve deprem fiziksel parametrelerinin dourah olarak hesaplanabilmesi doğru yapısal modellerin ortaya konulabilmesi için var olan deprem ağının geliştirilmesi ve mikrodeprem etkinliğinin incelenmesi önem taşımaktadır. Mühendislik yapılarının denetimi ve depreme dayanıklı olarak inşaa edilmesine özen gösterilmelidir.



Deki) 8: 6. Kasım.1992 İzmir (Doğanbey) depreminin odak mekanizması çözümü. Noktalar kompresyonları, daireler dilatasyonları göstermektedir.

Figure 8: The focal mechanism solution of the Nov., 6,1992 İzmir (Doğanbey) earthquake. Dots are compression and circles are dilatation.

#### KATKI BELİRLEME

Bu çalışmanın yapılmasında bize enstitünün tüm olanaklarını ve desteğini sağlayan, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürü Sayın Prof.Dr. Ahmet Mete İŞIKARA' ya, arazi çalışmaları esnasında hertürlü lojistik desteği veren İzmir valisi Sayın Kutlu AKTAŞ' a teşekkür ederiz. Bu çalışmada kullanılan portatif sismografları (MEQ-800) kurumumuza vererek artçıokların izlenme olanakını yaratan MTA Genel Müdürlüğüne, saha gözlemlerinde elde edilen verilerin yorumlamalarına katkı koyan MTA Ege Bölgesi elemanlarına ve derlemeleriyle çalışmalarımıza yardımcı olan KRDAE Sismoloji laboratuvarı elemanlarına ayrıca teşekkürlerimizi sunarız.

#### REFERANSLAR

- Alptekin, Ö.1972. Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implication, Ph.D thesis, New Mexico Inst.Mining and Tech.,180p.
- Arpat, E. ve Bingöl, E.1969. Ege bölgesi grahen sisteminin gelişimi üzerine düşünceler, MTA dergisi, 73, 1-9.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. and Benin, J.1973. Plate tectonics and the evolution of Alpine system, Bull. Geol.Soc.Am., 84, 3137-3180.
- Dewey, J.F. and Sengör, A.M.C.1979. Argean and Surrounding Regions Complex Multiplate and Continuum Tectonics in A Convergent Zone, Bull of Geol.Soc. Am., 90, 84-92.



- Herrin, E. 1968. *Introduction to 1068 Seismological Tables for P Phases*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 58, 1193-1291.
- McKenzie, D.P. 1972. *Active tectonics of the Mediterranean region*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 30, 109-183.
- McKenzie, D.P. 1978. *Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: Aegean Sea and surrounding regions*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 55, 217-254.
- Seyal H., Sipahioglu, S., Kolçak, D., Altınok, Y. 1981. *Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (M.D.2100-M.S.1900)*. TÜBİTAK, Proje No: TBAG 341.
- Şengül F., Emec, Ö. ve Boray, A. 1992. *Türkiye Diri Fay Haritası*. MTA Enstitüsü, Ankara, Turkey.
- Şengül, A.M.C., Gürler, N. and Şengül, F. 1985. *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as case study*. In: *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, Soc. of Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 37, 227-264.
- Türkelli N., Akkartal, B., Alçık, H., Ayhan, E., Bayarır, E., Güngör, A., İnce, Ş. ve İşıkara, A.M. 1993. *November 6, 1992 Izmir Earthquake: Aftershocks Studies, A Preliminary Reconnaissance Report*. Printed at Boğaziçi Univ., 12-24.
- Yücelgüllü, Ö., Beyen, K., Kozakal, U., Erdik, M. 1993. *November 6, 1992 Izmir Earthquake: Structural Damage, A Preliminary Reconnaissance Report*. Printed at Boğaziçi Univ., 40-61.

# İSTANBUL BOĞAZI JEOLJİSİNİN DENİZ SİSMİK ÇALIŞMALARI İLE ARAŞTIRILMASI

## Investigation of the Geology of Bosphorus From Marine Seismic Studies

A.ULUĞ\*, E.ÖZEL\*, M.ŞENÖZ\*, C.GÜNAY\*

### ÖZET

Bilindiği üzere, kuzeyde Karadeniz ile, güneyde Marmara denizini birbirine bağlayan İstanbul Boğazı 30 km uzunluğunda doğal bir akarsu kanalıdır. Genel olarak NE-SW doğrultulu olan Boğaz'ın en dar yeri 700 m, en geniş yeri ise 3000 m'dir. Ortalama derinliği -50 m olan Boğaz'da en derin yer -110 m olup, Marmara Denizi'ne bağlandığı yerde -40 m'lik bir derinliğe eriştiği görülmektedir. Fakat, konum itibarıyla Sarayburnu-Kızkalesi arasında biten Boğaz kanalı güneyde Marmara Denizi'ne doğru 14 km kadar daha devam etmektedir.

İstanbul Boğazı coğrafik olarak Asya ile Avrupa kıtası arasındaki doğal bir sınır olmasına karşın jeolojik olarak Avrasya plakası üzerinde bulunmaktadır. Zira, Avrasya plakası ile Anadolu plakasını birbirinden ayıran Kuzey Anadolu Fayı Boğaz'ın daha güneyinde, Marmara Denizi içinden geçmektedir. Ancak tabiiatı ile, bu önemli tektonik sınırın İstanbul Boğazı üzerinde önemli etkileri bulunmaktadır.

Gerek İstanbul Boğazı'nın oluşumu ile ilgili bilimsel amaçlı, gerekse taban morfolojisi, sediment kalınlığı v.b. mühendislik amaçlı olarak D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü araştırma gemisi R/V K. Piri Reis ile muhtelif zamanlarda muhtelif sismik yarıstama ve kılma ölçümleri alınmıştır. Hemen hemen Boğaz'ın pek çok yöresinde detay ve Boğazı boydan boya geçen profiller boyunca alınan sismik kesitler ile Boğaz'ın temel kayasının derinliği, sediment kalınlığı, yani paleo-topografya çıkartılmaya çalışılmıştır.

Yapılan araştırmalara göre, İstanbul Boğazı'nın Paleozoik zamanında oluşmuş bir plato ve sonra kuvaterner zamanında sular altında kalmış eski bir akarsu vadisi olduğu görülmektedir. Ancak, vadiyi açan akarsuyun akış yönü ve ayrıca vadinin tek bir akarsuyun mu, yoksa farklı yölerde akan farklı akarsuların eseri mi olduğu henüz araştırma safhasında bulunmaktadır. Zira, Kadıköy-Atırcı, Sarayburnu-Üsküdar, Üsküdar-Kabutaş, Karaköy-Eminönü (Haliç), Balta Limanı-Kanlıca, Tarabya-Beykoz arası bölgelerde yapılmış olan detay sismik çalışmaları ile eski Boğaz topografyası belirlenmiş olmasına karşın, bulmacanın çözümlü aradaki eksik parçaların belirlenmesi ile

mümkün olabilecektir. Alınacak yeni veriler ile bu durum daha doğru bir şekilde aydınlanabilecektir.

### ABSTRACT:

As known, Bosphorus is a natural water-channel with 30 km length which connects Black Sea and Marmara Sea at the north and south respectively. Generally, the direction of Bosphorus is NE-SW and it has 700 m the narrowest and 3000 m the widest areas. It has -50 m average depth and -110 m deepest place and reaches the depth of -40 m at Marmara Sea. Indeed, as it has observed from the bathymetric map, that the channel of Bosphorus continues with length of 14 km towards Marmara Sea at south.

Bosphorus is a natural border between Asia and Europe geographically, but placed on the Eurasian plate geologically. However, the border of North Anatolian Fault (NAF) is placed between Eurasian and Anatolian plates at the south and passes through Marmara Sea. Naturally, Bosphorus is affected with the several cases by this important tectonic border.

Several seismic profiles were obtained by R/V K. Piri Reis which belongs to D.E.U. Institute of Marine Sciences and Technology. Some of these researches are scientific evaluation of Bosphorus and engineering studies as measuring of bottom morphology, and thickness of the sediment etc. The paleotopography of the channel of Bosphorus is prepared. For this reason, many transverse and longitudinal seismic profiles were taken in the several areas to obtain the depth of basement rocks, and the thickness of the sediment.

It is observed from this investigation that Bosphorus is a plate which is formed during the Paleozoic time, and then placed under the water as a river-valley during the Quaternary time. However, the direction of the flow which is created by the valley, and the number of the streams which are flowing through the valley are still under investigation. Actually, in spite of the detailed seismic studies for obtained old Bosphorus topography for Kadıköy-Atırcı, Sarayburnu-Üsküdar, Üsküdar-Kabutaş, Karaköy-Eminönü (Haliç), Balta Limanı-Kanlıca, Tarabya-Beykoz areas, the additional studies are needed for the other missing part for healthy decisions. Also, more new seismic data would give better results for the determination of these problems.

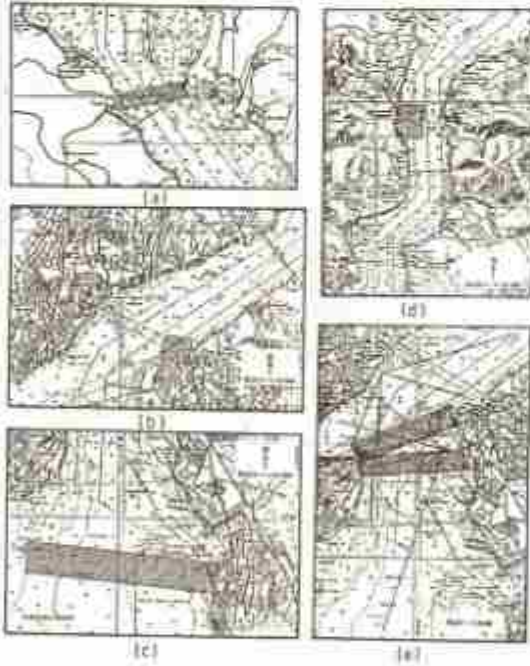
\* D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, 1884/8 Sokak No:10, 35340 İnciraltı-İZMİR



## GİRİŞ

Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü İstanbul Boğazı'nda muhtelif zamanlarda, değişik bölgelerde, mühendislik ve bilimsel amaçlı olarak muhtelif sismik araştırmalar yapılmıştır. Bu çalışmalardan bazıları şekil 1'de gösterilen konum haritalarındaki alanlarda yürütülmüştür. Bunlardan, "Yeni Galata Köprüsü Temel Zemin Araştırması Sismik Etüdü" kapsamında Haliç'de, "İstanbul Boğazı Tüp Geçit Projesi Sismik Etüdüleri" kapsamında Sarayburnu-Kızkulesi arasında,

"Alarko-Rana J.V. Kadıköy, Balta Limanı ve Üsküdar Deniz Deşarj Etüdüleri" kapsamında Balta Limanı, Üsküdar ve Kadıköy önterinde ve "İstanbul İçme Suyu Boğaz Geçiş Koridorları Batimetrik ve Jeofizik Etüdüleri" kapsamında da Tarabya-Beykoz arası bölgede detay sismik etüdüler yapılmıştır. Bunlardan başka, İstanbul Boğazı'nın Karadeniz çıkışındaki Kavaklar'dan Marmara Denizi çıkışındaki Sarayburnu'na kadar iki kez kıyıya paralel olarak sürekli sismik kayıtları alınmıştır. Bu çalışmalarda enerji kaynağı olarak hava tabancası kullanılmış olup, bazı bölgelerde sismik kırılma ölçümleri de yapılmıştır. Ayrıca Boğaz'da "Büyükdere", "Paşabahçe", "Küçüksu" bölgelerinde de mühendislik sismik sistemi ile ölçümler alınmıştır. Ölçümlerin alınışı ile bilgiler sonraki bölümlerde verilmektedir.



Şekil 1: İstanbul Boğazı'nda muhtelif çalışma sahaları a) Tarabya-Beykoz sahası, b) Üsküdar sahası, c) Kadıköy sahası, d) Balta Limanı sahası, e) Sarayburnu-Üsküdar sahası.

Figure 1: Some survey areas from the Bosphorus a) Tarabya-Beykoz area, b) Üsküdar area, c) Kadıköy area, d) Balta Limanı area, e) Sarayburnu-Üsküdar area.

İstanbul Boğazı'nda yapılan bu ölçümlerde, genel olarak Paleozoik yaşlı ana kaya durumundaki kumtaşları, grovaktar veya kireçtaşlarının paleo-topografyası, başka bir deyişle toplam sediment paketinin kalınlığı ölçülmüştür. Zira, anılan bu projelerin tümünde bir deniz altı inşaatı veya hafriyatı söz konusu olmaktadır. Bunun için, araştırmalarda zemin ile ilgili mühendislik parametrelerinin tayin edilmesi amaçlanmaktadır. Bu nedenle, bölgelerde yapılan sismik ölçümlerin yanı sıra zemin örneklemeleri, sondajlar da yapılmıştır. Jeofizik verilerin, jeoteknik bulgular ile karşılaştırılması ve loglar ile denetirilmesi sonucunda önemli zemin bilgileri elde edilmiştir.

## BOĞAZ'IN OLUŞUMU ÜZERİNE

Oluşumu hakkında değişik görüş ve teorilerin bulunduğu İstanbul Boğazı'nın (Pfannenstiel, 1944; Scholten, 1961) Tersiyer-sonu peneplenleşme, drenaj ağları ve Boğaz'ın iki yakasındaki eğimli taraçaların varlıkları, deniz dibi topografyası ve derelerin ağzındaki basamaklar gibi bulgulara göre, eklem takımları ile fayların kontrolünde açılmış eski bir vadi olduğu ve Pleyistosen döneminde gömülerek bir deniz bağlantısı oluşturduğu görüşü hakimdir (Eroskay ve Kale, 1968). Ancak, vadili açan akarsuyun akış yönü ve ayrıca vadinin tek bir akarsuyun mu, yoksa farklı yönlerde akan farklı akarsuların eseri mi olduğu henüz araştırma safhasındadır.

Ancak şurada bir gerçek vardır ki, bu konuda hem yer bilimciler, hem de arkeologlar anlaşmaktadırlar: İstanbul Boğazı'nın açılışından önce, burasının bir akarsu vadisi olduğu ve o zamanki deniz seviyelerinin bu günkü deniz seviyelerinden daha düşük seviyelerde olduğu bilinmektedir. Antik tarih yazarlarından Diador von Sizilien (M.Ö. 27) "Karadeniz ve Marmara Denizi bir zamanlar iç denizler idi" demektedir. Jeolojik olarak ifade edilecek olursa, "İstanbul Su Yolu" Kuvaterner'in genç zamanlarında oluşmuş bir yapıdır. Fakat, "İstanbul Su Yolu" oluşmadan önce doğuda oluşmuş bir başka su yolu bulunuyordu. Bu "ikinci insan" ın da gördüğü "Sakarya-Sapanca-Izmit-Marmara Su Yolu", yani "Sakarya Boğazı"dır. Eski Sakarya Boğazı'nın nasıl olup, nasıl yok olduğu başka bir araştırma konusudur. Ancak, İstanbul Boğazı'nın oluşumunda, bunun karşılıklı etkileşim sonucu rolünün büyük olduğu da kesindir.

Boğaz'ın Paleozoik zamanındaki erozyonu, o zamanki koşullar ve akarsuların rejimleri v.b. bilgilerin eksik olmasına karşın şimdiki gibi bir su yolu olmasına ilişkin bulgular şöyle ifade edilebilir: "İstanbul Su Yolu" ikinci "Tyren" zamanında, yani "Riss/Würm" buzularası devirde (150 000 yıl önce) bir akarsu vadisidir. Sarayburnu'ndan Üsküdar'a doğru uzanan



eşik o zamanlardaki akarsuyu, seviyesi bu güne göre 12 m ile 15 m daha yüksek bulunan, yani östatik su seviyesi daha yüksek olan Marmara Denizi'nden ayırmaktadır. O zamanlar karasal olan bu eşik henüz çökmemiş ve bu günkü eşığe göre en azından 35 m daha yüksektir. Bu gün, deniz seviyesinin 20 m altında bulunan bir tarafta Riss/Würm zamanında 35 m daha yukarıda, yani +15 m yükseklikte bulunmaktadır ve bu durumda o zamanki deniz seviyesine erişmiş olmalıdır. Fakat, eşik bu arada Akdeniz sularının deniz altı akıntıları etkisiyle bir kaç metre de erozyona uğramıştır. Çünkü, bu günkü durumuyla bu eşik gözle görülür şekilde Devoniyen yaşlı kayalardan ibaret olup, yüzeyinde hiç bir sediment birikimine rastlanmamaktadır.

Eşik, her halükarda Marmara'nın Thyren zamanında deniz yüzeyinin bir kaç metre üzerine çıkmaktadır ve böylece Akdeniz'in Boğaz Su Yolu'na girişi engellenmektedir. "Tyren" sonrası zamanda, "Würm I" fazında (110 000 yıl önce) Marmara Denizi kuraklaşmıştır ve Akdeniz'in östatik su seviyesi 90 m daha aşağıda bulunmaktadır. O zamanlar Karadeniz'in su seviyesi bu günkü seviyesinden 40 m, hatta 40 m'den daha düşük seviyededir. Boğaz'daki akarsular, daha düşük seviyedeki bu bölgeye doğru akmakta idiler ve bunların erozyonuyla bu günkü limanların çukurlukları, girintileri oluşmuştur. "Boğaz Deresi" de bu şekilde -40 m derinlikteki yatağına yerleşmiştir.

Sarayburnu eşiği de bu arada erozyona uğramış ve tektonik olarak çöküş göstermiştir. Ancak, yine de sığ bir su engeli olma niteliğini kaybetmemiştir. Fakat, bu günkü Boğaz, yani İstanbul Su Yolu elbetteki akarsu erozyonuyla birlikte çökmenin de etkisiyle güneye ve kuzeye doğru açılmıştır. "Flandrien Transgresyonu"nu takiben (77 000 yıl önce) Akdeniz yavaş yavaş tekrar doğuya doğru ilerleyip, önce Çanakkale vadisini tamamen deniz suları kaplamış ve deniz seviyesinin yükselmesiyle beraber sular Çanakkale'nin doğu çıkışındaki eşiği aşarak sığ olan Marmara'ya doğru ilerlemiş ve nihayet Akdeniz suları Boğaz'ı da geçerek Karadeniz'e doğru ilerlemiştir. Akdeniz suları Boğaz'ı tamamen kapladıktan sonra Boğaz'daki akarsuların ağzlarının bulunduğu yerlerde şimdiki limanlar oluşmuştur. İlerleyen Akdeniz suları Boğaz'ın derin olduğunu erozyona uğratmaya devam ederek etkisini sürdürmüş ve Boğaz'da yavaş yavaş zıt yönlü akıntı sistemi gelişmiştir. Bunlardan biri yüzeydeki güneye doğru ilerleyen ve daha az tuzlu sular ihtiva eden (Karadeniz) üst akıntı, diğeri ise kuzeye doğru ilerleyen ve tuzlu (ağır) Akdeniz sularını ihtiva eden alt akıntılardır.

Özetle, bu günkü Boğaz, yani İstanbul Su Yolu ilk defa "Würm II" zamanından (65 000 yıl önce) beri doğal bir su yolu olarak varlığını sürdürmektedir.

## JEOLOJİ

Şekil 2'deki İstanbul Boğazı ve çevresinin jeolojik haritası (Kasar, 1983) incelendiğinde, Boğaz'ın her iki yakasında Paleozoik'e ait kayaların hakim olduğu görülmektedir. Boğaz'ın batı ve doğu yakası, stratigrafik istifler ve özgül yapısal şekiller bakımından Trakya ve Kocaeli alanları şeklinde ayırt edilir (Kaya, 1971,1973). Trakya alanı, İstinye asalanı, Kağıthane asalanı, Cebeciköy asalanı ve Zekeriyaköy asalanına bölünmüştür. Anadolu yakasındaki Dolayoba ve Kayışdağı'nda görülen Ordovisiyen'e ait Kurtköy formasyonu Boğaz çevresindeki en yaşlı birimlerdir. Başlıca arkozik kumtaşı, konglomera, şeyl ve çamurtaşından oluşur. Daha üstlerde kuvarzit, çeşitli kireçtaşları, kumtaşı-grovak, kiltası, silisli şeyl ve radyolaritler Silüryen, Devoniyen ve Karbonifer'e ait birimlerdir. Bölgede ayırt edilen formasyonlara ait litoloji ve yaş ilişkileri Şekil 2'deki jeolojik haritanın sağ alt köşesindeki "Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesiti"nde gösterilmektedir (Eroskay ve Kafe, 1986).



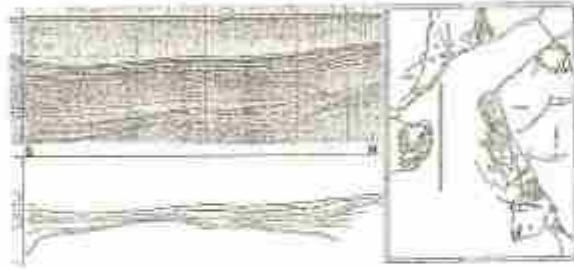
Şekil 2: İstanbul jeolojik haritası (Kasar, 1983'den alınmıştır).

Figure 2: Geology map of İstanbul (from Kasar, 1983).

Bölgede Mesozoik ve Tersiyer'e ait, birbirlerinden aşınma yüzeyleri ile ayrılmış birimler, üst Paleozoik üzerinde açılı diskordansla bulunur. Triyas, Kocaeli yarımadasında Verfeniyen yaşlı kumtaşlarıyla Balta Limanı ve Trakya formasyonlarını örter. Kretase yaşlı andezitik volkanitler içlerindeki yerel gelişik kireçtaşları ile, tektoniğe bağlı olarak Paleozoik altında görülür. Sarıyer Kireçtaşı olarak tanınan açık pembemsi renkli, kaba taneli bloklastlı kireçtaşları

Maestrihtiyen yaşındadır. Eosen, Paleozoik aşınma yüzeyi üzerinde resifal kireçtaşları ve bileşenleri ile temsil edilir. Oligosen, çeyli ve kireçtaşlarından yapıtlı olmak üzere yersele görünümündedir.

Istanbul Boğazi ve Haliç tabanındaki genç çökeller başlıca altüvyal nitelikli kum, ince kum, silt ve çamurdan oluşmaktadır. Arada çakıllı veya daha kaba ve bol kavkılı düzeyler de bulunmaktadır (Eroskay ve Kale, 1986; Yılmaz ve Sakıncı, 1990). Nitekim, bu çakıl odacıklarına ait sismik bulgular Şekil 3'de gösterilmektedir. Şekildeki, Kabataş önlerinden başlayıp Sarayburnu eşiği üzerinden geçip Kadıköy önlerine kadar devam eden sismik kesitte görüldüğü gibi Paleozoik ana kaya (eşik) üzerinde yer yer mercerler şeklinde görülen çakıl, kavkılı kum odacıkları, muhtemelen Boğaz'ın açılışı sırasında sularda oluşan türbülanslar nedeniyle çöken ağır taneli sedimentlerdir. Bu çakıl, kavkılı kum odacıklarının varlığı yapılan Boğaz sondajları ile de doğrulanmaktadır.



Şekil 3: Kabataş-Kadıköy arası alınan sismik kesit ve yorumu.

Figure 3: Seismic section and interpretation from Kabataş-Kadıköy.

Haliç Formasyonu, Boğaziçi Formasyonuna kıyasla daha ince malzemeden oluşmakta, başlıca kil, çamur ve silt ile kumdan ibarettir. Tabana doğru da kum ve iri çakıllı düzeylerin varlığına rastlanmaktadır. Bölgede yapılan sismik araştırmalar sonucunda ve yapılan deniz sondajlarından Haliç çökellerinin yaklaşık 50 m kalınlıkta olduğu bilinmektedir (Uluğ, 1985).

Boğaziçi Formasyonları ise siltli kum ve kum boyundaki sedimentlerden oluşmuştur. Bu formasyonun Boğaz Grabeni'nin en derin olduğu yerde yaklaşık 100-110 m'den daha kalın olduğu yine bölgede yapılmış olan sismik ölçümler sonucu bulunmuştur (Uluğ, 1986; Uluğ ve diğ., 1987).

### ÖLÇÜLERİN ALINMASI

Bu çalışmada kullanılan sismik veriler Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü bağlısı araştırma gemisi R/V K. Piri Reis ile toplanmıştır. Bölgede şimdiye dek ölçümler toplam 300 km'ye yakın uzunluklarda "airgun" (hava

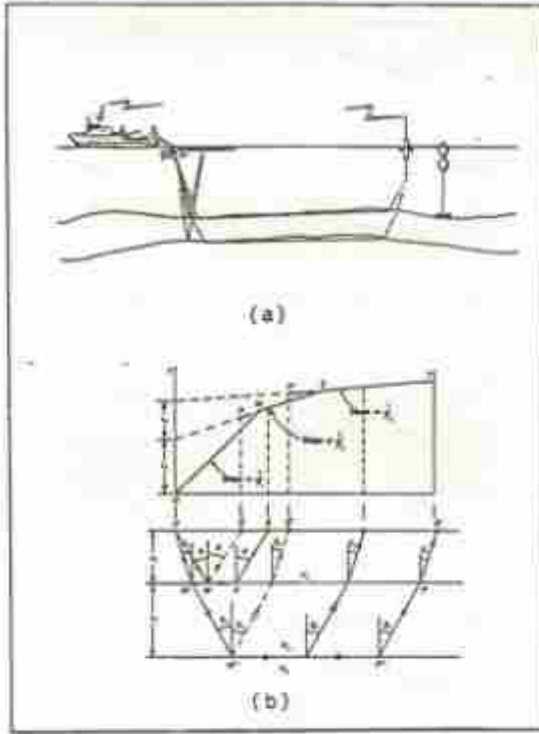
tabancası) sismik ve 400 km kadar uzunlukta da "mühendislik sismik" kayıtları alınmıştır.

"O.R.E. Model 1032" mühendislik sismik sistemi ile yapılan çalışmalarda 3.5 + 0.5 kHz'lik bir frekans bandı seçilmiş ve sismik sinyaller transduserlerden 55"lik bir hüzmeye açısıyla yayımlanmıştır. Kayıt uzunluğu (süpürme zamanı) 1/4 s olarak alınmış ve 0.5 ms'lik paketler halinde sismik pulsalar gönderilmiştir. Gemi sürati çalışma süresince ortalama 3-4 Knot (1.5-2 m/s) civarında tutulmuş ve böylece 1/4 s aralıklarla gerçekleştirilen sismik dalga yayını ile, izlenen hatlar boyunca her 40-50 cm'de bir sismik sondaj yapılmıştır. Alınan veriler "EPC Model 3200" grafik kaydedicide kaydedilmişlerdir.

Yaklaşık 125-130 atm hava basıncının kullanıldığı "PAR 600-B" tipi hava tabancasının alt odacık hacmi 0.67 lt (40 inch<sup>3</sup>) olarak seçilmiş ve çoğunlukla 0.5 s aralıklarla patlatmalar yapılarak ayrımlılığı yüksek kayıtlar elde edilmiştir. Sismik yansıma çalışmalarında, alıcı ünite olarak 10 elementli tek kanal streamer kullanılmış ve veriler "EPC Model 3200" veya "EPC Model 9800" tipi grafik kayıt ünitelerinde elektrostatik kuru kağıt üzerinde "hard copy" olarak kaydedilmiştir. Söz konusu veriler aynı zamanda "Technics RSB-66W" manyetik kayıt ünitesinde "soft copy" olarak kaydedilmek suretiyle daha sonra işlenmek üzere saklanmaktadır.

Sismik kırılma çalışmaları için de yine enerji kaynağı olarak hava tabancası kullanılmış, ancak alıcı ünite olarak "Fairfield SB-76" tipi "sonobuoy"lar ve "Telseis STR-70" tipi çift kanal sismik telemetri ünitesi kullanılmıştır. Bu cihaz ve ekipmana ait daha detaylı bilgiler Uluğ (1986, 1988 ve 1994)'de verilmektedir. Sismik kırılma çalışmaları jeomatik olarak Şekil 4'de gösterildiği gibi belirli bir profil boyunca sabit bir süratle seyreden geminin arkasından muntazam aralıklarla patlatılan hava tabancası (airgun) vasıtasıyla yarılan ses dalgalarının deniz altındaki tabakalar içerisinde kırılarak yayılması ve bu dalgaların profilin başında ve sonundaki sabit noktalarda bulunan "sonobuoy"lar vasıtasıyla algılanarak kaydedilmesi şeklinde olmaktadır. Aynı zamanda geminin arkasından çekilen "streamer" vasıtasıyla de sıfır açılımlı (zero-offset) sismik yansıma verileri alınmış olmaktadır.





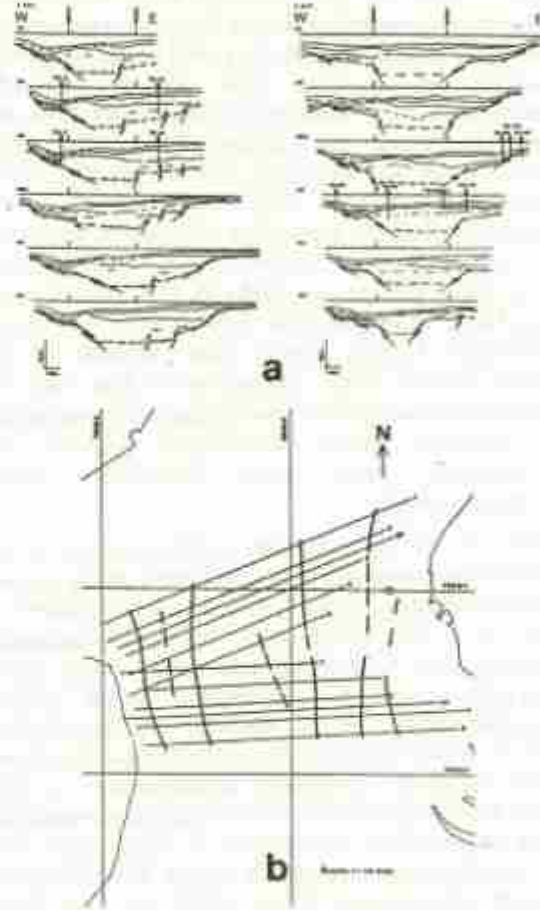
Şekil 4: Sismik yansımaya ve kırılma metodunun prensibi (a) ve yarıy üç tabaka modeli için sismik ışın yollarının yol-zaman grafiği (b).  
Figure 4: Principle of seismic reflection and refraction methods (a), and raypaths and travel-time curves for three horizontal layered model (b).

Sismik çalışmalar sırasında gemi konumu ya "Racal-Decca Trisponder Navigasyon Sistemi" veya "Trimble Navigation" diferansiyel konum belirleme (DGPS) sistemi ile belirlenmiştir. Her iki sistemde de gemi konumu çok hassas bir şekilde belirleyerek deniz araştırmalarında en önemli unsur olan "sağlıklı navigasyon" sağlanmış olmaktadır. Bu sistemlere ait detaylı bilgiler yine cihazlar ile ilgili olarak verilen literatürde bulunmaktadır.

#### SİSMİK BULGULAR

Yukarıda anılan çalışmalarda elde edilen verilerden bazıları örnek olarak burada gösterilmektedir. Özellikle "Boğaz Kanalı"nı, toplam sediment paketini ve Boğaz'ı oluşturan muhtemel fayları da gösteren kesitler Şekil 5a'da ve Sarayburnu-Üsküdar arası deniz altı faylarını gösteren harita ise Şekil 5b'de verilmektedir (Uluğ, 1986; Uluğ ve diğ., 1987). Görüldüğü gibi, bu faylar güncel sedimentleri kat etmeyip yalnızca Paleozoik ana kayanın yamaçlarını oluşturan şevlerin yorumlanmasında kullanılmıştır. Nitekim, Boğaz'ın ana kayasını oluşturan Paleozoik yaşlı kumtaşı, grovak veya kireçtaşı tabakasının nasıl oyularak bir vadi görünümüne aldığı hususunda henüz aydınlanmamış konular mevcuttur. Ancak, hakim bir görüş olarak

Boğaz'ın NW-SE ve NE-SW doğrultulu fay sistemleri ile oluşup (Eroskay ve Kale, 1986) daha sonra peneplenleşme ve akarsu drenajları ile şekillendiği (Scholten, 1961) söylenebilir. Bu nedenle, Paleozoik yaşlı bu birime ait dik yamaçların birer fay olabileceği araştırmacılar tarafından yorumlanmıştır. Ancak, tekrar belirtmekte yarar vardır ki, bu fayların sediment paketini de etkilediği orijinal kayıtların incelenmesinde görülmüştür. Yani bu duruma göre, bu faylarda bir gençleşme söz konusu olmamıştır.



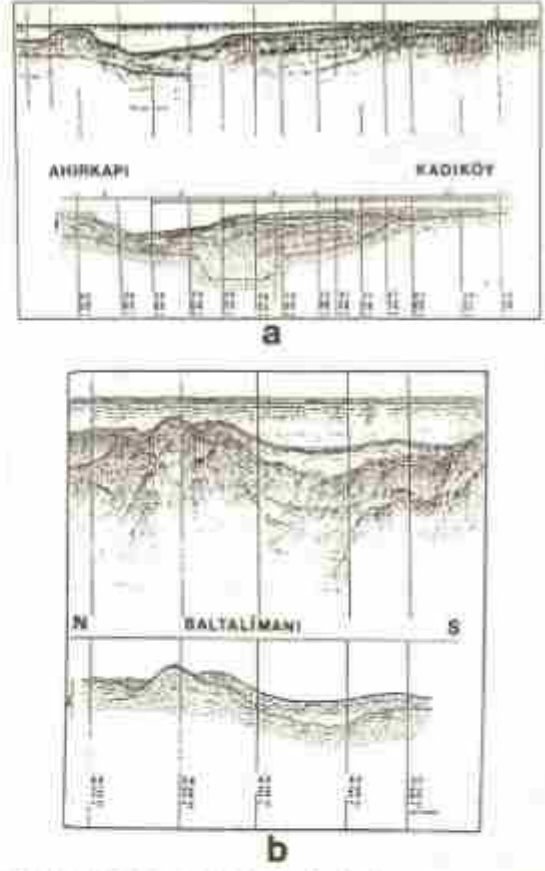
Şekil 5: Sarayburnu-Üsküdar arası bölgelere ait yansımaya kesitlerinin değerlendirilmesi (a) ve belirlenen faylar (b).  
Figure 5: Interpretation of seismic sections of Sarayburnu-Üsküdar areas (a), and the determined faults (b).

Çalışma sahası Şekil 1c ve 1d'de gösterilen Kadıköy ile Balta Limanı bölgelerinden alınmış olan sismik kesitler ve bunların yorumları Şekil 6a ve 6b'de verilmektedir. Bu kesitlerin incelenmesiyle İstanbul Boğazı'nın ana kayasını oluşturan Paleozoik birime ait yüzey pek çok ondülasyonlar arz etmektedir. Bu birim ile bunun üzerinde bulunan sediment paketi arasındaki sınır her zaman çok net bir şekilde görülebilmiş ve bu sınıra ait derinlik seviye haritaları (paleo-topografya) haritaları her saha için ayrı ayrı çıkartılmıştır. Bu haritaların

sayılarının artırılması ile Boğaz'a ait "paleo-batimetri" veya "paleotopografya" haritaları hazırlanabilecektir.

Şekil 7'de, Tarabya-Beykoz arasındaki bölgede yapılmış olan sismik kırılma verilerinin sonuçları gösterilmektedir. Şekildeki kesitler, konum haritasında gösterilen kırılma profilleri boyunca elde edilmiş olan tabaka hızlarının aynı profiller boyunca alınan yansıma kesitleri üzerinde gösterilmesiyle elde edilmiştir. Bu çalışmalar sırasında bölge için geçerli olan ortalama hızlar şu şekilde bulunmuştur (Uluğ, 1994) : 1500 m/s' lik deniz suyu hariç, Kuaterner-Pliyosen sedimentlerden oluşan 1. tabakaya ait ses hızı 1860 m/s, Paleozoik kumtaşı-grovaklardan oluşan 2. tabakaya ait ses hızı 3658 m/s ve Paleozoik kireçtaşlarına ait 3. tabakaya ait ses hızı ise 4344 m/s olarak bulunmuştur. Bu hız değerleri literatürde verilen sınırlar içinde kalmakta olup (Telford ve diğ., 1976 v.b.), Uluğ (1986) ve Uluğ ve diğ. ( 1987 ) ' de Sarayburnu-Üsküdar arası bölge için verilen ses hızları ile uyumludurlar. Nitekim, söz konusu olan çalışmalarda bulunan ses hızları da 1500 m/s'lik deniz suyu hariç, 1870 m/s, 2240 m/s ve 3550 m/s olarak ölçülmüştür. Bunlar, çalışılan saha içerisinde silt, kil ve ince kumdan oluşan sedimentler ile kum, çakıl ve hozoşmuş kumtaşıdan oluşan Boğaziçi Formasyonları ve Paleozoik yaşlı (Devoniyen) kumtaşı ve grovaklardan oluşan Trakya Formasyonu olarak yorumlanmıştır.

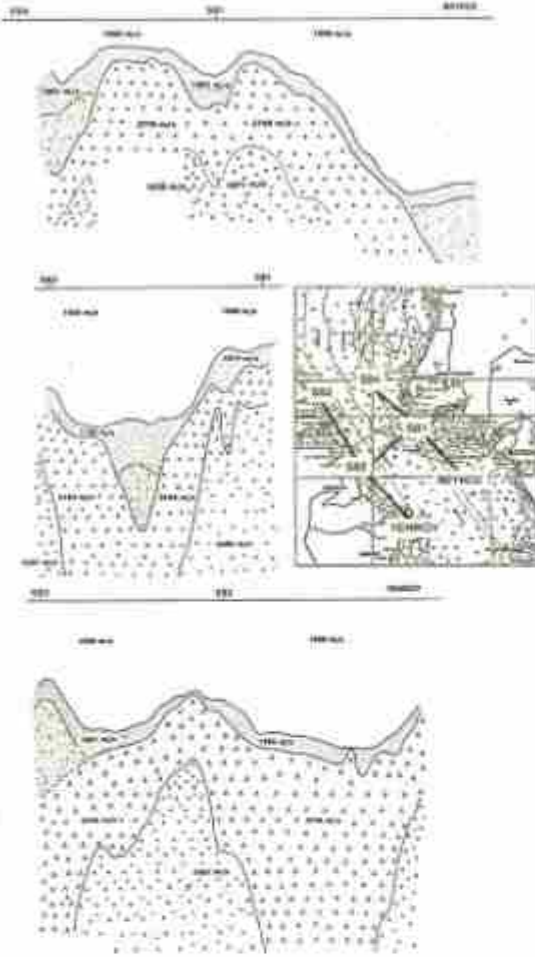
Tabakalara ait ses hızlarının bulunmasından ve bu tabakalara ait yansıma sinyallerinin gidiş-dönüş zamanı ölçülebildiğinden, tabaka sınırlarına ait derinlikler  $h = (v/2) \times t$  bağıntısına göre hesaplanabilmektedir. Nitekim, Şekil 5a'daki kesitlerde dikey eksen metre cinsinden derinlikleri göstermekte ve bu şekilde hesaplanmaktadır. Aynı şekilde, Tarabya-Beykoz arasında alınan sismik yansıma kesitlerinden Paleozoik sınıra ait ölçülen gidiş-dönüş zamanlarından ve elde edilen tabaka ses hızlarından yararlanılarak Paleozoik sınıra ait derinlikler hesaplanmış ve bunlar Şekil 8'in sol üst köşesinde üç boyutlu olarak blok diyagram şeklinde gösterilmiştir (Uluğ, 1994). Bu sınır, ilgili literatürde "Paleozoik Tavan" (top of Paleozoic) olarak isimlendirilmiş ve Boğaz'ın Paleozoik zamanı sonundaki topoğrafyası olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 6: Kadıköy (a) ve Balta Limanı (b) sahalarından alınan sismik yansıma kesitleri ve değerlendirmeleri.

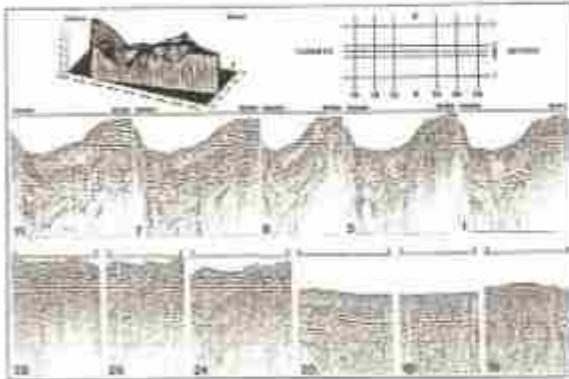
Figure 6: Seismic reflection sections and interpretations from Kadıköy (a) and Balta Limanı (b) areas.





Sekil 7: Tarabya-Beşik arazi bölgesinden alınan sismik yansım ve kırılma verileri.

Figure 7: Seismic reflection and refraction data from Tarabya-Beşik area.



Sekil 8: Tarabya-Beşik arazi bölgesinde alınan sismik yansım kesitleri ve Paleozoik tabana ait paleo-topografya.

Figure 8: Seismic sections from Tarabya-Beşik area and the paleotopography of Paleozoic bedrock.

## SONUÇLAR

İstanbul Boğazı içerisinde şimdiye dek yapılmış olan sismik çalışmalara ait sonuçlardan bazıları sınırlı olanaklar içinde burada sunulmaya çalışılmıştır. Görüldüğü gibi, Boğaz içerisinde yapılan benzeri çalışmaların artırılması ve aradaki eksik parçaların temin edilmesiyle bir bütün oluşturacak olan mozaığın tamamlanması arzu edilmektedir. Ayrıca, İstanbul Boğazı gibi çok yoğun deniz trafiğinin, şiddetli akıntıların ve özel seyir kurallarının olduğu bir yerde, benzeri sismik ölçümlerin, özellikle kırılma ölçümlerinin alınması ancak R/V K. Piri Reis gibi manevra kabiliyeti çok fazla ve modern navigasyonu gereçleri ile donatılmış bir araştırma gemisi ile mümkün olabilmektedir. Boyutları fazla, manevrası kısıtlı araştırma gemileri için uygun bir çalışma ortamı olmayan İstanbul Boğazı'nda benzeri çalışmaların çoğaltılması ve özellikle akustik enerji kaynağı olan hava tabancasının penetrasyon kapasitesinin artırılması ile elde edilecek bulguların Boğaz'ın oluşumuna ait görüşlere aydınlık kazandıracağı kuşkusuzdur.

## KAYNAKLAR

- Erenköy, Ö., Kale, S. (1986), İstanbul Boğazı Tıp Geçizi Geçirgenliğinde Jeoteknik Bulgular, Mühendislik Jeolojisi Bülteni, Sayı 8, s. 2-7.
- Kasar, S. (1983), 1. Bölge Jeoloji Haritası, T.P.A.O. Arama Grubu, Ankara.
- Kaya, R. (1971), İstanbul'un Karbonifer Stratigrafisi, T.J.E. Bülteni, C. XIV, Sayı 2, s. 143-199.
- Kaya, D. (1973), Paleozoic of İstanbul, Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar Serisi, No: 40, İzmir.
- Pfannenstiel, M. (1944), Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosporus, Geologischen Rundschau, Bd. XXXIV, Heft 7/8, s. 341-434.
- 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 29, Tulsa.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A. (1976), Applied Geophysics, Cambridge University Press, Cambridge.
- Ulaş, A. (1985), Yeni Galata Köprüsü Temel Zemin Araştırmaları Sismik Etütü, D.B.T.E.-052, 5 s., İzmir.
- Ulaş, A. (1986), İstanbul Boğazı Tıp Geçizi Projesi Sismik Etütleri, D.B.T.E.-034, 159 s., İzmir.
- Ulaş, A. (1988), Alarko-Rama 3.Y. Kadıköy, Balta Limanı ve Üsküdar Deniz Değeri Etütleri, D.B.T.E.-065, 82 s., İzmir.
- Ulaş, A. (1994), İstanbul İçme Suyu Boğaz Geçizi Koridorları Batimetrik ve Jeofizik Etütleri, D.B.T.E.-085, 89 s., İzmir.
- Ulaş, A., Özel, E., Çiftçi, G. (1987), İstanbul Boğazı'nda Sismik Çalışmalar, Jeofizik, Cilt 1, Sayı 2, s. 130-144.
- Yılmaz, Y., Sakıncı, M. (1990), İstanbul Boğazı'nın Jeolojik Gelişimi Üzerine Düşünceler, "İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuaterner (Holosen) Dip Torsulları"nda (ed. E. Meriç), s. 99-105, İstanbul.





# HIZIN DERİNLİKLE DEĞİŞİMİNİN (p- $\tau$ ) YAKLAŞIMI İLE HESAPLANMASI

## Computation of Velocity as a Function of Depth by (p- $\tau$ ) Approximation

Ekrem Zor\*, Cemil Gürbüz\*, H. Sadi Kuleli\*, Ruhi Saatçiler\*\*

### ÖZET

Sismik hızın derinlikle değişimi Sismolojinin temel problemlerinden bir tanesidir. Sismolojide derinlik boyutuna geçebilmek ancak hızın doğru olarak kestirilmesi ile mümkündür. Bu nedenle sismik kırılma ve yansıma verilerinden doğrudan doğruya sismik hız değerlerinin kestirilmesinin yanısıra günümüzde birçok yeni yöntem kullanılmaktadır. Bu yöntemlere sismik araştırmalardan verilebilecek en iyi örnek sismik dalgaların genlik bilgisinin de kullanıldığı hız spektrumları yaklaşımıdır. (Taner ve Kohler,1969 ). Deprem Sismolojisinde ise sismik ışının yer içinde indiği en derin noktadaki hızın hesaplanmasını sağlayan Wiechert-Herglotz-Bateman yaklaşımından günümüze sismik hızın kestirilmesinde önemli gelişmeler sağlanmıştır. Bunların arasında hız dağılımını iki veya üç boyutlu olarak hesaplamaya imkan veren tomografi yöntemini sayabiliriz.

Yukarıda sayılan tüm yöntemler, sismik hızın derinlikle değişimini, seyahat zamanı-uzaklık verisinden doğrudan doğruya hesaplamaktadır. O yüzden bu yöntemler, seyahat zamanı-uzaklık verisinin içerebileceği tüm olumsuzlukları da hız hesaplamalarına aynen yansıtmaktadırlar. Öyleki zaman-uzaklık grafiğinden ters çözüm yöntemi ile hız hesaplarken kritik uzaklık çevresinde görülen üçlemeler (triplifications) nedeni ile problemin çözümü güçleşmektedir.

Bu nedenle zaman-uzaklık verilerini başka bir ortama geçirip bu ortamdan hız kestirimi yapma çalışmaları günümüzde önemlidir. Bu çalışmalar içinde en

önemlileri zaman-uzaklık verilerini p- $\tau$  ortamına geçirerek, bu ortamda derinlik-hız değerlerini kestirmektir. Bu çalışmada, hızın derinlikle değişimi, p- $\tau$  ortamında uygulanan değişik yaklaşımlar ışığında tartışılmaktadır. Hızın derinlikle değişimi, özellikle dalga uzanımı (Wave field Continuation) kavramı içinde yapay sismogramlara uygulanmıştır.

### ABSTRACT

One of the most important problems in seismology is the velocity varying with depth. Depth specification is possible if the velocity can be obtained correctly. There are new methods in order to get the velocity-depth function directly from recorded data. Using these methods, the travel time data is transformed into another domain to obtain the velocity-depth function. One of these methods is the wave field continuation to p- $\tau$  (Slant Stacked) data. The application of this method consists of two linear transformations. First, slant stack that produces a wave field data in p- $\tau$  plane and gives the velocities of the layers. Second, downward continuation to p- $\tau$  plane data to get the velocity-depth domain data.

In this study, we applied this method to synthetic seismograms. p- $\tau$  inversion was performed firstly. The velocities of the layers would appear as high amplitude values as a result of summing procedure. The downward continuation method was applied secondly. The velocity-depth function was obtained iteratively.

### GİRİŞ

Dalga Uzanımı işlemi yeraltında seyahat eden dalga alanının hareketini matematiksel olarak ifade eden bir

işlemdir. Bu işlem sismik prospeksiyonda göç uygulamalarında ve bununla birlikte gravite ve manyetik

\* Doğuçü Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Jeofizik Anabilim Dalı, 81220, Çengelköy, İstanbul.

\*\* TÜBİTAK - MAM, Veri İmleri Bölümü, PK. 21, Gebze, 41470, Kocaeli



yöntemlerde de aşağı ve yukarı doğru analitik uzanım yöntemlerine benzer.

Benzer bir şekilde Dalga uzanımı işlemi hız-derinlik fonksiyonu üretmek amacı ile  $p$ - $\tau$  yaklaşımı kullanılarak kırılma verisine de uygulanabilir. Bu uygulama iki doğrusal dönüşüm içerir:

1. Seyahat zamanı verisini  $p$ - $\tau$  ortamına aktarmak için eğimli yığılma (Slant Stack) yöntemi. Bu uygulama sonucunda ortamla ilgili hız bilgisini elde etmiş oluruz.

2.  $p$ - $\tau$  ortamında elde ettiğimiz hız bilgisi ile derinlik bilgisini birleştirebilmek için,  $p$ - $\tau$  ortamındaki veri üzerine dalga alanının aşağı doğru uzanımı yöntemi (Downward continuation) uygulaması. Bu işlem sonucu hız-derinlik verisini elde etmiş oluruz. Dalga alanının uzanımı yöntemi hız fonksiyonunu tam anlamı ile ifade edebilmek için yinelenmeli olarak yapılmaktadır. Her yineleme sonucunda elde edilen hız fonksiyonu bir sonraki adım için gerekli olan hız fonksiyonunu vermektedir.

## 2. EĞİMLİ YIĞMA YÖNTEMİ veya $p$ - $\tau$ TERS ÇÖZÜMÜ

Yerin hız yapısının bulunmasını amaçlayan en klasik method Herglotz-Bateman-Wiechert yöntemidir, fakat bu yöntem eğer ortamda düşük hızlı bir tabaka varsa sonuç vermez. Bunun ardından Slichter (1932) düşük hız tabakası mevcut olduğu zamanda sonuç verebilen bir yöntem geliştirdi. Bu yöntemde düzlem dünya yaklaşımı ile sonuç alınmaktadır. Ardından Gerver ve Maskushewitch (1966) ve Bessenova ve diğerleri (1974) düşük hız tabakası mevcut olduğunda uygulanabilen yeni yöntemler geliştirdiler.

Eğimli yığılma yöntemi bir ofset eksenli dönüşümdür. Eğimli yığılma terimi ilk olarak Shultz ve Colarbout (1978) tarafından göç yönteminin bir parçası olarak kullanılmıştır. Matematiksel olarak ise, bu yöntem Radon (1917) tarafından, Radon dönüşümü olarak bulunmuştur. Eğimli yığılma yöntemi seyahat zamanı verisini  $p$ - $\tau$  ortamına aktaran doğrusal bir dönüşümdür. Bu yöntemin bu dönüşümü nasıl yaptığını anlamak için eğimli yığılmanın fiziksel anlamına bakmakta yarar vardır.

Şekil-1(a)' dan da görülebileceği gibi Seyahat zamanı eğrisine çizilen teğetin eğimi  $t(p)$ - $X(p)$  noktasında  $p = dt/dx$  ve  $\tau(p)$  fonksiyonu eğimin  $X=0$  eksenindeki kesme zamanı değeri bulunur. Teğetin eğimi ( $p$ ) ve kesme zamanı değeri ( $\tau$ ) ise aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

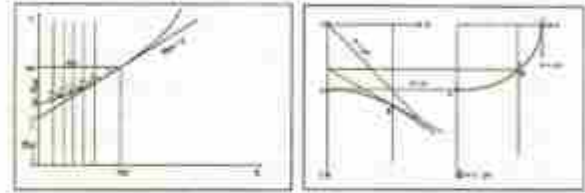
$$\tan \alpha = p = \frac{t(p) - \tau(p)}{X(p)} \quad (1)$$

$$p \cdot X(p) = t(p) - \tau(p) \quad (2)$$

$$\tau(p) = t(p) - p \cdot X(p) \quad (3)$$

Yukarıdaki son denklemden anlaşılacağı gibi bu dönüşüm doğrusal bir dönüşümdür.  $\tau(p)$  değerleri, yukarıdaki son denkleme her bir diğer adımda farklı  $p$  değerleri koyularak kolayca elde edilebilir.

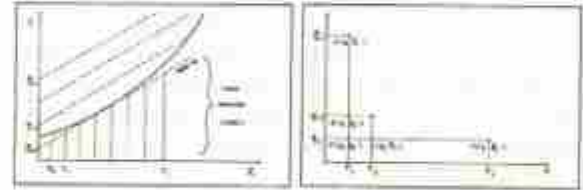
Eğer Şekil-1 (b)' ye bakaçak olursak, yapılan doğrusal dönüşüm sonucunda seyahat zamanı eğrisi üzerindeki herhangi bir noktanın  $p$ - $\tau$  ortamında nerede görülebileceği açıkça izlenebilir. Seyahat zamanı verisinde A noktasındaki teğetin eğimi  $p=0$  dir. Bundan dolayı  $p$ - $\tau$  ortamında,  $p=0$  daki değer A' noktasında haritalanır. Benzer şekilde B, B', C-C' olmak üzere, C noktasındaki eğimin değeri de ışının indiği en derin noktadaki hızı vermektedir.



Şekil 1: (a) Zaman-Uzaklık verisi üzerinden  $p$  ve  $\tau$  ortamı.

(b) Zaman-Uzaklık verisinden  $p$ - $\tau$  ortamına geçişin fiziksel anlamı.

Biz bu dönüşümü bir sismik keside uygulamak istenilirse, o zaman genlik değerleri ile işlem yapmamız gerekir. Yani (3) numaralı denklemden, bir  $p$  eğimi üzerindeki tüm  $x$  değerlerine karşılık gelen genlik değerlerini toplar ve o eğime ait olan kesme zamanında  $\tau(p)$  olduğu için, toplam genlik değeri karşılık gelen  $(p, \tau)$  noktasına haritalanır. Bu yapılan işlemi Şekil-2 (a) ve (b) ' ye ve (4) numaralı ifadeye bakarak daha iyi anlamak mümkündür.



Şekil 2: (a)  $p$ - $\tau$  ortamına geçerken genlik uygulamasının şekilsel ifadesi. (b)  $x$ - $\tau$  ortamındaki noktaların  $p$ - $\tau$  ortamındaki yeri.

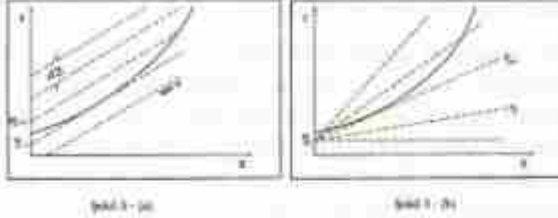
$$S(p, \tau) = \sum_x P(x, \tau + p \cdot x) \quad (4)$$

Bu toplam işlemi iki şekilde yapmak mümkündür:

1. İfadede  $p$  sabit tutulup  $\tau$  değeri değiştirilir. Mesela bir  $p_1$  değeri için ilk kesme zamanı değerimiz  $\tau_1$  için toplam ifadesi her bir ofset değeri için uygulanır, daha sonra eğim sabit kalır ( $p_1$ ) ve kesme zamanı değerimiz  $\tau_2$  olur ve toplam uygulanır ve  $\tau$  son değerine göre

hesap yapıldıktan sonra,  $p$  eğimi değiştirilip işlem yinelenir. Bu işlem doğrusal kayma zamanı düzeltmesi (Linear Move-out Correction) olarak adlandırılır.

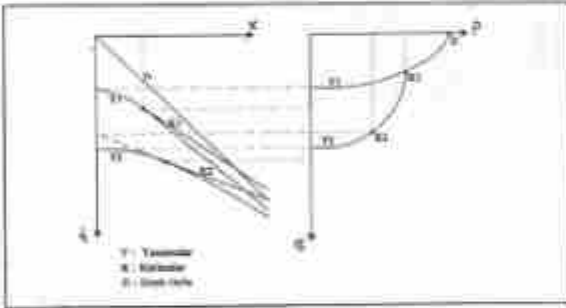
2. Bu kez  $\tau$  sabit tutulup,  $p$  değeri değiştirilir, her bir ofset değeri için toplam gerçekleştirilir. Bu iki ayrı toplam işlemi grafik şeklinde Şekil 3-(a) ve 3-(b)'de görüntülenmiştir.



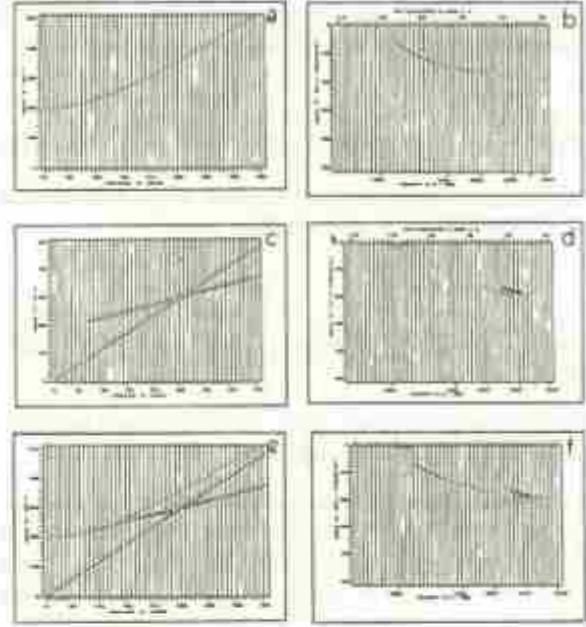
Şekil 3: (a) t-x verisinden eğim alma, p sabit,  $\tau$  değişken.

(b)  $\tau$  sabit, p değişken.

Eğimli yığıma yöntemi bir doğrusal dönüşümdür ve sonucunda bizim elimizdeki seyahat zamanı verimizi farklı bir ortamda görüntülemiş oluruz. t-x ortamındaki bazı bilinen sismik olaylar bu ortamda nasıl görülür sorusuna yanıt olarak; seyahat zamanı kesitimizdeki yansımalar, p- $\tau$  ortamında elips, kırılmalar ve direk gelişler ise nokta olarak görülmektedir. Bunu Şekil-4' den izlemek olanaklıdır. Şekil 5.'de yöntem bir sismik keside uygulandığı zaman, elde edilen  $\tau$ -p kesitlerinde de görülebilir. Bu sismik kesitlerde gözlenen genlik yoğunluklarının olduğu yerler o sismik olayın seyahat ettiği ortamın hızına eşdeğerdir.



Şekil 4: t-x verisindeki sismik olayların p- $\tau$  ortamındaki görünümü.



Şekil 5: Seyahat zamanı kesitimizde sismik olaylar p- $\tau$  ortamında yukarıdaki gibi görülmektedir. (a) ve (b) Yansıma p- $\tau$  ortamında elips olarak, (c) ve (d) direk geliş ve kırılma nokta olarak, (e) ve (f) hızı beraber şekildedeki gibi görünmektedir.

Eğimli yığıma yöntemi akış diyagramı aşağıdaki gibi özetlenebilir :

SEYAHAT ZAMANI VERİSİ, P (x, t) (GİRİŞ)

↓

(x, t) DEN (p,  $\tau$ ) YA;

ADIM 1: Seçilen p değerleri için doğrusal kayma zamanı işlemi.

ADIM 2: Offset üzerinden toplama ( $\sum p(x, t) = p(x)$ )

ADIM 3: Değişen P değerleri için ADIM1 ve 2' yi tekrarla

↓

EDİMLİ YIĞILMA VERİ (ÇIKIŞ)

3. p- $\tau$  DATASI İÇİN DALGA ALANI UZANIMI YÖNTEMİ

3.1 BİR BOYUTLU YAKLAŞIM :

Dalga Uzanımı yöntemi sismik prospeksiyonda uygulanan ve derinlik göçü olarak adlandırılan yöntem gibi uygulanmaktadır. Bilindiği üzere göç işlemi seyahat zamanı datasına uygulanır ve bu yöntemde işlem orta yansıma noktası ortamında uygulanmaktadır, fakat istisna olarak bizim uygulamamızda, yani dalga alanı uzanımı yönteminin p- $\tau$  verisine uygulanmasında dalga uzanımı yöntemi ofset ortamında yapılmaktadır (Clayton and McMechan, 1981).

Hızın derinlikle değiştiği yaklaşımını dikkate alarak,  $Z=0^\circ$  da bir diğer deyişle yüzeyde gözlenen dalga alanının herhangi bir derinliğe aşağı doğru uzanımı



frekans ortamında faz rotasyonuna denk gelmektedir (Clearbout,1976; Gazdag,1978), bu izleyen bağıntı ile,

$$P(\omega, k_h, z) = P(\omega, k_h, 0) e^{-i2 \int_0^z \left[ \frac{\omega^2}{V^2(z)} - \frac{k_h^2}{4} \right]^{\frac{1}{2}} dz} \quad (5)$$

şeklinde yazılabilir. Ayrıca bu ifade dalga denkleminin çözümüne yaklaşımı aşağıda ifade eder:

$$\left[ \frac{a^2}{a^2 z} + \frac{a^2}{a^2 h} + 4 \frac{w^2}{V^2(z)} \right] P(w, h, z) = 0 \quad (6)$$

burada  $\omega$  açısal frekans;  $V(z)$ ,  $z$  derinliğindeki hız ve  $k_h$  yatay yöndeki dalga sayısıdır.

Yukarıdaki ifadede exponansiyel ifadenin (-) olması bizim yukarı doğru giden dalgalara, aşağı doğru dalga alanı uzanımı yöntemini uyguladığımızı gösterir. Daha açık bir ifade ile bir dalga alanının hareketi frekans ortamında faz rotasyonu ile gösterilir ve bu ifadede aşağı doğru ilerleyen dalga alanının aşağı doğru dalga uzanımı için exponansiyel ifadede (+) işaretli kullanılırken, yukarı doğru giden dalgalar, aşağı doğru dalga uzanımı için inceliyorsak exponansiyel ifade de (-) işaret kullanırız.

Bu ifadeyi ışın parametresi formuna dönüştürmek için frekans ortamında,

$$k_h = -2w\rho \quad (7)$$

olarak ve (5) nolu ifadede yerine koyarak,

$$P(w, -2w\rho, z) = P(w, -2w\rho, 0) e^{[-1 \cdot w \psi(\rho, z)]} \quad (8)$$

olur.

Eğimli yığıma yöntemi Fourier Merkezi Kesit (Fourier central slice) teoremine göre  $S(\omega, \rho) = P(\omega, -2w\rho)$  dir. Yerine koyarsak,

$$S(\omega, \rho, z) = S(\omega, \rho, 0) e^{[-1 \cdot w \psi(\rho, z)]} \quad (9)$$

$$\psi(\rho, z) = 2 \int_0^z \left[ V^{-2}(z) - \rho^2 \right]^{\frac{1}{2}} dz \quad (10)$$

yazılabilir.

Ters Fourier dönüşümü alınarak aşağı doğru dalga uzanımı formülü eğimli yığılmış veri için aşağıdaki gibi yazılabilir,

$$S(\rho, z) = S(0, \rho, z) = \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega, \rho, 0) e^{-1 \cdot w \psi(\rho, z)} d\omega \quad (11)$$

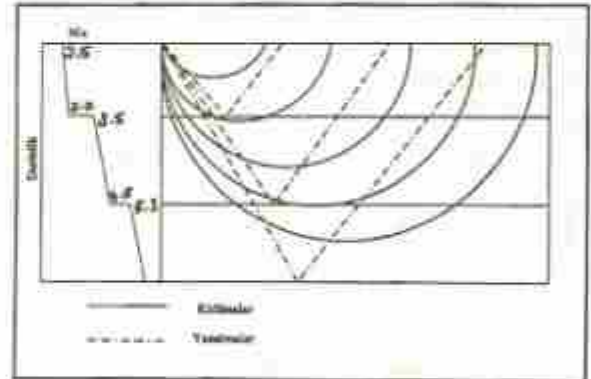
Hesaplama sırasında karşılaşılabilecek bir problem,  $\psi$  ifadesinde  $\rho$  eğer  $\psi^{-1}$  den büyük olursa elde edilen kesitte farklı enerji dağılımları ortaya çıkar, bunun için

o durumda aşağı doğru dalga uzanımını durduracak bir ifade aşağıdaki gibi yazılabilir,

$$\psi(\omega, \rho, z) = 2 \int_0^z \left[ V^{-2}(z) - \rho^2 \right]^{\frac{1}{2}} dz \quad (12)$$

Eğer dikkat edecek olursak  $\psi(\rho, z)$  ifadesi teorik sismolojide düzlem dünya yaklaşımı ile elde edilen  $\tau(\rho)$  yani gecikme zamanı ifadesidir.

(11) numaralı denklemdaki üstel ifade ile yapılan faz rotasyonu işlemi ise Fourier dönüşümü ile başlar ve zaman eksenini boyunca Fourier dönüşümü alınır. Daha sonra Fourier ortamındaki  $S(\omega, \rho)$  verimiz exponansiyel ifade ile çarpılıp her bir derinlik için elde edilen  $\tau$  değeri kadar kaydırılır. Her bir derinliğe karşılık gelen değerlerin zaman yönünde ters Fourier dönüşümü alınarak  $t=0$  anındaki (Yansıma noktasının patladığı an) derinlik bulunur. Sonucunda  $S(\rho, z)$  değerleri görüntülenir, bu bize hız-derinlik fonksiyonunu verecektir. Bu işlem sırasında ortamın hız-derinlik modelini tam ve doğru hesap edebilmek için yinelemeli olarak yapılır. Bir  $V(z)$  fonksiyonu (bir boyutlu bir hız fonksiyonu, Şekil 6 da görüldüğü gibi hız değişimi sadece yatay yönde değişiyor) verilerek aşağı doğru dalga uzanımı yöntemi uygulanır ve çıkan veri tekrar işleme için yeni  $V(z)$  fonksiyonu olarak verilir ve verilen ile çıkan arasında uyumluluk iyi bir noktaya ulaşıncaya işlem kesilir ve ortamın gerçek  $V(z)$  fonksiyonu elde edilir.



Şekil 6: Tabaka hızlarını düşey olarak değiştirdiği 1 boyutlu model örneği.

İşlem adımlarını akış diyagramını ile kısaca ifade edebiliriz :

Seyahat zamanı dasetası	$P(x,t,z=0)$
	↓
Eğimli yığıma uygulantası	$P(p,\tau,z=0)$
	↓
Zamanda Fourier Dönüşümü	$P(p,\omega,z=0)$
	↓
Derinliğe doğru uzanım	$P(p,\omega,z=0) \cdot \exp\{i\omega\psi(p,z)\}$

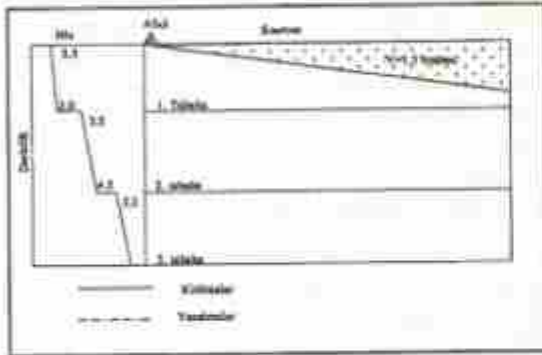
### 3.2. İKİ BOYUTLU YAKLAŞIM

İki boyutlu yaklaşım seyahat zamanı dasetasına ilk olarak Reiter, Toksöz, Purdy (1991) tarafından uygulandı. Bu yöntem 1981 yılında Clayton ve McMechan tarafından  $\tau$ - $p$  verisi uygulanan dalga uzanımı yaklaşımını kullanır, fakat onlar hızın bir boyutlu değişmesi sınırları ortadan kaldırıyor.

Bu yöntem hızın hem derinlikle, hem de uzaklıkla değiştiği durum için geliştirilmiştir (Şekil 7) ve iki boyutlu aşağı doğru dalga uzanımı için ışınlar kullanılır.

Bu yöntem de iki dönüşüm adımı içerir:

1. Veriyi T-X ortamından,  $\tau$ - $p_0$ , X- $p_0$  veya T- $p_0$  ortamına geçiş için eğimli yığıma,
2.  $\tau$ - $p_0$  ortamından, S ( $P_0$ ,  $X_0$ , Z) ortamına geçiş için aşağı doğru dalga uzanımı.



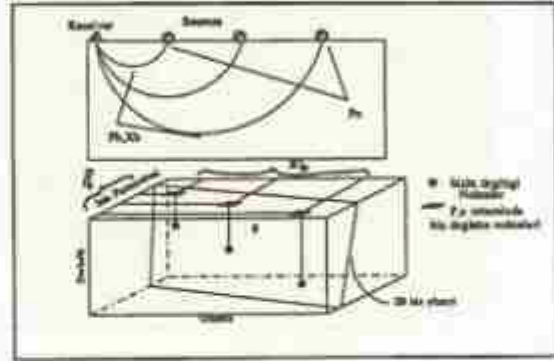
Şekil 7: Tabaka hızlarının dikey ve yanal değiştiği 2 boyutlu model örneği.

Bir boyutlu yaklaşımda eğimli yığıma sonucu bulunan ışın parametresi değeri,  $p_0$ , o ışının en derin noktadaki değeri olan,  $P_0$ 'ye esittir. Çünkü, ortamın sadece derinlik yönünde hız değişimine sahip olduğu düşünülerek uygulanmaktadır (Şekil 6).

Fakat iki boyutlu yaklaşımda eğimli yığıma sonucu elde edilen  $P_0$ , yanal hız değişimi olması nedeni ile en derin noktadaki ışın parametresi  $P_0$ 'ye eşit değildir. Şekil 8

den  $X_0$  ışının en derin noktadaki yanal pozisyonunu,  $P_0$  ise ışının en derin noktadaki ışın parametresi değerini göstermektedir.

Eğimli yığıma sonucu elde edilen hızlar, yani X yönündeki hız değişimi X- $P_0$  ortamından, derinlik yönündeki değişim ise  $\tau$ - $p_0$  verisinden elde edilir. Verilen doğru bir hız modeli için  $p_0$ 'ı oluşturan ışın yolu, alıcıdan başlayıp  $\theta$  açısı ile kaynağı vuran bir ışın araştırılarak bulunur, bunun için iki nokta ışın izleme tekniği kullanılabilir.  $\theta = \arcsin(p_0/V_0)$  olmak üzere,  $V_0$  ise kaynağın hemen altındaki hızdır. Bu ışın yolu bulununca her bir  $p_0$  bu ışın yolu boyunca aşağı doğru dalga uzanımı yöntemine tabi tutulur ve  $P_0$ ,  $X_0$ ,  $V(x,z)$  ve  $p(x,z)$  ışın yolu boyunca elde edilir ve Şekil 8 deki gibi görüntülenir.



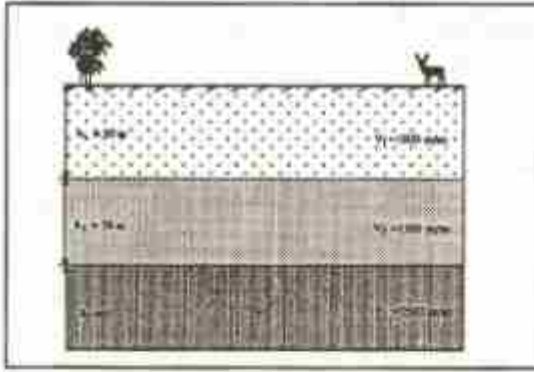
Şekil 8: 2 boyutlu değişen hız modeli için, aşağı uzanım sonucu elde edilen 2 boyutlu hız yayılımı.

Bu yaklaşım sayesinde bu ters çözüm yöntemi yanal hız değişimlerinde de sonuç verecek şekilde düzenlenebilmektedir.

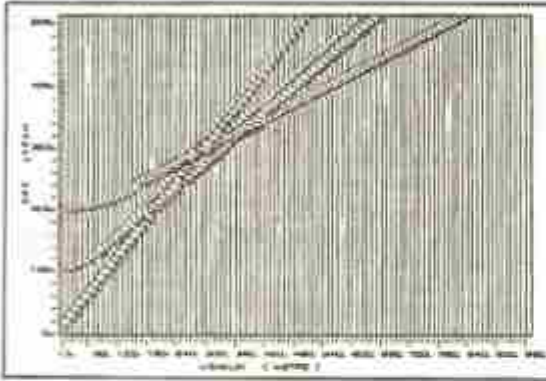
### 4. YAPAY UYGULAMALAR

$\tau$ - $p$  ters yöntemi ile ters çözüm yapabilmek için ilk olarak hız ve derinlikleri belli olan bir yer modeli için ışın bağımları kullanılarak yapay seyahat zamanı kesiti elde edilmesi gerekmektedir. Bu amaçla Şekil 9'daki 3 tabakalı yer modeli kullanılarak, Şekil 10'da verilen seyahat zamanı verisi görüntülenmiştir. Tabaka hızları 1. tabaka için 1000 m/sn, 2. tabaka için 1500 m/sn ve 3. tabaka için 2500 m/sn, derinlikleri ise  $h_1=50$  m,  $h_2=50$  m olarak alınmıştır.





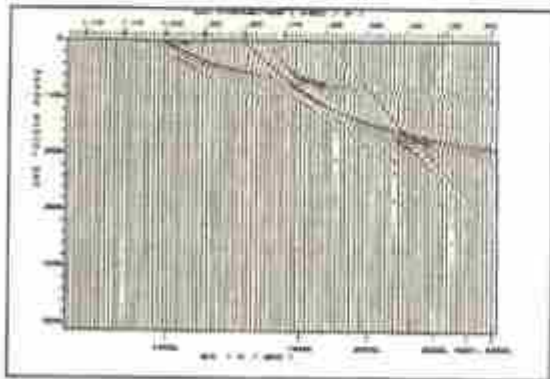
Şekil 9: Bir çalıpmada yapılan sismik uygulama için kullanılan yer modeli.



Şekil 10: Yer modelinden üretilen merkezî seyahat zamanı datası.

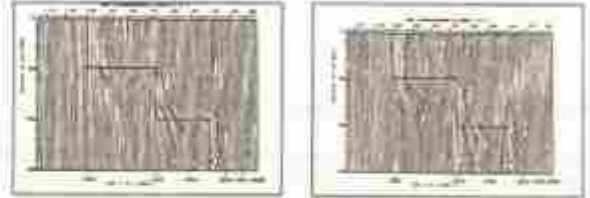
Şekilden de görülebileceği gibi 3 temel sismik olay bu datanın içinde yer almaktadır. Bunlar direk geliş, yansıma ve kırılma dalgalarıdır.

Yapay sismogramı ürettikten sonra daha önceki kısımlarda anlatıldığı şekilde, verinin üzerine eğimli yığıma yöntemi uygulanmış ve sonucu olarak Şekil 11'deki p-t ortamı görünümü elde edilmiştir.



Şekil 11: Yapay veriye p-t ortamındaki görünümü ve hızların sıyımı.

Son adım olarak hız-derinlik yapısını verecek olan aşağı doğru dalga uzanımı yöntemi veriye uygulanmıştır. Dalga uzanımının - önceden de anlatıldığı gibi - yapılabilmesi için ilk hız modeli girilip, sonuç olarak p-z ortamındaki görüntü üretilmiştir (Şekil 12a). Düz çizgi ile ifade edilen hız yapısı verdiğimiz hız yapısıdır. Yapıyı daha iyi tanımlayabilmek için bu elde edilen hız yapısı aşağı doğru dalga uzanımının ikinci yinlemesi için girdi olarak kullanılıp Şekil 12b'deki son hız yapısı elde edilmiştir. Elde edilenler sonuçlar kısmında özetlenmiştir.



Şekil 12: (a) Aşağı Doğru Uzanım sonucu elde edilen hız yapısı. 1. Yinleme.

(b) 2. Yinleme.

## 5. SONUÇLAR

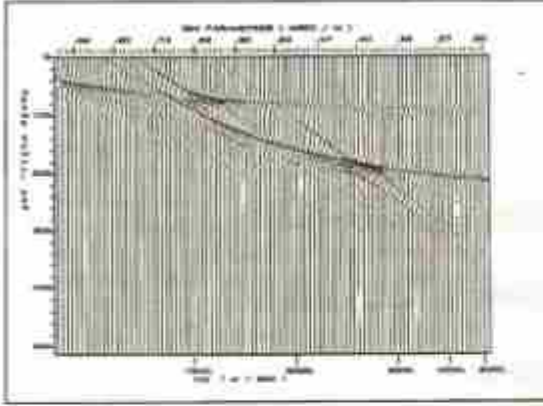
Eğimli yığıma yada diğer ismi ile T-p ters çözüm yöntemi ve onun ardından uygulanan aşağı doğru dalga uzanımı yöntemi alternatif bir ters hız çözümüdür.

Uygulanan işlem adımları ve sonuçlar aşağıdaki gibi sıralanabilir:

1. Ürettiğimiz T-X dalga alanı verisine t-p ters çözüm yöntemi uygulandığında görüldü ki, yansımalar, elips olarak, kırılma ve direk gelişler nokta şeklinde bir görünüme sahiptirler. Uygulama örneklerinde Şekil 5'den de takip edilecek olursa uygulama sonucunda t-x ortamındaki sismik olay ve t-p ortamındaki karşılığı ve sismik olayların hangi hızla sahip oldukları elde edilir. Uygulama örneğimizde p-z ortamından elde edilen hızlar 1000 m/sn, 1500 m/sn ve 2500 m/sn, yapay veri üretirken kullandığımız hızlarla aynıdır (Şekil 11).

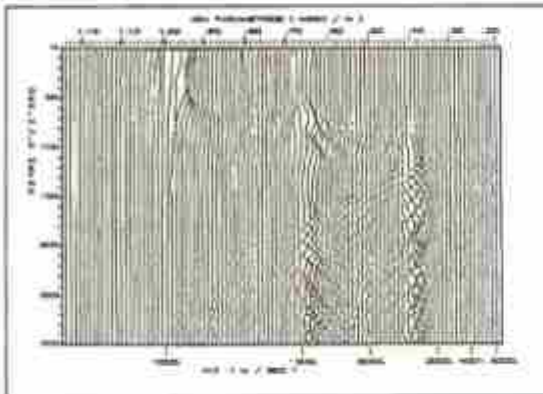
Eğer t-p ortamında geçerken t-x datasını süpürecek olan eğimleri iyi belirlemezsek t-p ortamında istediğimiz şekilde bir görüntü alamayabiliriz. Genellikle t-x kesidini süpürecek hız aralığı, yeraltındaki hız aralığını içine alması için 500 m/sn ile 8000 m/sn arasında seçilebilir. Bundan dolayı ilk süpürme hızları olarak bunları kullanabiliriz. Bunların tersi bildiğimiz gibi ışın parametresi değerimiz  $p'$  yi vermektedir. ( $p' = \sin \theta / v$ ) Şekil 8'den izlersek B noktasındaki  $\theta$  değerimiz, A noktasında  $\theta = 90$  derece olduğu için  $p' = 1/v$  (ışının en derin noktadaki hızı) olmaktadır. Buradan anlaşılacağı gibi veriyi süpürecek ışın parametresi aralığımızın maksimum değeri 0.002 sn/m ve minimum değeri 0.000125 sn/m dir ( $P_{max} = 2 \text{ msn/m}$ ,  $P_{min} = 0.125 \text{ msn/m}$ ).

Eğer çalıştığımız ortamda bu aralıktan daha küçük bir hız aralığı görebileceğimizi düşünüyorsanız, bu aralığı değiştirmeniz mümkündür. Verdiğiniz hız aralığı içine ortamdaki hız değerlerinin bir kısmı giriyorsa, o zaman görüntü Şekil 13 deki gibi olacaktır. Bu durumda kalırsa yapılacak iş hız aralığını biraz daha genişletmektir.



Şekil 13:  $p$ - $t$  ortamına geçişte hız aralığının küçük seçilmesi ve 1. tabakanın görülebilmesi durumu.

2. Bir sonraki adım  $\tau$ - $p$  verisine aşağı doğru dalga uzanımının uygulanmasıdır. Bu yöntemin uygulanması sonrası elde edilen  $p$ - $z$  dalga alanı verimizin de bize  $\tau$ - $p$  ortamdaki hız bilgilerimizi derinlik bilgisi ile birleştirip verecektir. Uygulama örneğimizde de model derinliklerimiz  $h_1=50$  m ve  $h_2=50$  m olarak doğru bir şekilde yinelemeli olarak elde edilmiştir ( Şekil 12b). Uygulama sırasında dalga atanını içerdiği derinlikten daha fazla derinliğe kaydırsak Şekil 14 deki görüntü ile karşılaşırız. Yer modelimizin en fazla 100 m derinden bilgi taşımakta olduğu göz önünde bulundurularak, yaklaşık 100 m' den sonra düzensiz bir enerji dağılımı gözlenmektedir.



Şekil 14: Dalga Uzanımı yönteminin, datamızı içerdiği derinlik bilgisinde daha derine uygulanması sonucu görülen bozulmalar.

## KATKI BELİRTME

Çalışma süresi boyunca çabalarımızta sürekli destek olan ve enstitü bünyesinde tüm imkanları bize sağlayan Sayın Prof. Dr. Ahmet Mete Işıkara ya teşekkür ederiz. Bununla birlikte bu konuyla ilgili çalışılarken bilgilerinde faydalandığım Sayın Yard. Doç. Dr. Emin Demirbağ' a, Yard. Doç. Dr. Tuğrul Genç' e ve Dr. Semih Ergintav' a da teşekkürü bir borç biliriz. Ayrıca bu çalışma ile ilgili programların hazırlanması sırasında, FORTRAN programlama dili çizim alt programları konusunda yardımını esirgemeyen çalışma arkadaşım Arş. Gör. Tolga Bekler, Vuslat Tatar, Rengin Gök, Gonca Örgülü ve Hakan Alçık' a teşekkürler.

## KAYNAKLAR

- Canitez, N., Yaramancı, U., Özlemir, H., 1987, *Spectral Analysis*, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Eğitim Yayınları, No:1.
- Canitez, N., 1992, *Sismolojinin Ters Problemleri*, Jeofizik Modelleme Kollokayumu Ders Notları, TMMOB, Jeofizik Mühendisleri Odası, İstanbul.
- Clayton, R.W. and G.A. McMechan, 1981, *Inversion of Refraction Data by Wave Field Continuation*, *Geophysics*, Vol. 46, pp. 860-868.
- Clearbout, J.F., 1985, *Imaging the Earth's Interior*, Department of Geophysics, Stanford University, Blackwell Scientific Publications, Boston.
- Clearbout, J.F., 1976, *Fundamentals of Geophysical Data Processing*, New York, Mc-Graw Hill Book Co., Inc.
- Clearbout, J.F., 1992, *Earth Soundings Analysis: Processing versus Inversion*, Blackwell Scientific Publications, Boston.
- Ecevitöglu, B., 1990, *Sismik Prospeksiyon Ders Notları*, İTÜ, İstanbul.
- Ergin, K., 1992, *Advanced Seismology Lecture Notes*, İTÜ, İstanbul.
- McMechan, A.G. and Otálora, R., 1980, *Direct Observation of  $p$ - $\tau$  Curve in a Slant Stacked Wave Field*, *June Vol. 70, No.3*, pp. 775-789, BSSA.
- Oppenheim, A.V. and Ronald, W.S., *Digital signal Processing*, Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Panas, G.K. and Alan R. Mitchell, 1989, *slant Stack Processing*, Vol. 7, No.2, First Break, GECO.
- Paul, L., Stoffa, 1989,  *$p$ - $\tau$  A Plane Wave Approach to the Analysis of Seismic Data*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Reiter, E.C., Toksöz, N. and Purdy, G.M., 1991, *Imaging of Large Offset Ocean Bottom Seismic data: the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy*, MIT.
- Robinson, A.E., 1967, *Multichannel Time Series Analysis with Digital Computer Programs*, Digital Consultants, Inc. and National Aeronautics and Space Administration, San Francisco.
- Sarıçelebi, R., 1985, *Değerlendirme ve Haritalama Yöntemleri*, Deprem Araştırma bülteni, Yayı. 7, Sayı 51, Ankara.
- Sheriff, R.E., 1984, *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, SEG, Tulsa.
- Walek, M.C., 1984, *Teleseismic Array Analysis of Upper Mantle Compressional Velocity Structure: the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy*, California Institute of Technology, California.
- Yılmaz, Ö., 1987, *Seismic Data Processing*, Investigation in Geophysics No.2, Society of Exploration Geophysics, Tulsa.



# SORUN YERALTIYSA ÇÖZÜM

## belirti

### KONULAR

- ✓ Zemin Araştırmaları
- ✓ Yeraltısuyu Araştırmaları
- ✓ Karayolu ve Demiryolu Güzergah Etüdları
- ✓ Mühendislik Jeofiziği
- ✓ Metro, Tünel, Otoyol Jeoteknik Ölçümleri
- ✓ Jeoteknik Etüdlar
- ✓ Gömülü Fayların Belirlenmesi
- ✓ Temel Kaya Topoğrafyasının Araştırılması
- ✓ Depremsellik ve Deprem Riski
- ✓ Heyelan Etüdları
- ✓ Atık Depolama Alan İncelemeleri
- ✓ Çevre Jeofiziği
- ✓ Doğal Kaynakların Araştırılması
- ✓ Maden Araştırmaları
- ✓ Jeotermal İncelemeler
- ✓ Ocak Araştırmaları
- ✓ Sökülebilirlik Analizi
- ✓ Kaynak Suyu Çalışmaları

### YÖNTEMLER

#### Jeofizik Araştırmalar

- Sismik Kılma
- Sismik Yansıma
- Deniz Sismiği
- Özdirenc (Rezistivite)
- İP
- SP
- Manyetik

#### Jeoloji Araştırmaları

- Saha Jeolojisi
- Mühendislik Jeolojisi
- Hidrojeoloji

#### Sondaj

#### Jeoteknik Ölçümler

belirti MÜHENDİSLİK - DANIŞMANLIK A.Ş.

Ahıudacı Sokak 2/1 81020 Acıbadem - İstanbul tel: (216) 326 30 81 [3 hat] fax: (216) 325 07 58



Sondaj San. ve Tic. Ltd. Şti.

ege jeofizik

**Her Türlü Yeraltı Sorunlarınızda  
Güvenilir Dostunuz.**

- \* Yeraltı Suyu Aramaları
- \* Jeotermal Araştırmalar
- \* Altın, Bakır, Çinko, Kurşun aramalar.
- \* Zemin Etütleri
- \* Kömür aramaları
- \* Arkeojeofizik
- \* ÇED Raporu
- \* Veri İşlem
- \* Su ve Zemin Sondajları

Tel:

Adres: Kazımdirik Mahallesi 267nci Sokak No:14 Bornova - İZMİR





**Faruk Sınanmış**  
Jeofizik ve Geoteknik Uzman Müh.

**TEMFOR**  
TEMEL İNŞAAT  
TIC. VE SAN. LTD. ŞTİ

Çarşıca Cad. Mektep Apt. No. 63/2 Bağdatlıca  
Üsküdar - İstanbul Tel: (0 216) 334 93 00 - 333 87 88  
Fax: (0 216) 310 18 19



**YERTEK**  
YERALTI ARAŞTIRMA ve SONDAJCIK  
ŞİŞİRCİ VE TİCARET LTD. ŞTİ.

- Zemin-Su-Maden Araştırmaları
- Zemin-Su-Maden Sondajları
- Jeolojik Harita-Rapor
- Temel Etüdü

**SELAHATTİN İŞ**  
Jeofizik Mühendisi

Dereboyu Cad. No. 110/14  
80840 Ortaköy - İstanbul  
Tel. : (0.212)258 79 67

## TRANSENERGY GEOPHYSICS

**AYTAÇ GÜLAY**  
JEOFİZİK MÜH.

**BAGDAT CAD. NO 38/B SİBEL APT.**  
**ALTINTEPE/MALTEPE/İST**  
**TEL : 366 93 39 FAX : 366 50 67**



**YERKÖRE**  
YERALTI ARAŞTIRMA  
MADEN SANAYİ

Tel: (0212) 285 57 45 - 285 57 48  
Fax: (0212) 285 57 47

*YERALTI İLE İLGİLİ  
PROBLEMLERİNİZİN ÇÖZÜMÜ*



'DE BAŞLAR



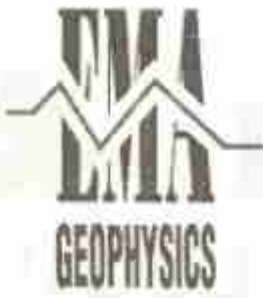
'DE BİTECEK

**ZEMİN ARAŞTIRMALARI**

**MADEN ARAŞTIRMALARI**

**SU ARAŞTIRMALARI**

**ARKEOLOJİK ARAŞTIRMALAR** ve YERALTI İLE İLGİLİ HER TÜRLÜ PROBLEM  
İÇİN ÇÖZÜM ÜRETMEK **YERKÖRE**'NİN İŞİDİR.



# EMİN ETÜDLERİ



## Çözümünde Yanınızdayız.

### BASLICA ÇALIŞMA KONULARIMIZ

- 1- Yeraltısının Etüd ve Sondajları
- 2- Toprak ve Zemin Arastırmaları (Zemin Etüdüleri)
- 3- Maden Arastırma (Kil, Kum, Kömür, Kükürt v.b.)
- 4- Jeolojik Harita Rapor ve Etüdüleri (Hidro-Bankası, Belediyeler, Alet İşleri, Üzüm Sektörü)
- 5- Petrol ve Doğalgaz Arastırma
- 6- Arkeolojik Kazıntı Arastırmaları
- 7- CED Çevre Etki Değerlendirmeye Raporları



EKŞİOĞLU MÜHENDİSLİK ARAŞTIRMA İNŞAAT LTD. ŞTİ.

Bağdat Cid. Ayvılıçlar İşhanı No: 2/52 31410 Kartal - İST.  
TEL: 0216 - 389 65 68 - 353 91 19 FAX: 389 65 68



# YERALTI

## ŞİRKETLER TOPLULUĞU



- \* YERALTI ARAMACILIK Bilimsel Araştırma Kuruluşu
- \* YERALTI İNŞAAT Ltd.
- \* YERALTI MADENCİLİK Ltd.
- \* YERALTI YAPILARI (UCI) Danışmanlık A.Ş.
- \* YERALTI KAZILARI (UNEX) İş Makinaları Mühendislik Ltd.

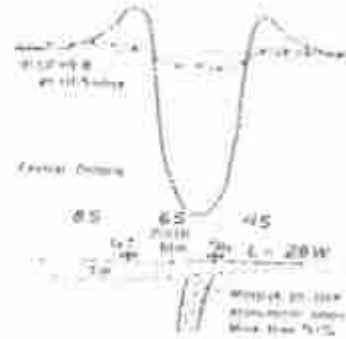
Yeraltı Suları, Jeofizik Kuyu Logları, Jeolojik ve Jeoteknik rapor Arkeojeofizik, Zemin, Maden, Doğal Gaz- Jeotermal- Sıcaksu- Petrol Araştırmaları, Güzergah Çalışmaları, Metro ve Tünel Kazıları ve Donatımı, Mermer ve Granit, Kum ve Kil İşletmeciliği, İş Makinaları Seçimi ve Dış Alımı, Yeraltısuyu, Maden ve Zemin Sondajları, Yersarsıntısı Riski, ÇED Raporları.

SİSMİK  
OYO  
Mc Seis 170f

YER RADARI  
ABEM

SPEKTRAL  
ELEKTROMANYETİK  
APEX

KUYU LOGU  
İP, SP, ELEKTRİK  
Bison, Abem, Geometrics  
Zonge, OYO



Spor Cad. Acısu sok. Çinili Ap. 9/2 Maçka, Beşiktaş-İSTANBUL  
Tel. (0212) 258-4827, 227-7719, Fax. (0212) 259-4580, 227-7720

# GEOTEKNİK-JEOLOJİ-JEOFİZİK ALANINDA EN İYİ FİRMALARI TEMSİL EDİYORUZ!

Satış - Servis - İmalat - Danışmanlık

<b>ABEM AB</b> İsviçre	Sismik - Rezistivite - VLF - EM - Vibrasyon Georadar -kuyu logu - Software
<b>GEOSYS AG</b> İsviçre	Deprem ivme kaydedicileri Vibrasyon - patlatma kayıt cihazları
<b>ELE INTERNATIONAL</b> İngiltere	Zemin mekaniği laboratuvarı cihazları Beton - asfalt - kaya - çevre test cihazları
<b>KINEMATICS</b> A.B.D.	Deprem müh.cihazları-Sismoloji cihazları Sismometreler-Zaman sistemleri
<b>SOILTEST</b> A.B.D.	Zemin mekaniği test cihazları Beton - asfalt - kaya test cihazları
<b>BONNE ESPERANCE</b> Fransa	Menard presalyometre Zemin ve su sondajı ekipmanları
<b>SINCO</b> A.B.D.	Tünel-Baraj-Köprü-Dolgu ölçüm sistemleri Geoteknik kayıt cihazları
<b>GEONOR</b> Norveç	Zemin mekaniği laboratuvarı cihazları Tünel-Baraj-Dolgu ölçüm cihazları
<b>TROXLER</b> A.B.D.	Nükleer kaynaklı yoğunluk,rutubet ve sıkışma kontrolü cihazları

## MATE ULUSLARARASI DIŞ TİCARET A.Ş.

ANKARA: Hülya Sokak 41/10 G.O.P. 06700 ANKARA  
Tel:(312) 446 77 17 - 446 74 78 Fax:(312) 447 13 68

İSTANBUL: Halk sok. Beta 1 sit. C Blok D 2 Sahrayıcedid 81080 İSTANBUL  
Tel:(216) 411 45 51 - 52 Fax:(216) 411 45 53



# ATLASAŞ

Uzun süredir Türkiye pazarında Jeofizik, Jeoteknik ve Ojeografik konularında faaliyet gösteren ATLASAŞ'ın çalışmaları konusunda satış, satış sonrası servis ve jeoteknik ve jeofizik hizmetler olmak üzere iki ana gruba toplanmıştır.

## A. SATIŞ VE SATIŞ SONRASI HİZMETLER

Konularında dünyadaki lider durumuna gelmiş kuruluşların Türkiye'ye tek yetkili satış temsilciliğini sürdürmekte ve üç ana konuda hizmet vermektedir:

### I. Jeofizik Sistem ve Cihazlar

- \* Telemetri Sistemler
- \* İnci, Transmitter ve Jeneratör Gruplar
- \* Jeofon, Jeofon Sistem İnci ve sesler
- \* Kaya İnci sistemleri
- \* Manyetometreler, spektrometreler
- \* Plotter sistemler sanal kameralar
- \* Derin ve suyun sıcak cihazlar
- \* Resimleme cihazları

### II. Jeoteknik Etilid Amaçlı Cihazlar

- \* Jeofizik deney cihazları
- \* Yerinde deney cihazları
- \* Laboratuvar aletleri (Jermi, kaya beceri, aletler)
- \* Ölçümleme (Mixing) sistemleri

### III. Ojeografik Sistem ve Cihazlar

- \* Alan Ölçerler (Deniz ve Nehir için)
- \* Denizaltı ölçüm, kuyu Saldatör
- \* Sualtı Video Sistemleri
- \* R.O.V. Sistemleri
- \* Deniz Manyetometreleri
- \* GPS Sistemleri



## B. JEOTEKNİK VE JEOFİZİK HİZMETLER

ATLASAŞ'ın uzman kadrosu ile her türlü zemini etnik prosedürleri modern jeoteknik ve jeofizik teknikler kullanarak gerçekleştirmektedir. Verilen hizmetler;

- I. Proje ve İnci amaçlı hizmetler  
Her türlü yapı ile bina inceleme ve jeoteknik/jeofizik Etilid projeleri ve danışmanlık hizmetleri
- II. Jeoteknik / Jeofizik Etilid hizmetleri  
Jeoteknik, Madencilik ve Tarımsal amaçlı Etilid hizmetleri.
- III. Deniz alanında verilen hizmetler  
Her türlü jeoteknik ve jeofizik Deneylerin amaçlı Etilid.

**SUN'IN GÜCÜYLE ÜRETKENLİĞİNİZİ KEŞFEDİN...**



**GANTEK**

**Gantek Bilgisayar Danışmanlık Servis Tic. A.Ş.**

Yıldırım Yılmaz, Çarşıbaşı 3. Yür. Katı,  
M. N. Akdoğan Sok. No: 22  
Beşiktaş / İstanbul / Türkiye  
Tic. Sic. No: 271148 / Şişli  
Tic. Sic. No: 271148 / Şişli

1999 yılında kurulmuş bir teknoloji  
firmasıdır. Bilgi teknolojileri,  
bilgi sistemleri, bilişim,  
bilgi güvenliği ve bilişim  
güvenliği alanlarında  
bilgi teknolojileri ve bilişim  
güvenliği alanlarında  
bilgi teknolojileri ve bilişim  
güvenliği alanlarında

0212 441 11 11  
0212 441 11 11  
0212 441 11 11  
0212 441 11 11

**Sun**







## STFA TEMEL ARAŞTIRMA A.Ş.

Şirket: STFA Temel Araştırma A.Ş.  
Posta Adresi: Tophaneloğlu Cad. No: 19  
Altunizade 81190  
İSTANBUL/TÜRKİYE  
Telefon: +90 (0216) 326 70 00  
+90 (0216) 339 54 09  
Teleks: 29466 CIVA TR, 29119 KZIK TR  
Faks: +90 (0216) 339 33 00

STFA TEMEL ARAŞTIRMA A.Ş.  
TITIZLIK, PROFESYONELLİK VE TEKNOLOJİ İLE  
HİZMETİNİZDE



40 YILLIK GEOTEKNİK DENEYİM:  
STFA TEMEL ARAŞTIRMA A.Ş.



### DEVAM EDEN ULUSLARARASI PROJELERİMİZ

KAZAKİSTAN AHMET YESEVİ TÜRBESİNİN JET GROUT İLE  
TEMEL TAKVİYESİ  
LIBYA BÜYÜK NEHİR PROJESİ II. KISMI ZEMİN ETÜDLERİ  
(Great Man- Made River Project)



### SUNDUĞUMUZ BAŞLICA HİZMETLER

- KARA VE ZEMİN ETÜDLERİ
- ZEMİN İSLAHI
- JET GROUTING
- ENJEKSİYON
- DİYAFRAM DUVARI VE CUT-OFF DUVARI
- İNCE DUVAR (THIN WALL)
- DERİN KAZILARIN İKESASI
- ZEMİN VE KAYA ANKRAJLARI
- MİNİ KAZIK
- GEOTEKNİK MÜHENDİSLİĞİ MÜŞAVİRLİĞİ
- KARA VE DENİZ JEOFİZİK ARAŞTIRMALARI
- ARAZİ VE LABORATUVAR DENEYLERİ

### YURTDIŞI OFİSLERİMİZ

**LONDRA OFİSİ** ADRES: CONEX HOUSE 148 FIELD END ROAD EASTCOTE MIDDLESEX HA 5 1 RT LONDON / ENGLAND •  
TELEFON: 44 (1) 868 35 11 • FAKS : 44 (1) 868 14 33

**TRİPOLİ OFİSİ** ADRES: P.O. BOX 81458, TRİPOLİ / LIBYA • TELEFON: 218 (21) 892 733 • FAKS: 218 (21) 44787

**MEDİNE OFİSİ** TELEFON: 966 (4) 848 36 64 • FAKS: 966 (4) 848 36 64

**İSLAMABAD OFİSİ** ADRES: 2 / B / 1 NAZİM - ÜD - DİN ROAD F 7 / 1 P.O. BOX 3010 İSLAMABAD / PAKİSTAN •  
TELEFON: 92 51 216 563 • 92 51 218 360 • FAKS: 92 51 216 554

# LİTERATÜR

## SİZİ DÜNYA LİTERATÜRÜYLE BULUŞTURUYOR...

LİTERATÜR yurtdışında yayımlanmış mesleki ve eğitim yayımlarını ilgililerine ulaştırmaktadır. Mühendislik, işletme, ekonomi, bilgisayar, mimarlık, şehircilik, dekorasyon, mobilya, reklamcılık, sanat alanlarında kitap ve magazin çeşitlerini güncel olarak hizmetinize sunmaktadır.

### İLİŞKİ İÇİNDE OLDUĞUMUZ YAYINEVLERİ:

#### BİLİM VE TEKNOLOJİ

ACADEMIC PRESS  
ADDISON WESLEY  
ALLAN/BACON  
BLACKWELL SCIENTIFIC  
BROOKS COLE  
CHAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS  
CHAPMAN HALL  
DC HEAT  
DRYDEN PRESS  
ELSEVIER  
HARCOURT BRACE  
HARPER COLLINS  
HOLT REINHOLT WINSTON  
HEINLE & HEINLE  
HOUGHTON MIFFLIN  
GULF PUBLISHING  
INDUSTRIAL PRESS  
JOHN WILEY & SONS  
LONGMAN  
MACMILLAN  
MAXWELL MACMILLAN  
MC GRAW - HILL  
NELSON  
OXFORD UNIVERSITY PRESS  
PENGUIN  
PWS KENT  
PERGAMON PRESS  
PRENTICE HALL  
SIMON / SCHUSTER  
WARDSWORTH  
WEST PUBLICATIONS  
VAN NOSTRAND REINHOLD  
VCH

#### BİLGİSAYAR

ABACUS  
BANTAM  
BRADY  
NEW RIDER  
M & T  
OSBORNE  
QUE  
SAMS  
SYBEX  
VENTANA

#### MİMARLIK ve SANAT

ABBEVILLE PRESS  
ABRAMS  
ACADEMY EDITIONS  
ATRIUM  
DORLING KINDERSLEY  
GA  
RIZZOLI  
STUDIO EDITIONS  
TASCHEN VERLAG  
THAMES & HUDSON



#### MERKEZ

Cukuryurt Sok. No:6 Kat:3  
Mecidiyeköy /İSTANBUL  
Tel: (0212) 267 40 56  
272 92 72 - 272 96 40  
Fax: (0212) 374 22 63  
Telef: 26669 işg. - İ

#### BÜRO ve BOOK SHOP

Mithatpaşa Cad. No:30/ B-1  
Kızılay / Ankara  
Tel: (0312) 431 31 52  
432 12 32  
Fax: (0312) 432 46 69

#### BÜRO ve BOOK SHOP

Cumhuriyet Bulvarı No:38  
Gömrük İşleri Kat:1 D. 107  
Karaköy / İZMİR  
Tel: (0232) 489 18 02  
Fax: (0232) 441 39 26

#### BOOK SHOP

İstiklal Cad. Sokuzgöç Sok. No:1/1  
Beşiktaş /İSTANBUL  
Tel/Fax: (0212) 249 28 29

#### BOOK STORE

Marmara Üniversitesi  
Göztepe Kampüsü  
Göztepe / İSTANBUL  
Tel: (0216) 336 52 73 / 30

#### BOOK SHOP

Nispetiye Cad. Hıdıf Paşası 37/5  
Hizirler /Etiler /İSTANBUL

#### BOOK STORE

Koc University Çayırbaşı cad.  
İsniye /İSTANBUL  
Tel: (0212) 229 30 06 / 439