

JEOFİZİK

CİLT 11, SAYI 1-2 / MART-EYLÜL 1997 VOL. 11, NO. 1-2 / MARCH-SEPTEMBER 1997

Yarım Wenner Görünür Özdirenç Verilerine
Ters Evrişim Uygulaması

Mustafa AKGÜN, Zafer AKÇİĞ ve Rahmi PINAR

Gravite Yönteminde Yarı Sonsuz Yatay Tabaka Modelinin
Hızlı Yorumu

Mahir IŞIK ve Hakkı ŞENEL

Yeraltı Taban Topoğrafyasının İki Boyutlu
Gravite-manyetik Ters Çözüm Yöntemiyle Saptanması ve
Ankara-Polatlı Bölgesine Uygulanması

Coşkun SARI, Müjgan ŞALK, Günay ÇİFÇİ
ve Tamer VURAL

Türkiye Magsat Verileri ve Yorumu
Müjgan ŞALK ve Mustafa ERGÜN

Düzensiz Yüzeylerde Ölçülmüş Potansiyel Saha
Verilerinin Yatay Düzleme İndirgenmesi

İbrahim KARA

Doğu Anadolu'da Kıtasal Deformasyon Miktarları
Günruh BAĞCI

Bursa İvme-Ölçer Ağında (Busnet) Kaydedilen
Depremlerin Kaynak Parametrelerinin Kestirilmesi
Orhan D. POLAT

Application of Deconvolution to Half Wenner
Apparent Resistivity Data

Mustafa AKGÜN, Zafer AKÇİĞ and Rahmi PINAR

Fast Interpretation of the Semi-Infinite Horizontal Slab
Model in Gravity Method

Mahir IŞIK and Hakkı ŞENEL

Determination of the Subsurface Basement Topography
With Two Dimensional Gravity-Magnetic Inandrsion
Method and Application to the Ankara-Polatlı Region

Coşkun SARI, Müjgan ŞALK, Günay ÇİFÇİ
and Tamer VURAL

Magsat Data of Turkey and its Interpretation
Müjgan ŞALK and Mustafa ERGÜN

Reduction of Potential Field Data Measured on Irregular
Surfaces to a Horizontal Plane

İbrahim KARA

Rates of Crustal Deformation in Eastern Anatolia
Günruh BAĞCI

Estimation of the Source Parameters from the Earthquake
Records of Bursa Acceleration Network (Busnet)
Orhan D. POLAT



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

VE432 a new generation of digital vibrator control.



In the field, where every second counts...Response to everything. Commitment to our customers continues to be the driving force behind the Sercel standard of excellence in technology.

Sercel developed the most innovative solution for digital vibrator control. The VE432 Vibrator Electronic system's new design improves data quality management to make the digital vibrator control solution...even better.

Gaining ground in seismic acquisition.



Vibroseis Solutions

Nantes: (33) 2 40 30 11 81 Houston: (1) 281 492 6688



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
İbrahim AYDIN
Mehmet ALTINTAŞ
Ahmet GÜLEK
Musa KAYNAK
T. Fikret AKSU
Kadircan AKTAŞ

EDİTÖRLER
Editors
İbrahim AYDIN
Günruh BAĞCI
M. Emin CANDANSAYAR

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**
Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K. 255
Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE
Tel: (312) 435 13 79
Fax: (312) 432 10 85
e-mail: jeofizik@servis2net.tr

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

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

ISSN 0259-1472

CİLT 11, SAYI 1-2 / MART - EYLÜL 1997
VOL. 11, NO. 1-2 / MARCH - SEPTEMBER 1997

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

YARIM WENNER GÖRÜNÜR ÖZDİRENÇ VERİLERİNE TERS EVİRİŞİM UYGULAMASI	3
Application of Deconvolution to Half Wenner Apparent Resistivity Data Mustafa AKGÜN, Zafer AKÇİĞ ve Rahmi PINAR	
GRAVİTE YÖNTEMİNDE YARI SONSUZ YATAY TABAKA MODELİNİN HIZLI YORUMU	13
Fast Interpretation of the Semi-Infinite Horizontal Slab Model in Gravity Method Mahir IŞIK ve Hakkı ŞENEL	
YERALTI TABAN TOPOĞRAFYASININ İKİ BOYUTLU GRAVİTE-MANYETİK TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİYLE SAPTANMASI VE ANKARA-POLATLI BÖLGESİNE UYGULANMASI	21
Determination of the Subsurface Basement Topography With Two Dimensional Gravity-Magnetic Inversion Method and Application to the Ankara-Polatlı Region Coşkun SARI, Müjgan ŞALK, Günay ÇİFÇİ ve Tamer VURAL	
TÜRKİYE MAGSAT VERİLERİ VE YORUMU	35
Magsat Data of Turkey and its Interpretation Müjgan ŞALK ve Mustafa ERGÜN	
REDUCTION OF POTENTIAL FIELD DATA MEASURED ON IRREGULAR SURFACES TO A HORIZONTAL PLANE	45
Düzensiz Yüzeylerde Ölçülmüş Potansiyel Saha Verilerinin Yatay Düzleme İndirgenmesi İbrahim KARA	
RATES OF CRUSTAL DEFORMATION IN EASTERN ANATOLIA	53
Doğu Anadolu'da Kıtasal Deformasyon Miktarları Günruh BAĞCI	
BURSA İVME-ÖLÇER AĞINDA (BUSNET) KAYDEDİLEN DEPREMLERİN KAYNAK PARAMETRELERİNİN KESTİRİLMESİ	65
Estimation of the Source Parameters from the Earthquake Records of Bursa Acceleration Network (Busnet) Orhan D. POLAT	
YAZI VERENLER	80
TEZ ÖZETLERİ	81
ODA ÜYELERİ	83

YARIM WENNER GÖRÜNÜR ÖZDİRENÇ VERİLERİNE TERS EVRİŞİM UYGULAMASI

Application of Deconvolution to Half Wenner Apparent Resistivity Data

Mustafa AKGÜN*, Zafer AKÇIĞ* ve Rahmi PINAR*

ÖZET

Çalışmanın amacı, ters evrişim (dekonvolüsyon) işleminin jeofiziğin diğer bir dalı olan elektrik prospeksiyonda, yanal kaydırma ölçümlerine uygulanabilirliğini araştırmaktır.

Bu amaç çerçevesinde ilk aşamada yarım Wenner kaydırma sisteminde oluşturulan teorik dayk anomalisine değişik genlikli gürültü eklenmiş, daha sonra ise bu gürültülü dayk anomalisine dalga biçimi ters evrişim uygulanmıştır. İkinci aşamada ise aynı modeller üzerinde ön kestirimli ters evrişim uygulaması gerçekleştirilmiştir.

Uygulamalar sonucunda, gürültünün genliği azaldıkça ve süzgeç boyu arttıkça, aranan sinyalin belirlenmesinde dalga biçimi ters evrişimin başarılı sonuçlar verdiği görülmüştür. Ön kestirimli ters evrişim uygulamalarında ise sinyalin özilişki grafiğinden periyodik bileşenler seçilmediğinden sonuç alınamamıştır.

ABSTRACT

The possible applications of the deconvolution process to direct current profiling measurements have been investigated.

Some modulated noise has been added to the theoretical dike data for the Half Wenner profiling measurements to examine the output of the wave-shaping deconvolution filter. Predictive deconvolution has been tested by using the same data set.

Evidence suggest that analyzing the wave-shaping deconvolution is suitable in the case of decreasing of the amplitudes of noise and increase in the length of filter. However, predictive deconvolution are not successful because of the fact of the difficulty in distinguishing the periodic components from the autocorrelation function of the signal.

GİRİŞ

Bilindiği gibi ters evrişim, sismikte önemli bir sinyal belirginleştirme işlemidir. Ters evrişim işlemi ile ilgili yöntemlerin geliştirilmesinde ve sismik prospeksiyonda uygulanmasında Levinson (1949), Robinson ve Treitel (1967), Peacock ve Treitel (1969), Treitel ve Lines (1982) gibi araştırmacıların yaptığı çalışmalar büyük önem taşır. Ters evrişim yöntemi günümüzde, sadece sismik veri işlem yön-

temi olmaktan çıkarak jeofiziğin diğer dallarına da uygulanmaya başlanmıştır (Çelik 1982, Say 1990, Tsokas ve Papazachos 1991).

Bu çalışmada ters evrişim, elektrik yönteminde yarım-Wenner dizilimi ile elde edilmiş öz direnç kaydırma ölçümlerine uygulanmıştır. Bu amaçla Yarım - Wenner dizilimi için hesaplanan teorik dayk anomalisine, değişik genlikte sinüs gürültüsü eklenerek oluşturulan veriye önce

* DEÜ Müh. Fak. jeofizik Müh. Böl. Bornova-İZMİR

dalga biçimi ters evrişim ve daha sonrada ön kestirimli ters evrişim işlemi uygulanarak ulaşılan sonuçlar tartışılmıştır. Ayrıca, yanyana iki dayk modeli için elde edilen toplam anomalilere de benzer işlemler uygulanmış ve elde edilen sonuçlar irdelenmiştir.

TERS EVRİŞİM (DEKONVOLÜSYON)

Ters evrişim, sinyale önceden uygulanmış olan evrişim işlemi etkilerini ortadan kaldırmak için uygulanan bir veri işlem yöntemidir. Jeofizikte kayıt edilen tüm sinyaller orjinal sinyal olmayıp evrişim sonucu değişime uğramış sinyallerdir. Örneğin sismik prospeksiyonda patlatma sonucu oluşan dalgacık yerin ve kayıt aletlerinin etkisi nedeniyle aynı biçimde kaydedilmez (Şekil 1) ve bu olay aşağıdaki bağıntı ile tanımlanır.

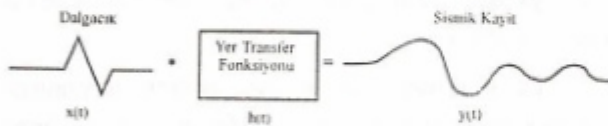
$$y_t = x_t * h_t \quad (1)$$

Bu bağılantıda x_t giriş sinyali, y_t çıkış sinyali, h_t yer etkisi olarak tanımlanır. (1) bağıntısından görüldüğü gibi giriş ve çıkış sinyali arasında yer etkisi nedeni ile bir değişim olmaktadır. Bu değişim evrişim işleminden kaynaklanmaktadır. Ters evrişim işlemi de bu evrişim etkisini gidermek için kullanılır. Kısaca ters evrişim işlemi çıkış sinyalinden yola çıkarak giriş dalgacığını bulma işlemi olarak tanımlanabilir.

Dalga Biçimi Ters Evrişim

Bu tür ters süzgeç düzenlenirken ulaşılmak istenen nokta istenen çıkış (g_t) ile gerçek çıkış (y_t) arasındaki farkın en küçük olmasıdır. Diğer bir deyişle süzgeç katsayıları (h_t) öyle seçilmelidir ki hata enerjisi (ϵ) en küçük olsun (Şekil 2). Bu işlem de

$$\epsilon^2 = \sum_{t=0}^{m+n} [g_t - y_t]^2 \Rightarrow \text{en küçük} \quad (2)$$



Şekil 1. Sinyal giriş-çıkışı.

Fig. 1. Signal input-output.

yaklaşımı ile sağlanır. Bu bağıntıda,

$$y_t = x_t * h_t = \sum_{s=0}^m h_s x_{t-s} \quad (3)$$

eşitliği yerine konursa

$$\epsilon^2 = \sum_{t=0}^{m+n} \left(g_t - \sum_{s=0}^m h_s x_{t-s} \right)^2 \quad (4)$$

elde edilir. (4) bağıntısının süzgeç katsayılarına ($h_0, h_1, h_2, h_3, \dots, h_m$) göre kısmi türevleri alınıp sıfıra eşitlenirse ϵ en küçük olur ve bu durum

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial h_j} = \sum_{t=0}^{m+n} 2 \left(g_t - \sum_{s=0}^m h_s x_{t-s} \right) (-x_{t-j}) = 0$$

ile ifade edilir. Buradan

$$-\sum_{t=0}^{m+n} g_t x_{t-j} + \sum_{t=0}^{m+n} \left(\sum_{s=0}^m h_s x_{t-s} \right) x_{t-j} = 0$$

veya

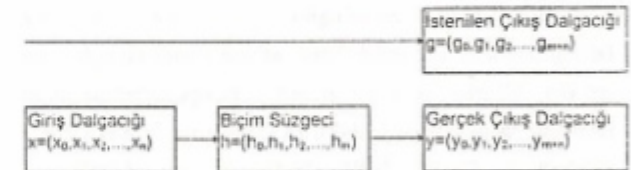
$$\sum_{s=0}^m h_s \sum_{t=0}^{m+n} x_{t-s} x_{t-j} = \sum_{t=0}^{m+n} g_t x_{t-j} \quad j = 0, 1, 2, 3, \dots, m \quad (5)$$

elde edilir. (5) bağıntısındaki,

$$\sum_{t=0}^{m+n} x_{t-s} x_{t-j} = a_{j-s} \quad (6)$$

dır ki bu da giriş verisi x_t nin ($j-s$) kayması için özilişki fonksiyonudur. İstenen çıkış ile girişin çapraz ilişkisi ise

$$\sum_{t=0}^{m+n} g_t x_{t-j} = c_j \quad j = 0, 1, 2, 3, \dots, m \quad (7)$$



Şekil 2. Dalga biçimi ters evrişim.

Fig. 2. Wave shaping deconvolution.

ile tanımlanır. (6) ve (7), (5) te yerine konursa,

$$\sum_{s=0}^m h_s a_{j-s} = c_j \quad (8)$$

elde edilir. Bu bağıntı ayrıık veriler için Wiener-Hopf bağıntısı olarak isimlendirilir (Levinson 1949, Robinson 1967 a). Burada $A_{j,s}$ ve c_j bilindiğinden aranan sadece h_s süzgeç katsayılarıdır. (8) açık olarak

$$\begin{aligned} h_0 a_0 + h_1 a_{-1} + h_2 a_{-2} + \dots + h_m a_{-m} &= c_0 \\ h_0 a_1 + h_1 a_0 + h_2 a_{-1} + \dots + h_m a_{1-m} &= c_1 \\ \dots &\dots \\ h_0 a_m + h_1 a_{m-1} + h_2 a_{m-2} + \dots + h_m a_0 &= c_m \end{aligned} \quad (9)$$

şeklinde yazılabilir. (9) normal (dik) denklemler olarak adlandırılır. Özilişki fonksiyonunun çift olma özelliği,

$$a_i = a_{-i} \quad (10)$$

gözönünde bulundurularak (9) dizey normunda yazılırsa,

$$\begin{bmatrix} a_0 & a_1 & a_2 & \dots & a_m \\ a_1 & a_0 & a_1 & \dots & a_{m-1} \\ a_2 & a_1 & a_0 & \dots & a_{m-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_m & a_{m-1} & a_{m-2} & \dots & a_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ \dots \\ h_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \\ \dots \\ c_m \end{bmatrix} \quad (11)$$

elde edilir. Normal denklem sistemlerinin çözümü ise bizi aranan süzgeç katsayılarına ulaştırır. (11) eşitliğinin sol tarafındaki bakışık kare dizey Toeplitz dizeyi olarak adlandırılır. Bu dizeyin çözümüne ilişkin ayrıntılar Levinson (1949), Wiggins ve Robinson (1965) de bilgisayar çözümüne yönelik programlar ise Robinson (1967 b) de verilmiştir.

Elde edilen süzgeç katsayıları ile veri evriştirildiğinde ise istenen çıktıya uyum sağlayan gerçek sinyal (y_i) elde edilir. Bu işlem dalga biçimi ters evrişim olarak isimlendirilir (Şekil 2).

Kuramdan da bilindiği üzere ters evrişim uygulamasında, giriş verisine $[x(t)]$ bağlı olarak çıkış geciktirilerek daha başarılı sonuçlar elde edilebilir. Bunun fiziksel anlamı

ise süzgecin giriş verisini daha iyi görmesini sağlamaktır. Girişin karışık veya en büyük gecikmeli olması durumunda ise çıkış ta buna uygun olarak geciktirilir (Şekil 3). Uygulamada en uygun gecikme değeri ve buna bağlı olarak en uygun süzgeci saptayabilmek için "sıfırdan süzgeç boyu $m+1$ gecikmelerinde hatalar (I_{min}) bulunur. En küçük hatayı veren gecikme ise en iyi gecikme değeri olarak seçilir (Özdemir 1980).

Bu açıklamalar ise bizi optimum süzgecin seçiminde temel dayanak olan süzgeç verimi (performans) kavramına ulaştırır. Uygulamada P ile gösterilen verim

$$0 \leq P \leq 1 \quad (12)$$

şartını sağlar. $P=0$ durumunda istenen çıkış g_i ile gerçek çıkış y_i arasında bir uyum yoktur. Eğer $P=1$ ise istenen çıkış ile gerçek çıkış arasında tam bir uyum vardır. Süzgeç performansına ilişkin ayrıntılı bilgi için Robinson ve Treitel (1967) den yararlanabilir.

Uygulamada süzgeç boyu seçiminde; gecikmeye bağlı olarak süzgeç verimi veya deneme-sınama yönetimi kullanılabilir. Bu çalışmada ise deneme-sınama yönetimi kullanılmıştır.

Önkestirimli Ters Evrişim

Önkestirimli ters evrişim bir zaman veya uzay dizisinin geçmişteki değerlerinden yararlanarak aynı dizinin gelecekteki değerlerinin kestirilmesi işlemidir. Bu aynı zamanda bir ekstrapolasyon işlemidir. Önkestirmeli ters evrişim işlemi veride dönemli bir olayın sürekli olarak yer alması durumunda kullanılır.

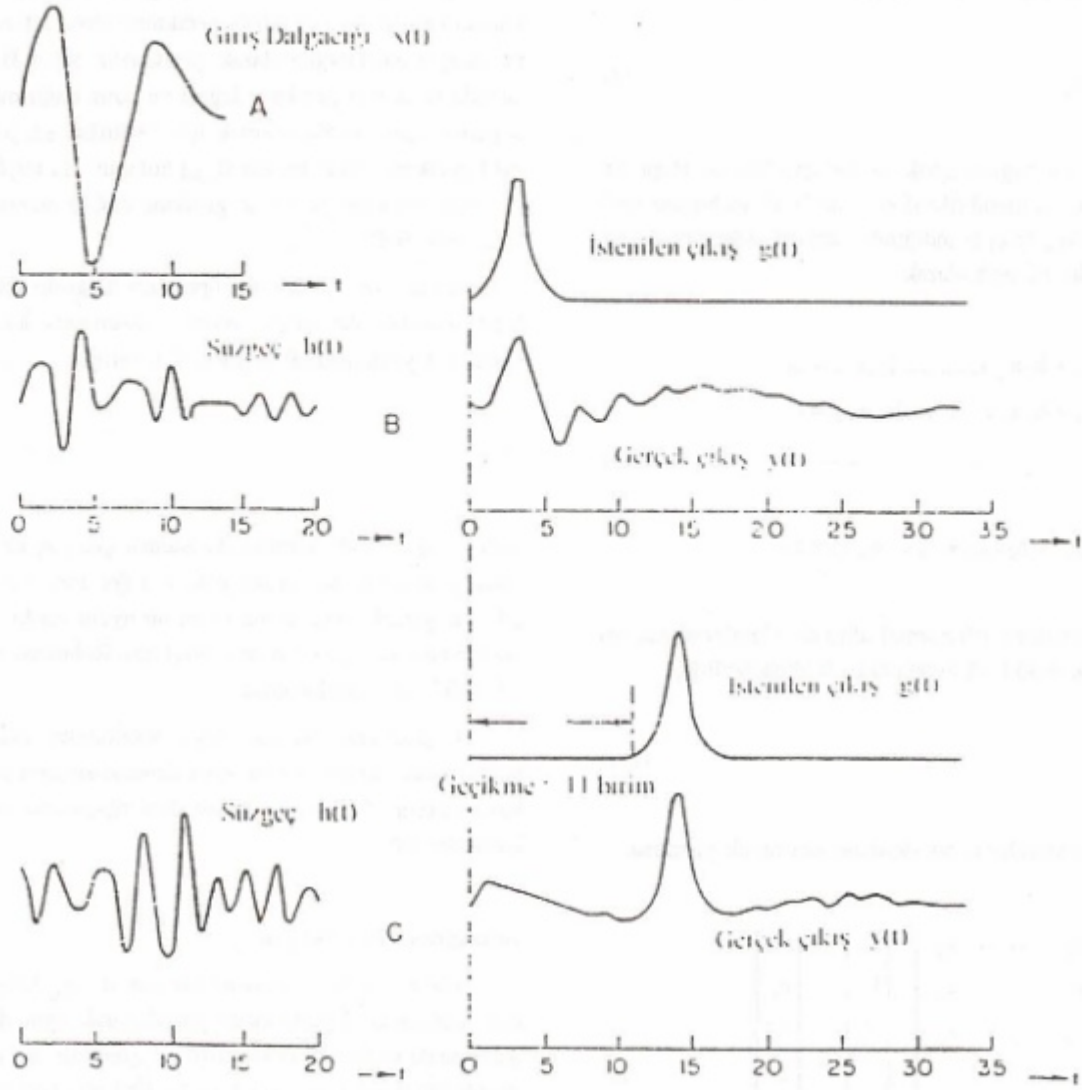
Bu ters evrişim işlemi, dalga biçimi ters evrişime benzer şekilde uygulanır. İkisi arasındaki tek fark ise süzgeç katsayılarının elde edilmesinde kullanılır. (8) ve (11) bağıntılarının, sağ tarafında çapraz ilişki yerine özilişki fonksiyonunun kullanılmasıdır (Şekil 2).

Özilişki fonksiyonunun kullanılabilmesi için ise aşağıdaki koşulların sağlanması gereklidir.

1- Sinyalin özilişki fonksiyonunun, dalgacığın özilişki fonksiyonuna eşit olması.

2- $\tau=0$ (sıfır kaymada) civarında sinyalin özilişki fonksiyonu dalgacığın özilişki fonksiyonunu temsil etmelidir.

$\bar{x}_{i+L}$ önceden kestirilmiş iz olmak üzere,



Şekil 3. (A) Giriş dalgacığı, (B) Sıfır gecikmeli istenen ve gerçek çıkış, (c) 11 birim gecikmeli istenen ve gerçek çıkış.

Fig. 3. (A) Input wavelet, (B) Desired and actual output with zero delay, (c) Desired and actual output delayed by 11 time units.

$$\tilde{x}_{t+L} = \sum_{k=0}^N h_k x_{t-k} \quad (13)$$

yazılabilir. Burada öyle bir h_k süzgeci tanımlanmalı ki bu süzgeç ile x_t sinyalinin evrişimi bizi kestirilmiş sinyal x_{t+L} ye ulaştırsın. Böylesine bir işlece ise,

$$\sum_{t=t_1}^{t_2} (x_{t+L} - \tilde{x}_{t+L})^2 = \varepsilon^2 = \text{en küçük} \quad (14)$$

$$\sum_{t=t_1}^{t_2} (x_{t+L} - \sum_{k=0}^N h_k x_{t-k})^2 = \varepsilon^2 = \text{en küçük} \quad (15)$$

bağıntıları yardımıyla ulaşılır. (15) bağıntısının h_k ya göre türevi alınıp sıfıra eşitlenirse en küçük olur ve

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial h_m} = \sum_{t=t_1}^{t_2} 2 (x_{t+L} - \sum_{k=0}^N h_k x_{t-k}) (-x_{t-m}) = 0 \quad (16)$$

bağıntısı elde edilir. (16) bağıntısından hareketle

$$-\sum_{t=t_1}^{t_2} x_{t+L} x_{t-m} + \sum_{t=t_1}^{t_2} \left(\sum_{k=0}^N h_k x_{t-k} \right) x_{t-m} = 0 \quad (17)$$

$$\sum_{k=0}^N h_k \sum_{t=t_1}^{t_2} x_{t-k} x_{t-m} = \sum_{t=t_1}^{t_2} x_{t+L} x_{t-m}$$

ifadeleri bulunur. (17) bağıntısı incelendiğinde

$$\sum_{t=t_1}^{t_2} x_{t-k} x_{t-m} = a_{k-m} \quad (18)$$

$$\sum_{t=t_1}^{t_2} x_{t+L} x_{t-m} = a_{L+m} \quad (19)$$

bağıntıları elde edilir. (18) ve (19) bağıntılarının herikiside özilişki fonksiyonu olup (17) bağıntısında kullanıldığında

$$a_{L+m} - \sum_{k=0}^N h_k a_{k-m} = 0 \quad m = 0, 1, 2, \dots, N \quad (20)$$

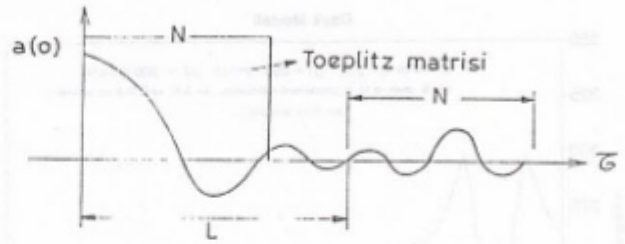
bulunur. (20) dizey normunda,

$$\begin{bmatrix} a_0 & a_1 & a_2 & \dots & a_N \\ a_1 & a_0 & a_1 & \dots & a_{N-1} \\ a_2 & a_1 & a_0 & \dots & a_{N-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_N & a_{N-1} & a_{N-2} & \dots & a_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ \dots \\ h_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_{L+1} \\ a_{L+2} \\ \dots \\ a_{L+N} \end{bmatrix} \quad (21)$$

bağıntısıyla verilir. (21) ile verilen dizey denklemlerinin çözümü ise bizi aranan büzgeç katsayılarına ulaştırır.

Uygulamada önkestirimli ters evrişim aşağıdaki izleneye uyaranca yapılır.

1. Öngörülen sinyalin önce özilişki fonksiyonu bulunur.
2. Özilişki fonksiyonunun boyu bir pencere fonksiyonu (N boyunda) ile sınırlanır (Şekil 4).
3. Bu fonksiyondan yararlanarak (21) in sol tarafında yer alan Toeplitz dizeyi oluşturulur.



Şekil 4. N ve L nin konumları.

Fig. 4. Positions N and L.

4. Özilişki fonksiyonunda L mesafesi saptanarak L+N boyundaki özilişki değerleri elde edilir (Şekil 4).

5. Elde edilen bu değerlerle (21) eşitliğinin sağ tarafındaki yöney oluşturulur.

6. Levinson algoritması ile (21) çözümlenerek aranan h_k lar bulunur.

Bu çözümleme sonucu sinyal içinde aranan tekrarlı olaylar bulunmuş olur. Tekrarlı olaylar giriş sinyalinden çıkarıldığında istenen sinyal elde edilir. Bu yolla elde edilen iz, önkestirme hata izi (prediction error) olarak isimlendirilir. Bu iz aslında ters evrişim uygulanmış izdir. Eğer (21) den saptanan h_k lar ters evrişim süzgeç işleci olarak kullanılmak istenirse; saptanmış katsayılar eksi ile çarpılıp giriş sinyali ile evriştirilmelidir.

UYGULAMALAR

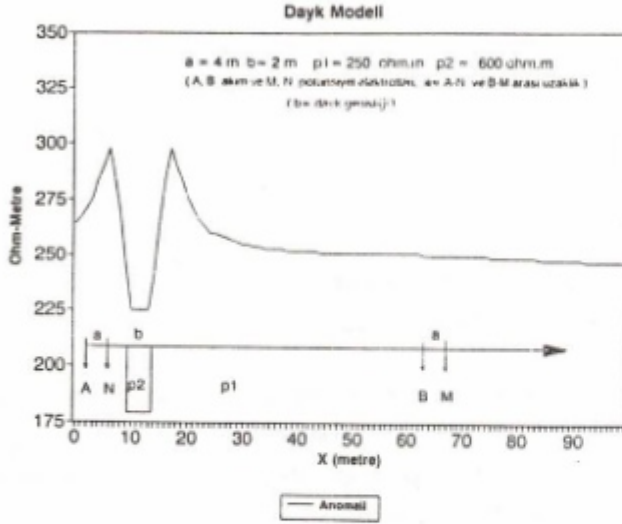
Dalga Biçimi Ters Evrişimi Uygulamaları

Çalışmamızda konu edilen dalga biçimi ters evrişim uygulamaları aşağıdaki izleneye ile gerçekleştirilmiştir.

A- Yarım Wenner kaydırma isteminde kuramsal dayk anomalisi Telford ve diğ. (1980) yararlanılarak oluşturulmuştur (Şekil 5).

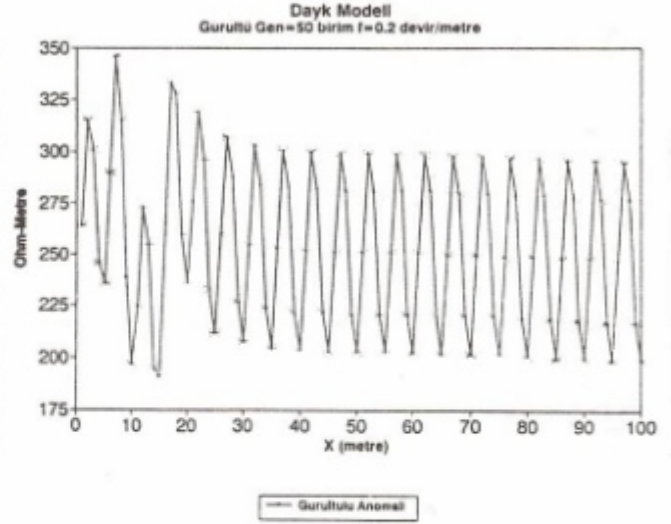
B- Oluşturulan bu anomaliye, $A \cdot \sin(2\pi f_0 t)$ bağıntısı ile tanımlanan sinüs gürültüsü eklenmiştir ($A=50$ ve $f_0=0.2$). Şekil 6'da verilen gürültülü anomaliye de farklı süzgeç boyları kullanılarak dalga biçimi ters evrişim işlemi uygulanmıştır.

Şekiller incelendiğinde; süzgeç boyu 3 ten 9 a ulaştığında aranan dayk anomalisinin belirginleşmeye başladığı (Şekil 7) ve süzgeç boyu arttıkça da (örneğin 15 ve 25 boy) istenen çıktı ile gerçek çıktı arasındaki hata enerjisinin en küçüğe yaklaştığı gözlenmiştir (Şekil 8). Bu durumda süzgeç boyunun belirlenmesinde; veri adedine bağlı olarak bilgisayar işlem ve kapasitesi ile evrişimden kaynaklanacak sorunlar gözönünde bulundurulmalıdır.



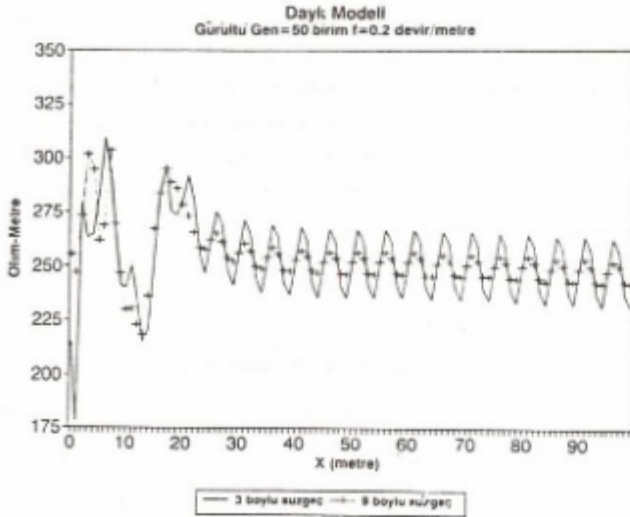
Şekil 5. Yarım-Wenner açılımı dayk anomalisi

Fig. 5. Dike anomaly for Half-Wenner configuration.



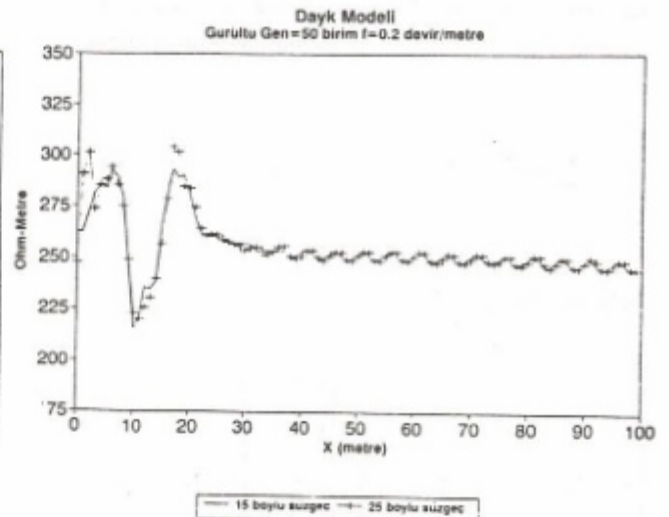
Şekil 6. Gürültülü dayk serisi.

Fig. 6. Noise added data.



Şekil 7. Dalga biçimi ters evrişim uygulanmış dayk verisi (süzgeç boyu=3 ve 9).

Fig. 7. Wave shaping deconvolution applied to the dike data (filter length=3 and 9).



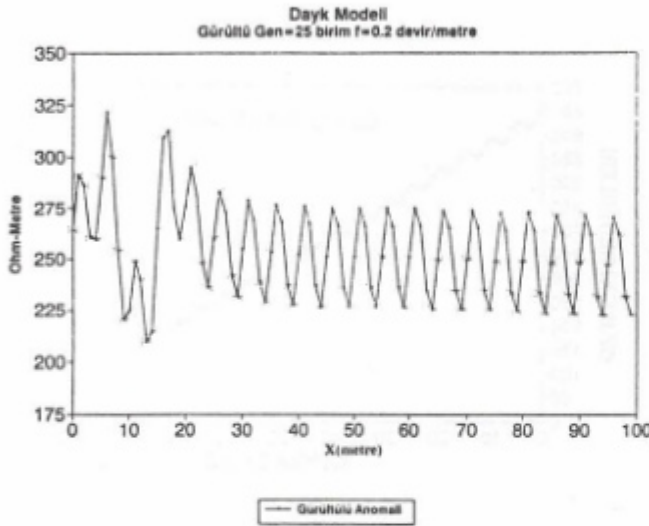
Şekil 8. Dalga biçimi ters evrişim uygulanmış dayk verisi (süzgeç boyu=15 ve 25).

Fig. 8. Wave shaping deconvolution applied to the dike data (filter length=15 and 25).

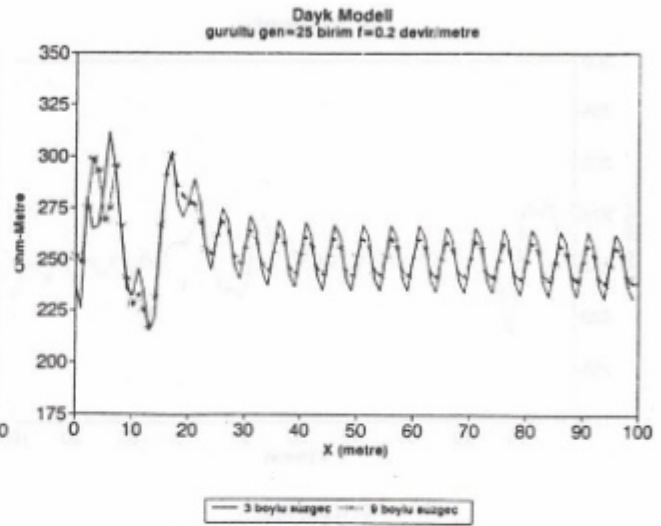
C- Bu aşamada gürültü genliğindeki değişimin, dalga biçimi ters evrişimdeki etkisini görebilmek için gürültünün genliği 25 birim alınmıştır. Bu şekilde oluşturulan gürültülü dayk anomalisi Şekil 9 da görülmektedir. Bu adımda B deki süzgeç boyu ile ilgili yaklaşımlar kullanılarak dalga biçimi ters evrişim uygulandığında dayk anomalisinin 3

boyulu süzgeçten itibaren belirginleşmeye başladığı gözlenmiştir (Şekil 10). Böylece gürültü genliği azaldıkça ayrımlılığın daha kısa süzgeç boylarından itibaren başladığı saptanmıştır.

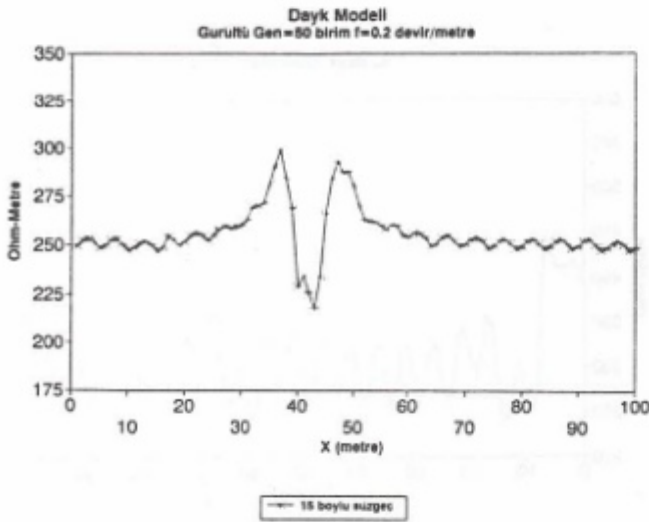
D- ikinci adımda Şekil 5 de verilen daykın yeri kaydırılarak elde edilen kuramsal veri üzerine yine 50 birim



Şekil 9. Gürültülü yarım Wenner dayk verisi.
Fig. 9. Noise added Half-Wenner profiling data.



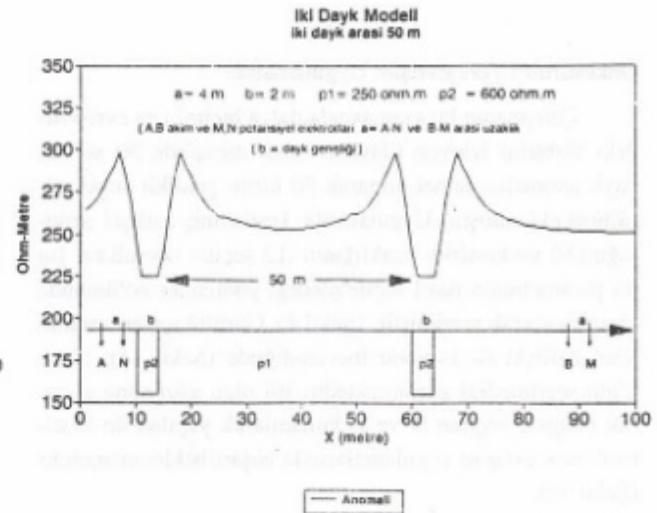
Şekil 10. Dalga biçimi ters evrişim uygulanmış dayk verisi (süzgeç boyu=3 ve 9).
Fig. 10. Wave shaping deconvolution applied to the dike data (filter length=3 and 9).



Şekil 11. Dalga biçimi ters evrişim uygulanmış dayk verisi (süzgeç boyu=15).
Fig. 11. Wave shaping deconvolution applied to the dike data (filter length=15).

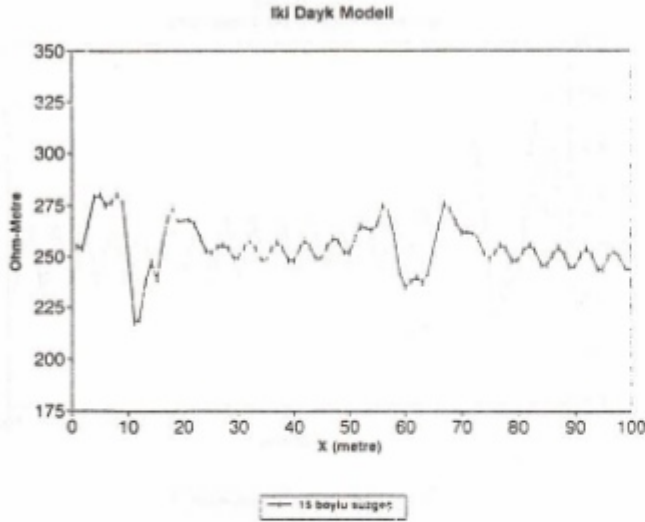
genlikli sinüs gürültüsü eklenerek elde edilen gürültülü veri üzerine ters evrişim uygulandığında, dayk anomalisinin ayrımlılığı sağlanmıştır (Şekil 11).

E- Dalga biçimi ters evrişimin son uygulamasında birbirini takip eden iki daykın oluşturduğu anomali (dayklar arası mesafe 50 m alınarak) hesaplanmıştır. Bu anomaliye 50 birim genlikli sinüs gürültüsü eklenerek dalga biçimi



Şekil 12. Gürültülü iki dayk verisi.
Fig. 12. Noise added two dikes data.

ters evrişim uygulandığında (Şekil 12 ve 13), yine dayk anomalilerinin ayrımlılığı sağlanmıştır. Ancak çoklu yapılarla yapılan uygulamalarda dikkat edilmesi gereken nokta yapılar arası uzaklıktır. Yapıların birbirine çok yakın olması durumunda ölçü sistemine ve kaydırma aralığına bağlı olarak anomaliler birbirine karışacaktır. Bu koşullarda dalga biçimi ters evrişim sonuç vermemektedir.



Şekil 13. Dalga biçimi ters evrişim uygulanmış iki dayk verisi (süzgeç boyu=15).

Fig. 13. Wave shaping deconvolution applied to two dike data (filter length=15).

Önkestirimli Ters Evrişim Uygulamaları

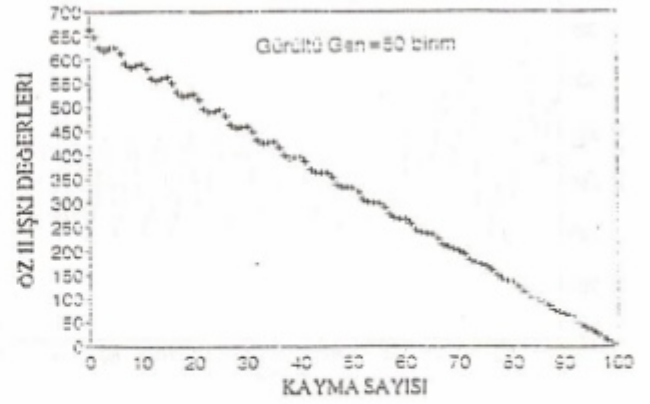
Çalışmanın bu aşamasında dalga biçimi ters evrişimdeki birbirini izleyen (dayklar arası mesafede 50 m) iki dayk anomalisi temel alınarak 50 birim genlikli sinüs gürültüsü eklenmiştir. Uygulamada, kestirilmiş özilişki uzunluğu (N) ve kestirim uzaklığının (L) seçimi önemlidir. Bu iki parametrenin nasıl seçilebileceği yöntemler bölümünde ayrıntılı olarak verilmiştir. (Şekil 4). Gürültü içeren anomalinin özilişki fonksiyonu incelendiğinde (Şekil 14); N ve L'nin seçilmediği görülmektedir. Bu olgu gözönüne alınarak rastgele seçilen N ve L kullanılarak yapılan ön kestirimli ters evrişim uygulamalarında başarı beklenmemelidir (Şekil 15).

SONUÇLAR

Bu çalışmada ters evrişim (dekonvolüsyon) işleminin elektrik prospeksiyon yönteminde kaydırma ölçümlerine uygulanabilirliği deneyerek aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

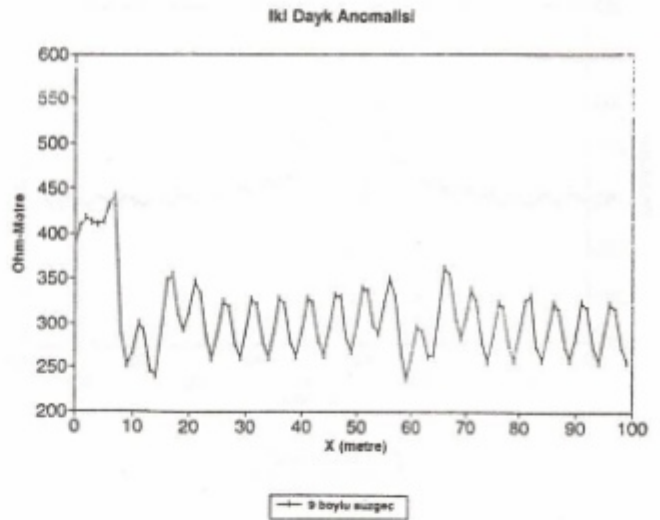
1- Süzgeç boyu arttıkça beklenen çıktı ile istenen çıktı arasındaki hata enerjisi en küçüğe yaklaşmaktadır.

2- Anolannın içerdiği gürültü seviyesi azaldıkça, ayrırlılığın başarısı daha kısa boyutlu süzgeçlerde görülmektedir. Bu ayrırlılık süzgeç boyu ile doğru orantılı olarak artmaktadır. Gürültü seviyesi arttıkça söz konusu ayrırlılığa daha uzun süzgeç boylarında ulaşılmaktadır.



Şekil 14. Gürültülü iki daykın özilişkisi.

Fig. 14. Autocorrelation of two dikes which contaminated by noise.



Şekil 15. Özkestirmeli ters evrişim uygulanmış iki dayk verisi (süzgeç boyu=9)

Fig. 15. Predictive deconvolution applied to two dike data (filter length=9).

3- İdeal koşullarda en küçük hata enerjisi ve en iyi ayrırlılık veri boyuna eşit süzgeç kullanılarak sağlanır. Ancak süzgeç boyunun seçiminde; veri adedine bağlı olarak bilgisayar işlem zamanı ve kapasitesi ile evrişimden kaynaklanacak sorunlar gözönünde bulundurulmalıdır.,

4- Önkestirimli ters evrişimde ise gürültülü sinyalin (gürültülü dayk anomalisi) özilişki fonksiyonundan periyodik bileşenlerin ayırt edilmemesi, bu yöntemi bu tür verilerde başarısız kılmaktadır.

KAYNAKLAR

- Çelik, İ., 1982, Wiener en küçük Kareler Süzgeci ile Gravite ve Manyetik Verilerin Sıkıştırılması, Bitirme Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, İstanbul. I
- Dimri, V., 1992, Deconvolution and Inverse Theory, Application to Geophysical Problems, Elsevier Co.
- Levinson, M., 1949, The Wiener RMS (Root Mean Square) error criterion in filter desing and prediction, Geophysical Prospecting, 15, 261-278
- Özdemir, H., 1980, Veri işlem II Ders Notları, İTÜ. Yayınları İstanbul.
- Peacock, K.L. and Trietel, S., 1969, Predictivite deconvolution theory and practice, Geophysics, 34, 155-169
- Robinson, E.A. and Treitel, S., 1967, Principles of digital Wiener filtering, Geophysical Prospecting 15, 311-333.
- Robinson, E.A., 1967 a, Statistical Communication and Detection with Special Reference to Digital Data Processing of Radar and Seismic Signals. Charles Griffin, London.
- Robinson, E.A., 1967 b, Multichannel Time Series Analysis with Digital Computer Programs, Holden-Day.
- Say, N., 1990, Yapay Gravite Verilerine Wiener En Küçük Kareler Biçim Süzgecinin Uygulanması, Lisans Tezi, D.E.Ü. Müh. Fak., Jeofizik Müh. Bölümü, İzmir.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A., 1987, Applied Geophysics, Cambridge University Press.
- Trietel, S., and Lines, L.R., 1982, Linear inverse theory and deconvolution, Geophysics, 47, 1153-1165. *
- Tsokas, N. and Papazachos, B.C., 1991, Two-Dimensional inversion filters in magnetic prospecting, Geophysics, 56, 1004-1013
- Wiggins, R.A., and Robinson, E.A., 1965, Recurse Solutions to the Multichannel Filtering Problem, Jour. Of Geoph. Research, 70, 1885-1891.

GRAVİTE YÖNTEMİNDE YARI SONSUZ YATAY TABAKA MODELİNİN HIZLI YORUMU

Fast Interpretation of the Semi-Infinite Horizontal Slab Model in Gravity Method

Mahir IŞIK* ve Hakkı ŞENEL*

ÖZET

Kalın prizmatik bir kütleinin gravite bağıntısı yardımıyla, yarı sonsuz yatay tabaka modeli elde edilmiştir. Model Parametreleri, gravite anomalisi ve birinci yatay türev anomalisi kullanılarak saptanmıştır.

Yöntem, yapay modeller ve Tuz Gölü Bouguer gravite haritası üzerine uygulanmış, yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi incelenmiştir. Arazi modeli, Bezirci -1 sondaj kuyusunun litolojik kesiti ile kıyaslanmıştır.

ABSTRACT

Semi-infinite horizontal slab model has been formed using gravity equation of a thick prismatic mass. The model parameters have been obtained using gravity anomaly and first horizontal derivative anomaly.

The method has been applied to synthetic models and Tuz Lake Bouguer gravity map, density contrast-depth relation has been examined. Field model has been compared with the lithologic section of Bezirci-1 borehole.

GİRİŞ

İki boyutlu yapıların parametreleri, yapının gravite etkisini veren bağıntı ile aynı parametreleri içeren birden fazla denklem elde edilerek, bulunabilir. Sundararajan ve diğ. (1983) ile Pınar ve Akçığ (1994) bu denklemlerin eldesinde Hilbert Dönüşüm yöntemlerini kullanarak, yatay yarı sonsuz tabakanın parametrelerini hesaplamışlardır. Şenel (1993), iki boyutlu prizmatik şerit kütleinin parametrelerini, Fourier Dönüşümü yardımıyla bulmuştur. Akgün (1994) de, yine Hilbert Dönüşüm yönetimi kullanarak, bazı iki boyutlu yapıların parametrelerini saptamıştır.

Bu çalışmada, yarı sonsuz yatay tabaka modelinin parametreleri, çok basit bir yolla yapının gravite anomalisi ve birinci yatay türev anomalisi kullanılarak bulunmuştur.

YARI SONSUZ YATAY TABAKA PARAMETRELERİNİN ELDESİ

Kalın Prizmatik bir kütleinin gravite etkisi;

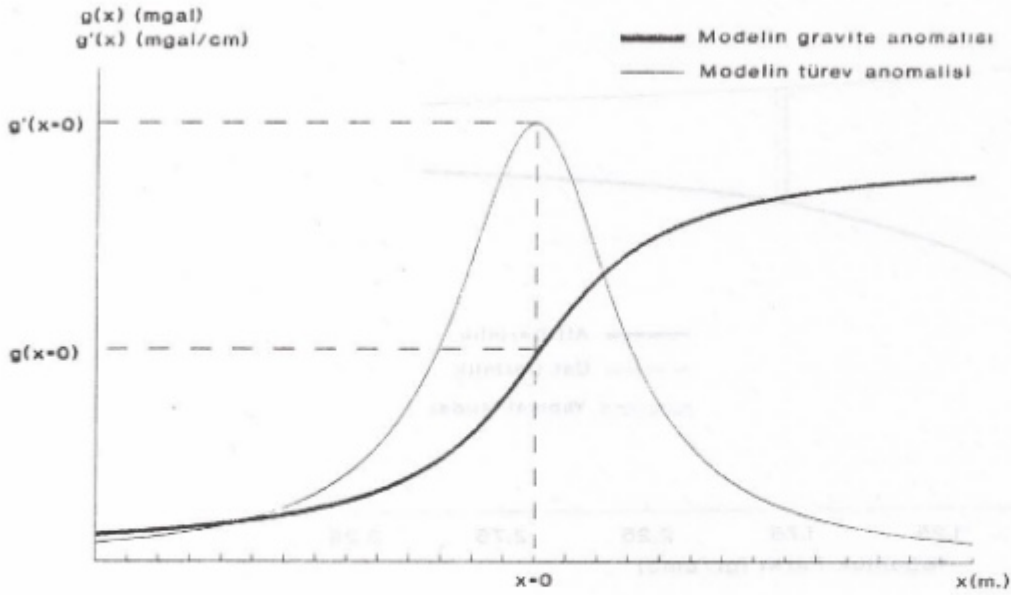
$$g = 2k_0 \rho \left[x \ln \left(\frac{r_2 r_3}{r_1 r_4} \right) + b \ln \left(\frac{r_4}{r_3} \right) - D(\theta_4 - \theta_2) + d(\theta_3 - \theta_1) \right] \quad (1)$$

bağıntısı ile verilir (Telford ve diğ. 1976). Bağıntıda kullanılan ifadeler,

$$\begin{aligned} r_1 &= \sqrt{d^2 + x^2} & r_2 &= \sqrt{D^2 + x^2} \\ r_3 &= \sqrt{d^2 + (x-b)^2} & r_4 &= \sqrt{D^2 + (x-b)^2} \\ \tan \theta_1 &= x/d & \tan \theta_2 &= x/D \\ \tan \theta_3 &= (x-b)/d & \tan \theta_4 &= (x-b)/D \end{aligned}$$

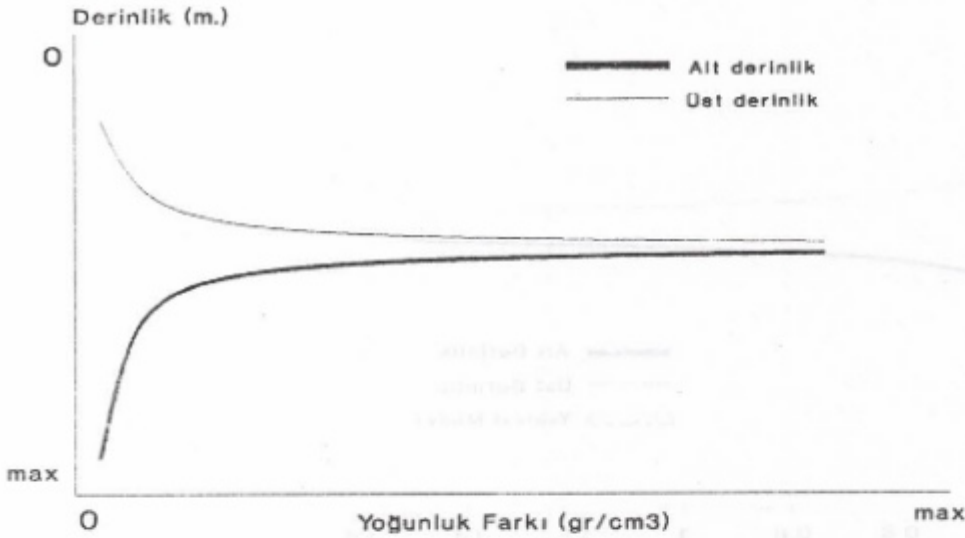
olarak gösterilmiştir (Şekil 1).

* Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Bölümü, Kocaeli.



Şekil 2. Yarı sonsuz yatay tabaka modelinin gravite ve 1. yatay türev anomalileri.

Fig. 2. The gravity and first horizontal derivative anomaly of semi-infinite horizontal slab model.



Şekil 3. Yoğunluk farkı-derinlik grafiği.

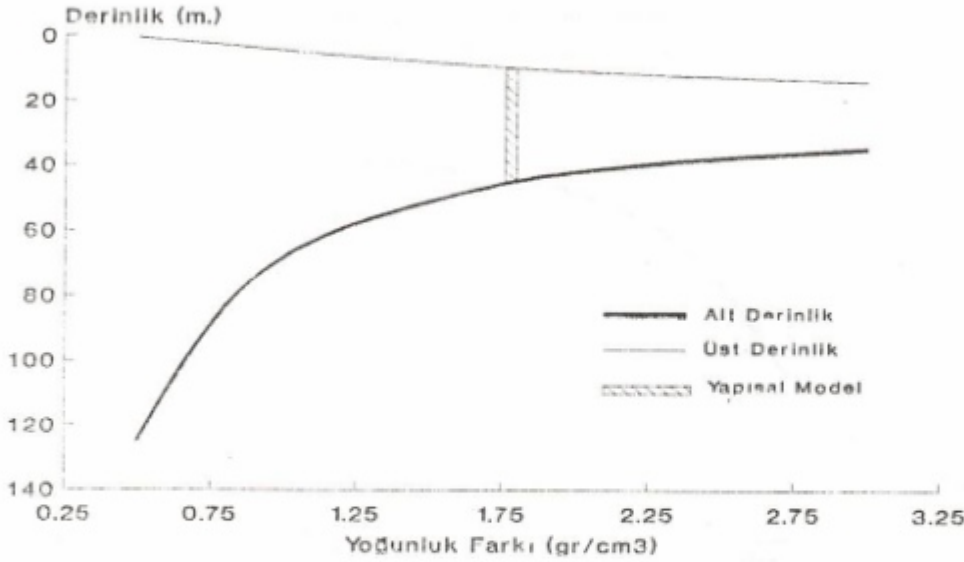
Fig. 3. The density contrast-depth graph of the first model.

metreleri saptanmıştır. Ayrıca, yoğunluk farkının bu parametreler üzerindeki etkisi de irdelenmiştir.

I. Model çalışmasında; profil boyu =2.60 km, ölçü aralığı=100 m ve $\rho=1.78 \text{ gr/cm}^3$ kabul edilmiş, yarı sonsuz yatay tabakanın üst derinliği (d)=10 m, alt derinliği (D)= 45 m seçilmiştir. İlgili bağıntılardan $g(x=0)=1,3060 \text{ mgal}$ ve $g'(x=0)=0,3573 \cdot 10^{-3} \text{ mgal/cm}$ kritik değerleri bulunarak, parametreler hesaplanmıştır. Değişik yoğunluk farkı değer-

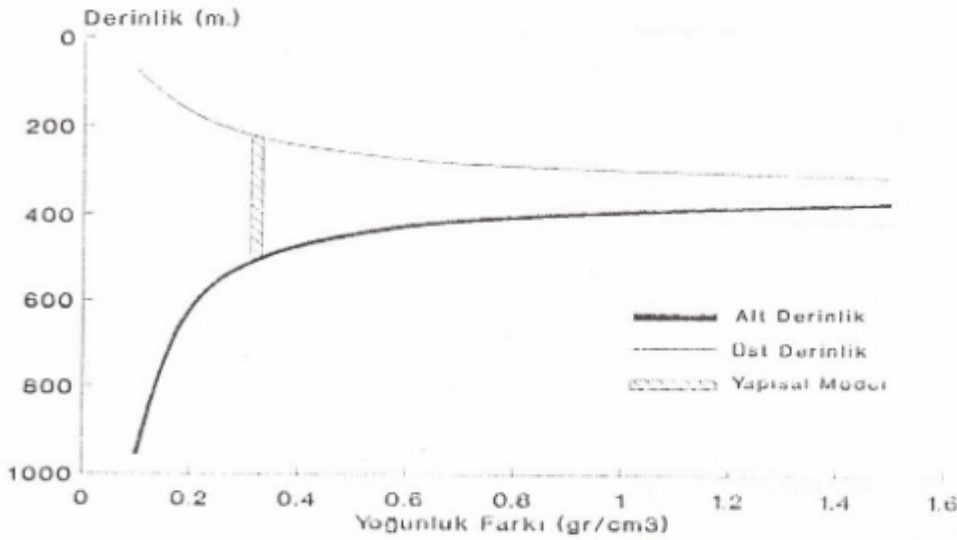
lerinin, bu parametrelere etkisi gösterilmiş (Çizelge 1), yoğunluk farkı-derinlik grafiği hazırlanmıştır (Şekil 4).

II. Model çalışmasında; profil boyu=6.25 km, ölçü aralığı=125 m, $\rho=0.32 \text{ gr/cm}^3$, $d=225 \text{ m}$, $D=500 \text{ m}$ seçilmiştir. $g(x=0)=1.8448 \text{ mgal}$ ve $g'(x=0)=0,3410 \cdot 10^{-4} \text{ mgal/m}$ kritik değerleri bulunarak, parametreler saptanmıştır. Yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi incelenmiş (Çizelge 2) ve bu ilişki grafiğe aktarılmıştır (Şekil 5).



Şekil 4. Birinci model çalışmasına ait, yoğunluk farkı-derinlik grafiği.

Fig. 4. The density contrast-depth graph of the first model.



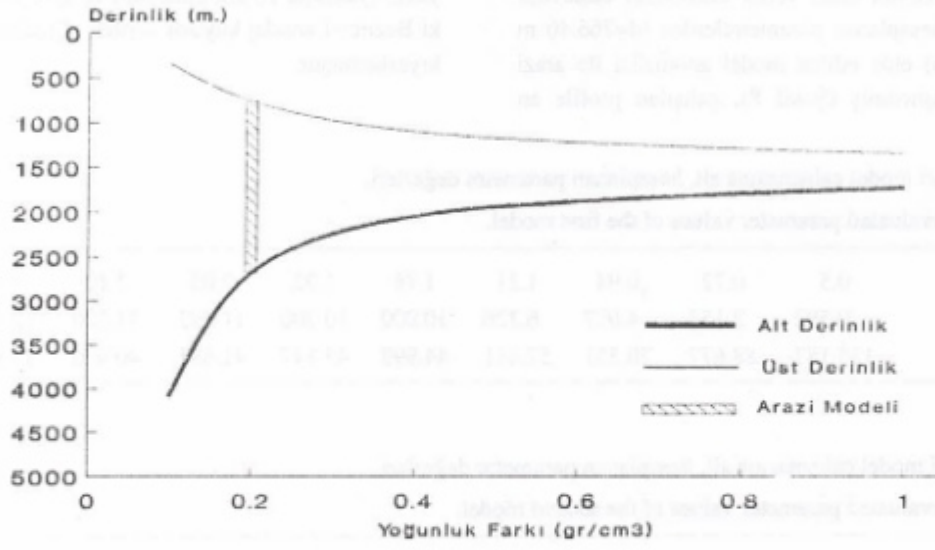
Şekil 5. İkinci model çalışmasına ait, yoğunluk farkı-derinlik grafiği.

Fig. 5. The density contrast-depth graph of the second model.

ARAZİ UYGULAMASI

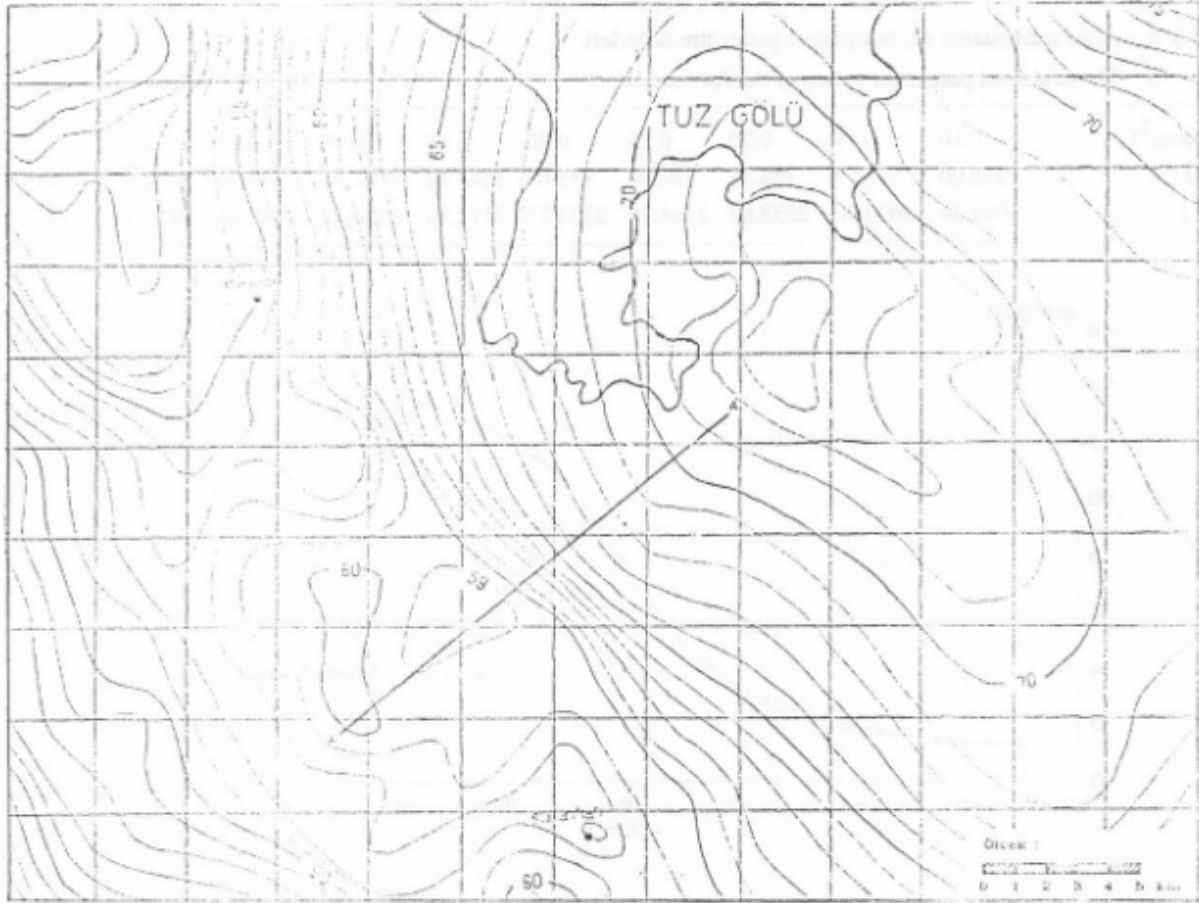
Yöntemin arazi uygulaması için Şekil 6'da görülen Tuz Gölü Bouguer gravite haritası kullanılmıştır. Harita üzerinde A-A' kesiti alınarak, profil boyu=14 km, ölçü aralığı=500 m seçilip, gravite anomalisi ve bu anomaliden yatay türev eğrisi elde edilmiştir. Bu anomalilerden; g

($x=0$)=7,85 mgal ve $g'(x=0)$ = $3,3 \cdot 10^{-5}$ mgal/cm kritik değerleri saptanmıştır. $\rho=0,2$ gr/cm³ alınarak (Uğurtaş, 1975), (5) ve (6) nolu bağıntılar yardımıyla üst ve alt derinlik hesaplanmıştır (Çizelge 3). Model çalışmalarında olduğu gibi, yine yoğunluk farkının derinlik üzerindeki etkisi grafiğe aktarılmıştır (Şekil 7).



Şekil 6. Tuz Gölü Bouguer gravite haritası.

Fig. 6. Tuz Lake Bouguer gravity map.



Şekil 7. Arazi çalışmasına ait, yoğunluk farkı-derinlik grafiği.

Fig. 7. The density contrast-depth graph of the field model.

Ayrıca, yöntemin arazi verisi üzerindeki başarısını göstermek için; hesaplanan parametrelerden ($d=766.40$ m ve $D=2638.67$ m) elde edilen model anomali ile arazi anomali karşılaştırılmış (Şekil 8), çalışılan profile en

yakın (yaklaşık 15 km güneyde) ve aynı anomali üzerindeki Bezirci-I sondaj kuyusu verileri (Çizelge 4) ile sonuçlar kıyaslanmıştır.

Çizelge 1. Birinci model çalışmasına ait, hesaplanan parametre değerleri.

Table 1. The evaluated parameter values of the first model.

ρ (gr/cm ³)	0.5	0.72	0.94	1.21	1.78	1.92	2.05	2.12	2.5	3.00
d (m.)	0.592	2.153	4.077	6.326	10.000	10.700	11.292	11.590	12.993	14.411
D (m.)	125.187	88.677	70.351	57.811	44.999	43.147	41.681	40.976	37.912	35.177

Çizelge 2. İkinci model çalışmasına ait, hesaplanan parametre değerleri.

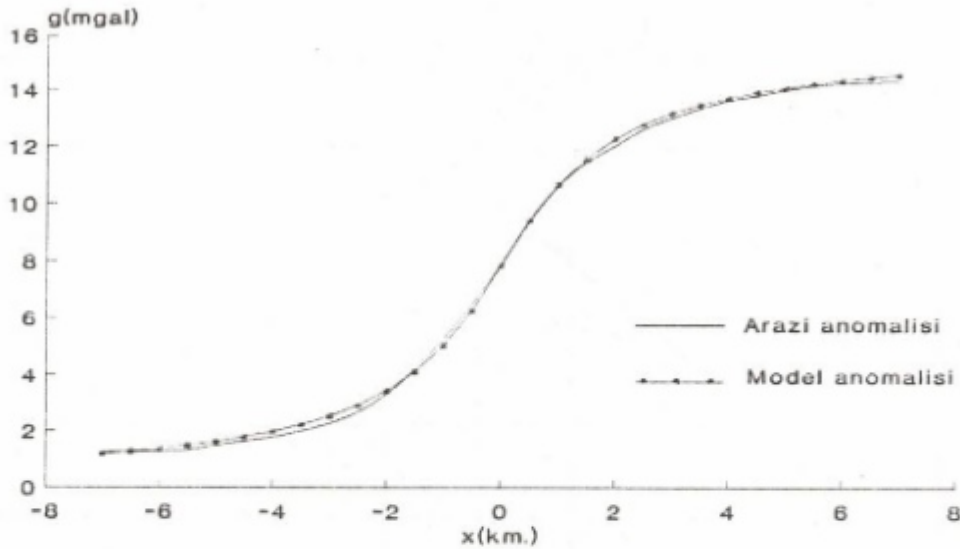
Table 2. The evaluated parameter values of the second model.

ρ (gr/cm ³)	0.1	0.15	0.2	0.25	0.32	0.4	0.58	0.7	1.00	1.50
d (m.)	74.122	130.587	170.028	197.881	225.017	246.042	274.100	285.368	302.282	315.909
D (m.)	954.113	717.248	610.023	549.878	500.015	466.040	425.823	411.081	390.281	374.575

Çizelge 3. Arazi çalışmasına ait, hesaplanan parametre değerleri.

Table 3. The evaluated parameter values of the field model.

ρ (gr/cm ³)	0.10	0.15	0.20	0.25	0.30	0.35	0.40	0.45	0.50	1.00
d (m.)	345.00	594.54	766.40	886.96	975.07	1041.92	1094.24	1136.24	1170.67	1334.87
D (m.)	4089.54	3090.90	2638.67	2384.78	2223.25	2111.79	2030.37	1968.36	1919.58	1709.32



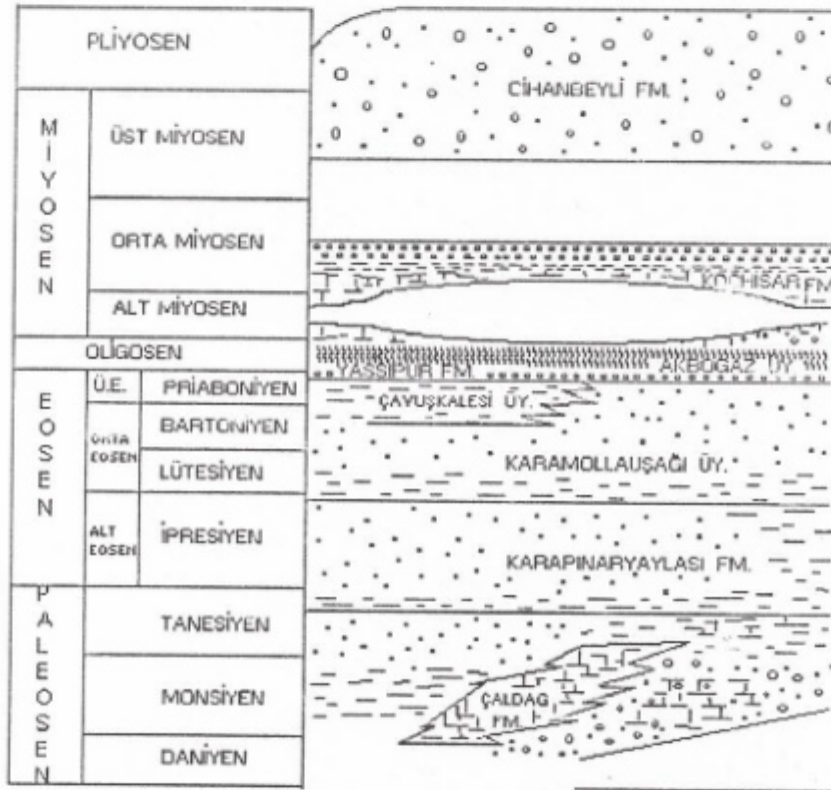
Şekil 8. Model anomali ile arazi anomalisinin karşılaştırılması.

Fig. 8. Comparison of model anomaly with field anomaly.

Çizelge 4. Bezirci-1 kuyusuna ait sondaj verileri.

Table 4. The borehole data of Bezirci-1.

Birimler	Derinlik (m.)	Kot (m.)	Kalınlık (m.)	Üst Dokanak	Kaynak
Cihanbeyli Fm.	0.00	+ 991	4607.00 P	Yüzey	Kuyu
Koçhisar Fm.	757.00	+ 234	3850.00 P	Diskordans	Saha
Yassıpur Fm.	1315.00	- 325	3292.00 P	Diskordans	Saha
Dedeli Fm.	2824.00	-1834	1783.00 P	Diskordans	Saha
Yassıpur Fm.	3796.00	-2806	811.00 P	Faylı	Saha
Son Derinlik	4607.00	-3617			



Şekil 9. Bezirci-1 sondaj kuyusunun litolojik kesiti.

Fig. 9. The lithologic section of Bezirci-1 borehole.

SONUÇLAR

Yarı sonsuz yatay tabaka modeline ait parametreler, gerek teorik örneklerde gerekse arazi örneğinde görüldüğü gibi, kolaylıkla ve çok büyük yaklaşıklıkla bulunmuştur. Özellikle arazi örneğinde; saptanan parametrelerden elde edilen gravite anomalisinin arazi anomalisi ile tamamen çakışması, bulunan sonuçların hem Bezirci -1 sondaj verileri (Çizelge 4) hem de litolojik kesit (Şekil 9) ile uyum göstermesi yöntemin başarısını kanıtlamaktadır. Bu uyum,

sondaj verileri ve litolojik kesitte görülen Koçhisar formasyonunun derinliği ile hesaplanan üst derinlik parametresi arasında görülmektedir.

Bulunan parametrelerin doğruluğu, yoğunluk farkının çok iyi bilinmesi ile de ilişkilidir. Çünkü; Yoğunluk farkının azalması ile üst derinliğin azaldığı, alt derinliğin arttığı, ya da tersinin sonucu etkilediğini dikkate almak gerekmektedir.

KAYNAKLAR

- Akgün, M. 1994, Gravite verisinin Hilbert dönüşümü ile bazı yapıların parametrelerinin saptanması, Jeofizik 8,161-171.
- Pınar, R. ve akçıg, Z. 1994, Hilbert dönüşümlerinin gravite yönteminde kullanılması, jeofizik 9-10,51-56.
- Sundararajan, N., Mohan, N.L. and Seshagiri Rao, S.V. 1983, Graviy interpretation of two dimensional fault structures using Hilbert Transforms, Journal of Geophysis 53,34-41.
- Şenel H. 1993, İki boyutlu prizmatik şerit kütleinin gravite etkisinin Fourier dönüşümü ve Kentalan antiklinaline uygulanması, Jeofizik 7, 87-93.
- Terford, W.M., Geldard, L.P., Sherif, R.e., Keys. D.A. 1976, Applied Geophysics, Cambridge University Press.
- Uğurtaş, G. 1975, Tuz Gölü havzasının bir bölümünün jeofizik yorumu, M.T.A. Enstitüsü dergisi 85, 38-45.

YERALTI TABAN TOPOĞRAFYASININ İKİ BOYUTLU GRAVİTE-MANYETİK TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİYLE SAPTANMASI VE ANKARA-POLATLI BÖLGESİNE UYGULANMASI

Determination of the Subsurface Basement Topography With Two Dimensional Gravity-Magnetic Inversion Method and Application to the Ankara-Polatlı Region

Coşkun SARI*, Müjgan ŞALK*, Günay ÇİFÇİ* ve Tamer VURAL

ÖZET

Jeofizik anomalilerin ters çözümü yapının ürettiği anomalinin gözlenen anomaliye uydurulması ve en uygun model parametrelerinin saptanması işlemidir. Gravite ve manyetik anomalilerinin ters çözümü, yapı parametrelerinin anomalilerle doğrusal ilişkili olmaması nedeniyle doğrusal olmayan bir problemdir. Gravite ve manyetik anomaliye neden olan yapılar çoğu kez kesiti çokgen olan bir model yardımıyla saptanır. Doğrusal olmayan problemler için parametreleri saptanacak yapıyı kuramsal olarak yanyana konmuş prizma serileri veya sonsuza uzanan düşey dayklar olarak tanımlamak bir çokgen ile sınırlamaktan daha uygundur. İki boyutlu, düşey yönde sonsuza uzanan dikdörtgen prizma bloklarının bir referans derinliğine göre yeraltı taban topoğrafyası olarak tanımlanan üst yüzeylerinin derinlikleri, bir yoğunluk veya süseptibilite farkı için gravite veya manyetik verilerden saptanabilir. Eğer referans derinlik kavramı yanında blokların üst yüzeylerinin alabileceği en büyük ve en küçük derinlik değerleri de tanımlanacak olursa yapı parametreleri daha güvenli saptanabilir. Yöntem, kuramsal modellerle denenmiş ve Ankara-Polatlı bölgesi Bouguer gravite ve havadan

ABSTRACT

Inversion of geophysical anomalies implies fitting the observed anomalies to the anomalies produced by the bodies and determining the parameters of the best-fitting model. Inversion of gravity and magnetic anomalies is a nonlinear problem in the sense that body parameters are not related linearly to the anomalies. Gravity and magnetic anomalies caused by structures are mostly determined by a two-dimensional model which has an n-sided polygonal cross-section. For nonlinear problems, theoretically it is more suitable to determine the parameters of the structure by a series of juxtaposing prisms or vertical dykes extended to infinity rather than limiting with an n-sided polygonal model. The depths of the top surfaces of rectangular prism blocks extending to the infinity in the vertical direction defined as subsurface basement topography according to a reference depth can be determined by gravity or magnetic data for a density or susceptibility contrast. Besides the concept of reference depth, if the maximum and minimum depth values that the top surfaces can take, are defined, the structure parameters can be determined more reliably. The method was tested on the theoretical models and then was applied to the Ankara-Polatlı Bouguer gravity and aeromagnetic data. The

* DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İzmir.

manyetik verilerine uygulanmıştır. Ankara-Polatlı bölgesinde genel tektonik doğrultular yaklaşık D-B yönlü olup, Polatlı-Haymana arasında Paleosen-Alt Eosen süresince gelişmiş bir graben yapısını içermektedir. Bu graben Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı tortullarla örtülmüştür. Ankara-Polatlı Bouguer gravite ve havadan manyetik verilerine uygulanan ters çözüm işlemi sonucunda yeraltı taban topoğrafyasının derinliği 3.5-5 km arasında değiştiği saptanmıştır. Ankara'nın GD'daki Mesozoik ofiyolitlerin derinliği 2.5 km civarında, KB'da yükselim gösteren volkaniklerin derinliği ise 1-1.5 km olarak bulunmuştur. Genel olarak Ankara-Polatlı havzasını dolduran tortulların kalınlığının havzanın GD'sunda, KB'ya kıyasla daha fazla olduğu gözlenmiştir.

general tectonic trends are E-W in the Ankara-Polatlı region where the graben structure was developed during the Paleocene-Lower Eocene. This graben was covered with the sediments of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary. As a result of the application of the inversion procedure to the Ankara-Polatlı Bouguer gravity and aeromagnetic data, the depths of subsurface basement topography were determined in between 3.5 and 5 km. The depths of Mesozoic ophiolites in the region of SE of Ankara were obtained around 2.5 km and, the depths of the Ankara-Polatlı Permian Mesozoic were determined in between 3.5 and 4 km. The depths of the volcanics at the NW of Ankara were determined around 1-1.5 km. It was observed that, the sediments are thicker at the SE of the area in comparison with sediments at the NW.

GİRİŞ

Jeofizik anomalilerinin ters çözümü, modele en iyi uyan parametrelerin saptanması ve yapının ürettiği anomalinin gözlenen anomaliye uydurulması işlemidir. Gravite ve manyetik anomalilerinin ters çözümü, yapı parametrelerinin anomalilerle doğrusal olarak ilişkili olmaması nedeniyle doğrusal olmayan bir problemdir. Bu nedenle, bir başlangıç modelden hareket edilerek model parametrelerinin başlangıç değerlerine olan düzeltmeler, gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki farklar ve model parametrelerine olan artırımlarla kurulan doğrusal denklemlerle saptanır. Gravite-Manyetik ters çözüm ilkeleri hakkında ayrıntılar Al-Chalabi (1970, 1971, 1972) ve Murthy (1989) tarafından verilmiştir. Fay ve dayk biçimli yapıların çeşitli bilgisayar programları yazılmıştır. (Murthy ve Rao 1973, Murthy ve Krishnamacharyulu 1990a, 1990b). Çoğu kez anomaliye neden olan yapılar bu modellerin herhangi birine eşit olmayabilir. Bu durumda problem çokgen kesitli bir model yardımıyla çözülebilir (Talwani ve diğ., 1959). Çokgen bir model için saptanan parametreler çokgenin köşelerinin koordinatlarıdır.

Gelişigüzel biçimli iki boyutlu yapıların neden olduğu anomalilerin ters çözümü, yapının enine kesitinin bir çokgen olarak tanımlanmasıyla başlar. Çokgenin koordinatlarına yaklaşık değerlerin atanmasıyla başlayan işlem optimizasyon işlemi ile daha da iyileştirilir (Murthy ve Rao 1993). Bazen parametreleri araştırılan yapıyı kuramsal olarak yanyana konmuş prizma serileri veya sonlu düşey dayklar olarak tanımlamak, bir çokgen ile sınırlamaktan daha uygun olabilir. Bu amaçla, Dyrelius ve Vogel (1972), iki boyutlu dikdörtgen prizma bloklarının üst yüzeylerini $Z=0$ ' da sabit tutarak σ yoğunluk farkı için yeraltı topoğrafyasını blokların alt yüzeylerinin derinliklerine bağlı olarak

saptamışlardır. Pedersen (1977) ise, iki boyutlu düşey yönde sonsuza uzanan dikdörtgen prizma bloklarının üst yüzeylerinin derinliklerini Z referans derinliğine göre σ yoğunluk farkı ve K manyetik duyarlılık (süseptibilite) farkı için hem gravite hem de manyetik verilerden saptanmıştır.

Murthy ve Rao (1989) ve Murthy (1990) ise dikdörtgen prizma bloklarının üst yüzeylerinin derinliğini saptarken ortalama derinlik kavramı yanında blokların üst yüzeylerinin olabileceği en büyük ve en küçük derinlik değerlerini de tanımlayarak saptanacak parametrelerin daha güvenilir olmasını sağlamışlardır. Yöntem, Bouguer gravite ve havadan manyetik anomali profili verilerine uygulanarak Ankara-Polatlı bölgesi yeraltı taban topoğrafyasının saptanması amaçlanmıştır. Günümüze değin Ankara-Polatlı-Haymana bölgesinde gerek bilimsel, gerekse ekonomik amaçlı kapsamı dar alanları içeren bir çok jeolojik çalışma yapılmıştır. Yapılan saha çalışmaları (Görür 1981, Ünal ve Yüksel 1978, Ünal ve diğ. 1976, Schmidt 1960, Reckamp ve Özbey 1960), hava fotoğrafları incelemeleri (Elliot 1975) ve sismik çalışmalar (T.G.O. 1959, M.T.A. 1976) bölgenin Paleosen-Alt Eosen süresince gelişmiş bir graben olduğunu ve Polatlı'dan Haymana'ya doğru gidildikçe kalınlığı yaklaşık 6 km'ye ulaşan tortullarla örtüldüğünü göstermiştir. Buna karşın bölgede yapılan jeofizik çalışmalar oldukça sınırlı kalmıştır. Bu nedenle de, bölgenin yapısal özelliklerine ilişkin genel bir jeofizik yorum yapılamamıştır.

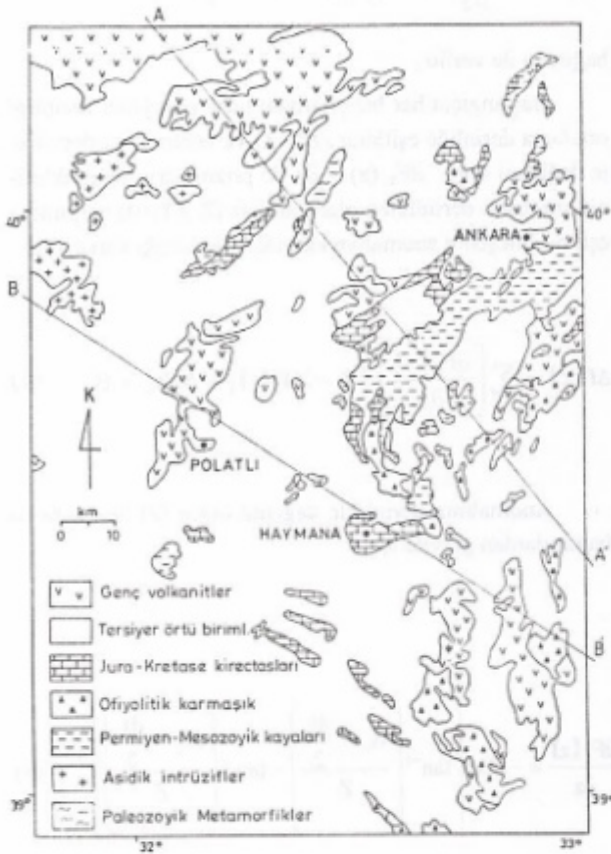
ANKARA-POLATLI BÖLGESİ'NİN JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ

Haymana-Polatlı havzasının temelini Paleozoik yaşlı metamorfikler oluşturmakta ve bunları granitik türü asidik sokulum kayaları kesmektedir. Bunların üzerine uyumsuz-

lukla Permian-Mesozoik kayaları, ofiyolitik karmaşık, Jura-Kretase kireçtaşları ve Tersiyer örtü birimleri gelmektedir. Tüm bu birimleri genç volkanitler kesmektedir (Erentöz ve Pamir 1975). Haymana'nın GD' su, Polatlı'nın kuzeyinden Ankara'ya dek Elmadag yöresi ve Ankara'nın K-KB'si bu volkanik oluşumlarla kaplanmıştır (Şekil 1).

Haymana dolaylarında, çökme havzasını etkileyen en önemli tektonik etkinlikler ofiyolitik yerleşmeler esnasında izlenmektedir. Havza, Toros ve Pontitler'e paralel bir şekilde D-B yönünde uzanmaktadır. Kretase ve Mio-Pliosen'deki tektonik hareketlerle havza bugünkü şeklini almıştır (Coşkun ve diğ. 1990).

Ankara'nın GB'da yer alan, KB-GD uzanımlı Polatlı-Haymana havzası kalınlığı yaklaşık 5800 metreye ulaşan Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı tortullarla örtülmüştür. Havzanın iki yanında havzaya doğru derinleşen ve basamaklar oluşturan normal faylar gözlenmektedir. Ünal ve diğ. (1976), Ünal ve Yüksel (1978) ve Görür (1981) yaptıkları jeolojik çalışmalar sonucu saptadıkları verilerle Polatlı-



Şekil 1. Ankara-Polatlı Bölgesi Jeoloji Haritası (Erentöz ve Pamir, 1975'den sadeleştirilmiştir).

Fig. 1. Geological map of the Ankara-Polatlı region (Modified from Erentöz and Pamir, 1975)

Haymana havzasının Paleosen-Alt Eosen süresince gelişmiş bir graben olduğunu göstermişlerdir. Yine Ünal ve Yüksel (1978)'e göre bu graben Neoj'de aşılabilir uyumsuzlukla karasal tortullarla örtülmüştür.

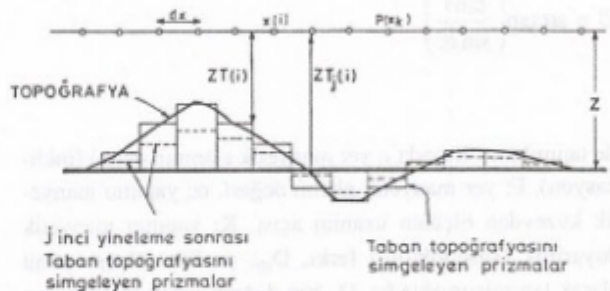
YÖNTEM

Bir profil boyunca eşit aralıklarla örneklenmiş ΔT toplam manyetik veya Δg Bouguer gravite anomalilerinin her bir anomali noktası altındaki yapı yüzeyi (gravite yoğunluğu; manyetikte manyetik duyarlılık) düşey yönde sonsuza uzanan, yanyana dizilmiş prizmalarla tanımlanarak üst yüzeylerine olan derinlikler saptanabilir (Şekil 2). Temel yaklaşım olarak, herhangi bir prizmanın oluşturduğu manyetik ya da gravite anomalisinin düşey gradyanının prizmanın derinliği veya prizmanın artım miktarı üzerinde sabit olduğu ve herhangi bir noktadaki anomaliye olan katkısının prizmanın artım miktarı veya kalınlığı ile anomalinin düşey gradyanının basit çarpımı olduğu varsayımı kullanılmıştır. Anomali profilinin araştırılan yeraltı taban topoğrafyasını tümüyle kapladığı varsayılır. Ayrıca profilin $AX+B$ ile tanımlanan rejyonel trende sahip olduğu kabul edilir.

Prizmalarla tanımlanan yapının (Şekil 2) (yoğunluk (σ) ya da manyetik duyarlılık (K) yüzeyinin) herhangi bir $P(X_k)$ noktasındaki gravite veya manyetik anomalisini veren bağıntı ($\Delta f(k)=\Delta f(X_k)$),

$$\Delta f(k) = \sum_{i=1}^{N-1} [F(z)]_{ZT,0}^2 + AX_k + B, \quad (1)$$

olarak yazılabilir (Rao ve Murthy 1978, Murthy 1990). $F_k(z)$ işlevi, gravite de;



Şekil 2. Prizmalarla tanımlanan yeraltı taban topoğrafyası (Murthy ve Rao, 1978).

Fig. 2. Subsurface basement topography represented by prism (from Murthy and Rao, 1978).

$$F_k(z) = 2G\sigma \left\{ Z \left[\tan^{-1} \left(\frac{X_k + \frac{dx}{2}}{Z} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{X_k - \frac{dx}{2}}{Z} \right) \right] + 0.5 \left[\left(X_k + \frac{dx}{2} \right) \ln \left(\left(X_k + \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2 \right) - \left(X_k - \frac{dx}{2} \right) \ln \left(\left(X_k - \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2 \right) \right] \right\} \quad (2)$$

manyetik de;

$$F_j(z) = -2J \left[\sin(\phi) \tan^{-1} \left(\frac{X_k - X_i + \frac{dx}{2}}{Z} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{X_k - X_i - \frac{dx}{2}}{Z} \right) + 0.5 \sin(\phi) \ln \left(\frac{\left(X_k - X_i + \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2}{\left(X_k - X_i - \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2} \right) \right] \quad (3)$$

olarak tanımlanır. Bu bağıntılarda G gravite sabiti, σ yoğunluk farkı, ϕ manyetizasyon açısı, J manyetizasyon şiddeti, dx örnekleme aralığını simgeler. Z , yeraltı taban topoğrafyasının profil boyunca ortalama derinliğini, $ZT(i)$ ise i . inci örnekleme noktası altındaki derinliği göstermektedir. Ayrıca manyetizasyon şiddeti J ve manyetizasyon açısı ϕ

$$J = KF \sqrt{1 - \cos^2 \alpha \cos^2 i} \dots \sqrt{1 - \cos^2 \alpha \cos^2 D_m} \quad (4)$$

$$\phi = \arctan \left(\frac{\tan i}{\sin \alpha} \right)$$

ile tanımlanır. Burada i ; yer manyetik alanının eğimi (inklinasyon), F ; yer manyetik alanın değeri, α ; yapının manyetik kuzeyden ölçülen uzanım açısı, K ; yapının manyetik duyarlılık (süseptibilite) farkı, D_m ; profilin ölçüm yönü olarak tanımlanmaktadır. D_m 'nin değeri; yatay bileşen için 0° , düşey bileşen için 90° ve toplam bileşen için yer manyetik alanının eğim açısının değeri olarak tanımlanır.

Anomali profilinin araştırılan yeraltı taban topoğrafyasını tümüyle varsayım nedeniyle, anomalinin ilk ve son noktaları altında yeraltı taban topoğrafyasının derinliği bi-

linyorsa ortalama derinlik değerine (Z) eşit, aksi halde bu noktaların altındaki derinlik değeri sıfır olarak alınır. Ortalama derinliğin altına ($ZT(i) > Z$) düşey yönde sonsuza uzanan bir prizma, ortalama derinliğin üzerinde ($ZT(i) < Z$) düşey yönde sonsuza uzanan bir prizmanın, oluşturduğu gravite etkisine zıt işaretli bir gravite etkisi oluşturur.

$$[F_k(z)]_{ZT(i)}^Z = -[F_k(z)]_Z^{ZT(i)} \quad (5)$$

Ortama derinliğin altında ve üstünde uzanan prizmaların anomaliye olan katkıları (1) no'lu bağıntıda otomatik olarak birleştirilir. Yeraltı taban topoğrafyasının derinliğinin araştırılması işlemi, başlangıç ve saptanan sonuçların yinleme ile iyileştirilmesi olmak üzere iki evreyi içermektedir. A_j ve B_j rejyonel anomalinin katsayıları ve j . yinleme sonunda yüzeye olan derinlikler $ZT_j(i)$, ($i=2,3,\dots,N-1$) ise, böyle bir modelin kuramsal anomali,

$$\Delta f_{\text{hes}}(k) = \sum_{i=2}^{N-1} [F_k(z)]_{ZT_j(i)}^Z + A_j X_k + B_j \quad (6)$$

bağıntısı ile verilir.

Başlangıçta her bir prizmanın üst yüzeyinin derinliği ortalama derinliğe eşitlenir ($ZT=Z$) ve anomalinin derinlikle değişimi oranı $\partial F_k(z) / \partial z$ ile prizmaların derinliklerinin ortalama derinlikten olan farkları ($Z - ZT_1(i)$) çarpımına eşit bir bileşenin anomaliye katkıda bulunacağı varsayılır.

$$\Delta f(k) = \sum \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_z (Z - ZT_1(i)) + A_1 X_k + B_1 \quad (7)$$

Anomalinin derinlikle değişim oranı (2) ve (3) no'lu bağıntılardan gravite için;

$$\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} = -2G\sigma \left[\tan^{-1} \left(\frac{X_k + \frac{dx}{2}}{Z} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{X_k - \frac{dx}{2}}{Z} \right) \right] \quad (8)$$

manyetik için

$$\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} = -2J \left[\frac{\left(X_k - X_i + \frac{dx}{2} \right) \sin(\phi) + Z \cos(\phi)}{\left(X_k - X_i + \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2} - \frac{\left(X_k - X_i + \frac{dx}{2} \right) \sin(\phi) + Z \cos(\phi)}{\left(X_k - X_i + \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2} \right] \quad (9)$$

yazılabilir. (8) no'lu bağıntı ince bir levha modelinin gravite anomalisini veren bağıntıdan tek farkı sadece negatif işaret içermesidir.

Rejyonel anomalinin katsayıları A_1 , B_1 ve prizmaların yüzeye olan derinlikleri $ZT_1(i)$ 'nin başlangıç değerleri (7) no'lu bağıntı kullanılarak hesaplanır. j. yineleme sonunda $P(X_k)$ noktasındaki gözlenen ve hesaplanan anomali arasındaki fark $df(k)$, (1) ve (6) no.lu bağıntılar yardımıyla

$$df(k) = \sum_{i=2}^{N-1} [F_k(z)]_{ZT_i(i)}^{ZT(i)} + dAX_k + dB \quad (10)$$

olarak yazılabilir. Bu bağıntıda dA ve dB rejyonel anomalinin katsayıları A_j ve B_j 'nin artımlarıdır. Eğer hesaplanan derinliklere verilen artımlar,

$dZT(i)=ZT_j(i)$ küçük ise

$$[F_k(z)]_{ZT_i(i)}^{ZT(i)} = \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_{ZT_i(i)} \cdot dZT(i) \quad (11)$$

yazılabilir. Bundan dolayı (11) no'lu bağıntı

$$df(k) = \sum_{i=2}^{N-1} \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_{ZT_i(i)} dZT(i) + dAX_k + dB \quad (12)$$

olur. (12) no'lu bağıntıda X_k bilinen bir parametredir. $\partial F_k(z) / \partial z$ formül ise (8) veya (9) no'lu bağıntıdan hesaplanır. Her anomali noktası için oluşturulan bağıntılar uygun bir optimizasyon yöntemi uygulanarak $\sum df(k)^2$ hata fonksiyonunun en küçük yapılması yoluyla dA , dB ve $dZT(i)$ değerleri için çözülür.

Marquardt (1963) en iyileştirme (optimizasyon) yöntemi kullanıldığında normal bağıntılar,

$$\sum_{k=1}^N \sum_{i=1}^N \frac{\partial df(k)}{\partial a_i} \cdot \frac{\partial df(k)}{\partial a_j} (1 + \delta \lambda) a_i = \sum_{k=1}^N df(k) \frac{\partial df(k)}{\partial a_j}, (j = 1, 2, \dots, N) \quad (13)$$

olarak yazılır. Bu bağıntıda δ 'nın değeri, $i=j$ olması koşulunda 1'e, aksi koşulda ise $(i \neq j)0$ 'a eşittir.

$$\delta = \begin{cases} 1, & i = j \\ 0, & i \neq j \end{cases}$$

λ ; Marquardt sönüm faktörü,

$$a_i = ZT(i+1), i = 1, 2, \dots, N-2$$

$$a_{N-1} = A$$

$$a_N = B,$$

ilişkili parametreler olmak üzer, anomalinin bu parametrelere göre kısmi türevleri;

$$\frac{\partial df(k)}{\partial a_i} = \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_{ZT(i+1)}, i = 1, 2, \dots, N-2 \quad (14)$$

$$\frac{\partial df(k)}{\partial a_{N-1}} = X_k \quad (15)$$

$$\frac{\partial df(k)}{\partial a_N} = 1 \quad (16)$$

olarak tanımlanmaktadır.

Başlangıç olarak, tüm örnekleme noktası altındaki prizmaların üst yüzeylerinin derinlikleri ortalama derinliğe eşitlenir. ($ZT(i)=Z$, $i=1, 2, \dots, N$). Rejyonel trend katsayıları $A=0$ ve $B=0$ olarak tanımlanarak yinelemeli optimizasyon işlemi kurulur. Böyle bir başlangıç modeli ile hesaplanan anomali değeri sıfırdır. Bu nedenle, hatalar gözlenen anomaliye eklenir. Yineleme işlemi Marquardt sönüm faktörü çok büyük olduğunda, hata fonksiyonu kabul edilebilir bir değere düşürüldüğünde veya belirtilen yineleme sayısına ulaşıldığında tamamlanır.

Yineleme düzeni izleyen adımlardan oluşmaktadır.

(1) $i=1$ den N 'e dek prizmaların üst düzey derinlikleri $ZT(i)$ 'nin tüm değerleri ortalama derinlik değeri Z 'ye, anomali hata miktarı $df(i)$, $\Delta f(i)$ 'ye eşitlenir ve rejyonel trendin olmadığı varsayılır.

(2) (8) veya (9) no'lu bağıntı kullanılarak $k=1$ 'den N 'e dek her bir değer için $i=2$ 'den $N-1$ 'e kadar $\partial F_k(z) / \partial z$ he-

saplanır. (12) no'lu bağıntı ile de $i=2$ 'den $N-1$ 'e kadar dZT (i) ile dA ve dB artım değerleri saptanır.

(3) Artım miktarları ile ilgili parametre değerlerine eklenir.

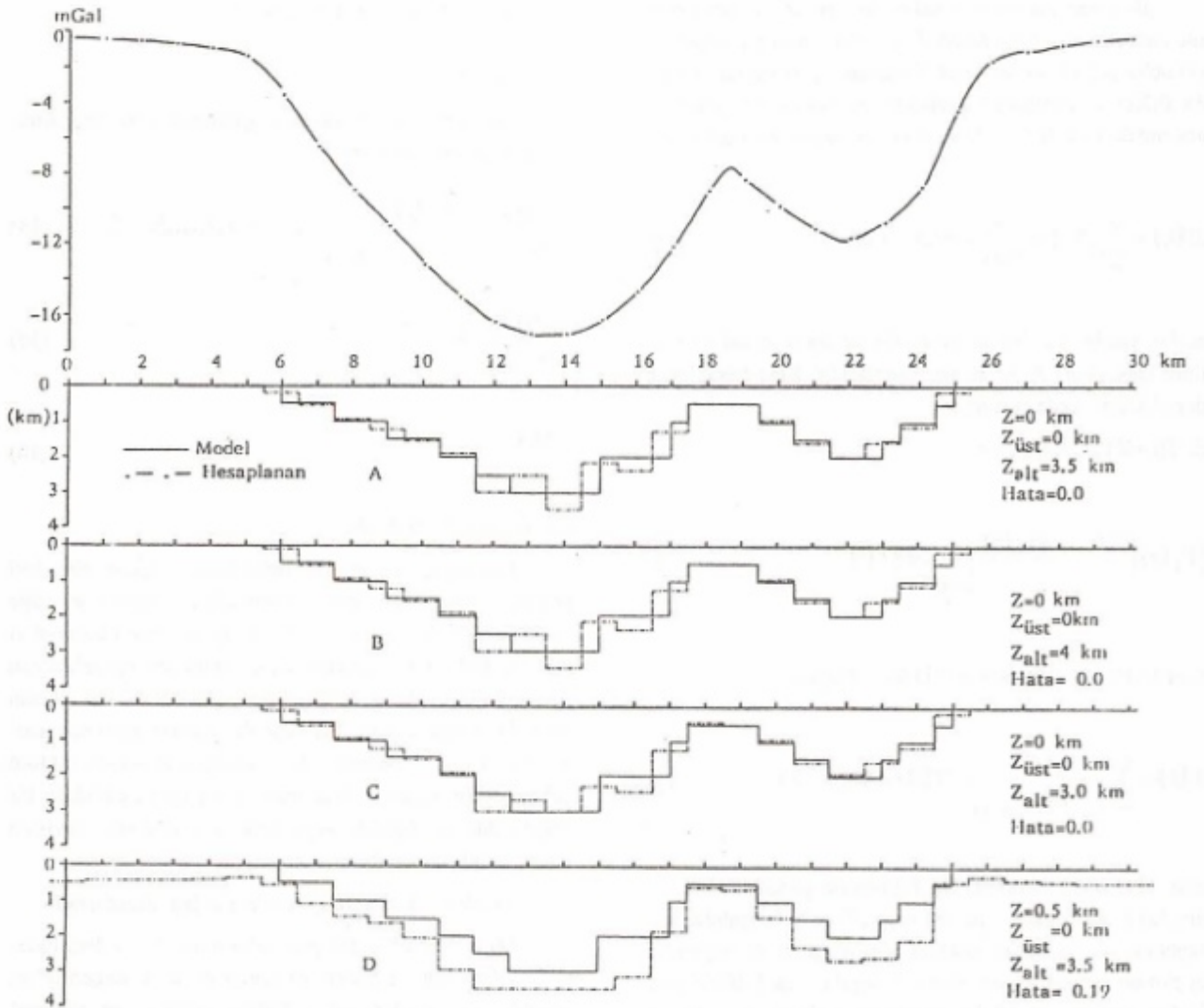
(4) (6) no'lu bağıntıdan $\Delta f_{hes}(k)$ ve daha sonra $k=1$ den N 'e kadar tüm değerler için $df(k)=\Delta f(k)-\Delta f_{hes}(k)$ hata miktarı hesaplanır.

(5) Yineleme sırasında 2., 3. ve 4. adımlar yinelenir.

UYGULAMALAR

Model olarak oluşturulan yeraltı taban topoğrafyası-

nın kuramsal gravite ve manyetik anomalisi düz çözüm (Talwani modellemesi) ile hesaplanmıştır (Şekil 3 ve 4) $\Delta\sigma=-0.2$ gr/cm³ yoğunluk farkı için hesaplanan gravite anomalisine yeraltı taban topoğrafyasını elde etmek amacıyla iki boyutlu ters çözüm (kuramı önceki bölümlerde verilen) yöntemi uygulanmıştır. Taban yapının alabileceği üst ve alt derinlik sınırları $Z_{üst}=0$ km ve $Z_{alt}=3.5$ km olarak seçildiğinde 15. yineleme sonucu saptanan model yapı ile kuramsal model yapı Şekil 3-A'da görülmektedir. $Z_{üst}=0$ km, $Z_{alt}=3$ km koşullarında 15. yineleme sonunda saptanan model yapı ile kuramsal model yapı ise Şekil 3-B ve Şekil 3-C'de görülmektedir. Her üç model yapı için profilin ilk ve son noktaları altındaki ortalama derinlik değerinin bilinme-



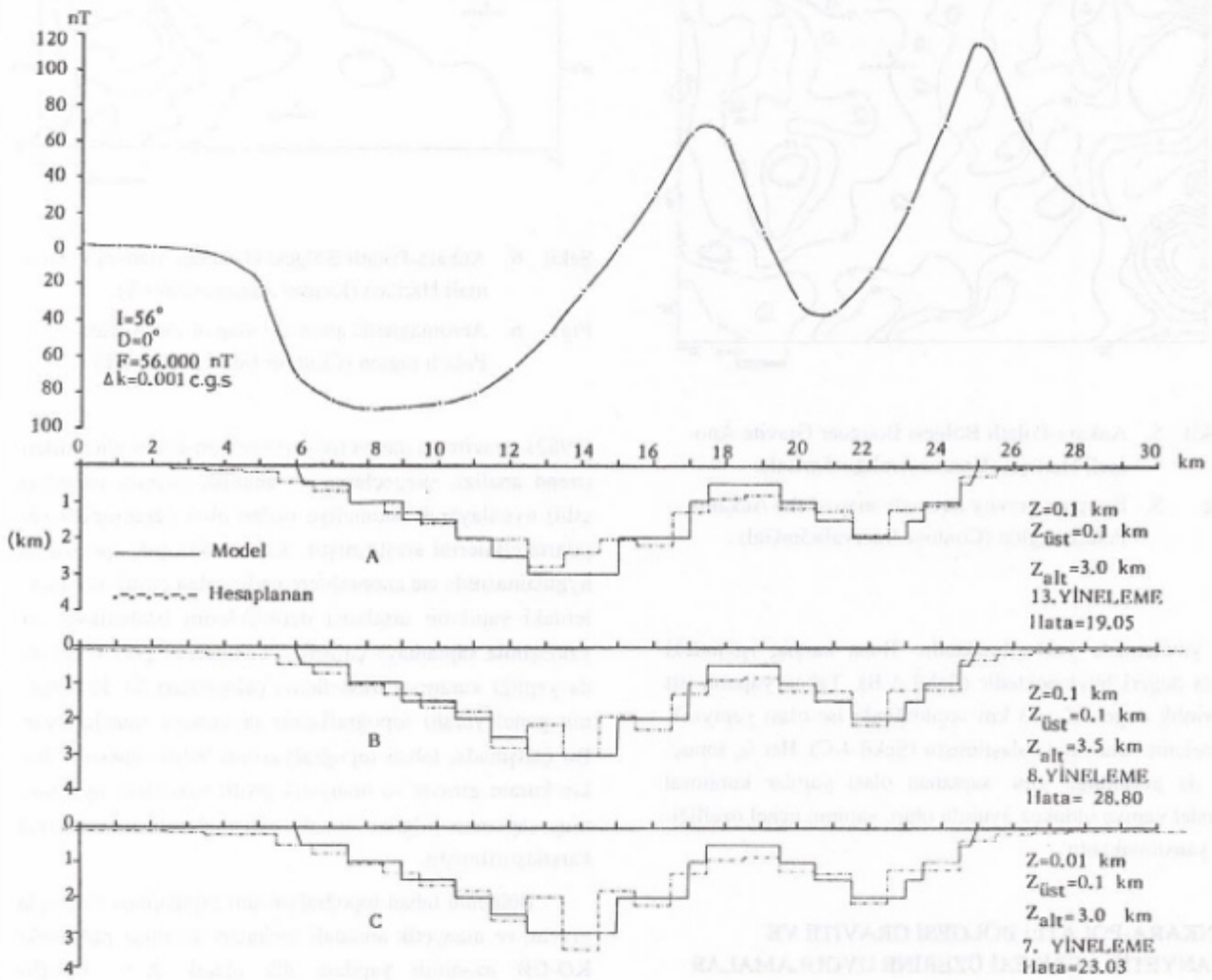
Şekil 3. Yeraltı taban topoğrafyasını simgeleyen yapı modeli ve kuramsal gravite anomalisi.

Fig. 3. Structural model representing subsurface topography and its theoretical gravity anomaly.

diği varsayılarak $Z=0$ km alınmış olup saptanan model yapılar kuramsal yapıya karakteristik olarak yansıtmaktadır. $Z_{\text{üst}}=0$ km, $Z_{\text{alt}}=3.5$ km koşullarında $Z=0.5$ km olarak alındığında ise Şekil 3-D'de görüldüğü gibi saptanan model yapının derinliği kuramsal model yapının derinliğini aşmakta ve 15. yinelemede sonuca önceki denemelere kıyasla daha büyük bir hata ile ulaşılmaktadır. Bunun nedeni, potansiyel verilerin çok çözünürlüğü nedeniyle profilin ilk ve son noktaları altındaki derinlik değerlerinin tanımlanan ortalama derinlik değerine ($Z=0.5$ km) eşitlenmesi sonucu kuramsal anomaliyi sağlayacak yapının derinliğinin artmasıdır. Model yapıya ilişkin kuramsal manyetik anomali

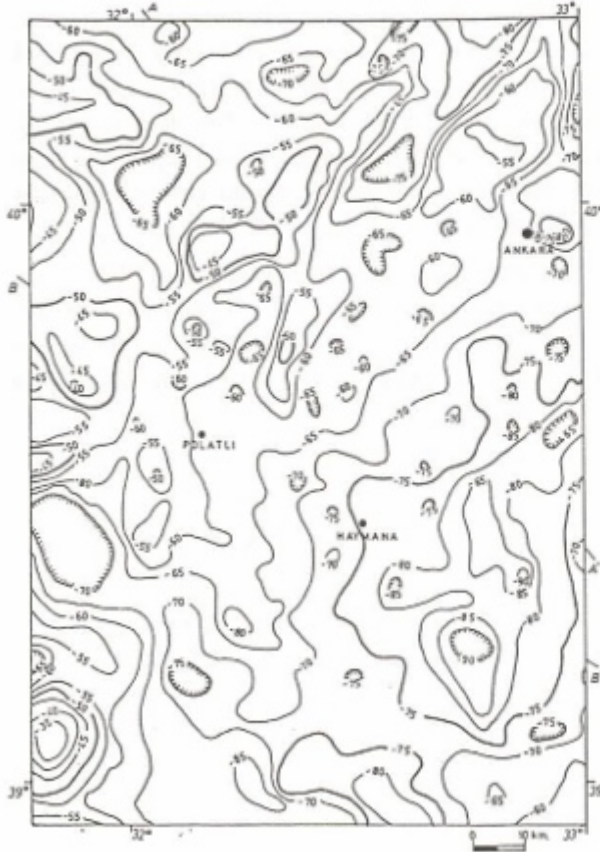
değerleri manyetik duyarlılık farkı $K=0.001$ c.g.s ve $h=700$ m yükseklik değeri baz alınarak hesaplanmıştır. Kuramsal anomali değerlerinin hesaplanması sırasında yer manyetik alan değeri kuramsal olarak $F=56000$ nT, eğim açısı $i=56^\circ$, sapma açısı $D=0^\circ$ olarak alınmıştır. Gravite örneğinde olduğu gibi, yeraltı taban topoğrafyasının saptanması amacıyla iki boyutlu ters çözüm yöntemi kuramsal manyetik verilere de uygulanmıştır.

Taban yapının üst ve alt derinlik sınırları $Z_{\text{üst}}=0.1$ km ve $Z_{\text{alt}}=3$ km olarak seçildiğinde 13. yineleme sonucunda saptanan yapı Şekil 4-A'da görülmektedir. Taban yapının alt derinlik değeri $Z_{\text{alt}}=3.5$ km alındığında ise olası yapıya



Şekil 4. Yeraltı taban topoğrafyasını simgeleyen yapı modeli ve kuramsal manyetik anomali.

Fig. 4. Structural model representing subsurface topography and its theoretical magnetic anomaly.



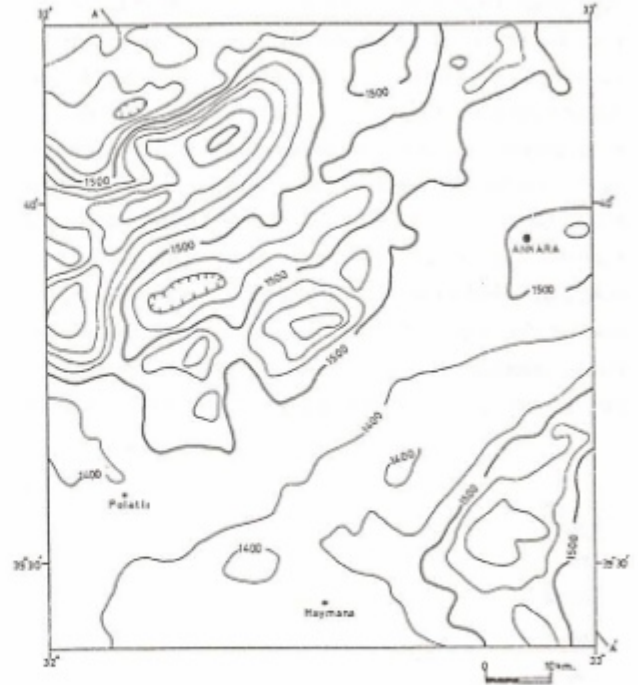
Şekil 5. Ankara-Polatlı Bölgesi Bouguer Gravite Anomali Haritası (Kontur Aralığı=5mGal).

Fig. 5. Bouguer gravity anomaly map of the Ankara-Polatlı region (Contour Interval=5mGal).

8. yinelemede yaklaşılmaktadır. Buna karşın, işlemdeki hata değeri büyümektedir (Şekil 4-B). Taban yapının üst derinlik değeri $Z_{üst}=3$ km seçildiğinde ise olası yapıya 7. yineleme sonucunda ulaşılmıştır (Şekil 4-C). Her üç sonuçta da görüldüğü gibi, saptanan olası yapılar kuramsal model yapıya oldukça uyumlu olup, yapının genel özelliğini yansıtmaktadır.

ANKARA-POLATLI BÖLGESİ GRAVİTE VE MANYETİK VERİLERİ ÜZERİNE UYGULAMALAR

Bölgenin Bouguer gravite anomali haritası (Şekil 5) M.T.A. Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanmış 1/500.000 ölçekli Ankara ve Zonguldak paftalarından alınmıştır. Havadan Manyetik anomali haritası (Şekil 6) ise M.T.A. Genel Müdürlüğünce ~700 m uçuş yüksekliği ve 1 km uçuş aralıkları ile hazırlanmıştır. Ergün ve Sarı

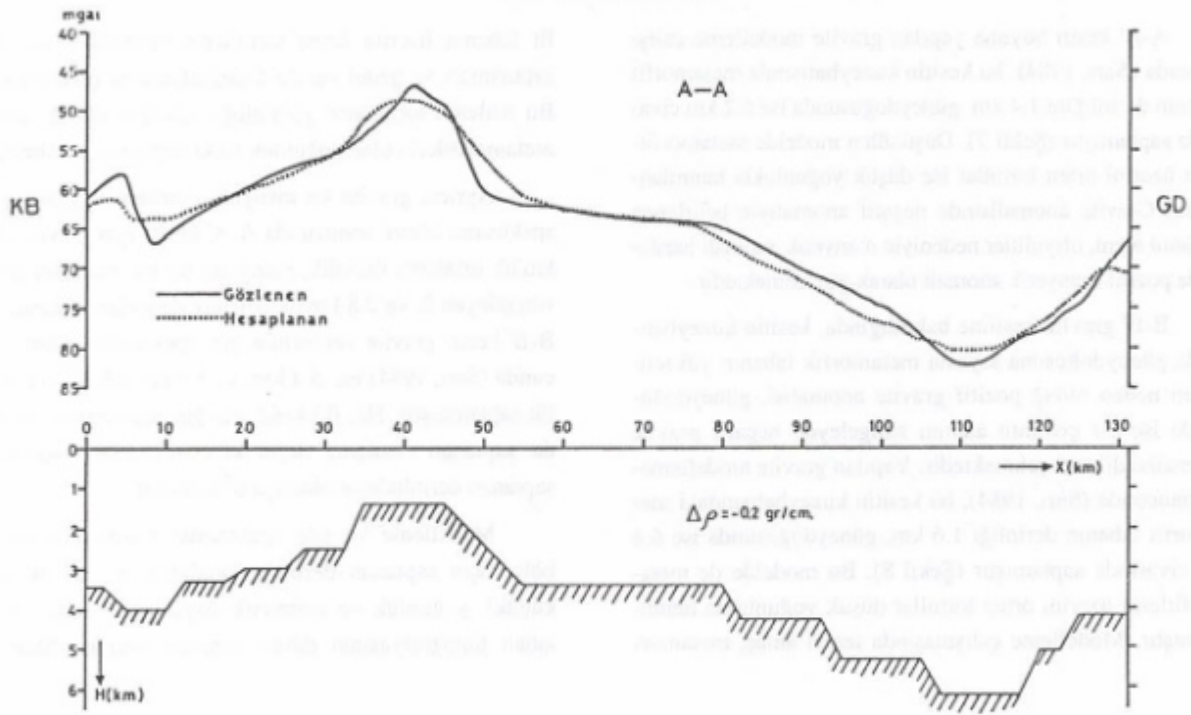


Şekil 6. Ankara-Polatlı Bölgesi Havadan Manyetik Anomali Haritası (Kontur Aralığı=100 nT).

Fig. 6. Aeromagnetic anomaly map of the Ankara-Polatlı region (Contour Interval=100 nT).

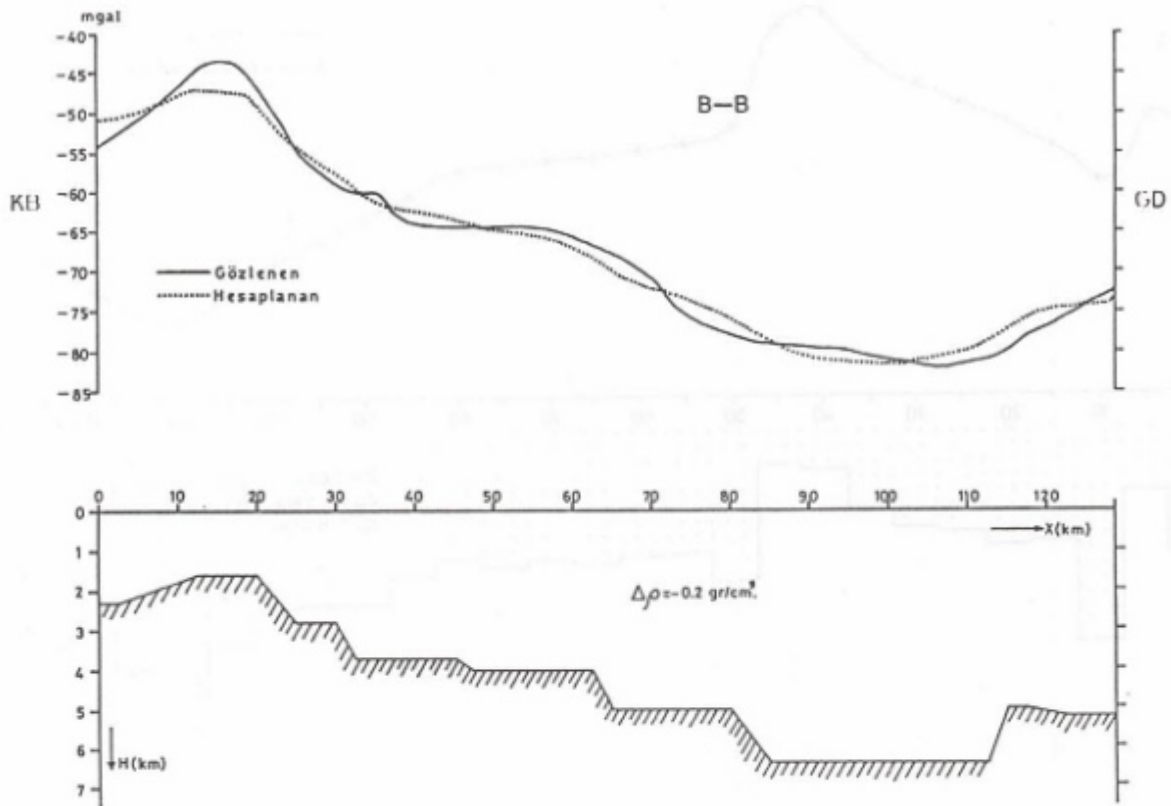
(1982), gravite ve manyetik verilere veri-işlem yöntemleri (trend analizi, süzgeçleme ve analitik uzanım işlemleri gibi) uygulayarak anomaliye neden olan yeraltındaki yapıların etkilerini araştırmıştır. Sarı (1984), güç spektrumu uygulamasında ise anomalilere neden olan çeşitli derinliklerdeki yapıların ortalama derinliklerini istatistiksel bir yaklaşımla saptamaya çalışmış, edinilen bilgilerin ışığında yaptığı kuramsal modelleme çalışmaları ile de bölgenin genel yeraltı topoğrafyasını saptamayı amaçlamıştır. Bu çalışmada, taban topoğrafyasının belirlenmesine ilişkin kuram gravite ve manyetik profil verilerine uygulanmış, saptanan bilgiler önceki çalışmalarını sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır.

Bölgenin taban topoğrafyasının saptanması amacıyla gravite ve manyetik anomali haritaları üzerinde bölgedeki KD-GB uzanımlı yapılara dik olarak A-A', Polatlı-Haymana çöküntüsünün uzanım eksenine koşut olarak da B-B' kesiti alınmıştır. Gravite anomali haritasına bakıldığında A-A' kesitinin güneydoğusunda negatif bir anomali belirgin olarak görülmektedir. Kesitin kuzeybatısında gözlenen nispeten pozitif anomali ise metamorfiteğin yükselmini karşılamaktadır.



Şekil 7. Ankara-Polatlı Bölgesi Bouguer Gravite A-A' Kesiti Modelleme Uygulaması (Sarı, 1984).

Fig. 7. Modelling application to the profile A-A' for the Bouguer gravity of the Ankara-Polatlı region (Sarı, 1984).



Şekil 8. Ankara-Polatlı Bölgesi Bouguer Gravite B-B' Kesiti Modelleme Uygulaması (Sarı, 1984).

Fig. 8. Modelling application to the profile B-B' for the Bouguer gravity of the Ankara-Polatlı region (Sarı, 1984).

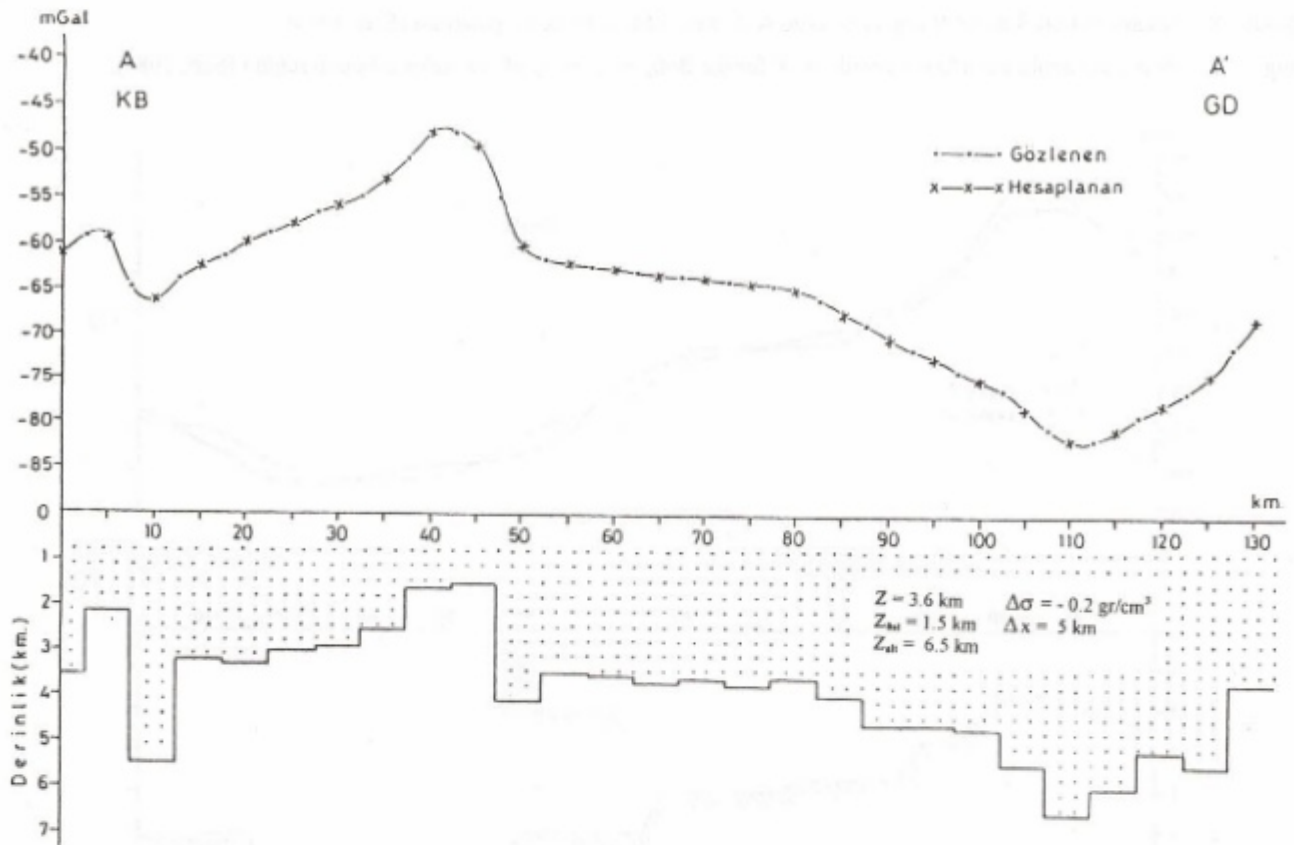
A-A' kesiti boyunca yapılan gravite modelleme çalışmasında (Sarı, 1984), bu kesitin kuzeybatısında metamorfit tabanının derinliğini 1.4 km, güneydoğusunda ise 6.2 km civarında saptamıştır (Şekil 7). Düşünülen modelde metamorfitlerin üzerini örten tortullar ise düşük yoğunlukla tanımlanmıştır. Gravite anomalisinde negatif anomaliyle belirlenen çöküntü alanı, ofiyolitler nedeniyle manyetik anomali haritasında pozitif manyetik anomali olarak gözlenmektedir.

B-B' gravite kesitine bakıldığında, kesitin kuzeybatısında güneydoğusuna kıyasla metamorfit tabanının yükselişinin neden olduğu pozitif gravite anomalisi, güneydoğusunda ise bir çöküntü alanını simgeleyen negatif gravite anomalisi dikkati çekmektedir. Yapılan gravite modellemesi sonucunda (Sarı, 1984), bu kesitin kuzeybatısındaki metamorfit tabanının derinliği 1.6 km, güneydoğusunda ise 6.4 km civarında saptamıştır (Şekil 8). Bu modelde de metamorfitlerin üzerini örten tortullar düşük yoğunlukla tanımlanmıştır. Modelleme çalışmasında temel amaç, metamor-

fit tabanının üzerini örten tortulların ortalama kalınlığının saptanması ve genel yeraltı topoğrafyasının çıkarılmasıdır. Bu nedenle tortulların yoğunluğu tekdüze olarak alınmış, metamorfitlerle olan yoğunluk farkı değişmez tutulmuştur.

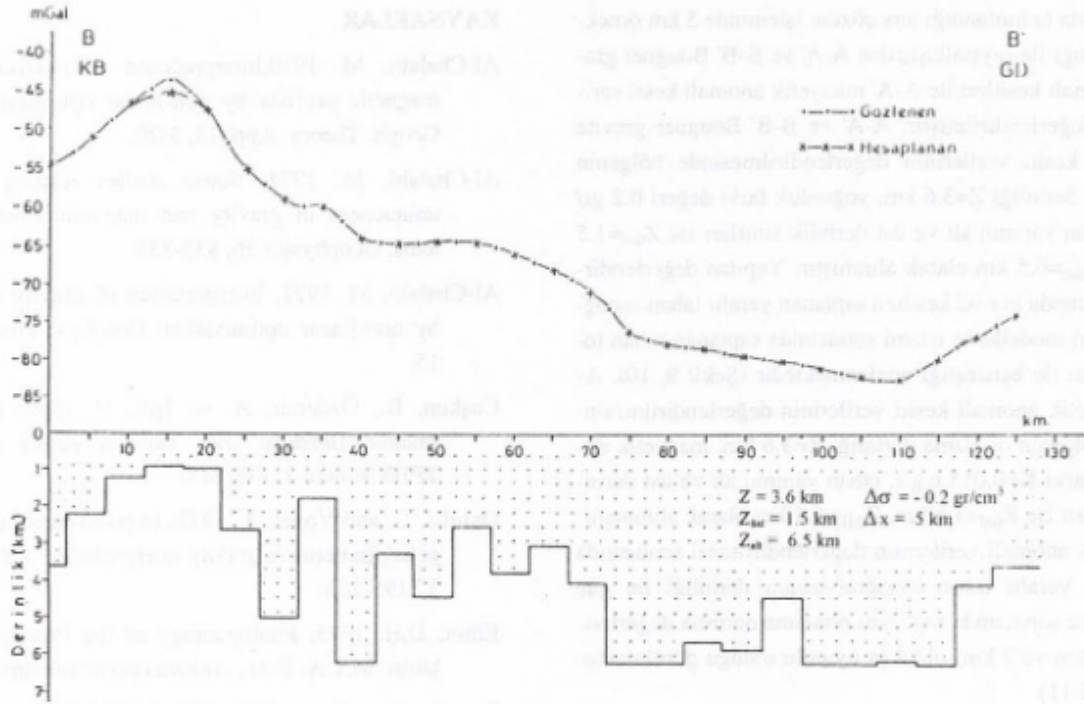
Ayrıca, gravite ve manyetik verilere uygulanan güç spektrumu işlemi sonucunda A-A' kesiti için gravite'de 2.7 km'lik ortalama derinlik, manyetik de ise yüzeysel etkileri simgeleyen 2. ve 2.8 km'lik derinlik değerleri bulunmuştur. B-B' kesiti gravite verilerinin güç spektrumu işlemi sonucunda (Sarı, 1984) ise, 5.4 km. ve 1.9 km. lik iki ayrı derinlik saptanmıştır. Her iki kesit için güç spektrumu sonucunda saptanan ortalama derinlikler modelleme sonucunda saptanan derinliklerle oldukça uyumludur.

Modelleme ve güç spektrumu işlemleri sonucunda bölge için saptanan derinlik (ortalama, en büyük ve en küçük), yoğunluk ve manyetik duyarlılık bilgileri yeraltı taban topoğrafyasının düşey sonsuza uzanan dikdörtgen



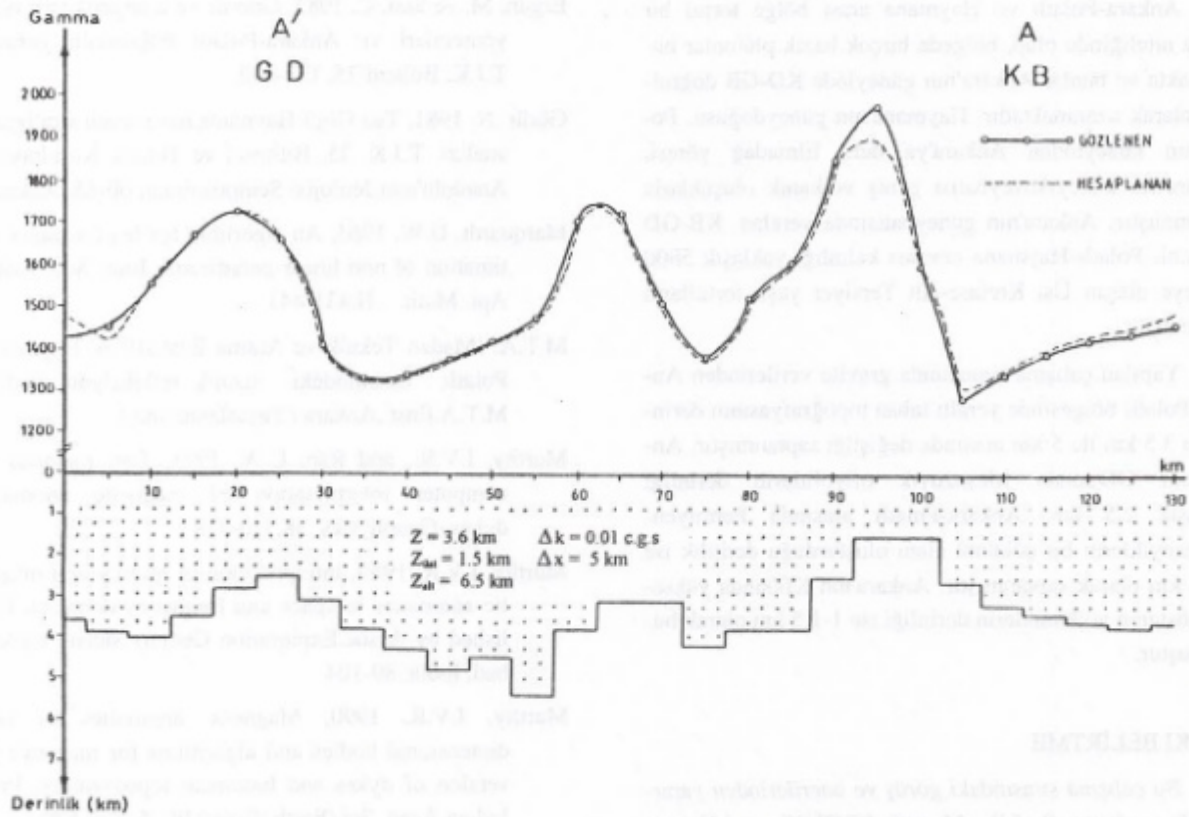
Şekil 9. Ankara-Polatlı Bölgesi A-A' Bouguer Gravite Anomali Kesitinden Saptanan Yeraltı Taban Topoğrafyası.

Fig. 9. Determined subsurface basement topography for the A-A' Bouguer gravity profile of the Ankara-Polatlı region.



Şekil 10. Ankara-Polatlı Bölgesi B-B' Bouguer Gravite Anomali Kesitinden Saptanan Yeraltı Taban Topoğrafyası.

Fig. 10. Determined subsurface basement topography for the B-B' Bouguer gravity profile of the Ankara-Polatlı region.



Şekil 11. Ankara-Polatlı Bölgesi A-A' Havadan Manyetik Anomali Kesitinden Saptanan Yeraltı Taban Topoğrafyası.

Fig. 11. Determined subsurface basement topography for the A-A' aeromagnetic profile of the Ankara-Polatlı region.

prizmalarla tanımlandığı ters çözüm işleminde 5 km örnek-leme aralığı ile sayısallaştırılan A-A' ve B-B' Bouguer gravite anomali kesitleri ile A-A' manyetik anomali kesit verileri ile değerlendirilmiştir. A-A' ve B-B' Bouguer gravite anomali kesiti verilerinin değerlendirilmesinde bölgenin ortalama derinliği $Z=3.6$ km, yoğunluk farkı değeri 0.2 gr/cm^3 , taban yapının alt ve üst derinlik sınırları ise $Z_{\text{üst}}=1.5$ km ve $Z_{\text{alt}}=6.5$ km olarak alınmıştır. Yapılan değerlendirme sonucunda her iki kesitten saptanan yeraltı taban topoğrafyasının modelleme işlemi sonucunda saptanan taban topoğrafyası ile benzeştiği gözlenmektedir (Şekil 9, 10). A-A' manyetik anomali kesiti verilerinin değerlendirilmesinde ise bölgenin ortalama derinliği $Z=3.6$ km, manyetik duyarlılık farkı $K=0.015 \text{ c.g.s.}$, taban yapının alt ve üst derinlik sınırları ise $Z_{\text{üst}}=1.5$ km, $Z_{\text{alt}}=6.5$ km olarak alınmıştır. Manyetik anomali verilerinin değerlendirilmesi sonucunda saptanan yeraltı taban topoğrafyasının derinliği ile güç spektrumu sonucunda saptanan ortalama derinlik değerlerinin (2.8 km ve 2 km) oldukça uyumlu olduğu görülmektedir (Şekil 11).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Ankara-Polatlı ve Haymana arası bölge tortul bir havza niteliğinde olup, bölgede birçok bazik plütonlar bulunmakta ve bunlar Ankara'nın güneyinde KD-GB doğrultulu olarak uzanmaktadır. Haymana'nın güneydoğusu, Polatlı'nın kuzeyinden Ankara'ya dek, Elmadağ yöresi, Ankara'nın kuzey-kuzeybatısı geniş volkanik oluşuklarla kaplanmıştır. Ankara'nın güneybatısında yeralan, KB-GD uzanımlı Polatlı-Haymana havzası kalınlığı yaklaşık 5800 metreye ulaşan Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı tortullarla örtülmüştür.

Yapılan çalışma sonucunda gravite verilerinden Ankara-Polatlı bölgesinde yeraltı taban topoğrafyasının derinliğinin 3.5 km ile 5 km arasında değiştiği saptanmıştır. Ankara'nın GD'sunda Mesozoyik ofiyolitlerin derinliği yaklaşık 2.5 km, Ankara-Polatlı arasında Permiyen-Mesozoyiklerin bir çöküntü alanı oluşturduğu derinlik ise 3.5-4 km olarak saptanmıştır. Ankara'nın KB'sında yüksek gösteren volkaniklerin derinliği ise 1-1.5 km olarak bulunmuştur.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma sırasındaki görüş ve önerilerinden yararlandığımız Sayın Prof.Dr. Mustafa ERGÜN'e ve bölgenin jeolojik yorumundaki katkıları için Jeoloji Yük.Müh. İbrahim GÜNDOĞAN'a teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Al-Chalabi, M. 1970, Interpretation of two-dimensional magnetic profiles by non-linear optimisation. Bull. Geoph. Theory. Appl 12, 3-20.
- Al-Chalabi, M. 1971, Some studies relating to non-uniqueness in gravity and magnetic inverse problems. Geophysics 36, 835-855
- Al-Chalabi, M. 1972, Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimisation. Geophys. Prosp. 10, 1-15.
- Coşkun, B., Özdemir, A. ve Işık, V. 1990, Haymana-Mandıra-Dereköy arası sahanın petrol imkanları. TPJD Bülteni 2, 135-143.
- Dyrelis, D. and Vogel, A. 1972, Improvement of convergence in iterative gravity interpretation. J.R.Astr.Soc. 27, 195-205.
- Elliot, D.H. 1975, Photogeology of the Polatlı-Haymana basin. M.T.A. Enst., Ankara (yayınlanmamış).
- Erentöz, C. ve Pamir, H.N. 1975, 1/500.000 ölçekli jeolojik harita ve izahnamesi (Ankara). M.T.A. Enst. Yayınları, Ankara.
- Ergün, M. ve Sarı, C. 1982, Gravite ve manyetik veri işlem yöntemleri ve Ankara-Polatlı bölgesinin yorumu. T.J.K. Bülteni 25, 137-142.
- Görür, N. 1981, Tuz Gölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi. T.J.K. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, 60-65, Ankara.
- Marquardt, D.W. 1963, An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. Jour. Soc. Indust. Apl. Math. 11, 431-441
- M.T.A. (Maden Teknik ve Arama Enst.) 1976, Haymana - Polatlı basenindeki sismik refleksiyon etüdları. M.T.A.Enst., Ankara (Yayınlanmamış).
- Murthy, I.V.R., and Rao, C.W. 1973, Two methods for computer interpretation of magnetic anomalies dykes. Geophysics 38, 710-718
- Murthy, I.V.R. 1989, Interpretation of gravity and magnetic anomalies in space and frequency domains. Published by Assoc.Exploration Geophysicists Hyderabad, India, 89-104
- Murthy, I.V.R. 1990, Magnetic anomalies of two-dimensional bodies and algorithms for magnetic inversion of dykes and basement topographies. Proc. Indian Acad. Sci.(Earth Planet) 99, 4, 549-579.
- Murthy, I.V.R., and Rao, S.J. 1989, A FORTRAN 77 program for inverting the gravity anomalies of two-

- dimensional basement structures. *Computers & Geosciences* 15, 1149-1159
- Murthy, I.V.R. and Krishnamacharyulu, S.K.G. 1990a, Automatic inversion of gravity anomalies of faults. *Computers & Geosciences* 16, 539-548.
- Murthy, I.V.R., and Krishnamacharyulu, S.K.G. 1990b, A FORTRAN 77 program to invert gravity anomalies of sheet-like bodies. *Computers & Geosciences* 16, 991-1001.
- Murthy, I.V.R. and Rao, P.R. 1993, Inversion of gravity and magnetic anomalies of two dimensional polygonal cross section. *Computers & Geosciences* 19, 1213-1228
- Pedersen, L.B. 1997, Interpretation of potential field data. A generalized inverse approach. *Geophys. Prosp.* 25, 199-230
- Rao, B.S.R. and Murthy, I.V.R. 1978, Gravity and magnetic methods of prospecting. Arnold-Heinemann (India) Pvt. Ltd., AB/9 Safdar jang Enclave, New Delhi, 390 p
- Reckamp, I.U. ve Özbey, S. 1960, Petroleum geology of Temelli and Kuştepe structures, Polatlı area, Petrol İşleri Gen.Müd., Ankara (Yayınlanmamış).
- Sarı, C. 1984, Ankara-Polatlı bölgesi potansiyel alan verilerinin veri-işlem yöntemleriyle yorumu. D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi (Yayınlanmamış).
- Schmidt, G.C. 1960, AR/MEM/365-366-367 sahalarının nihai terk raporu. Petrol İşleri Gen.Müd., Ankara (Yayınlanmamış).
- Talwani, M., Worzel, L. and Landisman, M. 1959, Rapid gravity computation for two dimensional bodies with applications to the Menocino Submarine fracture zone. *Jour. of Geophys. Res.* 64, 49-59
- T.G.O. (Turkish Gulf Oil Co.) 1959, Seismic survey Polatlı project, Polatlı-Turkey. Petrol İşleri Gen.Müd., Ankara (Yayınlanmamış)
- Ünal, G. Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S. 1976, Haymana-Polatlı yöresinin (güneybatı Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi. *T.J.K. Bülteni* 19, 159-176.
- Ünal, G. ve Yüksel, V. 1978, Eski bir graben örneği; Haymana-Polatlı havzası. *T.J.K. Bülteni* 21, 165-169.

TÜRKİYE MAGSAT VERİLERİ VE YORUMU

Magsat Data of Turkey and its Interpretation

Müjgan ŞALK* ve Mustafa ERGÜN*

ÖZET

Yermanyetik alanın X (Kuzey), Y (Doğu), Z (Düşey) ve Toplam bileşeni enlem, boylam ve radyal uzaklıkla birlikte Magsat uydusu vasıtasıyla ölçülebilmektedir. Magsat haritaları uydudan ölçülen değerlerden çekirdeğin ve dış kaynaklı alanın etkisi çıkarılarak hazırlanmaktadır. Türkiye'nin uydu manyetik haritaları 25°-45° doğu boylamları ve 35°-45° kuzey enlemlerini kapsayan bölge için British Geologic Survey'den elde edilen Uydu Manyetik verileri kullanılarak hazırlanmıştır. İki kıtasal bölge Batı ve Doğu Türkiye de farklı genlikli manyetik anomaliler görülmektedir. Doğu Türkiye'de kabuğun daha kalın olmasına bağlı olarak Batı Türkiye'ye göre daha yüksek genlikli manyetik anomaliler görülmektedir. Türkiye düşey bileşen Uydu manyetik haritası süzgeçlenerek kısa dalga boyu anomaliler giderilmiş ve kuramsal kabuk modelleri kullanılarak Türkiye'nin kabuk yapısı incelenmeye çalışılmıştır.

ABSTRACT

Geocentric X(North), Y(East) and Z(Radial inward) component of geomagnetic field and total intensity together with the geocentric latitude, longitude and radial distance are measured from Magsat spacecraft. Magsat maps were prepared by subtracting the external and main field from Magsat data. Magsat maps of Turkey prepared using Magsat data obtained from British Geological Survey covering the area between 25°-45° E longitudes and 35°- 45° N latitudes. The two continental regions, in western and eastern Turkey were indicated on the magnetic anomalies having different magnitudes. High positive magnetic values might be related to thick crust in eastern Turkey in comparison with western Turkey. Short wavelenght anomalies were eliminated on the vertical component of Magsat data of Turkey through filtering, and the structure of continental crust of Turkey was tried to be investigate using the the theoretical crust models.

GİRİŞ

Yermanyetik alanı başlıca dört kaynaktan oluşan alanın toplamıdır: Çekirdek, Curie isotermin üzerindeki kabuk, ionosphere ve magnetosphere (Zeitz ve Andreasen 1970, Langel 1974, Langel ve diğ. 1980a). Dünya ölçeğinde manyetik haritaların hazırlanması klasik aeromanyetik ölç-

çümlerle zordur ve dolayısıyla uydu ölçümlerinden yararlanmaya çalışılmaktadır. MAGSAT uydusu da bu amaç için hazırlanmış uydulardan biridir. MAGSAT verileri yaklaşık 350-550 km yüksekliğinde ölçülen skaler ve vektörel manyetik verileri içerir. Uydu yüksekliğinde sadece kabuk alanını ortaya çıkarmak zordur. Kabuk manyetik anomali-

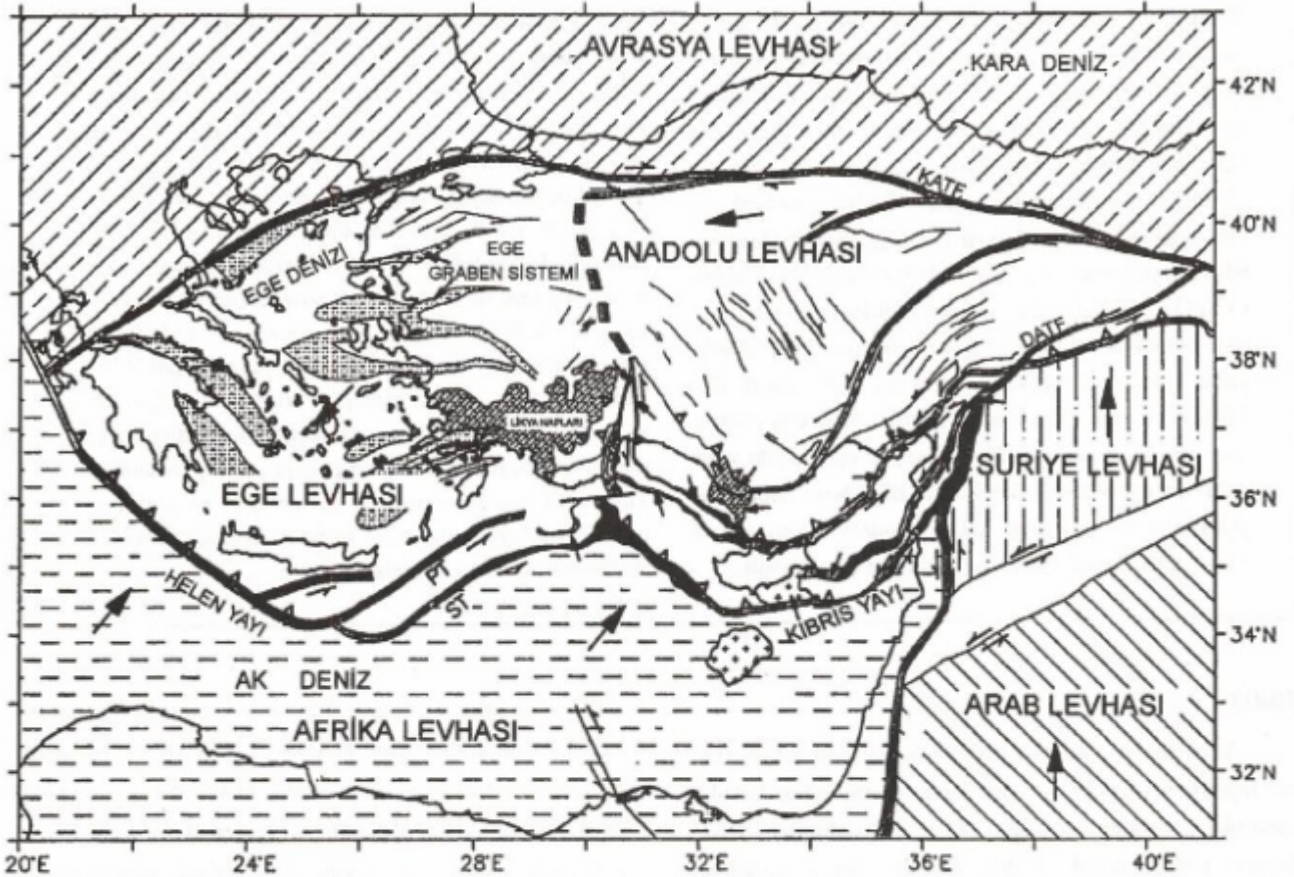
* Dokuz Eylül Üniv., Müh. Fak., Jeofizik Bölümü, Bornova-İzmir.

leri uydudan ölçülen toplam skaler manyetik alandan çekirdek ve dış alanın çıkarılmasıyla elde edilir. Uydu manyetik anomalilerinin yorumu anomalilerin kaynağının Moho ve Curie isoterminde meydana geldiği varsayılarak yapılmaktadır (Wasilewski ve diğ. 1979).

Prensip olarak alt kabuk tabakalarının süseplibilite değerleri büyüktür (Hall 1974). Bu nedenle kıtalardaki yüksek değerli manyetik anomaliler ya derin Curie isoterminde kalın bir kabuğu ya da alt kabukta sıradışı yüksek manyetik süseplibiliteyi veya her ikisini birden gösterir. Kıtalardaki düşük değerli manyetik anomaliler ise sığ Curie isoterminde (yüksek ısı akısı) göreceli ince bir kabuğu ve alt kabuktaki düşük süseplibiliteyi gösterir. Okyanus manyetik anomalileri rejonal kabuk kalınlığını ve süseplibilite farklılıklarını gösterir. Uydu manyetik anomalileri jeolojik ve tektonik yapılarla ilişkilidir. Kıtalarda elde edilen manyetik anomaliler okyanuslardakine göre daha pozitif ve değişkendir. Okyanus havzaları ve Abisal düzlükler negatif anomali, deniz altı platoları, dalma-batma zonları, okyanus

ortası sırtlar pozitif manyetik anomaliler göstermektedir.

Genel olarak Türkiye, Alp-Akdeniz orojenik kuşağı içinde yer almaktadır. Türkiye'nin güncel tektoniği Afrika, Arap ve Avrasya levhaları arasındaki dalma-batma, çarpışma ve levha sınırlarına uygulanan kuvvetler ve bunlara bağlı olarak gelişen levha içi deformasyonlarla kontrol edilmektedir. Doğu Türkiye'de Arap plakasının Anadolu plakası ile çarpışması sonucu ortaya çıkan sıkışma tektoniği ve bu hareketin sonucu olarak Bitlis-Zagros zonundan itibaren Anadolu levhasının batı'ya hareketi, Batı'da Hellen hendeği boyunca Afrika levhasının KB yönünde dalması ve bu hareketlerin sonucu olarak ortaya çıkan gerilme tektoniği görülmektedir (Şekil 1). Türkiye'deki sıkışma, genişleme ve doğrultu atımlı hareketlerin neden olduğu bu aktif deformasyon kabuk kalınlığının değişimine, sığ odaklı ve orta şiddetli depremlere, volkanik aktiviteye ve yüksek ısı akısına neden olmaktadır (Canitez 1969, Papazachos ve Comninakis 1977). Türkiye'deki Magsat anomalileri de jeolojik ve tektonik yapılarla ilişkilidir.



Şekil 1. Türkiye ve Doğu Akdeniz'in genel tektonik haritası (Aksu ve diğ. 1992'den derlenmiştir).

Fig. 1. General tectonic map of Turkey and the Eastern Mediterranean.

Türkiye Magsat anomalileri de Türkiye'nin genel jeolojisini ve tektoniğini yansıtmaktadır. Batı Türkiye'de açılma tektoniği nedeniyle gelişen aktif faylanma ve volkanizmaya bağlı olabilecek pozitif manyetik anomaliler, doğu Türkiye'de sıkışma tektoniği nedeniyle kabuk kalınlaşmasına ve volkanizmaya bağlı olabilecek pozitif manyetik anomaliler, Toros kuşağında sediment birikimine bağlı olabilecek negatif anomaliler, Doğu Karadeniz'de kabuğun yarı okyanusal olması nedeniyle negatif manyetik anomaliler görülmektedir.

MAGSAT VERİLERİNİN ELDE EDİLMESİ

Magsat uydusunun başlıca görevi yerin çekirdeği içerisinde oluşan manyetik alanın zamanla değişiminin modelini geliştirmek, kabuğun manyetizasyonunun vektör karakteristiğini ve manyetik alan şiddetindeki değişimleri haritalamaktır. Uydu manyetometre gözlemleri klasik aeromanyetik çalışmalardan elde edilemeyen yüzlerce veya binlere kilometrelik litosferik bölgelerin manyetik özelliklerini tanımaya izin verir. Bu bölgeler global olarak tanımlanan ve belirlenen geçmiş ve güncel jeodinamik dahil yerin tarihini yorumlamaya yararlı bilgiler sağlar. Magsat uzay aracı 1967-1979 yılları arasında John Hopkins uygulamalı fizik laboratuvarı tarafından tasarlanıp geliştirilmiştir. Magsat uzay aracı 30 Ekim 1979 tarihinde, inklinasyon açısı 96.76° , yörüngesinin dünyaya en yakın noktasına (perigee) 352 km, yörüngesinin dünyaya en uzak noktasına (apogee) 561 km olan yörüngeye yerleştirildi. Uzay aracı alet modülü ve ana modül olmak üzere bağımsız iki modül içermektedir. Alet modülü uzay aracının dünya ve ufka göre meyilini saptama sistemini, vektör manyetometresi eksen saptırma sistemini ve manyetometre bölümünün sonuna yerleştirilen alet platformunu içerir. Ana modülü manyetik veriyi sürekli kaydedebilecek teyp kayıtlarını, telemetri/transponder iletişim sistemini ve güç sistemlerini içermektedir (Langel ve Estes 1982).

Cesium Vapor tipindeki skaler manyetometre, Ball Brothers ve Varian Associates (Kanada) tarafından tasarlanmıştır (Lancaster ve diğ. 1980). Fluxgate tipindeki vektör manyetometresi ise Goddard uzay uçuş merkezi tarafından tasarlanmıştır (Acuna ve diğ. 1978). Magsat uzay aracından manyetik alanın X(Kuzey), Y(Doğu), Z (Düşey) ve F (Toplam) bileşenleri ölçülmüştür. Dünya skaler anomalî haritaları Langel ve diğ. (1982b) ve Coles ve diğ. (1982) tarafından hazırlanarak yayınlanmıştır.

TÜRKİYE MAGSAT VERİLERİNİN İRDELENMESİ

Türkiye uydu manyetik verileri 25° - 45° doğu boylamları 35° - 45° kuzey enlemlerini kapsar. Veriler 30' örnekleme aralığı kullanılarak X (Kuzey), Y(Doğu), Z (Düşey) ve F (Toplam) bileşenleri olmak üzere haritalanmıştır (Şekil 2,3,4,5).

Uydu manyetik verilerinin düşey bileşeni yüzey jeolojisine bağlı olarak değişen çok kısa dalga boylu hızlı değişen anomalileri yok etmek için 30' örnekleme aralığı ve 0.1, 0.2, 0.3 (devir/veri aralığı) kesme frekansına sahip alçak geçişli süzgeçlerden geçirilmiştir (Şekil 6,7,8).

Türkiye üzerindeki manyetik anomalilerin dağılımının düzensiz olduğu görülmektedir (Şalk 1994). Uydu yörüngesinin etkisi de gözönünde bulundurularak genel trendin G-K yönünde olduğu söylenebilir (Şekil 2,3,4,5). Pozitif manyetik anomaliler Ege denizinde, Kuzey Ege'de, Batı Türkiye'deki masifler (Menderes, Gediz, Kazdağ, Uludağ) üzerinde görülmektedir. Bu anomaliler buradaki magmatik ve granitik sokulumlarla ve dalma-batma sırasında gelişen iki fazlı volkanizmanın batı Türkiye'de de devam etmesi sonucu olabilir (Fytikas ve diğ. 1984). Karadeniz üzerinde de kabuğun kalın bir sediman tabakası içermesi ve yarı okyanusal olması ile ilişkili olabilecek negatif anomaliler görülmektedir. Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) kuzeyinde (Pontid bloğu) granitik sokulumlar ve kuzey Türkiye'deki KAF ile ilişkili volkanizmaya bağlı olabilecek pozitif manyetik anomaliler görülmektedir.

Doğu Türkiye'de Arap ve Anadolu plakasının çarpışması sonucunda kabuğun kalınlaşması ile ilişkili olabilecek daha yüksek değerlere sahip pozitif manyetik anomaliler, batı Türkiye'de de mantonun daha yüzeyde olması ve ısı akışının yüksek olması nedeniyle doğu Türkiye'ye göre daha düşük değerlere sahip pozitif manyetik anomaliler görülmektedir. Toros kuşağı sediment yığılma bölgesi olması ve buradaki kayaçların manyetik özellik göstermemesi nedeniyle negatif anomaliler göstermektedir.

Süzgeçlenmiş haritalar da (Şekil 6,7,8) batı Türkiye'deki manyetik anomalilerin genel trendinin KD-GB, doğu Türkiye'de ise D-B doğrultusunda olduğu görülmektedir. Batı Türkiye'deki manyetik değerler kuzeye doğru artmaktadır. Önemli pozitif anomaliler KB Türkiye'de (Biga yarımadasından Trakya'ya doğru) KAF'nın Marmara denizi kuzeyinden geçen kol ve Gelibolu yarımadası ultra-mafikleri üzerinde, İzmir-Ankara ofiyolit zonu boyunca ve Doğu Türkiye'de görülmektedir. KB Türkiye'deki bu manyetik anomaliler genişleme tektoniği nedeniyle gelişen



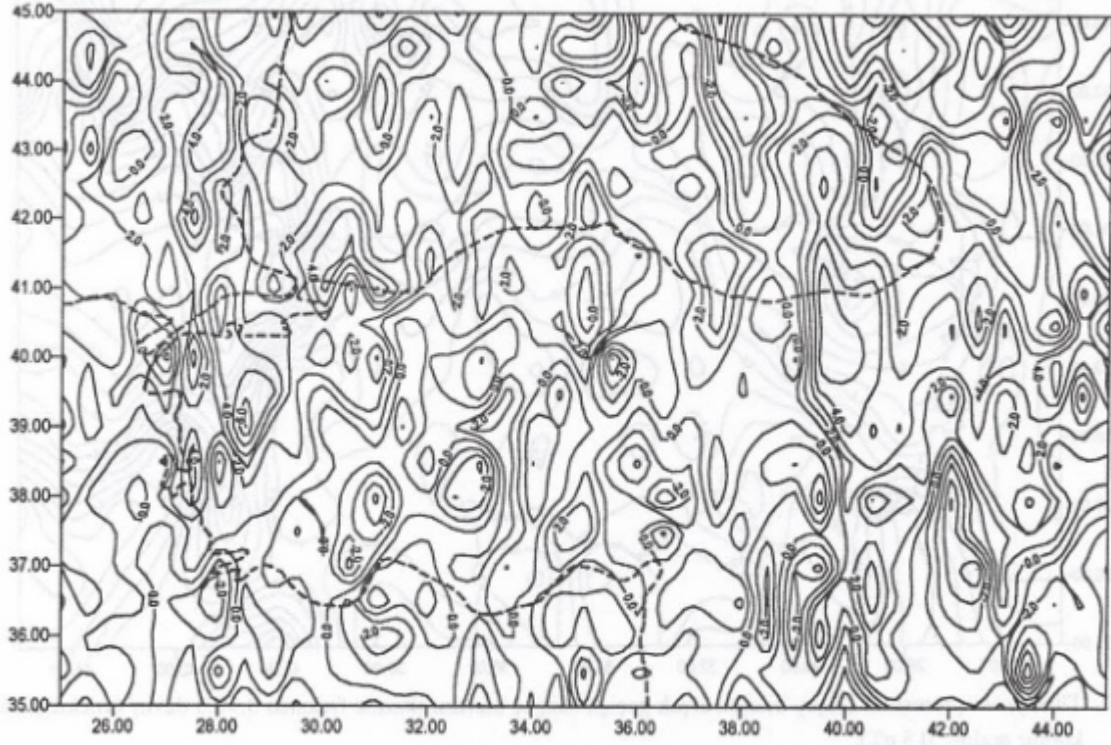
Şekil 2. Türkiye ve çevresinin kuzey (X) bileşen Magsat anomali haritası (Kontur aralığı: 1 nT)

Fig. 2. North (X) component Magsat anomaly map for Turkey and surrounding regions (Contour interval: 1 nT).



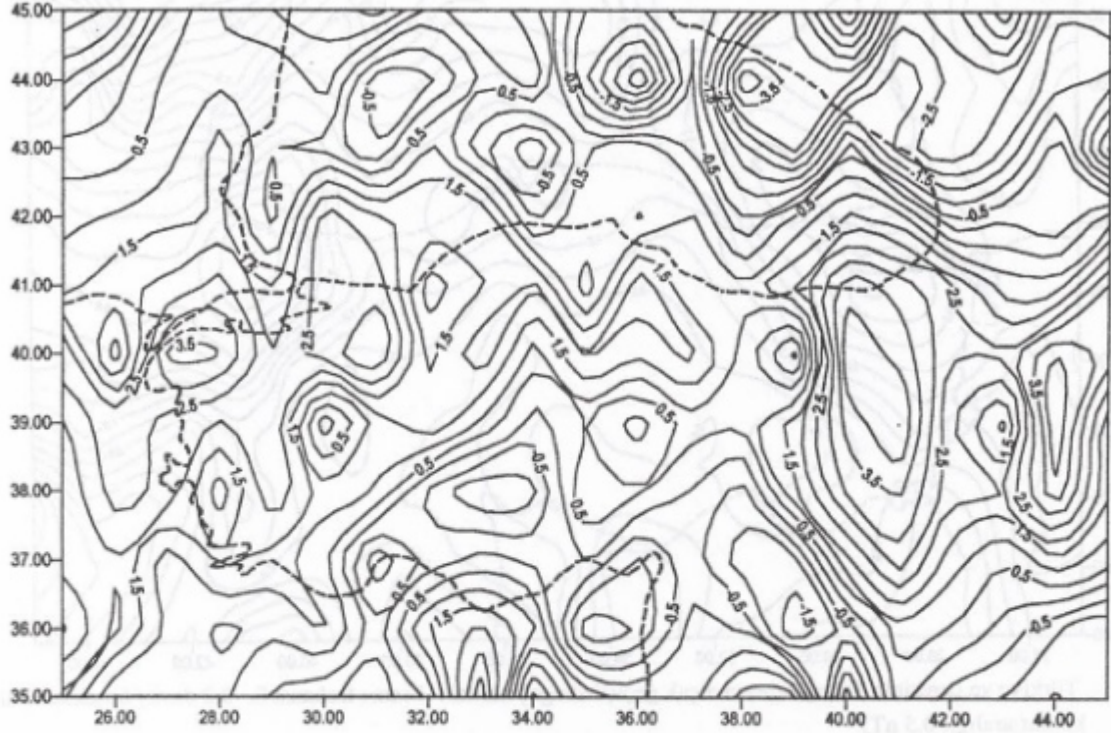
Şekil 3. Türkiye ve çevresinin doğu (Y) bileşen Magsat anomali haritası (Kontur aralığı: 1 nT).

Fig. 3. East (Y) component Magsat anomaly map for Turkey and surrounding regions (Contour interval: 1 nT).



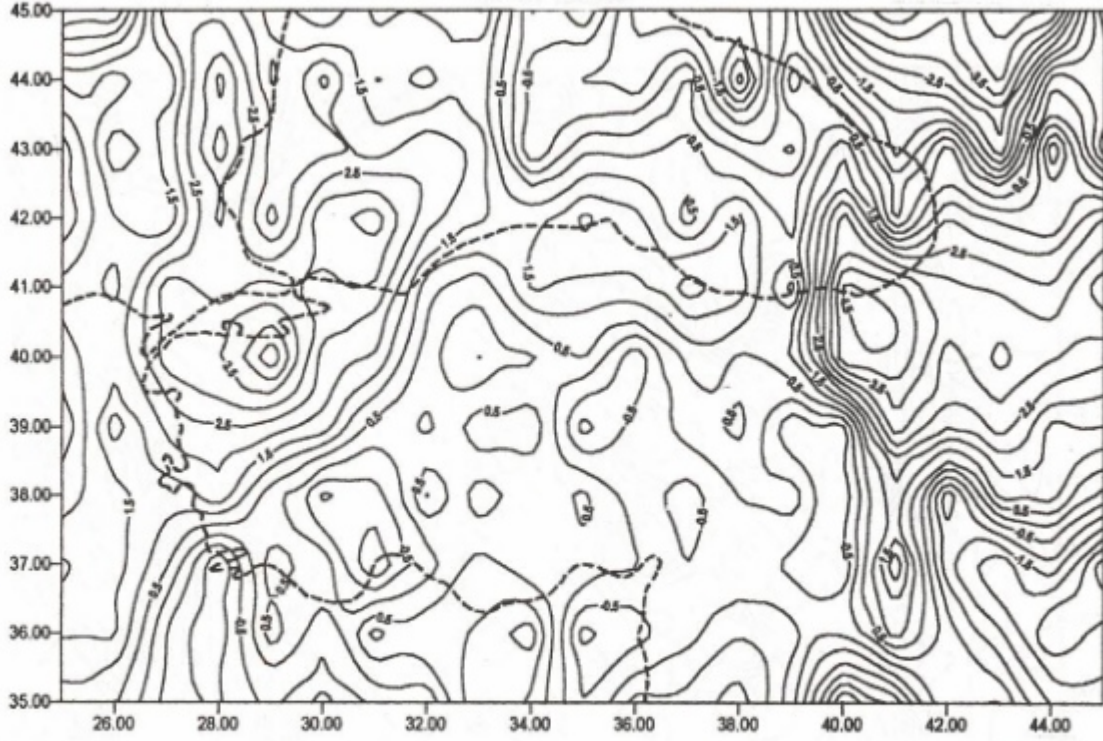
Şekil 4. Türkiye ve çevresinin düşey bileşen Magsat anomali haritası (Kontur aralığı: 1 nT).

Fig. 4. Vertical component Magsat anomaly map for Turkey and surrounding regions (Contour interval : 1 nT).



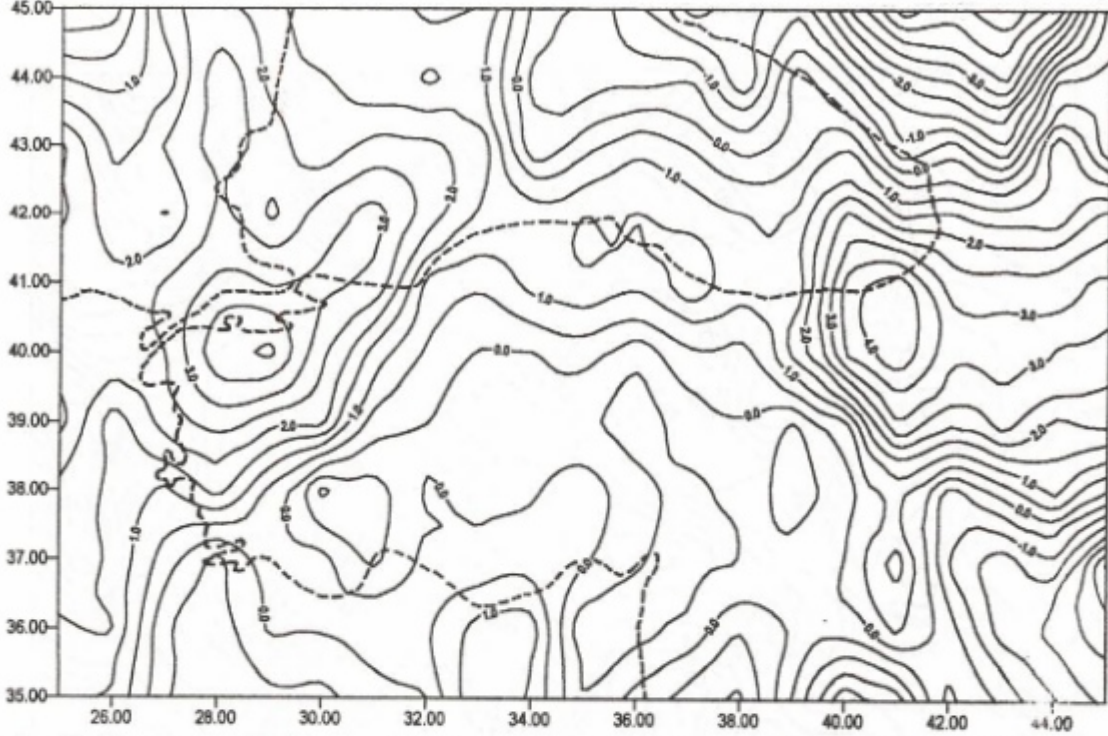
Şekil 5. Türkiye ve çevresinin toplam alan Magsat anomali haritası (Kontur aralığı: 0.5 nT).

Fig. 5. Total component Magsat anomaly map for Turkey and surrounding regions (Contour interval 0.5 nT).



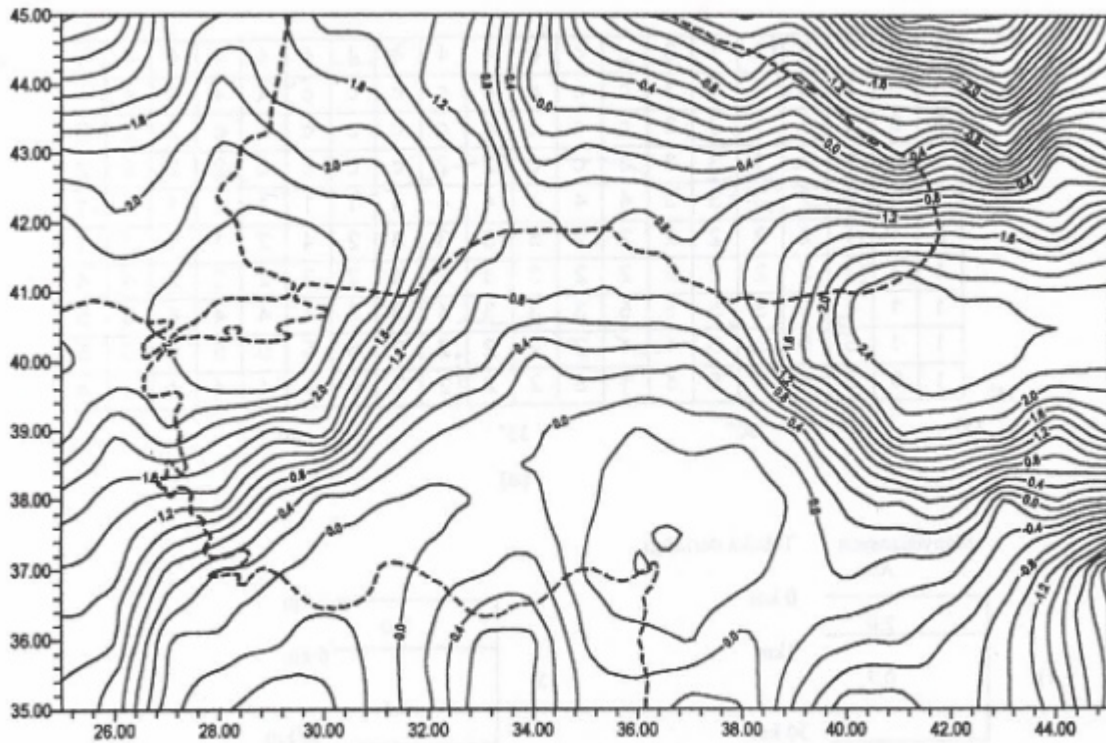
Şekil 6. Türkiye ve çevresinin Düşey bileşen alçak geçişli süzgeç haritası (kesme frekansı 0. -0.3 devir/ örnekleme aralığı, kontur aralığı: 0.5 nT).

Fig. 6. Low pass filtered anomaly map of the vertical component Magsat anomaly map (Cut-off frequency 0. -0.3 cycle/ grid spacing, Contour interval 0.5 nT).



Şekil 7. Türkiye ve çevresinin Düşey bileşen alçak geçişli süzgeç haritası (kesme frekansı 0. -0.2 devir/ örnekleme aralığı, kontur aralığı: 0.5 nT).

Fig. 7. Low-pass filtered anomaly map of the vertical component Magsat anomaly map (Cut-off frequency 0. -0.2 cycle/ grid spacing, Contour interval 0.5 nT).



Şekil 8. Türkiye ve çevresinin Düşey bileşen alçak geçişli süzgeç haritası (kesme frekansı 0. -0.1 devir/örnekleme aralığı, kontur aralığı: 0.2 nT).

Fig. 8. Low-pass filtered anomaly map of the vertical component Magsat anomaly map (Cut-off frequency 0. -0.1 cycle/grid spacing, Contour interval 0.2 nT).

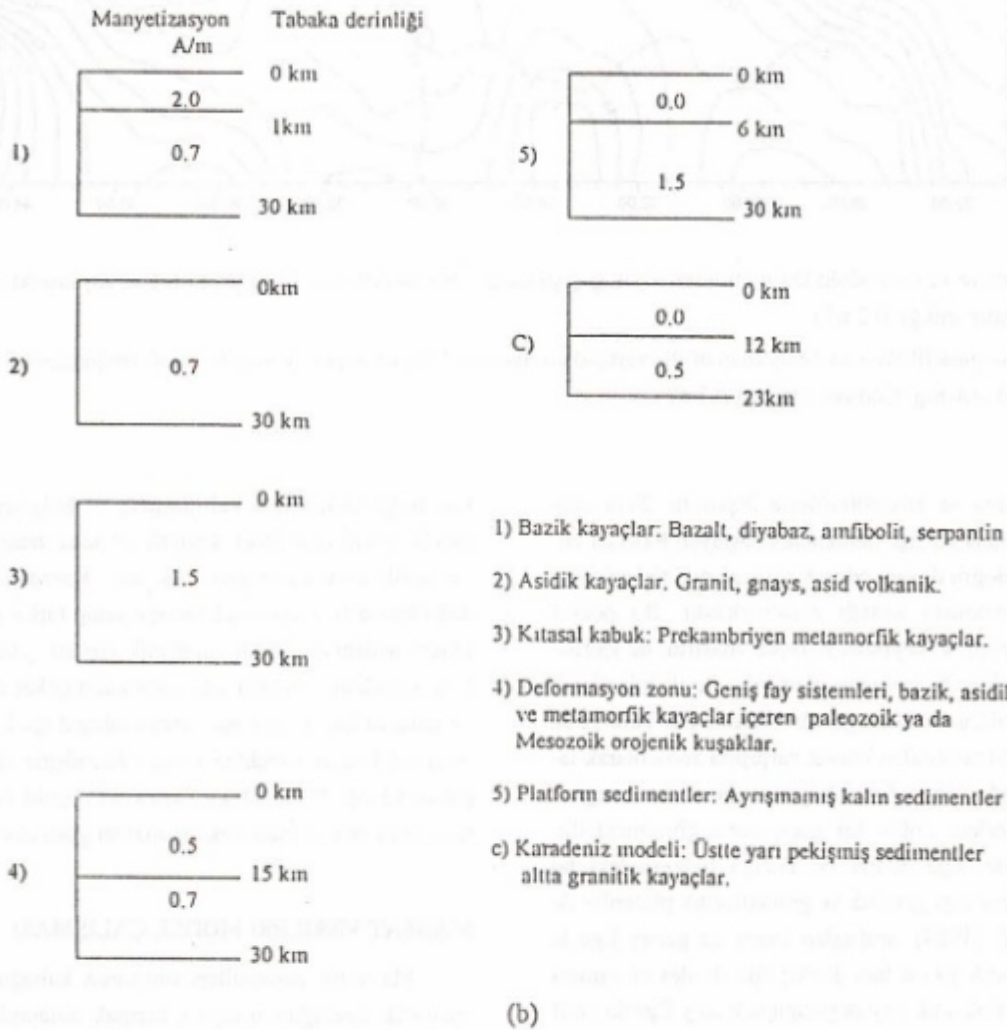
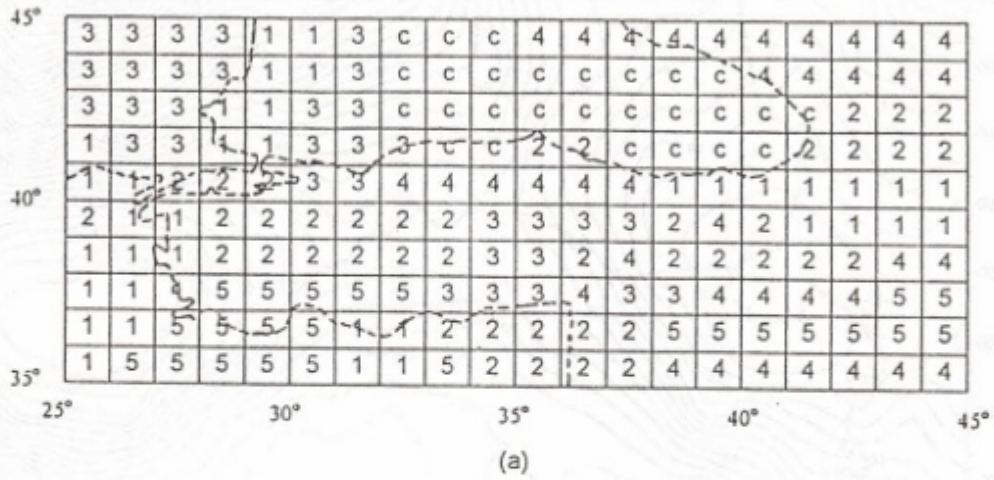
aktif volkanizma ve gronodioritlerle ilişkilidir. Tüm süzgeçlenmiş haritalarda Ege denizinden başlayan KD-GB yönünde KD'ya doğru devam eden KAF zonunu izleyen pozitif manyetik anomali kuşağı görülmektedir. Bu pozitif anomali kuşağının güneyinde, Kırşehir masifini de içerisine alan Toros kuşağı karbonat platformu ile ilişkili olarak negatif manyetik anomaliler görülmektedir. GB Türkiye'de Rotstein (1985) tarafından kıtasal çarpışma zonu olarak tanımlanan Burdur Fay Zonu boyunca pozitiften negatif manyetik değerlere doğru bir geçiş zonu görülmektedir. Batı Türkiye'de, Ege denizi ve Trakya bölgesindeki bu anomalilerin kaynağı granitik ve granodioritik plütonlar ile Fytikas ve diğ. (1984) tarafından kuzey ve güney Ege'de önerilen volkanik yayın batı Türkiye'de de devam etmesi ile ilişkilidir. Volkanik yay başlangıçta kuzey Ege'de aktif olup daha sonra güney'e doğru kaymaya başlamıştır. Bu yay dalma-batma zonunun hala aktif olduğunun ifadesi olarak kabul edilmektedir.

Kıbrıs üzerinde ve Antalya körfezinde ofiyolitlerle ilişkili olarak pozitif anomaliler görülmektedir. Doğu Tür-

kiye bölgesinde kabuk kalınlaşması ve bölgedeki volkanizmayla ilişkili olabilecek şiddetli ve daha uzun dalga boylu manyetik anomaliler görülmektedir. Karadeniz'in Batı ve doğu havzaları okyanusal kabuğa sahip farklı yapısal özellikleri nedeniyle farklı manyetik özellik göstermektedir. Batı Karadeniz deforme olmamış kalın çökel örtüye sahiptir, daha az kalınlıkta çökel örtüye sahip doğu Karadeniz'den incelmış kıtasal kabuktan oluşan Karadeniz sırtıyla ayrılır (Okay ve diğ. 1995). Doğu Karadeniz negatif manyetik, batı Karadeniz pozitif manyetik anomaliler göstermektedir.

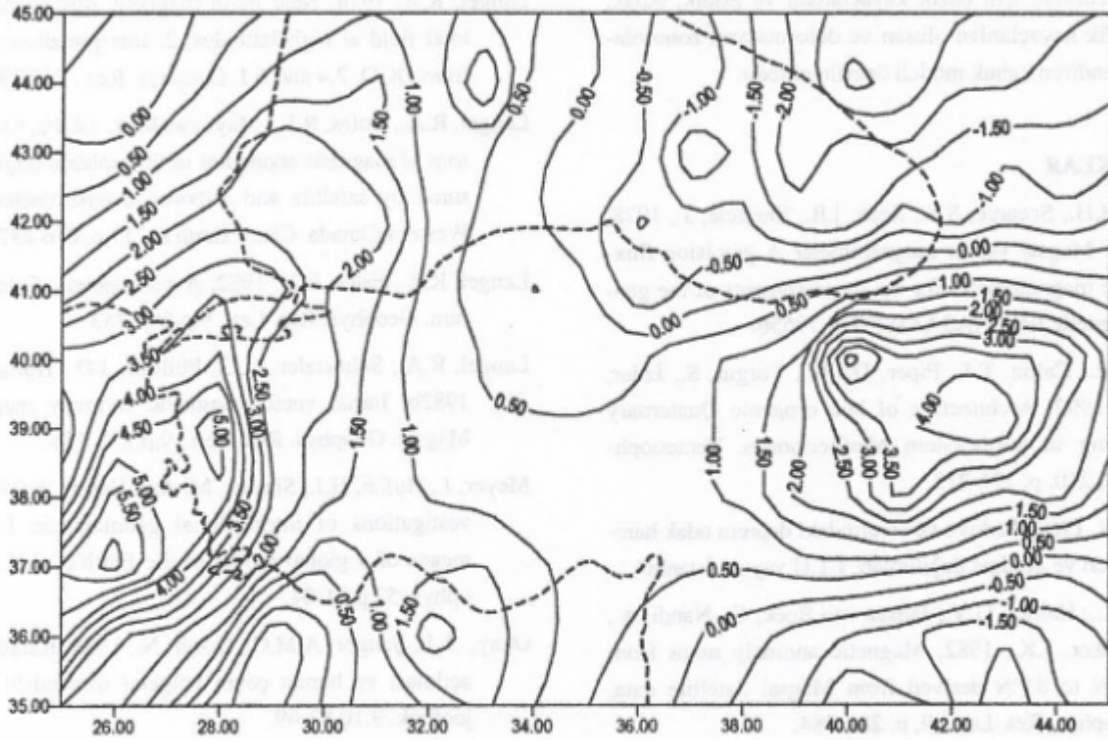
MAGSAT VERİLERİ MODEL ÇALIŞMASI

Manyetik anomalileri oluşturan kabuğun yapısı ve manyetik özelliğini ortaya çıkarmak amacıyla Meyer ve diğ. (1983) tarafından 10 ve Hahn ve Basum (1986) tarafından geliştirilen 16 tip kabuk modelinden faydalanılarak Türkiye'nin jeolojik ve tektonik yapısına uygun olabilecek şekilde 6 tip kabuk modeli seçilmiştir (Şekil 9). Seçilen kabuk modelleri kullanılarak Magsat verilerinin elde edildi-



Şekil 9. Türkiye ve çevresi için seçilen (a) kuramsal kabuk modelleri ve (b) bu kabuk modellerinin manyetizasyon ve kalınlık değerleri.

Fig. 9. (a) Crustal models selected for Turkey and surrounding regions; (b) Magnetizations and thicknesses of these crustal models.



Şekil 10. Türkiye ve çevresi için kuramsal kabuk modelleri (Şekil 9) kullanılarak hesaplanan düşey bileşen manyetik haritası (kontur aralığı: 0.5 nT).

Fig. 10. Vertical component magnetic map for Turkey and surrounding regions calculated using the theoretical crustal models in Figure 9 (contour interval: 0.5 nT).

ği yükseklikte düşey bileşen kuramsal manyetik anomalileri (Şekil 10) tabaka kalınlığı ve manyetizasyon değerlerine bağlı olarak $1^\circ \times 1^\circ$ lik 2 tabakalı bloklar şeklinde düşünülerek ve her bir bloğun manyetik etkisi bloğun ortasındaki tek bir dipol tarafından oluşturulduğu varsayılarak hesaplanmıştır.

Genel olarak Batı Türkiye ve Ege denizi için asidik ve bazik kayalardan oluşan kabuk modeli, doğu Türkiye için bazik ile bazik, asidik ve metamorfik kayalardan oluşan deformasyon zonu olarak isimlendiren kabuk modeli, Akdeniz için platform sedimentlerden oluşan kabuk modeli, Karadeniz için Hahn ve Bosum (1986) tarafından tanımlanan Karadeniz kabuk modeli kullanılmıştır. Kuramsal kabuk modelleri kullanılarak hesaplanan düşey bileşen anomali haritası Magsat uydusundan elde edilen düşey bileşen anomali haritası ile karşılaştırılmıştır. Kuramsal olarak elde edilen düşey bileşen haritasında da Ege denizi, batı Türkiye ve doğu Türkiye'de pozitif manyetik anomaliler, KD ve GD Türkiye'de negatif manyetik anomaliler görülmektedir.

SONUÇLAR

Magsat haritaları manyetik temel topoğrafyasının çıkartılması, derin yerkabuğu çalışmalarına katkı getirmesi, özellikle jeotermal sahalarda Curie ısısı derinliğinin hesaplanması açısından büyük değer taşımaktadır. Magsat verileri yardımıyla yerkabuğunun global ölçekli modelleri hesaplanabilir.

Batı Türkiye ve Ege denizinde açılma tektoniğine bağlı olarak kabuğun göreceli olarak daha ince, Curie ısısı derinliğinin daha yüzeyde olması nedeniyle ve Fytikas ve diğ. (1984) tarafından öne sürülen iki fazlı volkanizmanın batı Türkiye'de devam etmesi sonucu düşük genlikli pozitif manyetik anomaliler görülmektedir. Karadeniz'in batı ve doğu havzaları okyanusal kabuğa sahip fakat farklı yapısal özellikleri nedeniyle farklı manyetik özellik göstermektedir. Doğu Karadeniz'de ve Toros karbonat platformu'nda negatif manyetik anomaliler görülmektedir.

Model çalışmasının sonucunda, batı Türkiye için asidik, Ege denizi için bazik kayalardan oluşan kabuk mode-

li, doğu Türkiye için bazik kayalar ve asidik, bazik, metamorfik kayalar oluşmuş ve deformasyon zonu olarak isimlendirilen kabuk modeli önerilmektedir.

KAYNAKLAR

- Acuna, M.H., Searce, S.S., Seek, J.B., Shefele, J., 1978, The Magsat vector magnetometer A precision flux-gate magnetometer for the measurements of the geomagnetic field NASA/GSF TM 79656.
- Aksu, A.E., Calon, T.J., Piper, D.J.W., Turgut, S., İzdar, E., 1992, Architecture of late orogenic Quaternary basing in northeastern Mediterranean. *Tectonophysis*, 210, p. 191-213.
- Canitez, N. 1969, Türkiye ve civarındaki deprem odak hareketleri ve gerilme dağılımları. İ.T.Ü yayını, İstanbul.
- Coles, R.L., Haines, G.V., Jansen van Beek, G., Nandi, A., Walker, J.K., 1982, Magnetic anomaly maps from 40°N to 83°N derived from Magsat Satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 9, p. 281-284.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Mannetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. And Villari, L., 1984, Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Soc. Geol. London, Spec. Publ.*, 17, p. 687-700.
- Hahn, A. And Bosum, W. 1986, Geomagnetism: selected examples and case histories. *Geoexploration monographs*, s. 1 no. 10.
- Hall, D.H. 1974, Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and Northwestern Ontario, Canada. *J.Geophys.*, 40,p.403.
- Lancaster, E.R., Jennings, t., Morrissey, M., Langel, R.A. 1980, Magsat vector magnetometer alibration using Magsat geomagnetic field measurements. NASA/GSFC TM 82046.
- Langel, R.A. 1974, Near earth magnetic disturbance in a total field at high latitudes, 2, interpretation of data from OGO, 2,4 and 6. *J. Geophys. Res.*, 79,2373.
- Langel, R.A., Coles, R.L., Mayhew, M.A. 1980a, Comparisons of magnetic anomalies of lithospheric origin measured by satellite and airborne magnetometers over Western Canada. *Can. J.Earth si.*, 17,p. 876-887.
- Langel, R.A., Estes, R.H. 1982, A geomagnetic field spectrum. *Geophys. Res. Lett.* 9,p.250-253.
- Langel, R.A., Schnetzler, C.C., Phillips, J.D., Horner, R.J. 1982b, Initial vector magnetic anomaly map from Magsat. *Geophys. Res. Lett.*, 9,p.273-276.
- Meyer, J., Hufen, H.J., Siebert, M. And Hahn, A. 1983, Investigations of international geomagnetic field by means of a global model of the Earth's crust. *J. Geophys.*, 52,p.71-84.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N., 1995, Karadeniz'in açılması ve bunun çevre bölgeler üzerindeki etkisi. *jeofizik*. 9,10.83-69.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1977, model of Mediterranean Basins, Split, Yugoslavia, 319-3331.
- Rotstein Y., 1985, Tectonics of the Aegean Block: Rotation, side arc collision crustal extension. *tectonophysics*, 117,p. 117-137.
- Şalk, M. 1994, Investigation of Geodynamical strutures of the Aegean region. Doktora tezi (yayınlanmamış), D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Wasilewski, P.J., Thomas, H.H., Mayhew, M.A. 1979, The Moho as a magnetic boundary. *Geophys. Res. Letters*, 6,p. 541-544.
- Zietz, I. and Andreasen, G.E. 1970, Magnetic anomalies from satellite magnetometer. *J.Geophys. Res.*, 75,p.4007-4015.

REDUCTION OF POTENTIAL FIELD DATA MEASURED ON IRREGULAR SURFACES TO A HORIZONTAL PLANE

Düzensiz Yüzeylerde Ölçülmüş Potansiyel Saha Verilerinin Yatay Düzleme İndirgenmesi

İbrahim KARA*

ABSTRACT

The standard reductions applied on gravity and magnetic data measured on an irregular surface do not reduce the effect of masses under the ground to a known horizontal surface. However, the topography is considered as a flat surface in the interpretation techniques developed for the potential field data. If the effect of the mass under the ground is not reduced to a horizontal surface, the result of the interpretation becomes wrong. In this work, a method was developed for the reduction of potential field data measured on an irregular topography. The concept of this method is based on the equivalent source technique. The method was successfully applied to three synthetic case studies.

ÖZET

Düzensiz bir yüzeyde ölçülen gravite ve manyetik verilere uygulanan standart indirgemeler yeraltındaki bozucu kütlelerin etkisini bilinen bir yatay yüzeye indirgemezler. Fakat, potansiyel veriler için geliştirilen yorum tekniklerinde topoğrafya düz bir yüzey olarak kabul edilir. Eğer yer altındaki kütlelerin etkisi yatay bir yüzeye indirgenmezse yorumun neticesi hatalı olacaktır. Bu çalışmada düzensiz bir topoğrafyada ölçülmüş potansiyel saha verilerinin indirgenmesi için bir yöntem geliştirilmiştir. Yöntemin esası eşdeğer kaynak tekniğine dayanır. Yöntem üç adet yapay çalışmaya başarıyla uygulanmıştır.

INTRODUCTION

The potential field data are generally obtained on irregular surfaces. The standard reduction techniques do not reduce the effect of anomalies due to subsurface mass. However, most of the interpretation techniques require the values measured on the horizontal surface. Therefore, it is necessary to reduce the observed values measured on rugged topography to an arbitrary horizontal surface.

Previous workers have proposed many methods on this topic. Strakhov and Devitsyn (1965) solved the integral equation relating surface and plane fields using the method of successive approximation in the space domain. Tsi-rulskiy (1968) made the comparison among various methods using second kind Fredholm equation. Bhatta-

charyya and Chan (1977), obtained an equivalent source solving second kind Fredholm Integral. Dampney (1969) obtained the values on an horizontal surface from Bouguer anomaly on an irregular surface solving a linear equation system. Henderson and Cordell (1971) expressed the observation values by Finite Fourier Series for this reduction analysis and they obtained the coefficients of the series with matrix inversion. Syberg (1972) examined the topic of potential field continuation between general surfaces in terms of generalized operators. Emilia (1973) has obtained magnetic anomalies for different horizontal levels by using line dipoles as equivalent source distribution. However, he did not consider topographic irregularities considered in the present study. Pilkington and Uguhart (1990) made the

* I.U. Engineering Faculty, Department of Geophysical Engineering, 34850, Avcılar, İSTANBUL.

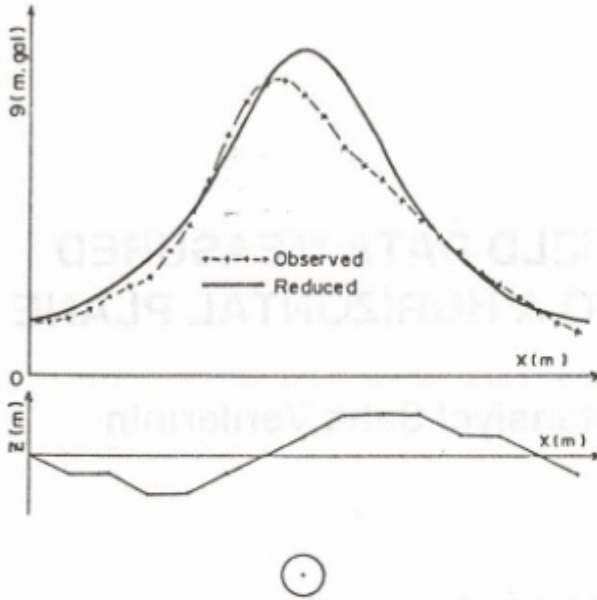


Fig. 1. The anomalies on the irregular surface and the horizontal plane of the disturb body.

Şekil 1. Yeryüzündeki bozucu kütlelin düzensiz topoğrafyadaki ve yatay düzlemdeki anomalileri.

reduction of the equivalent source distribution of the observation values that come from underground model by calculating the observation surface in mirror symmetry. Xia et al. (1993) used the concept of equivalent source in wave number domain in order to correct the irregularities caused by rugged topography in potential field data. There are many other authors who worked in this subject.

In this work, the horizontal infinite cylinders were used as equivalent sources in order to reduce the observation values measured on an irregular topographic field to a flat surface.

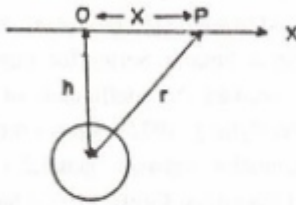


Fig. 2. The demonstration of 2-dimensional body under the ground with horizontal cylinders of n numbers.

Şekil 2. Yeryüzündeki iki boyutlu kütlelin n adet yatay silindirin gösterimi.

THEORY

The anomaly of an anomalous mass under the ground in a region of high topographic relief is shown as dotted line in Fig.1. The probability of making error in its interpretation is rather high. It is necessary to reduce the observation points measured on rugged topography to a horizontal surface in order to eliminate this error.

In order to realize this, there must be n numbers of small horizontal infinite cylindrical bodies at the same depth which will verify the same anomaly realized by the anomalous body on the rugged topography (Fig. 2).

At first, let us define a horizontal infinite cylinder. The anomaly equation of an infinite cylinder in Fig. 3 is

$$g = 2\gamma m_1 h / (x^2 + h^2) \quad (1)$$

where γ is the gravity constant, m_1 is the cylinder mass per unit length, x is the distance of a measurement point to the origin and h is the depth of the cylinder.

If $M = 2\gamma m_1$ and $A = h / (x^2 + h^2)$ are assumed, equation 1 takes the form of

$$g = M \cdot A \quad (1a)$$

where A is called the geometric factor. However, from Fig. 2 we have $h = H + Z$.

Then A takes the form of

$$A = (H + Z) / [x^2 + (H + Z)^2] \quad (1b)$$

where Z is the elevation difference between the observation point and the reduction surface and H is the depth of the cylinders from the horizontal surface.

The anomaly values at each observation point were obtained summing effects of all M ,

$$g_B(I) = \sum_{j=1}^N M(j) \cdot A(I, j) \quad (2)$$

where, $I = 1, 2, 3, \dots, n$ and g_B are observation values. If A is expressed in the form of index notation, then we have

$$A(I, j) = [H + Z(I)] / [Dx \cdot (I - j)^2 + (H + Z(I))^2]$$

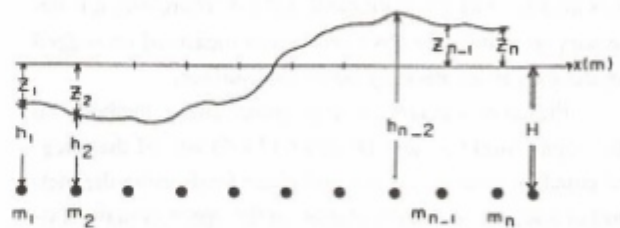


Fig. 3. The geometry of a horizontal infinite cylinder.

Şekil 3. Yatay sonsuz silindirin geometrisi.

Here, Dx is the distance between observation points. The expression of (2) can be written in matrix form as

$$\begin{aligned} M(1).A(1,1)+M(2).A(1,2)+\dots+M(n).A(1,n) &= g(1) \\ M(1).A(2,1)+M(2).A(2,2)+\dots+M(n).A(2,n) &= g(2) \\ &\vdots \\ M(1).A(n,1)+M(2).A(n,2)+\dots+M(n).A(n,n) &= g(n) \end{aligned}$$

The values of M are obtained from the solution of this equation set.

The anomaly values which will exist on the accepted horizontal surface, will be known by the total effects of cylindrical masses at each the observation point. Hence we can write

$$g_R(I) = \sum M(J).A_R(I,J) \quad (3)$$

where, g_R is the anomaly values reduced to the horizontal surface and A_R is the geometric factor with respect to the horizontal surface.

In particular, A_R can be expressed as

$$A_R(I, J) = H / \{ [Dx \cdot (I-J)]^2 + H^2 \} \quad (4)$$

This can be written in matrix form as

$$\begin{aligned} M(1).A_R(1,1)+M(2).A_R(1,2)+\dots+M(n).A_R(1,n) &= g_R(1) \\ M(1).A_R(2,1)+M(2).A_R(2,2)+\dots+M(n).A_R(2,n) &= g_R(2) \\ &\vdots \\ M(1).A_R(n,1)+M(2).A_R(n,2)+\dots+M(n).A_R(n,n) &= g_R(n) \end{aligned}$$

Hence the reduced values on the accepted surface are obtained.

NUMERICAL EXAMPLES

The method mentioned above was applied to the gravity anomaly of a buried cylinder in (Fig. 4). As seen from the figure, the gravity values calculated theoretically on the horizontal surface are almost similar to the values calculated by this method. All of the numerical values obtained by this method are shown in Table 1.

This method was applied to the gravity anomaly of an irregular cross-sectional surface (Fig. 5). The theoretical anomaly obtained by this method are in good agreement with Bouguer anomaly as seen in Figure 5.

In Fig. 6, when the method was applied to the vertical magnetic anomaly of the irregular cross-sectional mass in Fig. 5, a reasonable result was obtained.

Table 1. The Bouguer anomaly of the buried cylinder in rugged topography and the values of reduced gravity anomaly.

Çizelge 1. Düzensiz topografyadaki gömülü silindirin Bouguer anomali ve indirgenmiş anomali değerleri.

x(m)	Z(m)	Bouguer g(x,z) m-gal	Real g(x,0) m-gal	Calculated g(x,o) m-gal
0	10	0.0261	0.0231	0.0230
20	10	0.0315	0.0279	0.0280
40	6	0.0369	0.0344	0.0344
60	-6	0.0402	0.0434	0.0433
80	-15	0.0459	0.0559	0.0559
100	-20	0.0578	0.0740	0.0740
120	-24	0.0784	0.1006	0.1006
140	-23	0.1248	0.1397	0.1397
160	-20	0.2095	0.1934	0.1935
180	-10	0.2890	0.2515	0.2514
200	10	0.2395	0.2794	0.2794
220	18	0.2017	0.2515	0.2516
240	25	0.1615	0.1934	0.1932
260	30	0.1290	0.1397	0.1402
280	33	0.1036	0.1006	0.1003
300	28	0.0831	0.0740	0.0736
320	0	0.0559	0.0559	0.0559
340	-8	0.0391	0.0434	0.0434
360	-14	0.0278	0.0344	0.0345
380	-18	0.0206	0.0279	0.0280
400	-20	0.0161	0.0231	0.0232

RESULTS

As well-known, that the direct interpretation of potential field data measured on a rugged topography is wrong. For this purpose, these data must be reduced on a horizontal surface. In this work a method that will provide such a reduction has been proposed. Although the method is fast and accurate, the sampling interval of the data must be selected compatibly. The sampling interval must not be chosen less than half of the maximum elevation difference to the reduction surface. The value of H must not take the values near the depth of the anomalous mass.

In this work the reduction has been chosen for only one-dimensional cases. As an equivalent source, a solution for 2 dimensional case can easily be done by substituting spheres instead of cylinders.

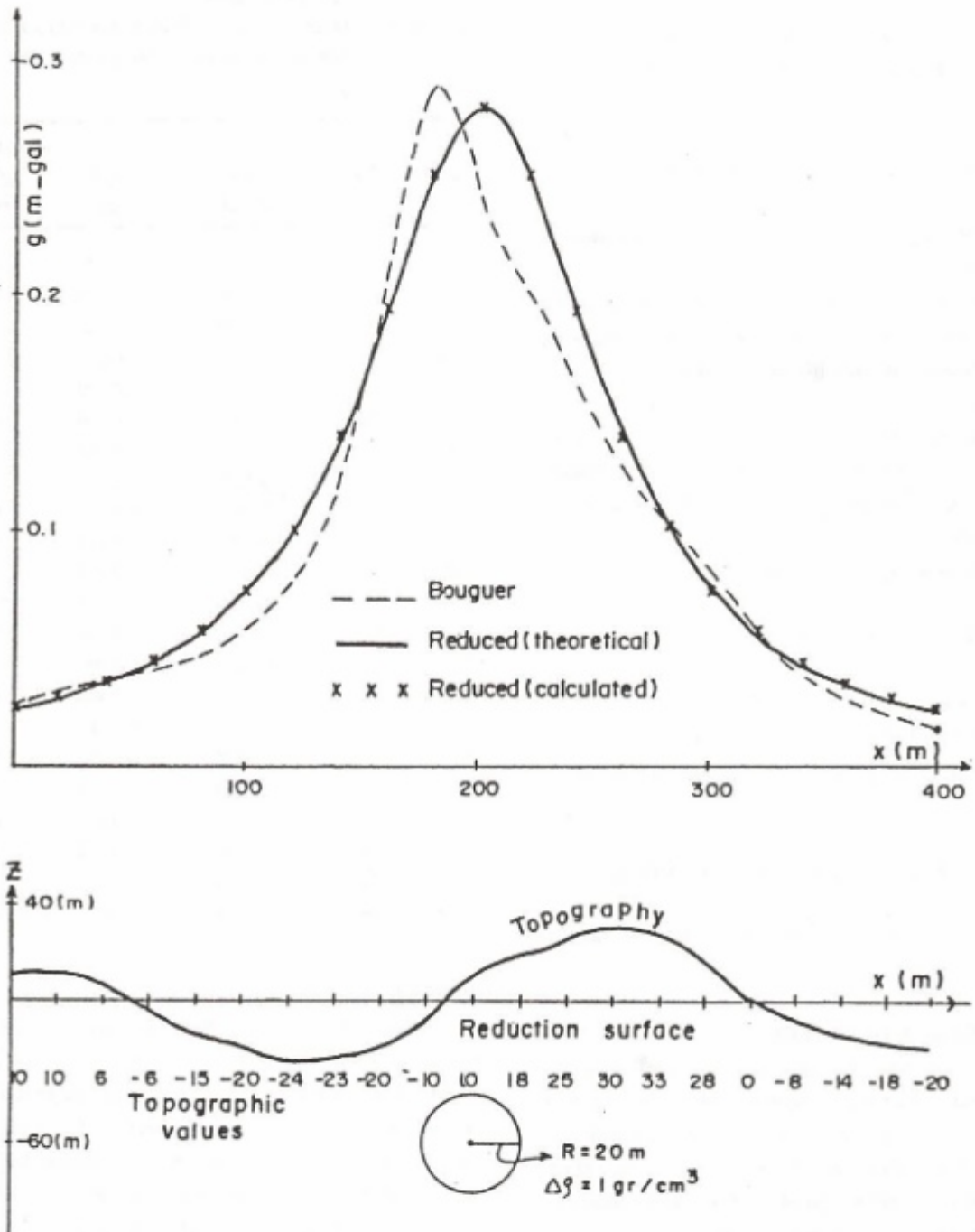


Fig. 4. The buried cylinder under the rugged topography and its Bouguer and reduced anomalies.

Şekil 4. Düzensiz topografya altındaki gömülü silindir ve bunun Bouguer ve indirgenmiş anomalileri.

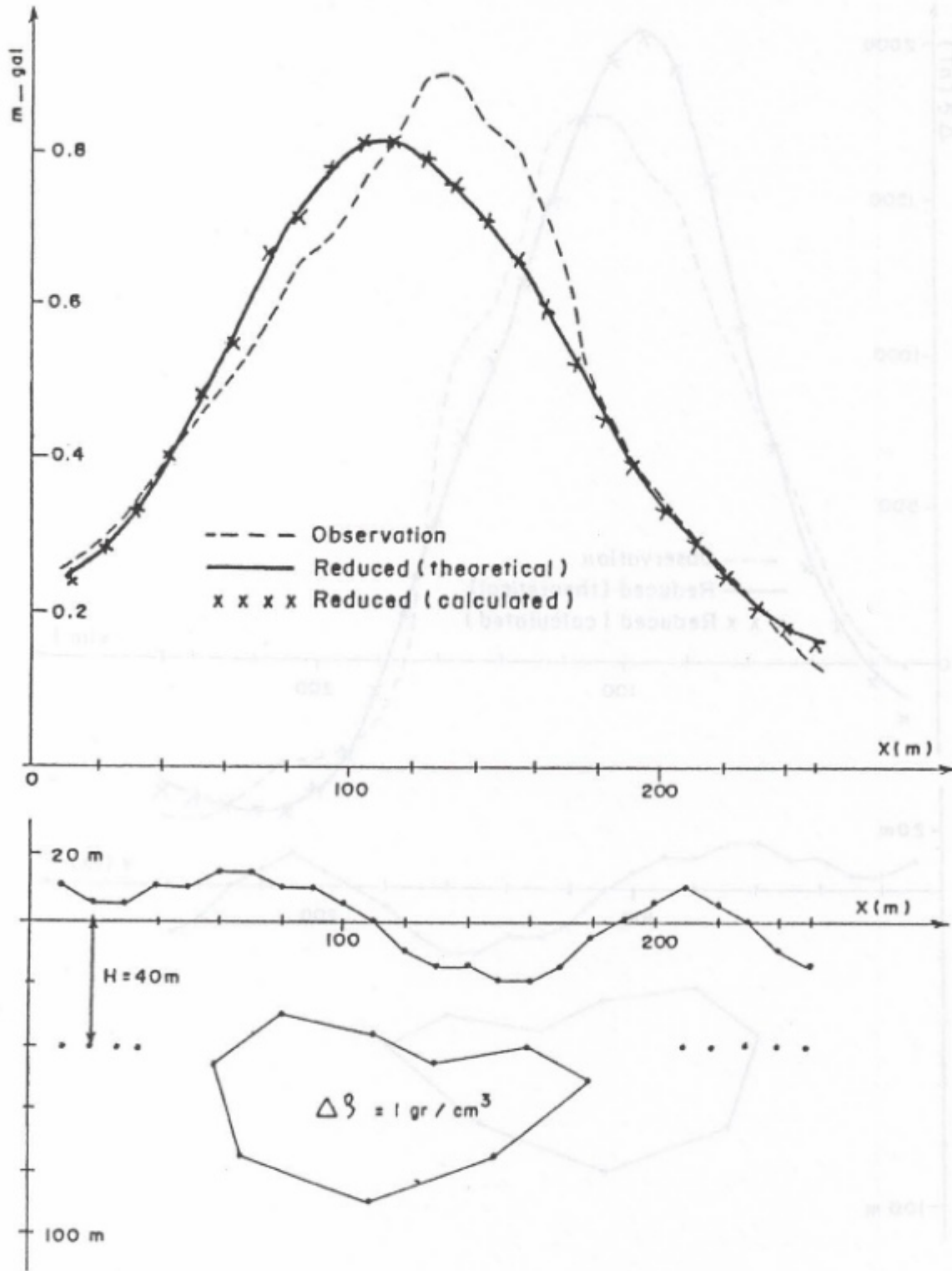


Fig. 5. The buried mass with random shape under the rugged topography and its Bouguer and reduced anomalies.

Şekil 5. Şekil 5. Düzensiz topoğrafya altındaki gelişigüzel şekilli gömülü kütle ve bunun Bouguer ve indirgenmiş anomalileri.

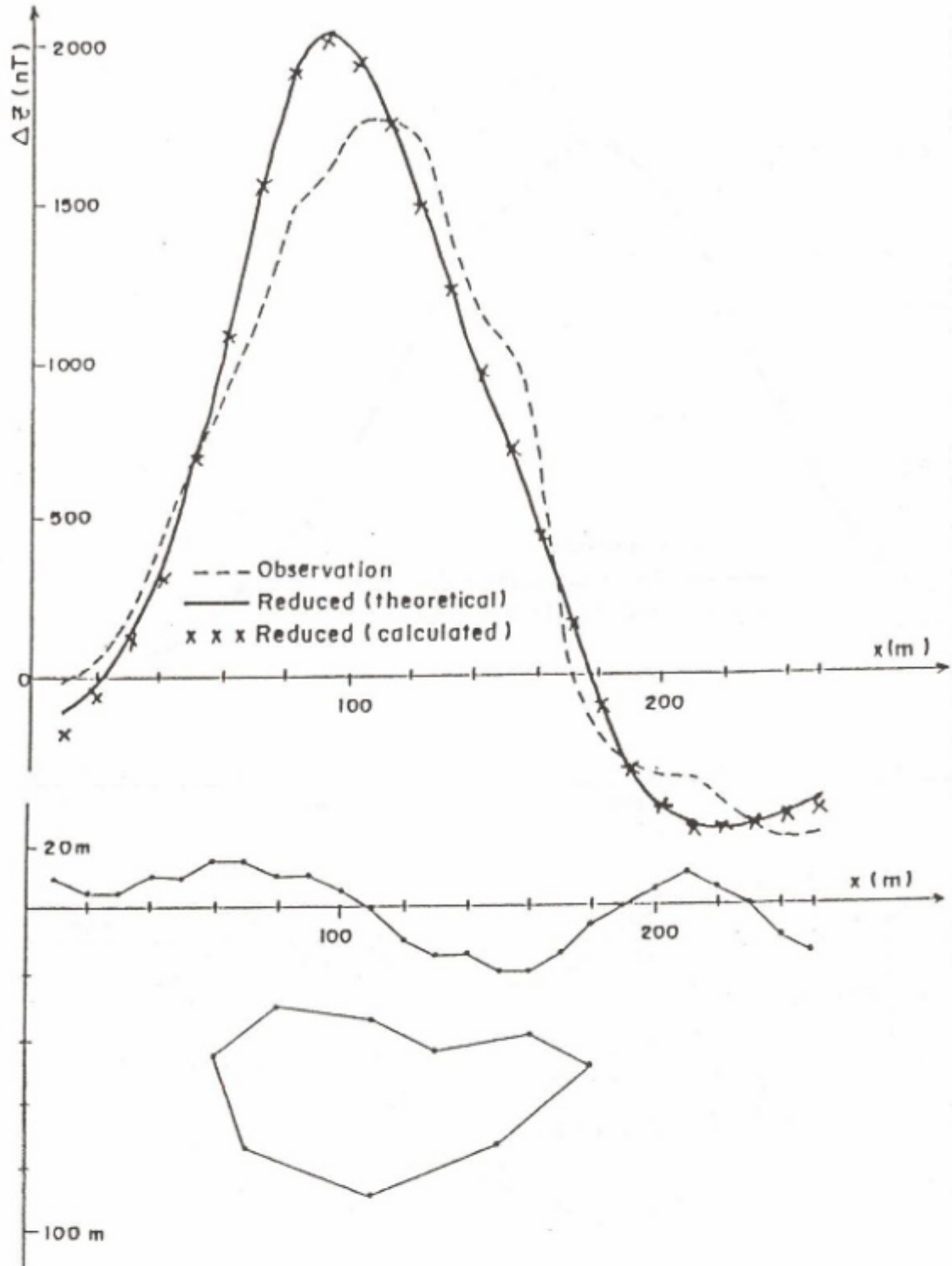


Fig. 6. The buried mass with random shape under the rugged topography and its vertical magnetic (ΔZ) and reduced anomalies.

Şekil 6. Düzensiz topoğrafya altındaki gelişigüzel şekilli gömülü kütle ve bunun düşey manyetik (ΔZ) ve indirgenmiş anomalileri.

REFERENCES

- Bhattacharyya, B. K., and Chan, K. C. 1977, Reduction of magnetic and gravity data on arbitrary surfaces acquired in a region of high topographic relief, *Geophysics*, 42, 1411-1430.
- Dampney, C. N. G. 1969, The equivalent source technique, *Geophysics*, 34,39-53.
- Emilia, D. A. 1973, Equivalent sources used as an analytic base for processing total magnetic field profiles, *Geophysics*, 38, 339-348.
- Henderson, R. G., and Cordell, L. 1971, Reduction of unevenly spaced potential field data to a horizontal plane by means of finite harmonic series, *Geophysics*, 36, 856-866.
- Pilkington, M., and Urquhart, W. E. S. 1990, Reduction of potential field data to a horizontal plane, *Geophysics*, 55, 549-555.
- Strakhov, V. N., and Devitsyn, V. M. 1965, The reduction of observed values of a potential field to values at a constant level: *Akad. Nauk USSR Izv. Fizika Zemli*, 256-261.
- Syberg, F. J. R. 1972, Potential field continuation between general surfaces, *Geophys. Prosp.*, 20, 267-282.
- Tsirulskiy, A. V. 1968, The reduction of observed potential fields to a single level, *Akad. Nauk USSR Izr. Fizika Zemli*, 190-193.
- Xia, J., Sprowl, D. R., and Adkins-Heljeson, D. 1993, Correction of topographic distortions in potential-field data: A fast and accurate approach, *Geophysics*, 58, 515-523.

RATES OF CRUSTAL DEFORMATION IN EASTERN ANATOLIA

Doğu Anadolu'da Kıtasal Deformasyon Miktarları

Günruh BAĞCI*

ABSTRACT

In this study, rates of crustal deformation of Eastern Anatolia was investigated by using the earthquakes located in the region between 35° N - 44° N latitude and 34° E - 46° E longitude. Eastern part of North Anatolian Fault Zone (NAFZ), Northeast Anatolian Fault Zone (NEAFZ), East Anatolian Fault Zone (EAFZ) and Çaldıran Fault Zone (CFZ) are selected as seismotectonic zones with high seismic activity. Fault plane solutions of 70 earthquakes occurred in investigated region with magnitude of 5.0 and higher are carried out.

Symmetric moment tensor method is applied to determine the crustal deformation type and to calculate deformation rates for defined seismotectonic zones in Eastern Anatolia by using the fault plane solution results. The results show that the deformation in the eastern part of NAFZ is taken up by extension on EW direction 28 mm/yr and as contraction on NS direction at a rate of 18 mm/yr. The average right-lateral displacement rate is about 33 mm/yr. In the EAFZ, the deformation is taken up as nearly NS contraction at a rate of 17.80 mm/yr and as nearly EW extension at a rate of about 7.5 mm/yr. The average left-lateral motion has a rate of about 3.5 mm/yr. The deformation rate in NEAFZ is 20 mm/yr with contraction in the NS direction and left-lateral displacement rate is 2.5 mm/yr justifying the left-lateral strike-slip fault mechanism. NS contraction rate CFZ is 40 mm/yr. Right-lateral deformation rate in CFZ having right-lateral strike-slip fault mechanism is calculated as 15 mm/yr. As a result of NS contraction in all zones, thickening rates are found as 0.16 mm/yr in eastern part of NAFZ, 0.12 mm/yr in NEAFZ, 0.40 mm/yr in EAFZ and 1.15 mm/yr in CFZ, respectively.

ÖZET

Bu çalışmada, 35° K - 44° K enlemleri ve 34° D - 46° D boylamları arasında kalan bölgede yer alan depremler kullanılarak Doğu Anadolu nun kıtasal deformasyon miktarları incelenmiştir. Deprem etkinliğinin yoğun olduğu sismotektonik zonlar, Kuzey Anadolu Fay Zonu nun doğusunda kalan bölge (KAFZ), Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Çaldıran Fay Zonu (CFZ) olarak belirlenmiştir. İnceleme alanında meydana gelmiş magnitüdü 5.0 ve daha büyük 70 depremin odak mekanizması çözümleri yapılmıştır.

Belirlenen sismotektonik zonlarda kıtasal deformasyon biçimlerinin ve miktarlarının belirlenmesinde simetrik moment tensör yöntemi, Doğu Anadolu Bölgesi depremlerinin fay düzlemi çözümlerinden elde edilen parametreler kullanılarak uygulanmıştır. Sonuçlar göstermiştir ki, Kuzey Anadolu Fay Zonunun doğusunda DB uzamanın miktarı 28 mm/yıl ve KG sıkışmanın miktarı 18 mm/yıl olarak bulunmuştur. Ortalama sağa yanal kayma miktarı 33 mm/yıl'dır. Doğu Anadolu Fay Zonunda, KG sıkışmanın deformasyon miktarı 17.80 mm/yıl ve DB uzamanın miktarı 7.5 mm/yıl olmuştur. Ortalama sola yanal kayma miktarı 3.5 mm/yıl'dır. Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonunda, KG yönünde sıkışmanın deformasyon miktarı 20 mm/yıl ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanma mekanizmalı bu zonun sola yanal kayma miktarı 2.5 mm/yıl olmuştur. Çaldıran Fay Zonunda, KG sıkışmanın deformasyon miktarı 40 mm/yıl'dır. Sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma mekanizmalı Çaldıran Fay Zonunda sağa yanal kayma miktarı 15 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Bütün zonlarda meydana gelen KG sıkışmanın neticesinde, kalınlaşma miktarları, Kuzey Anadolu Fay Zonunun doğusunda, 0.16 mm/yıl, Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonunda, 0.12 mm/yıl, Doğu Anadolu Fay Zonunda, 0.40 mm/yıl, ve Çaldıran Fay Zonunda, 1.15 mm/yıl olarak bulunmuştur. Fay Zonunda, 1.15 mm/yıl olarak bulunmuştur.

* General Directorate of Disaster Affairs Earthquake Research Department, 06530 Ankara-TURKEY

INTRODUCTION

Northward motion of the Arabian plate relative to Eurasia causes lateral escape of the Anatolian block to the west (Ketin, 1948; McKenzie, 1972; Şengör, 1979) and the Northeast Anatolian block to the east. The North Anatolian fault and the East Anatolian fault constitute the northern and southern boundaries, respectively, of the westward moving Anatolian block. The motion of the Northeast Anatolian block is complicated by extensive internal deformation of the block along conjugate faults.

The North Anatolian Fault Zone is a 1500 km long seismically active right-lateral strike-slip fault that takes up the relative motion between the Anatolian block and Black Sea plate. This fault zone extends from the Karlıova triple junction as far as mainland Greece. Focal mechanisms for moderate and large earthquakes along this portion of the fault zone are mostly pure right-lateral strike-slip solutions (Cantez and Üçer, 1967; McKenzie, 1972; Bağcı, 1994). Rates of slip along the North Anatolian Fault zone are estimated at 50-80 mm/yr from geological observations (Tokay, 1973; Seymen, 1975; Barka and Hancock, 1984).

Relative motion between the Anatolian Block and the Arabian plate is taken up by the left-lateral East Anatolian Fault Zone. This fault zone extends from the Karlıova triple junction (39.3° N, 41.1° E) to the Mediterranean. The East Anatolian Fault Zone is similar in many ways to the North Anatolian Fault Zone. It is characterized by a series of major discontinuities.

The Northeast Anatolian block, a wedge-shaped region located to the east of 39° E, is bounded by the Northeast Anatolian Fault to the north and by the North Anatolian Fault Zone to the south. East of 41.5° E this southern boundary disappears; it is no longer defined by surface morphology or seismological observations (Tchalenko, 1977). The Northeast Anatolian block differs from the Anatolian block to the west in that most of the strain is released along major boundary faults. Internal deformation in the Northeast Anatolian block occurs along the following structures; (1) north-northeast-south-southwest and/or northeast-southwest trending left-lateral strike-slip faults, (2) northwest-southwest trending right-lateral strike-slip faults, (3) east-west trending thrust and folds, and (4) north-south trending extension cracks (Arpat et al., 1977; Şengör, 1980; Şaroğlu and Güner, 1981; Şaroğlu, 1985).

SEISMICITY OF EASTERN ANATOLIA

Eastern Anatolia is located between the Eurasian, African and Arabian plates. It is squeezed and driven by the stresses exerted on it through the northward movements of the Arabian and African plates. Major tectonic elements of Turkey and adjacent areas are illustrated in Figure 1. The earthquake epicenters, covering the period 1900-1995, delineate the major fault zones and show the great activity and seismicity in Eastern Anatolia.

The North Anatolian Fault zone, which extends along the boundary between the Eurasian plate in the north and the

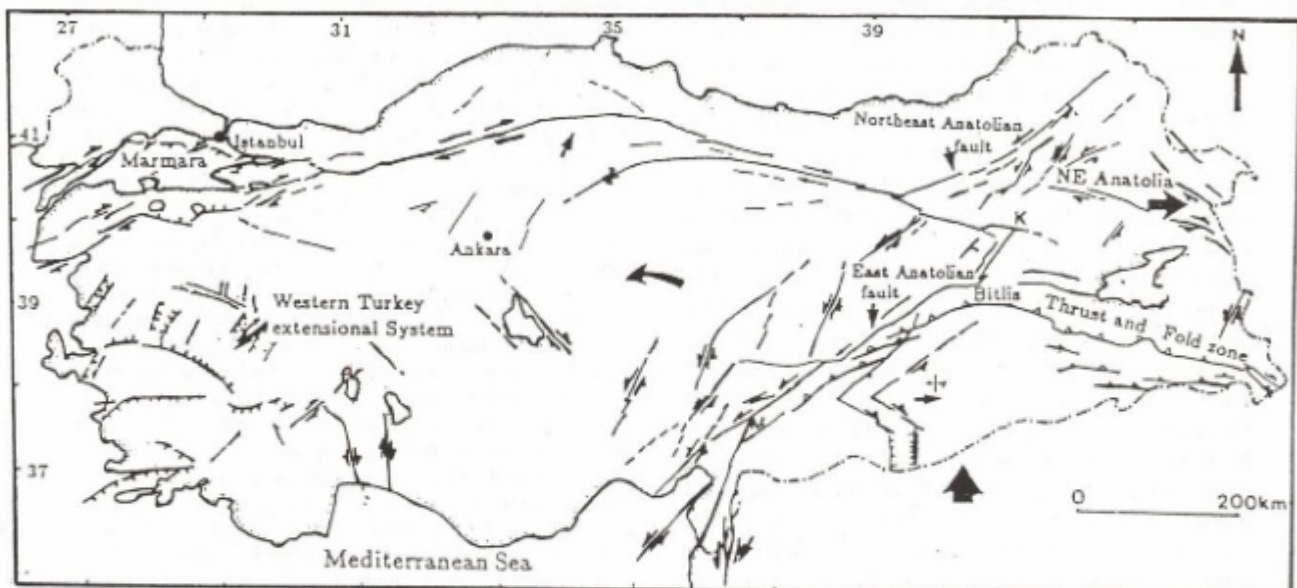


Fig 1. Major tectonic elements of Turkey and adjacent area (Barka and Kadinsky-Cade, 1988).
Şekil 1. Türkiye ve civarının esas tektonik elemanları (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

Turkish plate in the south, is a major tectonic feature with a well defined fault trace, and an established history of seismicity (Ketin, 1968, 1976; Allen, 1969; Ambraseys, 1970; Dewey, 1976; Şengör, 1979; Toksöz et al., 1979). West of 31° E longitude the fault appears to break in two, or possibly three segments. In this region, the earthquake mechanisms show a north-south tension component in addition to the dominant right-lateral strike-slip component.

Another feature in the area is the Southeast Anatolian Thrust zone, also known as Bitlis Thrust zone. It is the collision zone of the Arabian platform with Eurasia (Baysal, 1977; Şengör and Canitez, 1982). The thrust type source mechanisms of Lice earthquake (September 6, 1975) on this thrust belt support the convergence of the Arabian and Anatolian plates (Toksöz, 1979).

There are two important fault zones in Eastern Anatolia in addition to East Anatolian Fault zone: Northeast Anatolian Fault and Çaldıran Fault. They are characterized by moderate seismicity, but earthquake mechanisms are not well established. An earthquake on the Çaldıran Fault had a fault plane solution with right-lateral strike-slip fault mechanism. The Northeast Anatolian Fault zone, which extends in NE-SW direction, has same fault plane solutions. The source mechanism solutions and surface ruptures show that the main faulting took place on a left-lateral strike-slip fault.

METHOD OF ANALYSIS

The analysis is based on Kostrov's (1974) formulation according to which, the average strain rate of seismic deformation in a region can be defined as:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = 1 / (2 \mu VT) \{ \sum M_{ij} \} \quad (1)$$

where $\sum M_{ij}$ is the sum of symmetric moment tensors of N earthquakes in the seismogenic volume V of the deforming zone of rigidity μ in time T . This formula is applicable to the case in which the margins of the deforming zone are in the far-field and thus the method estimates the rate of irrotational strain due to slip on faults with a variety of orientations. The area studied is considered as a rectangular deforming region of thickness Z in the vertical (z) direction bounded by sides of lengths X and Y in the two horizontal directions x and y . A coordinate frame is used with the x =north, y =east and z =down directions positive.

The six elements of the seismic moment tensor for each fault plane solution, were obtained, using the relation

$$M_{ij} = M_0 (u_i n_j + u_j n_i) \quad (2)$$

where M_{ij} is the moment tensor, M_0 is the scalar moment, and u and n are unit vectors in the direction of the slip vector and the normal to the fault plane, respectively (Aki and Richards, 1980). Then, following the formulations developed in Jackson and McKenzie (1988), and using the above-mentioned coordinate system the components of the rate of deformation were calculated directly from the moment tensors. The extent to which deformation is taken up by movement of material in the x direction is given by the following equation:

$$U_x^x = (1/2 \mu l T) \sum_{j=1}^N M_{11} \quad (3)$$

where $\mu=3 \times 10^{11}$ dyne/cm², l is the length of the deforming zone, T is the time of observations, and t is the thickness of the seismogenic layer.

The extent to which deformation is taken up by movement of material in the y direction is calculated by M_{22} , since

$$U_y^y = (1/2 \mu T \alpha t) \sum_{j=1}^N M_{22} \quad (4)$$

where α is now the width of the deforming zone.

So, the rate of thickening in the seismogenic layer is given by the component of the moment tensor M_{33} ,

$$U_z^z = (1/2 \mu T \alpha t) \sum_{j=1}^N M_{33} \quad (5)$$

As is stated in Jackson and McKenzie (1988) the off-diagonal terms of the moment tensor do not have simple physical meaning. But if the length, l , of the deforming zone is much greater than its width, α , then some components of the tensor do have physical sense. In this respect, the horizontal shear velocity is determined by the equation

$$U_y^x = (1/\mu t l) \sum_{j=1}^N M_{12} \quad (6)$$

Similarly, the gradients of the horizontal velocity in the vertical direction are given by the equations

$$U_z^x = (1/\mu \alpha t T) \sum_{j=1}^N M_{13} \quad (7)$$

$$U_y^z = (1/\mu \alpha t T) \sum_{j=1}^N M_{23} \quad (8)$$

REQUIRED DATA

The data used in this study consist of all the earthquakes with $M \geq 5.0$ that occurred in the eastern Anatolia during the period 1900-1995. The catalogues of ISC (International Seismological Center) and ISS (International Seismological Summary) were used to identify the magnitude of earthquake data. For some earthquakes, M_s were not reported. In that case, the body wave M_b magnitudes were converted to M_s magnitude using the formula:

$$M_s = 1.46M_b - 2.29 \quad (9)$$

that was developed for earthquakes in Turkey (Can, 1982). The scalar moment data listed in Table 1 are used to determine the log-linear regression line between seismic moment and surface magnitude. The 17 known moment values are plotted in Figure 2 and the least-squares fit for the $\log M_0$, M_s data is:

$$\log M_0 = 1.36 M_s + 15.20 \quad (10)$$

The fault plane solutions used are shown in Figure 3, using a lower hemisphere equal area projection. It can be seen that all the focal mechanisms along the entire length of

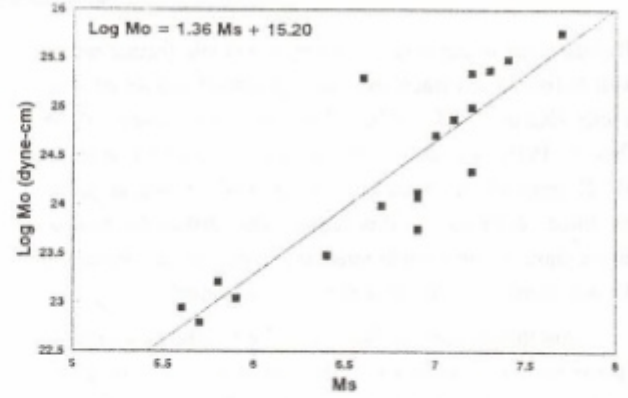


Fig. 2. Relationship between M_s and M_0 values for earthquakes in Eastern Anatolia.

Şekil 2. Doğu Anadolu da depremlerin M_s ve M_0 değerlerinin ilişkisi.

the NAFZ indicate dextral strike-slip faulting. The pattern changes east of the junction of the fault with EAFZ, near Karlıova, and the fault plane solution of the Varto earthquake of 1966 shows mainly thrusting associated with dextral-lateral strike-slip.

The thickness of the seismogenic layer was assumed to be 15 km in all cases, based on previous work (Kiritzi, 1993).

Table 1. M_0 values which are used to obtain $\log M_0 = 1.36 M_s + 15.60$.

Çizelge 1. $\log M_0 = 1.36 M_s + 15.20$ denkleminin bulunmasında kullanılan M_0 değerleri.

Date	M_s	M_0 (dyne-cm)	References
26.12.1939	7.7	5.80×10^{25}	Jackson and McKenzie (1988)
26.11.1943	7.3	2.40×10^{25}	Jackson and McKenzie (1988)
01.02.1944	7.4	3.10×10^{25}	Jackson and McKenzie (1988)
18.03.1953	7.2	1.00×10^{25}	Taymaz et al. (1991a)
14.06.1964	5.7	6.30×10^{24}	Taymaz et al. (1991b)
19.02.1968	7.2	2.24×10^{25}	Kiritzi et al (1991)
22.05.1971	6.9	5.80×10^{25}	Taymaz et al. (1991b)
27.03.1975	6.6	2.00×10^{25}	Taymaz et al. (1991a)
06.09.1975	6.7	1.00×10^{24}	Nabelek (1984)
19.12.1981	7.2	2.24×10^{24}	Kiritzi et al (1991)
27.12.1981	6.4	3.09×10^{23}	Kiritzi et al (1991)
18.01.1982	6.9	1.35×10^{24}	Kiritzi et al (1991)
05.07.1983	5.8	1.65×10^{23}	Ekstrom and England (1989)
06.08.1983	6.9	1.20×10^{24}	Ekstrom and England (1989)
05.05.1986	5.9	1.12×10^{23}	Taymaz et al. (1991b)
06.06.1986	5.6	9.00×10^{22}	Taymaz et al. (1991b)
13.03.1992	7.0	5.20×10^{24}	PDE USGS listings

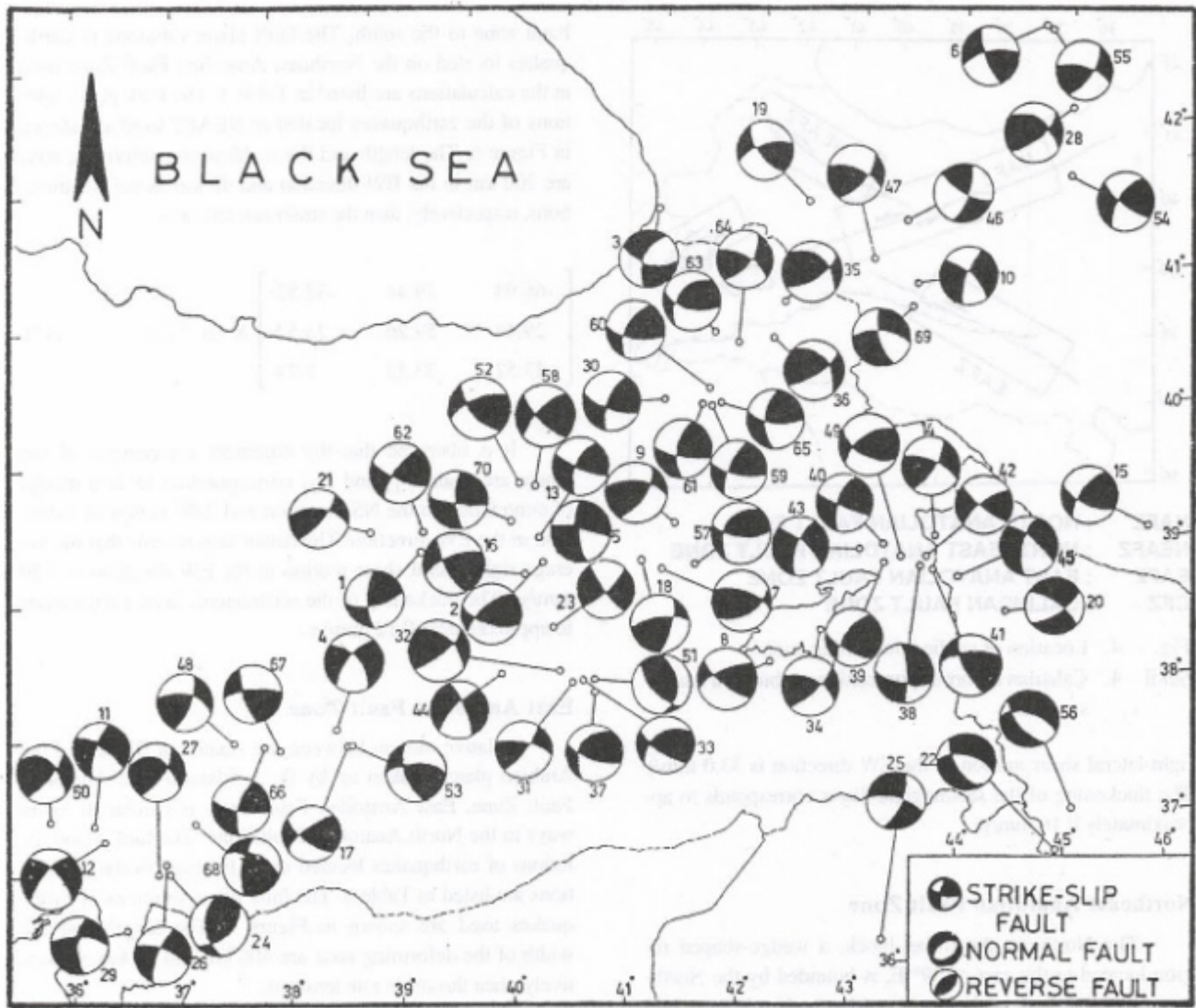


Fig. 3. Diagrams of the fault plane solutions for Eastern Anatolia (Bağcı, 1994).

Şekil 3. Doğu Anadolu da incelenen depremlerin fay düzlemi çözümleri haritası (Bağcı, 1994).

DEFORMATION RATES

North Anatolian Fault zone, Northeast Anatolian Fault zone, East Anatolian Fault zone and Çaldıran Fault zone are determined as deforming zones in Eastern Anatolia as shown in Figure 4.

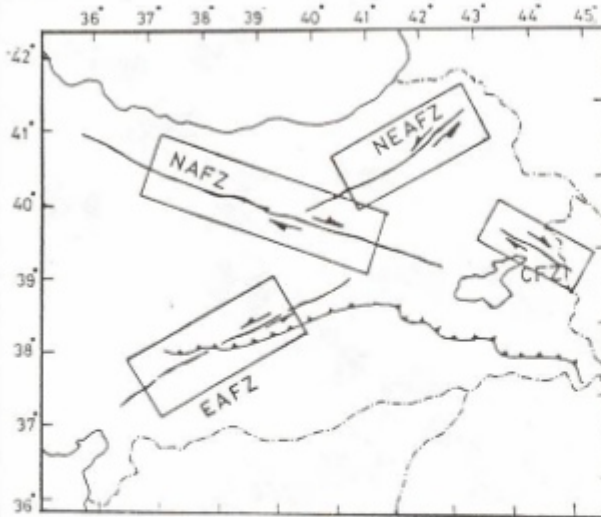
North Anatolian Fault Zone

The North Anatolian Fault zone is seismically active right-lateral strike-slip fault that takes up the relative motion between the Anatolian block and Black Sea plate. The fault plane solutions of earthquakes used in the calculations are listed in Table 2. The fault plane solutions used are shown in Figure 5, using a lower hemisphere equal area projection. The total dimension of the deformed volume of North Ana-

tolian Fault zone in the NS and EW directions is about 40 km and 300 km respectively. Using a seismogenic layer of 15 km the following strain rate tensor is calculated for the time span observations, 1939-1982.

$$\begin{bmatrix} -60.27 & 54.86 & 16.35 \\ 54.86 & 46.30 & 8.19 \\ 16.35 & 8.19 & 14.01 \end{bmatrix} \times 10^{-9} / \text{yr} \quad (11)$$

It is observed that the dominant components of the tensor are ϵ_{11}^e and ϵ_{22}^e corresponding to 18.08 mm/yr of contraction in the NS direction and 28.0 mm/yr of extension in the EW direction. The tensor also reveals that the average



NAFZ : NORTH ANATOLIAN FAULT ZONE
NEAFZ : NORTHEAST ANATOLIAN FAULT ZONE
EAFZ : EAST ANATOLIAN FAULT ZONE
CFZ : ÇALDIRAN FAULT ZONE

Fig. 4. Location of studied deforming zones.

Şekil 4. Çalışılan deformasyon zonlarının bulduru haritası.

right-lateral shear motion in the EW direction is 33.0 mm/yr. The thickening of the seismogenic layer corresponds to approximately 0.16 mm/yr.

Northeast Anatolian Fault Zone

The Northeast Anatolian block, a wedge-shaped region located to the east of 39° E, is bounded by the Northeast Anatolian fault to the north and by the North Anatolian

Fault zone to the south. The fault plane solutions of earthquakes located on the Northeast Anatolian Fault Zone used in the calculations are listed in Table 3. The fault plane solutions of the earthquakes located in NEAFZ used are shown in Figure 6. The length and the width of the deforming zone are 300 km in the EW direction and 40 km in the NS directions, respectively, then the strain rate tensor is

$$\begin{bmatrix} -66.94 & 29.44 & -33.52 \\ 29.44 & 59.26 & 23.52 \\ -33.52 & 23.52 & 7.73 \end{bmatrix} \times 10^{-9} / \text{yr} \quad (12)$$

It is observed that the dominant components of the tensor are again e_{11}^0 and e_{22}^0 corresponding to 20.0 mm/yr of contraction in the NS direction and 2.40 mm/yr of extension in the EW direction. The tensor also reveals that the average right-lateral shear motion in the EW direction is 2.50 mm/yr. The thickening of the seismogenic layer corresponds to approximately 0.12 mm/yr.

East Anatolian Fault Zone

Relative motion between the Anatolian Block and the Arabian plate is taken up by the left-lateral East Anatolian Fault Zone. East Anatolian Fault Zone is similar in many ways to the North Anatolian Fault Zone. The fault plane solutions of earthquakes located in EAFZ used in the calculations are listed in Table 4. The fault plane solutions of earthquakes used are shown in Figure 7. The length and the width of the deforming zone are 400 km and 40 km, respectively, then the strain rate tensor is:

Table 2. Earthquakes of the period 1939-1992, occurred in North Anatolian Fault Zone.
Çizelge 2. 1939-1992 yılları arasında Kuzey Anadolu Fay Zonunda olan depremler.

Date	Strike	Dip	Rake	M (dyne-cm)	References
26.12.1939	117.4	77.3	157.6	5.80×10^{25}	Bağcı (1994)
20.12.1942	118.0	90.0	180.0	0.45×10^{27}	Jackson and McKenzie (1988)
31.08.1965	286.9	75.6	-165.0	0.15×10^{23}	present study
07.03.1966	296.4	79.9	-157.7	0.19×10^{23}	present study
27.04.1966	295.8	78.4	-157.5	0.79×10^{22}	present study
19.08.1966	45.0	58.0	150.0	0.16×10^{27}	Stewart and Kanamori (1982)
26.07.1967	103.7	88.8	156.5	0.10×10^{24}	present study
10.09.1969	104.7	89.3	121.4	0.19×10^{23}	present study
03.09.1970	297.2	76.6	-146.6	0.79×10^{22}	present study
12.01.1976	127.8	85.5	113.5	0.79×10^{22}	present study
18.11.1983	291.7	61.9	-108.8	0.79×10^{22}	present study
20.05.1989	296.5	77.3	-143.2	0.79×10^{22}	present study
13.03.1992	304.0	84.0	-163.0	0.52×10^{25}	PDE USGS listings
15.03.1992	326.0	77.0	159.0	0.80×10^{23}	PDE USGS listings

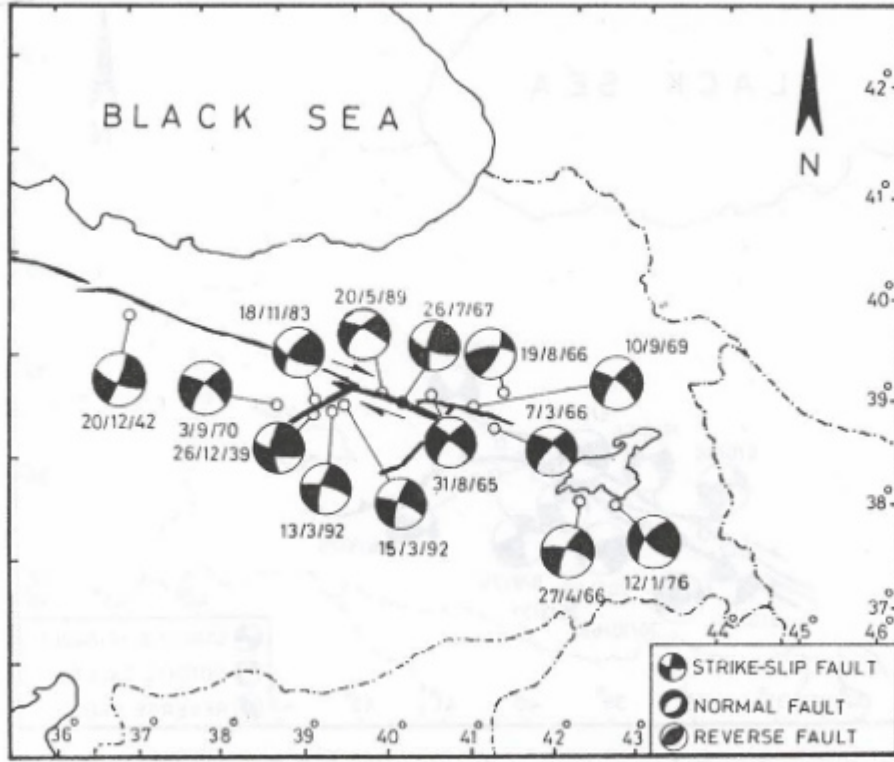


Fig. 5. Fault plane solutions of the earthquakes located in North Anatolian Fault Zone.

Şekil 5. Kuzey Anadolu Fay Zonunda olan depremlerin fay düzlemi çözümleri haritası.

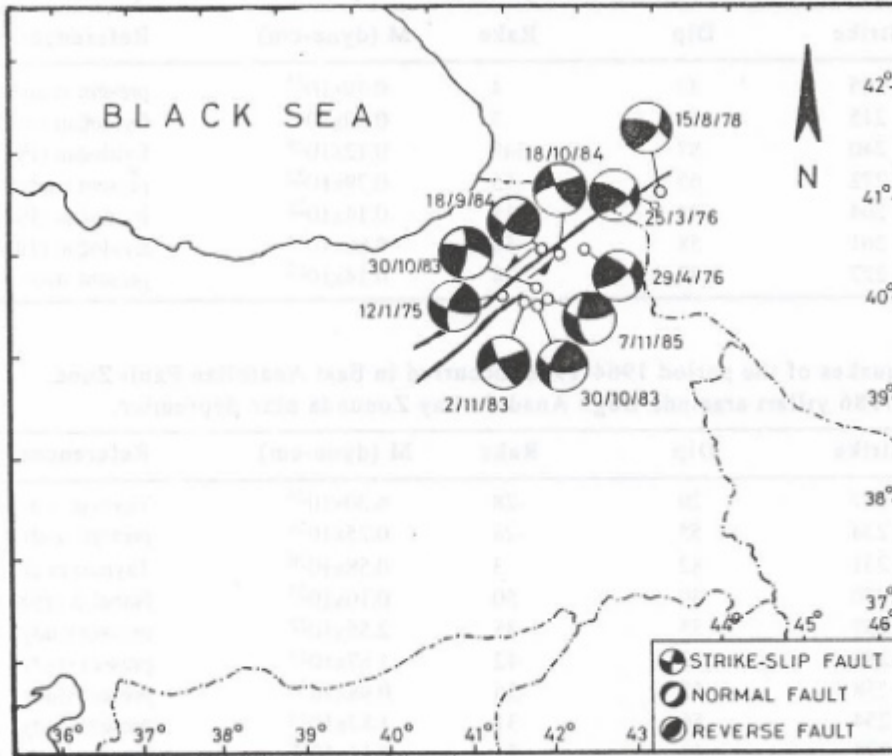


Fig. 6. Fault plane solutions of the earthquakes located in Northeast Anatolian Fault Zone.

Şekil 6. Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonunda olan depremlerin fay düzlemi çözümleri haritası.

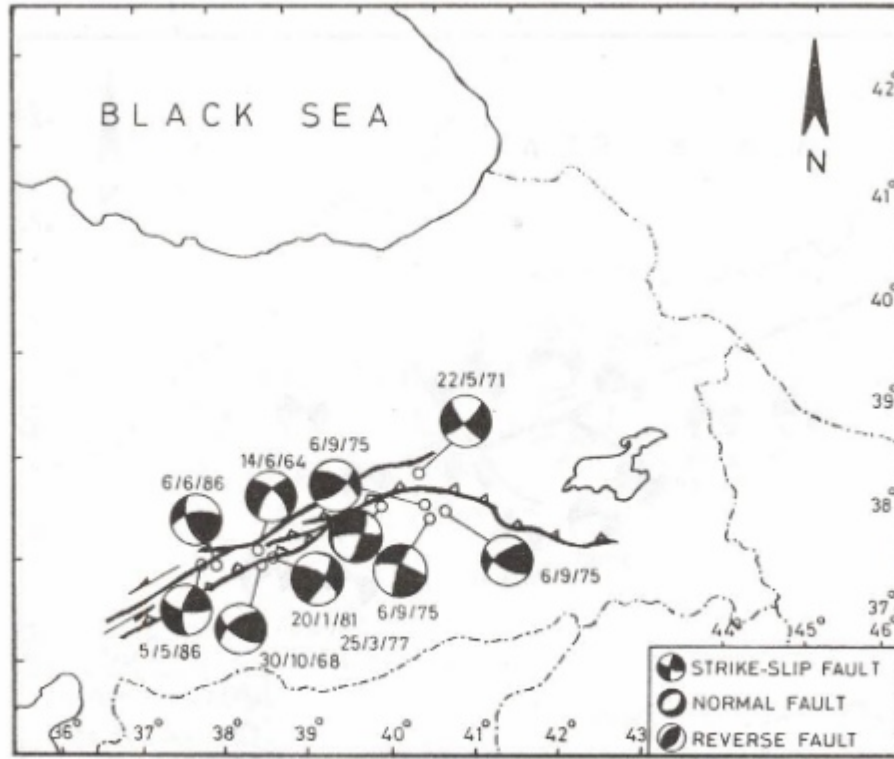


Fig. 7. Fault plane solutions of the earthquakes located in East Anatolian Fault Zone.

Şekil 7. Doğu Anadolu Fay Zonunda olan depremlerin fay düzlemi çözümleri haritası.

Table 3. Earthquakes of the period 1975-1985, occurred in Northeast Anatolian Fault Zone.

Çizelge 3. 1975-1985 yılları arasında Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonunda olan depremler.

Date	Strike	Dip	Rake	M (dyne-cm)	References
12.01.1975	205	82	4	0.79×10^{22}	present study
30.10.1983	215	64	7	0.80×10^{26}	Eyidoğan (1987)
30.10.1983	240	87	349	0.12×10^{25}	Eyidoğan (1987)
02.11.1983	272	65	55	0.79×10^{22}	present study
18.09.1984	204	81	11	0.14×10^{25}	Eyidoğan (1987)
18.10.1984	261	58	54	0.80×10^{24}	Eyidoğan (1987)
07.11.1985	227	47	28	0.14×10^{23}	present study

Table 4. Earthquakes of the period 1964-1986, occurred in East Anatolian Fault Zone.

Çizelge 4. 1964-1986 yılları arasında Doğu Anadolu Fay Zonunda olan depremler.

Date	Strike	Dip	Rake	M (dyne-cm)	References
14.06.1964	227	29	-28	6.30×10^{24}	Taymaz et al. (1991b)
30.10.1968	234	55	-28	0.25×10^{24}	present study
22.05.1971	231	82	3	0.58×10^{26}	Taymaz et al. (1991b)
06.09.1975	270	50	50	0.10×10^{27}	Nabelek (1984)
06.09.1975	257	55	35	2.55×10^{22}	present study
06.09.1975	280	52	42	1.87×10^{22}	present study
25.03.1977	258	52	-56	0.98×10^{24}	present study
20.01.1981	254	56	31	1.87×10^{22}	present study
05.05.1986	273	49	31	0.11×10^{26}	Taymaz et al. (1991b)
06.06.1986	275	27	30	0.90×10^{26}	Taymaz et al. (1991b)

$$\begin{bmatrix} -44.51 & -23.39 & 6.53 \\ -23.39 & 18.50 & 21.40 \\ 6.53 & 21.40 & 25.95 \end{bmatrix} \times 10^{-9} / \text{yr} \quad (13)$$

It is observed that the dominant components of the tensor are e_{11} and e_{22} corresponding to 17.80 mm/yr of contraction in the NS direction and 7.50 mm/yr of extraction in the EW direction. The tensor also reveals that the average left-lateral shear motion in the EW direction is 3.50 mm/yr.

The thickening of the seismogenic layer corresponds to approximately 0.40 mm/yr.

Çaldıran Fault Zone

Çaldıran fault is approximately 50 km long. It contains an 18 (bend near Çaldıran which separates the fault two sections). The fault plane solutions of earthquakes used in the calculations are listed in Table 5. Fault plane solutions of the earthquakes located in CFZ used are shown in Figure 8. The length of the deforming area is 120 km and its width is 4 km. The strain rate tensor was calculated to be as follows:

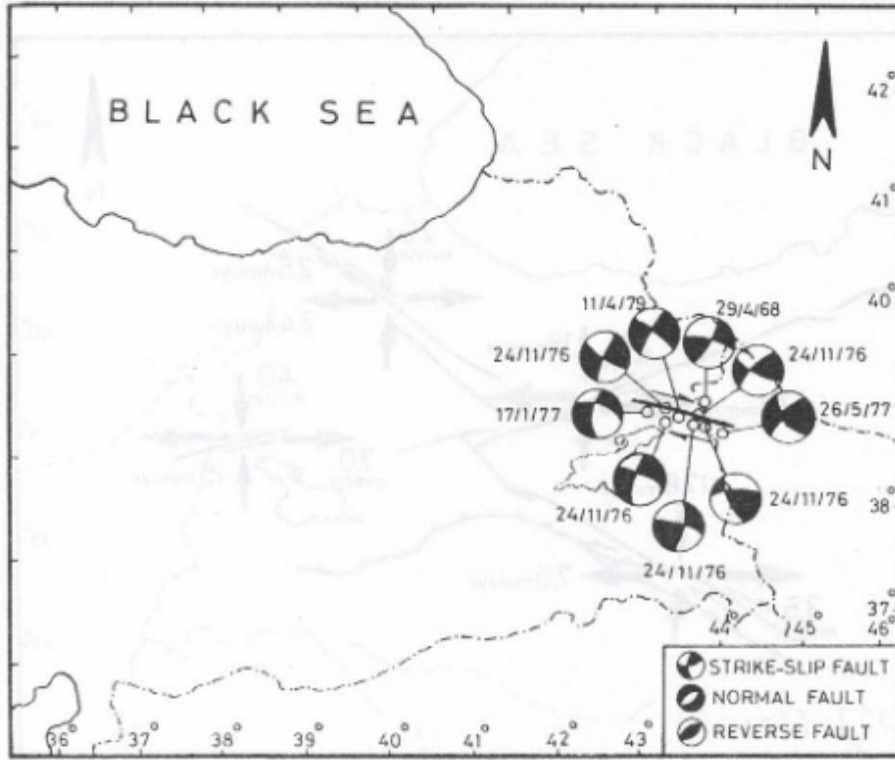


Fig. 8. Fault plane solutions of the earthquakes located in Çaldıran Fault Zone.

Şekil 8. Çaldıran Fay Zonunda olan depremlerin fay düzlemi çözümleri haritası.

Table 5. Earthquakes of the period 1968-1979, occurred in Çaldıran Fault Zone.

Çizelge 5. 1968-1979 yılları arasında Çaldıran Fay Zonunda olan depremler.

Date	Strike	Dip	Rake	M (dyne-cm)	References
29.04.1968	298	80	-146	2.5×10^{22}	present study
24.11.1976	163	90	152	8.24×10^{23}	present study
24.11.1976	137	70	143	1.02×10^{24}	present study
24.11.1976	282	62	-141	7.94×10^{21}	present study
24.11.1976	154	58	143	7.94×10^{21}	present study
24.11.1976	245	57	121	7.94×10^{21}	present study
17.01.1977	293	62	-146	1.92×10^{22}	present study
26.05.1977	170	64	149	1.90×10^{22}	present study
11.04.1979	284	62	-151	7.94×10^{21}	present study

$$\begin{bmatrix} -2.49 & -1.91 & 3.49 \\ -1.91 & 1.73 & 1.59 \\ 3.49 & 1.59 & 0.76 \end{bmatrix} \times 10^{-9} / \text{yr} \quad (14)$$

It is seen that the dominant components are e_{11}^* and e_{22}^* which corresponds to about 40.0 mm/yr for NS contraction and 7.00 mm/yr for the EW extension. The results also show left-lateral shear in the EW direction corresponding to about 15.0 mm/yr and thickening of the seismogenic layer, at a rate of only 1.15 mm/yr.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The analysis in this study is based on information on the seismicity parameters of the area and on the moment tensors of well-studied earthquakes. Deformation rates for four different seismotectonic zones are given in Table 6. The results of this study, which are broadly illustrated in Figure 9, are consistent with the tectonics of studied area and can be summarized as follows:

The calculated strain rate tensors indicate that the dominant mode of deformation in the North Anatolian Fault zone is associated with NS contraction at a rate of about 18 mm/

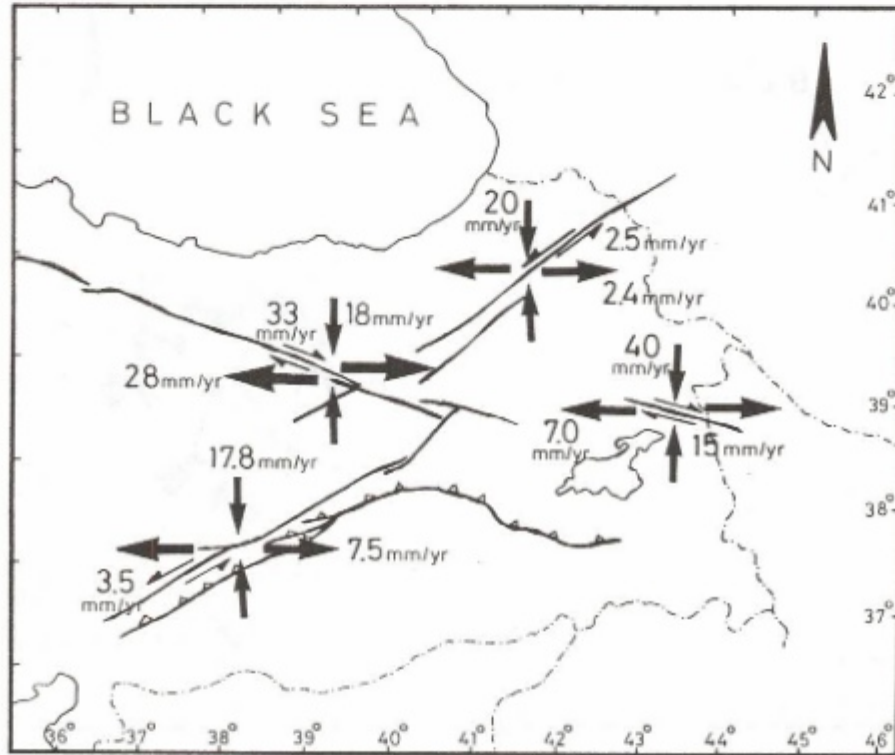


Fig. 9. Schematic illustration of the deformation rates of the studied zones.

Şekil 9. Çalışılan zonlardaki deformasyon miktarlarının şematik gösterimi.

Table 6. Calculated deformation rates.

Çizelge 6. Hesaplanan deformasyon miktarları.

Deformation Zone	North Anatolian Fault Zone	Northeast Anatolian Fault Zone	East Anatolian Fault Zone	Çaldıran Fault Zone
NS contraction rate, mm/yr	18.00	20.00	17.80	40.00
EW extension rate, mm/yr	28.00	2.40	7.50	7.0
Left-lateral displacement rate, mm/yr	-	2.50	3.50	-
Right-lateral displacement rate, mm/yr	33.00	-	-	15.00
Thickening rate, mm/yr	0.16	0.12	0.40	1.15

yr and EW extension at a rate of 28 mm/yr. The average right-lateral displacement is about 33 mm/yr. This is consistent with right-lateral strike-slip fault mechanism of North Anatolian Fault. The Northeast Anatolian Fault zone exhibits the same pattern of deformation. That is NS contraction at a rate of 20 mm/yr. EW extension is at a rate of about 2.4 mm/yr. The left-lateral shear motion is estimated to have a rate of 2.5 mm/yr. This is also consistent with the left-lateral strike-slip fault mechanism. In EAFZ, the deformation is taken up as nearly NS contraction at a rate of 17.80 mm/yr and as nearly EW extension at a rate of about 7.5 mm/yr. The average left-lateral motion has a rate of about 3.5 mm/yr. In Çaldıran Fault Zone, NS contraction at a rate of 40 mm/yr and EW extension at a rate of 7.0 mm/yr are obtained. Right-lateral deformation rate in Çaldıran Fault Zone having right-lateral strike-slip fault mechanism is calculated as 15.0 mm/yr. As a result of NS compression in all zones, thickening rates are found as 0.16 mm/yr in eastern part of NAFZ, 0.12 mm/yr in NEAFZ, 0.40 mm/yr in EAFZ and 1.15 mm/yr in CFZ, respectively.

REFERENCES

- Aki, K. and Richards, P.G., 1980, Quantitative Seismology: Theory and Methods, Vol. 1, Freeman, San Francisco, California, 557pp.
- Allen, C.R., 1969, Active faulting in northern Turkey. Div. Geol. Sci., Calif. Inst. Technol., Contr. No. 1577, 32 pp.
- Ambraseys, N. N., 1979, Some characteristic features of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9, 143-165.
- Arpat, E., Şaroğlu, F. and İz, H.B., 1977, The 1976 Çaldıran earthquake, Yeryüvarı ve İnsan, 2, 29-41.
- Bağcı, G., 1994, Doğu Anadolu'nun depremselliği ve deformasyon biçiminin incelenmesi, Doktora Tezi, 1994, 233 sayfa.
- Barka A.A. and Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, Vol. 7, No. 3, 663-684.
- Barka, A.A. and Hancock, P.L., 1982, Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian Fault. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Spec. Publ., edited by J.G. Dixon and A.H.F. Robertson, pp.763-773.
- Baysal, A.M., 1977, Aftershocks of Lice Earthquake. Report of Istanbul Technical University, Earth Physics Inst., 84 pp. (in Turkish).
- Can, Z.Y., 1982, Investigation of the magnitude equation of the earthquakes recorded at Istanbul (IST) WWSSN station. Senior Thesis, Istanbul Technical University, Turkey, (in Turkish).
- Canitez, N. and Üçer, B., 1967, Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia, *Tectonophysics*, 4, 235-244.
- Dewey, J.W., 1976, Seismicity of Northern Anatolia. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 3, 843-868.
- Eyidoğan, H., 1987, Levha içi depremlerin göçü Jeofizik 1, 103-110.
- 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, *Geophys. J.*, 93, 45-73.
- Ketin, İ., 1948, Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geol. Rundsch.*, 36, 77-83.
- Ketin, İ., 1968, Relation between general tectonic features and the main earthquake region of Turkey, *Bull. Mineral Res. Expl. Inst.*, 71, 63-67.
- Ketin, İ., 1969, On the North Anatolian fault. *Bull. Mineral Res. Expl. Inst.*, 72, 1-26.
- Kiratzi, A., Wagner, G. and Langston, C., 1991, Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform inversion. *Pure appl. Geophys.*, 135, 515-527.
- Kiratzi, A., 1993, A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault zones. *Tectonophysics*, 225, 191-203.
- Kostrov, V.V., 1974, Seismic moment and energy of earthquakes and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, 1, 23-44.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- Nabelek, J., 1984, Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, Ph.D. Thesis, Mass. Inst. Technol., Cambridge, Ma.
- Şaroğlu F. and Güner, Y., 1979, The Tatak active fault, its characteristics and relation to the Çaldıran fault (in Turkish), *Yeryüvarı ve İnsan*, 4, 11-14.
- Şaroğlu, F., 1985, Geological and tectonic evolution of Eastern Turkey during Neotectonic period (in Turkish), Ph.D. Thesis, 242 pp., Univ. of Istanbul, Turkey.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.

- Şengör, A.M.C., 1980, Fundamentals of neotectonics of Turkey, Türk. Jeol. Kurumu Konf. Seri., 2, 40 pp.
- Şengör, A.M.C. and Canitez, N., 1982, The North Anatolian Fault, In Alpine and Mediterranean Geodynamics, H. Berckheimer and K. Hsü (Editors), Geodyn. Ser., Am. Geophys. Union, 7, 205-216.
- Seymen, I., 1975, Tectonic characteristics of the North Anatolian fault zone in the Kelkit valley, Ph.D. Thesis, 192 pp., İTÜ, Istanbul, Turkey.
- Stewart, G. and Kanamori, H., 1982, Complexity of rupture in large strike-slip earthquakes in Turkey. Phys. Earth Planet. Inter., 28, 70-84.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991a, Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophys. J. Int., 106, 433-490.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J., 1991b, Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). Geophys. J. Int., 106, 537-550.
- Tokay, M., 1973, Geological observation on the North Anatolian fault zone between Gerede and Ilgaz. Symposium on the North Anatolian Fault Zone, Spec. Publ., MTA, Ankara, Turkey.
- Toksöz, N., Nabelek, J. and Arpat, E., 1978, Source properties of the 1976 earthquake in east Turkey a comparison of field data and teleseismic gaps, Pure App. Geophys. 117, 1258-1270.
- Toksöz, M.N., 1979, Field investigations and precursors of the 6 September 1975 and 24 November 1976 earthquakes in Turkey. Int. Symp. on Earthquake Prediction, UNESCO Headquarters, Paris.
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F. and Micheal, A.J., 1979, Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. Pure App. Geophys., 117, 1258-1270.

BURSA İVME-ÖLÇER AĞINDA (BUSNET) KAYDEDİLEN DEPREMLERİN KAYNAK PARAMETRELERİNİN KESTİRİLMESİ

Estimation of the Source Parameters from the Earthquake Records of Bursa Acceleration Network (Busnet)

Orhan D. POLAT*

ÖZET

Bursa SM2 Ağında (BUSNET) algılanmış küçük depremlerin kaynak parametrelerinin bulunması için ivme ve yerdeğiştirme spektrumları incelenmiştir. BUSNET ağında Bursa ve çevresinde kurulmuş 5 adet ivme-ölçer sismografi bulunmaktadır. İvme sismogramları genellikle Permiyen yaşlı kireçtaşları ve Neojen yaşlı birimler üzerinde kurulmuştur. Episantr uzaklığı 100 km den küçük olan 40 depremin üç bileşenli sayısal ivme sismogramları elde edilmiştir. Kaynak boyutu, sismik moment ve gerilme düşümü gibi kaynak parametrelerinin belirlenmesi amacıyla ve spektrum eğiminin hızla azaldığı F_{max} frekansının varlığını saptamak için SH ivme ve yerdeğiştirme spektrumları incelenmiştir. f_0 ile F_{max} parametrelerinin geçerliliği ivme ve yerdeğiştirme spektrumları üzerinde araştırılmıştır. Ayrıca çeşitli Q_s soğrulma modelleri için spektral parametrelerdeki değişim incelenmiştir.

Bu çalışmada kullanılan depremlerin yerleri saptanırken Ezen (1973)'in tabakalı yer kabuğu modeli kullanılmıştır. İvme kayıtları iki kez integre edilerek yerdeğiştirme kayıtları elde edilmiştir. İncelenen sismogramlar %10 luk bir kosinüs penceresinden geçirildikten sonra spektrum hesabı için FFT uygulanmıştır. Saptanan spektrumların birçoğu, yalın bir kaynak spektrumunun kestirilmesi için önerilen Brune spektrumundan farklılık göstermektedir. Kökeni ve fiziksel mekanizması tartışmalı olan F_{max} parametresi spektrumlarda gözlenmiştir. İvme kaydından yerdeğiştirme kaydına geçmeksiz köşe frekansı f_0 değerinin bulunabileceği gösterilmiştir. F_{max} parametresine yer ve kaynak etkisi açık olarak gösterilememiştir. Kinematik ve dinamik kaynak parametreleri arasındaki bağntılar saptanmıştır.

ABSTRACT

The acceleration and displacement spectra of small earthquakes detected by BURSA SM2 NETWORK (BUSNET) are studied to infer source parameters. The network consists of 5 acceleration seismographs deployed in around Bursa city. The acceleration recorders were installed mainly on the sites where thick Permian limestone and thick Neogene formations exposed. Threecomponent digital accelerograms obtained for 40 earthquakes at epicentral distances less than 100 km were analyzed. SH acceleration and displacement spectra were examined to infer source parameters such as source size, seismic moment and stress drop, and to determine the existence of the cutoff frequency F_{max} beyond which the spectral amplitudes decay sharply. The validity of f_0 and F_{max} were tested on the acceleration and displacement spectra. The effect of various Q_s models on the source spectra is also discussed.

The earthquakes used in this study are located for a layered crustal structure. SH acceleration seismograms were integrated twice to get the displacement records. The resulting time series were multiplied by 10 percent cosine window and FFT was applied to calculate the spectra. I found that the appearance of the most of the source spectra depart from Brune's source model which predicts simple source spectrum. Signature of F_{max} phenomena of which the origin and the physical mechanism is controversy, is observed from the acceleration spectra. It is shown that the corner frequency f_0 can be determined from the acceleration record without converting the signal to displacement record. I could not observe clear evidences of site and source effects on the F_{max} parameter. The equations between kinematic and dynamic source parameters are determined.

* İTÜ Maden Fak., Jeofizik Müh. Böl., Maslak 80626 İstanbul

GİRİŞ

Depremlerin ölçeklendirilmesi ve deprem kaynak özelliklerinin daha iyi tanınması amacıyla yapılan çalışmalar sonunda, depremlerin çok sayıda kaynak parametresi ile tanımlanabileceği öngörülmüştür. Deprem kaynağı ile ilgili bilgileri elde etmek için deprem kayıtlarının spektrumları incelenmektedir. İlk defa Haskell (1964), spektrumlara ait spektral parametrelerin değiştiğini gözlemlemiş ve deprem kaynağını spektral ortamda ölçeklendirmeye çalışmıştır. Aki (1967), Haskell (1964)'in önerdiği kaynak modeline dayanarak deprem kaynak spektrumunu, fay düzlemi üzerindeki dislokasyonun özilişkisi cinsinden açıklamış ve büyüklük (magnitüd, M) - sismik moment (M_0 , dyne.cm) arasındaki ölçeklendirmeyi tartışmıştır. Brune (1970,1971) bütün bu varsayımların dışında deprem kaynağını Dairesel Kaynak Modeli ile açıklamaya çalışmıştır. Savage (1972), bu kaynak modelini kullanarak köşe frekansı (f_0 , Hz) ile fay boyutu (r , km) değişimini incelemiş ve genliğin frekans ile ters orantılı azalmasının gerilme düşümü ($\Delta\sigma$, bar) üzerindeki etkilerini ortaya koymuştur. Archuleta ve diğ. (1982), bir depremin birden fazla istasyonda kaydedilmesi durumunda, elde edilen spektral parametreleri kullanarak ortalama deprem kaynak parametrelerini hesaplamıştır. Bütün bu spektral parametreler yer değiştirme spektrumundan elde edilmiştir. Bu çalışmaların dışında, ivme ve yer değiştirme spektrumlarında köşe frekansını takiben belli bir frekans değerinden sonra genliklerin çok daha hızlı olarak azaldığı ortaya çıkarılmıştır. Bu frekans değeri Hanks (1982) tarafından F_{max} olarak adlandırılmıştır. Bu parametrenin kökeninin kaynak mı yoksa ortam mı olduğuna ilişkin kesin kanıtlar bulunamamıştır.

Marmara bölgesi ve çevresinden elde edilen depremler için kaynak parametre çalışması Biçmen ve diğ. (1993) tarafından yapılmıştır. Brune (1970,71) kaynak modelinin esas alındığı bu çalışmada, büyüklüğü 2.5 - 4.1 arasındaki 84 depremin kaynak parametreleri hesaplanmıştır. Bu çalışmada P ve S fazlarına ait köşe frekansı değerlerinin 1.8 - 5.5 Hz, sismik momentin 1017 - 1019 dyne.cm, sismik enerjinin 107 - 1011 erg, gerilme düşümünün ise 10-5 - 10-1 bar arasında değiştiği belirtilmiştir. Polat (1995), "Kuzeybatı Anadolu Projesi" kapsamında elde edilen deprem verilerini kullanarak, Bursa ve çevresindeki mikrodeprem aktivitesinin şehrini güneydoğusunda kümelendiğini tespit etmiştir. Ayrıca mikrodepremlerin kaynak özelliklerini incelemiş ve F_{max} parametresini irdelemiştir. Aktar ve diğ. (1996), Bursa bölgesi ve çevresine ait mikrodepremlerin dağılımını incelemiş ve aktivitenin 3 ayrı bölgede kümelendiğini tespit etmiştir. Eyidoğan ve diğ. (1997), bölgeden elde edilen verilere soğrulma (attenuation) nın etkisini incelemiş ve frekans ile koda Q arasındaki değişimi Qc

(f)= $41 \cdot f^{-0.84}$ bağıntısı ile vermişlerdir. Sellami ve diğ. (1997), magnitüdü 4'den küçük Bursa bölgesi ve çevresi depremlerinin odak mekanizması çözümlerini inceleyerek bölgenin sismotektonik yapısı hakkında çalışmalar yapmışlardır. Bölgenin soğrulma özelliklerinin daha iyi anlaşılabilmesi amacıyla bilimsel çalışmalar halen sürdürülmektedir.

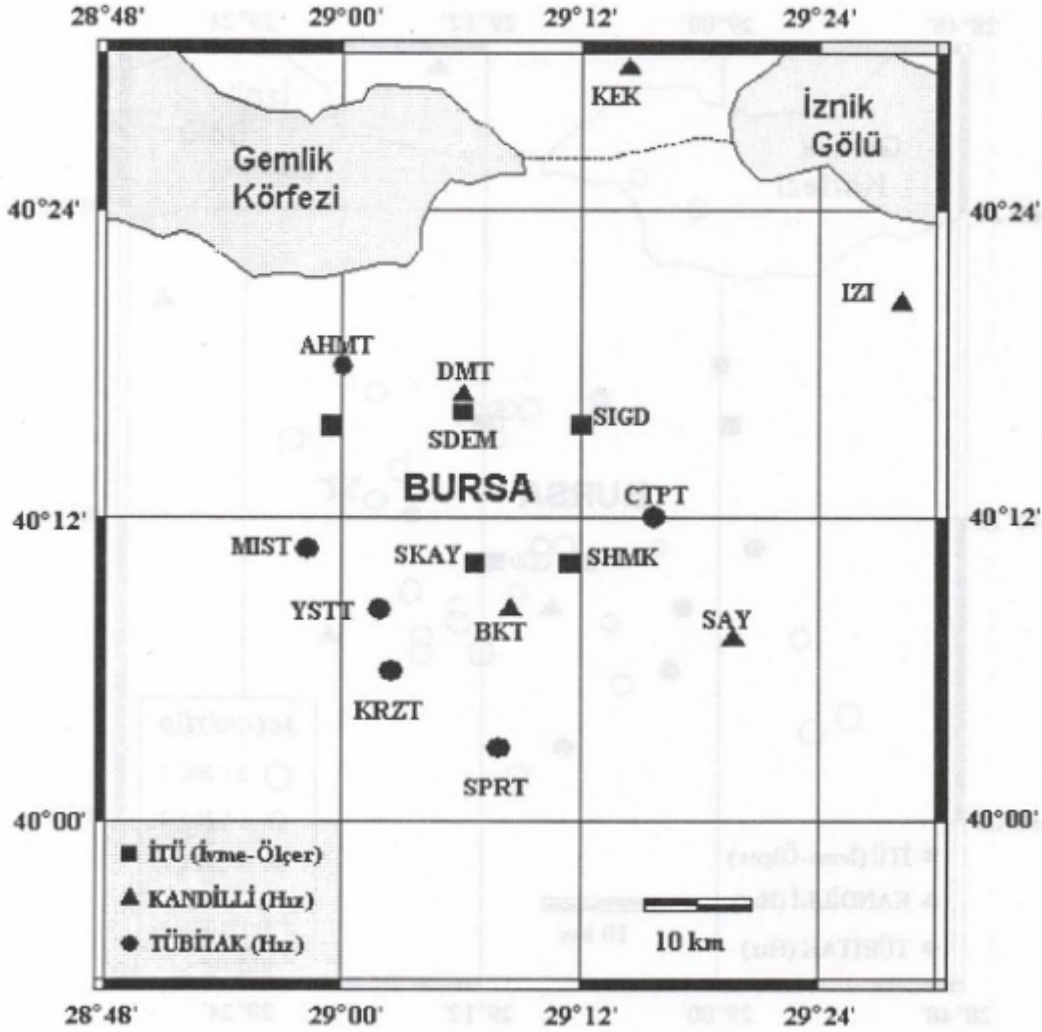
JEOLOJİ

Bursa yöresi, Türkiye'nin tektonik birliklerinden olan Sakarya kıtasının, Batı Anadolu'ya ait bölümünün kuzeyinde yer alır. Uludağ masifinin kuzeybatı eteğinde kalan bölge Permien, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kırıntılı sedimanlarla ve fosilli kireçtaşlarıyla kaplıdır (Ketin, 1983). Bursa ovası genel olarak bir graben yapısına sahiptir. Ovanın etrafında çeşitli jeolojik birimler bulunmaktadır.

Bu çalışmada kullanılan kayıt istasyonları çeşitli jeolojik birimler üzerindedir. Demirtaş (SDEM) deprem istasyonu ovanın kuzeyinde; genç alüvyonlar, Permien yaşlı alüvyal çökeller ve Neojen örtü birimleri arasında yer alan kumtaşları üzerinde bulunur. Ovanın batısında kalınlığı tam olarak tesbit edilemeyen Neojen yaşlı birimler yer alır. Hamitler (SHMT) deprem istasyonu, bölgede kil-kumçakıtaşı ardalanması şeklinde derinlere doğru devam eden bu birimler üzerinde bulunmaktadır. Ovanın güneyinde, Uludağ eteklerinde mermer, gnays ve kireçtaşlarından oluşan birimler yerleşmiştir. Kaplıkaya (SKAY) deprem istasyonu Uludağ'ın eteklerinde yer alan kristalize kireçtaşı blokları üzerindedir. Ovanın güneydoğusunda genç alüvyonlar bulunur. Hamamlıkızık (SHMK) deprem istasyonu Uludağ'ın kuzey yamacındaki sığ olan iri taneli yamaç molozları (yığılma malzemesi) üzerine yerleştirilmiştir. Iğdır (SIGD) deprem istasyonu ise, ovanın hemen kuzeydoğusunda yer alan Permien yaşlı kalın kireçtaşı blokları üzerine kurulmuştur. Ova etrafına yerleştirilmiş olan ivmeölçerler ile birlikte, Bursa ve çevresinin sismotektonik araştırmalarına katılan TÜBİTAK-MAM Yer Bilimleri Bölümü ve Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü hız kayıtlı istasyonları Şekil 1' de gösterilmiştir.

VERİLER

Bu çalışmada kullanılan ivme sismogramları Bursa bölgesinde kurulmuş 5 adet ivmeölçer sismografı ile elde edilmiştir. Sismograflar İsviçre SIG-SA firmasının SM2 modeli sayısal ve üç bileşenli kayıtçılardır. Örneklem frekansı 128 Hz olan 12 bitlik kayıtçıların frekans tepki fonksiyonu 0.2-30 Hz arasında düzdür. Kayıtçıların bu çalışmada tetikleme eşik değerleri 0.4 - 0.8 mg arasında kalmıştır.



Şekil 1. Bursa ve çevresinde kurulmuş deprem istasyonlarının dağılımı.

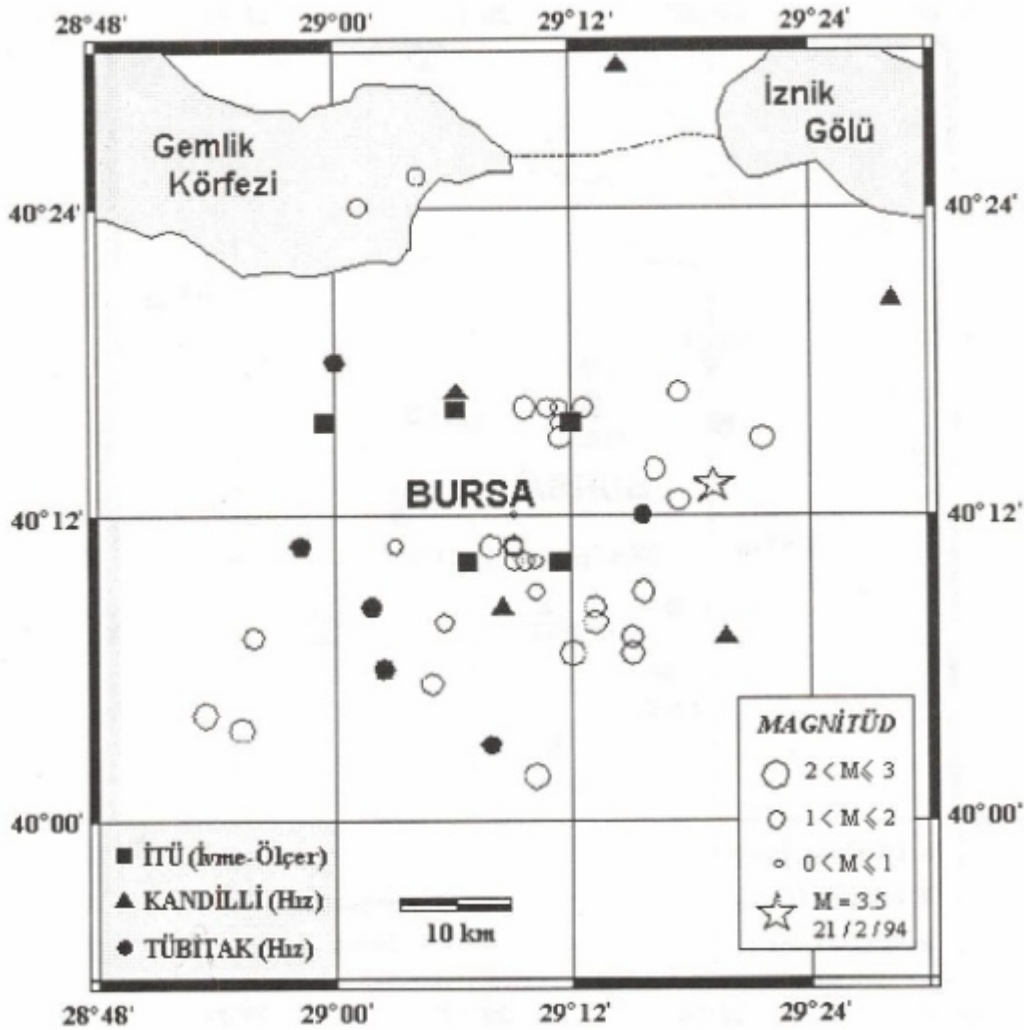
Fig. 1. Map of the seismic stations deployed in and around Bursa region.

Kasım 1992 ile Şubat 1994 arasında olmuş 40 deprem için elde edilen ivme verilerinin P ve S fazlarının varışları okunmuştur. Bu veri ile birlikte TÜBİTAK ve Kandilli Rasathanesine ait bölgede bulunan diğer deprem istasyonlarından elde edilen varış zamanları bir araya getirilerek, depremlerin yerleri HYPO71PC (IASPEI, 1989) programı kullanılarak belirlenmiştir. Depremlerin büyüklükleri deprem kayıt süreleri kullanılarak elde edilmiştir. Çalışmada kullanılmak üzere RMS (ortalama karekök hata) değerleri küçük olan 40 deprem seçilmiştir ($RMS < 1$). Seçilen depremlerin lokasyon (yer bulma) işleminin yapılmasıyla elde edilen harita Şekil 2'de verilmiştir; ancak bu harita depremsellik haritası olarak algılanmamalıdır.

İVME KAYITLARININ ANALİZİ

Spektral Parametrelerin Bulunması

Spektrumların hesaplanması PITSA (IASPEI, 1991) isimli paket program kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Spektrum hesabı öncesi veriler üzerinde bazı işlemler yapılmıştır. 3 bileşen olarak kaydedilen ivme kayıtlarının (Şekil 3) offset düzeltmeleri yapıldıktan sonra, bu sismogramların trapezoidal (yamuk) kuralına göre integralinin hesaplanmasıyla hız sismogramı ve yerdeğiştirme sismogramı bulunmuştur (Şekil 4). Bu sismogramlar üzerinde S dalgasına ait 3 yada 4 sn'lik veri kullanılarak, SH ivme ve yerdeğiştirme bileşenleri elde edilmiştir. SH verileri daha sonra %10 işleçli kosinüs penceresi ile çarpılmış ve Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) kullanılarak spektrumları hesap-



Şekil 2. Bu çalışmada ivme kayıtları kullanılan depremlerin dağılımı.

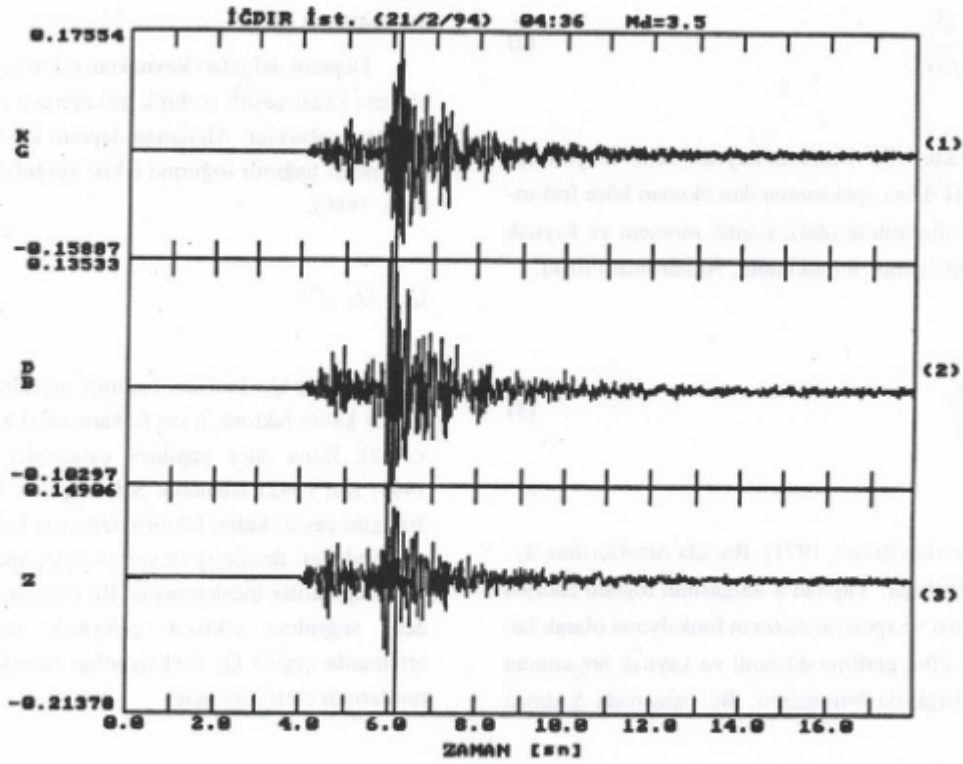
Fig. 2. Epicenters of the earthquakes of which the seismograms are studied.

lanmıştır. Köşe frekansı f_0 ve F_{max} parametreleri ivme ve yerdeğiştirme, spektral düzey (Ω_0) ise sadece yerdeğiştirme spektrumlarından gözle okunmuştur. Her iki spektrumdan elde edilen köşe frekansı f_0 ve F_{max} parametreleri karşılaştırılarak benzer ve farklı yanları ortaya konulmuştur. Brune (1970, 1971)'ün Dairesel Kaynak Modeli esas alınarak ivme ve yerdeğiştirme verilerinin spektrumlarından, kaynak parametreleri belirlenmeye çalışılmış ve her iki spektrumdan elde edilen kaynak parametrelerinin uyumu incelenmiştir.

Sismik moment M_0 , yerdeğiştirme spektrumundan okunan spektral düzey (Ω_0) değeri kullanılarak hesaplanmıştır. Aralarındaki ilişki,

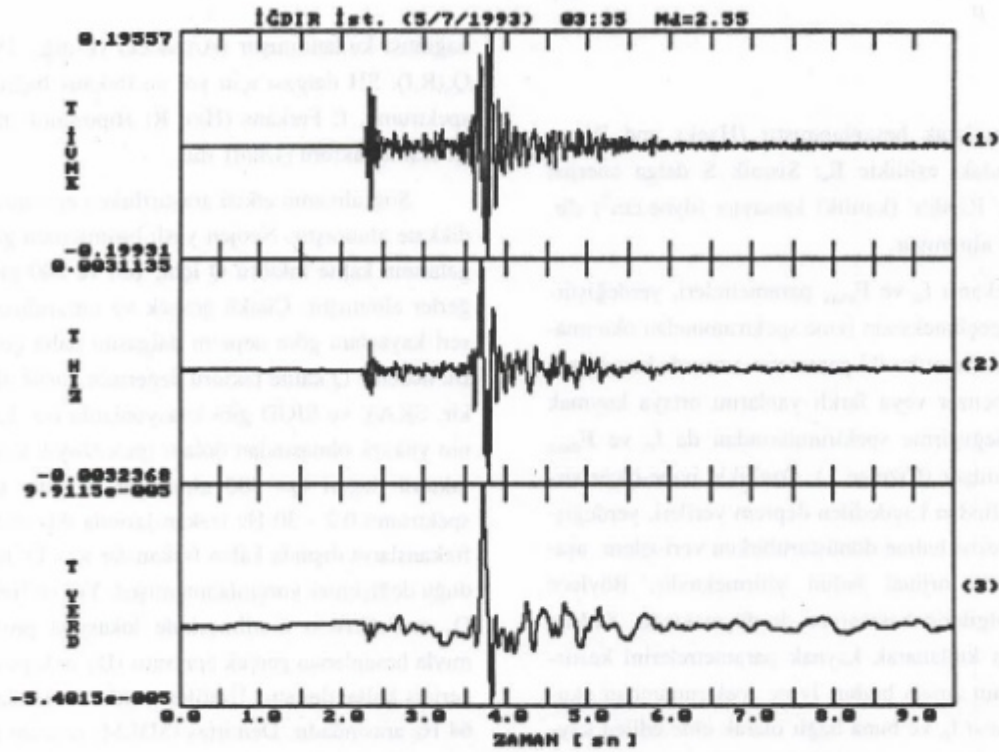
$$M_0(S) = \frac{\Omega_0 \cdot 4\pi \cdot \rho \cdot R \cdot \beta^3}{k_s \cdot R\beta(\theta, \phi)} \quad (1)$$

bağıntısı ile verilir (Keilis-Borok, 1960). Yukarıdaki bağıntıda verilen $M_0(S)$: SH dalgasından elde edilen sismik moment (dyne.cm), $\Omega_0(S)$: SH dalga spektrumundan okunan spektral düzey (cm.sn), ρ : Yoğunluk (gr/cm^3), R : Hiposantır (kaynak-alıcı) uzaklığı (km), β : S dalga hızı (km/sn), k_s : S dalgası için serbest yüzey düzeltmesi ve $R\beta(\theta, \phi)$: Yayınlam örüntüsü (radiation pattern) katsayısıdır. Burada $\rho=2.7 \text{ gr/cm}^3$, $\beta=3.3 \text{ km/sn}$, $k_s=2$ ve $R\beta(\theta, \phi)=0.6$ alınmıştır. Dairesel kaynak alanının yarıçapı (r), köşe frekansı f_0 'dan hesaplanır ve aşağıdaki bağıntı ile verilir (Brune, 1971) :



Şekil 3. İncelenen depremlerin üç bileşenli ivme kayıtlarından bir örnek.

Fig. 3. An example of three component acceleration seismogram for one of the studied earthquakes.



Şekil 4. Bir depremin döndürülerek elde edilmiş SH sismogramının ivme, hız ve yerdeğiştirme kaydı.

Fig. 4. Acceleration, velocity and displacement seismogram of an rotated earthquake record (SH).

$$r(S) = \frac{2.34 \cdot \beta}{2\pi \cdot f_0(S)} \quad (2)$$

Bu eşitlikte $r(S)$: Dairesel kaynak alanının yarıçapı (km), $f_0(S)$: SH dalga spektrumundan okunan köşe frekansıdır. Gerilme düşümünü ($\Delta\sigma$), sismik moment ve kaynak yarıçapı ile ifade etmek mümkündür. Aralarındaki ilişki,

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{r^3} \quad (3)$$

bağıntısı ile verilir (Brune, 1971). Burada $\Delta\sigma$ =Gerilme düşümü (dyne=bar) dır. Yayılan S dalgasının toplam enerjisi E_s , köşe frekansı ve spektral düzeyin fonksiyonu olarak hesaplanabildiği gibi, gerilme düşümü ve kaynak boyutunun fonksiyonu olarak da bulunabilir. Bu çalışmada S dalga enerjisi,

$$E_s = \frac{0.454 \cdot (\Delta\sigma)^2 \cdot r^3}{\mu} \quad (4)$$

bağıntısı kullanılarak hesaplanmıştır (Hanks and Wyss, 1972). Yukarıdaki eşitlikte E_s : Sismik S dalga enerjisi (dyne.cm), μ : Rijidite (katılık) katsayısı (dyne.cm²) dir. Burada $\mu=3 \cdot 10^{11}$ alınmıştır.

Köşe frekansı f_0 ve F_{max} parametreleri, yerdeğiştirme verilerine geçilmeksizin ivme spektrumundan okunmaya çalışılmıştır. Fakat bu iki parametre arasında karşılaştırma yapmak, benzer veya farklı yanlarını ortaya koymak amacıyla yerdeğiştirme spektrumlarından da f_0 ve F_{max} okuması yapılmıştır (Çizelge 1). Özellikle ivme-ölçer sismograflar tarafından kaydedilen deprem verileri, yerdeğiştirme zaman verisi haline dönüştürülürken veri-işlem aşamaları sırasında orjinal halini yitirmektedir. Böylece kaynağa ait bilgilerin hassasiyeti de düşmektedir. Sadece ivme verilerini kullanarak kaynak parametrelerini kestirmeye çalışmanın amacı budur. İvme spektrumundan okunan köşe frekansı f_0 ve buna bağlı olarak elde edilen kaynak parametrelerinin, yerdeğiştirme spektrumlarından bulunanlarla büyük bir uyum içerisinde olduğu görülmüştür (Çizelge 2).

Soğrulmanın Etkisi

Deprem dalgaları kaynaktan çıktıktan sonra istasyona ulaşana kadar çeşitli jeolojik birimlerden geçer ve bazı frekansları soğurulur. Algılanan deprem kaydı üzerindeki yol ve frekans bağımlı soğurma etkisi aşağıdaki eşitlikle verilir (Aki, 1980).

$$Q_s = Q_0 \cdot f^n \quad (5)$$

Burada Q_s : Frekans bağımlı soğrulma, Q_0 : 1 Hz için sismik kalite faktörü, n ise frekans üstel katsayısıdır ($0 < n < 1.2$). Daha önce yapılmış çalışmalar (Chin and Aki, 1991; Iio, 1992) izlenerek SH dalgaları için $Q=100, 200, 300$ gibi çeşitli kalite faktörü değerleri kullanılarak soğrulma modelleri üretilmiş ve veriye uygulanarak spektrumlardaki değişimler incelenmiştir. Bu çalışmada veriler üzerindeki soğrulma etkisini gidermek amacıyla, frekans ortamında çeşitli Q_s fonksiyonları üretilmiştir. Q_s spektrumlarının üretilmesi için,

$$Q_s(R,f) = c \cdot \frac{f \cdot R}{Q \cdot \beta} \quad (6)$$

bağıntısı kullanılmıştır (Archuleta ve diğ., 1982). Burada $Q_s(R,f)$: SH dalgası için yol ve frekans bağımlı soğrulma spektrumu, f : Frekans (Hz), R : Hiposantır uzaklığı (km), Q : Kalite faktörü (1/km) dır.

Soğrulmanın etkisi araştırılırken episantr uzaklığı da dikkate alınmıştır. Neojen yaşlı birimlerden geçen SH dalgalarının kalite faktörü Q için, 100 ve 200 gibi küçük değerler alınmıştır. Çünkü gevşek ve tutturulmamış birimler sert kayalara göre deprem dalgasını daha çok soğururlar. Bu nedenle Q kalite faktörü değerinin düşük alınması gerekir. SKAY ve SIGD gibi istasyonlarda ise, kayaç kalitesinin yüksek olmasından dolayı (paleozoyik kireçtaşı) kalite faktörü değeri $Q=300$ alınmıştır. Kayıtcı cihazın tepki spektrumu 0.2 - 30 Hz frekanslarında düz olduğundan, bu frekansların dışında kalan frekanslar için Q' nun neden olduğu değişimler yorumlanmamıştır. Yol ve frekans bağımlı Q_s modellerinin üretilmesinde lokasyon programı yardımıyla hesaplanan gerçek episantr (D) ve hiposantır (R) değerleri kullanılmıştır. Üretilen verilerin frekans aralığı 1 - 64 Hz arasındadır. Demirtaş (SDEM) deprem istasyonunda kaydedilen ve hiposantır uzaklığı $R=6$ km olan bir deprem verisinin ivme spektrumu, Şekil 5' de verilmiştir. Spektrumdan okunan köşe frekansı f_0 ve F_{max} parametreleri şekil

Ef_0 , Ef_{max} olarak gösterilmiştir. IST, depremi kaydeden istasyon sayısıdır).

Table 1. The list of the average spectral parameters for the small earthquakes occurred in around Bursa region (Error factors have been calculated by Archuleta et al. (1982) and shown as EQ_0 , Ef_0 , Ef_{max} . IST is the station number which recording the earthquake).

No	YERDEĞİŞTİRME SPEKTRUMU					İVME SPEKTRUMU					IST	
	Spektral Düzey (cm/sn)		Köşe frekansı (Hz)			F _{max} (Hz)	E _{fmax}	Köşe frekansı (Hz)		F _{max} (Hz)		E _{fmax}
			f ₀	E _{f0}	f ₀			E _{f0}				
1	5.41 E-04	2.29	4.27	1.18	26.0	1.1	3.29	1.09	22.8	1.2	2	
2	2.71 E-04	3.17	6.04	1.28	15.0	1.0	5.01	1.93	14.4	1.4	3	
3	6.17 E-04	5.10	4.82	1.19	15.1	1.1	4.86	1.30	16.9	1.2	4	
4	2.73 E-05		7.60		30.0		5.00		20.0		1	
5	6.69 E-05		7.00		30.0		4.00		13.0		1	
6	4.55 E-05	2.30	6.71	1.52	27.4	1.1	5.66	1.63	22.4	1.2	2	
7	1.43 E-04		3.40		24.0		5.00		20.0		1	
8	1.37 E-04	3.04	6.53	1.38	26.2	1.3	4.45	1.20	22.2	1.1	3	
9	9.92 E-05		1.70		22.0		4.40		26.0		1	
10	1.00 E-04	3.28	6.14	1.13	28.3	1.1	3.74	1.30	20.2	1.7	3	
11	6.46 E-04	1.83	4.48	1.43	23.2	1.1	4.63	1.46	22.5	1.1	3	
12	1.27 E-04	3.25	4.93	1.23	24.7	1.2	4.07	1.31	23.5	1.2	3	
13	9.97 E-05	4.50	4.93	1.23	24.7	1.0	4.66	1.06	19.5	1.2	3	
14	1.93 E-04		5.00		25.0		5.00		25.0		1	
15	4.53 E-05	2.67	4.90	1.33	21.9	1.6	4.00	1.00	20.4	1.4	2	
16	4.47 E-05	1.88	3.74	1.10	27.0	1.1	5.48	1.14	26.9	1.1	2	
17	9.20 E-05		8.00		26.0		10.0		32.0		1	
18	6.67 E-04	2.13	5.28	1.38	21.6	1.4	4.02	1.40	20.4	1.3	5	
19	5.74 E-04		6.00		19.0		3.00		15.0		1	
20	2.47 E-05		5.00		27.0		7.00		17.0		1	
21	1.61 E-04	2.97	4.93	1.23	21.8	1.2	4.16	1.42	20.0	1.0	3	
22	3.99 E-05		4.00		28.0		10.0		28.0		1	
23	1.36 E-04	3.58	5.85	1.61	25.4	1.2	3.91	1.29	15.9	1.4	3	
24	3.21 E-04	4.94	5.48	1.14	24.8	1.2	4.24	1.09	21.5	1.0	2	
25	6.95 E-05		3.00		28.0		7.00		30.0		1	
26	4.25 E-05		4.00		23.0		8.00		23.0		1	
27	1.65 E-04	2.25	2.74	1.14	24.5	1.3	4.90	1.33	23.2	1.4	2	
28	6.86 E-05	1.52	3.46	1.23	24.1	1.3	5.29	1.49	25.7	1.2	2	
29	2.14 E-04	3.93	5.29	1.49	21.9	1.1	5.74	1.06	20.0	1.1	2	
30	6.84 E-05		2.00		30.0		13.0		30.0		1	
31	1.87 E-07		10.0		21.0		9.00		20.0		1	
32	1.98 E-04		4.00		21.5		4.00		20.0		1	
33	1.99 E-04	2.10	3.46	1.23	22.8	1.2	3.87	1.44	18.3	1.5	2	
34	7.50 E-05	3.76	7.35	1.33	23.7	1.3	7.42	1.75	21.9	1.1	2	
35	1.22 E-04	2.66	6.37	1.36	23.2	1.2	6.28	1.67	19.7	1.5	4	
36	1.31 E-05		7.00		30.0		8.50		28.0		1	
37	9.41 E-05	3.44	4.90	1.33	24.2	1.2	4.24	1.09	23.7	1.3	2	
38	4.39 E-05	2.63	4.00	1.00	15.5	1.5	5.92	1.27	14.7	2.0	2	
39	6.34 E-05	2.76	5.48	1.56	18.2	2.0	6.78	2.11	17.3	2.2	2	
40	5.90 E-03	2.50	2.39	1.23	16.2	1.7	2.24	1.22	16.0	1.7	4	

Çizelge 2. Bursa ve çevresinde olmuş küçük depremlerin ortalama kaynak parametrelerinin dökümü (EMo: Sismik moment için hata faktörü)
Table. 2. The list of the average source parameters for the small earthquakes occurred in around Bursa region (EMo: Error factor for the seismic moment).

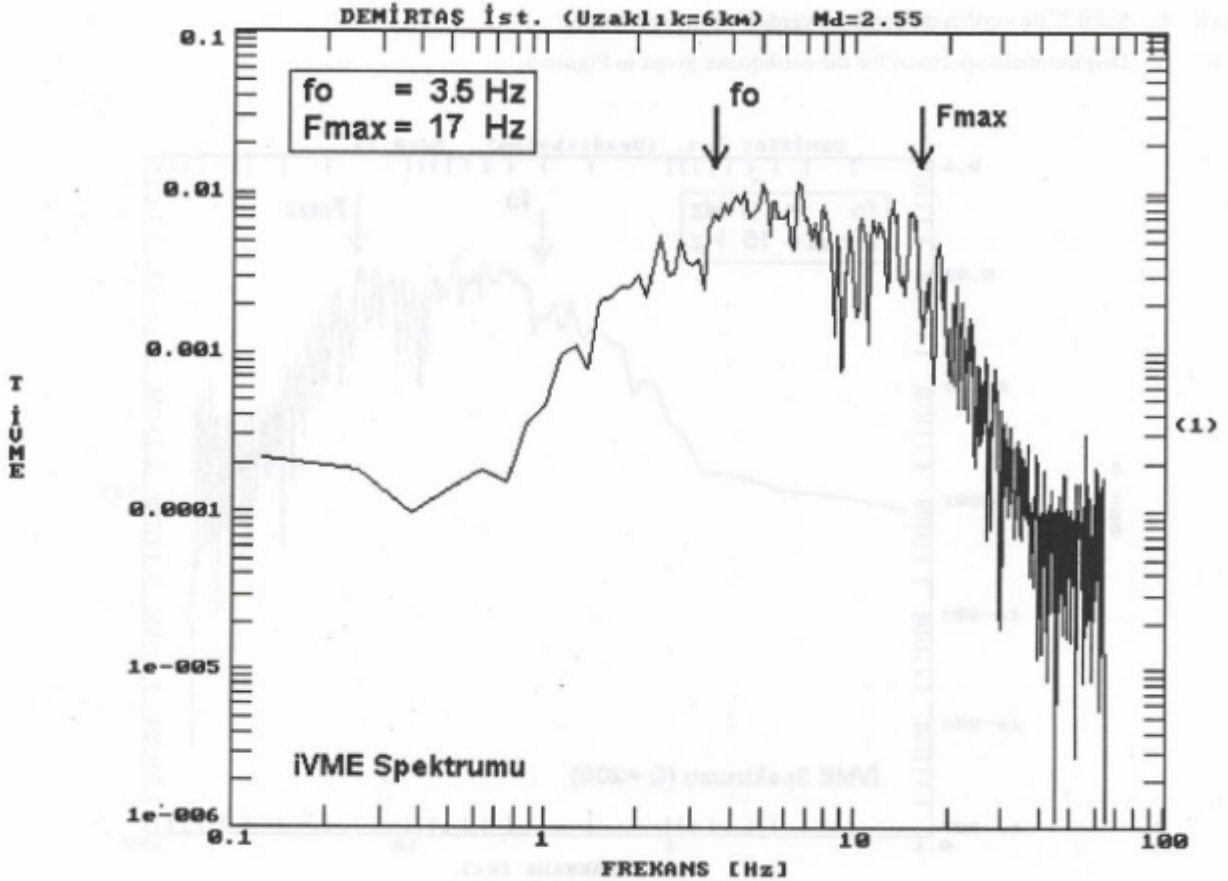
No	YERDEĞİŞTİRME SPEKTRUMU				İVME SPEKTRUMU				IST
	M_0 (dyne cm)	EM ₀	r (km)	$\Delta\sigma$ (bar)	Enerji (E _s) (erg)	r (km)	$\Delta\sigma$ (bar)	Enerji (E _s) (erg)	
1	5.50 E+20	1.21	0.29	9.89	3.36 E+15	0.37	4.61	1.68 E+15	2
2	2.75 E+20	1.37	0.21	13.44	2.45 E+15	0.28	5.60	1.02 E+15	3
3	6.27 E+20	1.57	0.26	16.02	6.65 E+15	0.26	15.79	6.56 E+15	4
4	2.77 E+19		0.16	2.87	5.26 E+13	0.25	0.82	1.50 E+13	1
5	6.80 E+19		0.18	5.50	2.47 E+14	0.31	1.03	4.61 E+13	1
6	4.63 E+19	1.39	0.19	2.90	8.88 E+13	0.23	1.65	5.07 E+13	2
7	1.45 E+20		0.36	1.35	1.30 E+14	0.25	4.28	4.12 E+14	1
8	1.40 E+20	2.01	0.19	8.33	7.71 E+14	0.28	2.80	2.59 E+14	3
9	1.01 E+20		0.72	0.12	7.79 E+12	0.28	2.02	1.35 E+14	1
10	1.01 E+20	2.36	0.20	5.47	3.69 E+14	0.34	1.18	7.97 E+13	3
11	6.57 E+19	1.40	0.29	1.22	5.30 E+13	0.28	1.32	5.73 E+13	3
12	1.29 E+20	2.42	0.25	3.49	2.98 E+14	0.31	1.90	1.62 E+14	3
13	1.01 E+20	3.07	0.25	2.75	1.84 E+14	0.26	2.41	1.61 E+14	3
14	1.96 E+20		0.25	5.76	7.46 E+14	0.25	5.76	7.46 E+14	1
15	4.60 E+19	1.79	0.26	1.20	3.66 E+13	0.31	0.69	2.12 E+13	2
16	4.54 E+19	1.78	0.33	0.56	1.68 E+13	0.23	1.74	5.23 E+13	2
17	9.35 E+19		0.15	11.28	6.98 E+14	0.12	22.03	1.36 E+15	1
18	6.78 E+20	1.85	0.24	20.69	9.28 E+15	0.32	9.04	4.05 E+15	5
19	5.83 E+20		0.20	29.69	1.15 E+16	0.41	3.71	1.43 E+15	1
20	2.51 E+19		0.25	0.74	1.23 E+13	0.18	2.03	3.38 E+13	1
21	1.64 E+20	1.85	0.25	4.45	4.83 E+14	0.31	2.47	2.68 E+14	3
22	4.05 E+19		0.31	0.61	1.64 E+13	0.12	9.56	2.56 E+14	1
23	1.38 E+20	2.28	0.23	5.29	4.84 E+14	0.32	1.83	1.68 E+14	3
24	3.27 E+20	2.35	0.23	12.49	2.70 E+15	0.29	5.85	1.26 E+15	2
25	7.06 E+19		0.41	0.45	2.10 E+13	0.18	5.71	2.67 E+14	1
26	4.32 E+19		0.31	0.65	1.86 E+13	0.15	5.21	1.49 E+14	1
27	1.68 E+20	1.98	0.45	0.80	8.93 E+13	0.26	4.38	4.87 E+14	2
28	6.97 E+19	1.51	0.36	0.66	3.05 E+13	0.24	2.17	1.00 E+14	2
29	2.17 E+20	2.28	0.24	6.76	9.73 E+14	0.21	9.68	1.39 E+15	2
30	6.95 E+19		0.61	0.13	6.03 E+12	0.09	35.99	1.66 E+15	1
31	1.90 E+17		0.12	0.04	5.63 E+09	0.14	0.03	4.11 E+09	1
32	2.02 E+20		0.31	3.04	4.06 E+14	0.31	3.04	4.06 E+14	1
33	2.02 E+20	1.91	0.36	1.92	2.56 E+14	0.33	2.51	3.36 E+14	2
34	7.63 E+19	3.34	0.17	6.71	3.39 E+14	0.18	5.84	2.95 E+14	2
35	1.24 E+20	2.49	0.20	6.84	5.61 E+14	0.21	5.59	4.58 E+14	4
36	1.33 E+19		0.18	1.08	9.48 E+12	0.14	1.93	1.70 E+13	1
37	9.56 E+19	2.89	0.26	2.49	1.58 E+14	0.29	1.71	1.08 E+14	2
38	4.46 E+19	1.51	0.31	0.67	1.99 E+13	0.21	2.09	6.16 E+13	2
39	6.44 E+19	3.28	0.24	2.16	9.20 E+13	0.21	3.18	1.35 E+14	2
40	6.00 E+21	2.63	0.52	18.34	7.28 E+16	0.56	15.26	6.06 E+16	4

üzerinde gösterilmiştir. Aynı verinin yerdeğiştirme spektrumu ve bu spektrumdan okunan spektral parametreleri ise Şekil 6' da verilmiştir. İki veri karşılaştırıldığında, her iki spektrumdan okunan köşe frekansı f_0 ve F_{max} in birbirine çok yakın olduğu görülmektedir. Ayrıca, aynı depremi kaydeden tüm istasyonlardan okunan ortalama spektral parametrelerin de uyumlu oldukları gözlenmiştir (Çizelge 1, No:18). Bu veri üzerinden soğurulmanın etkisini gidermek için, kalite faktörü $Q=200$, episantır uzaklığı 5 km alınmış ve ivme ile yerdeğiştirme spektrumları hesaplanmıştır (Şekil 7 ve Şekil 8). Şekillerde görüldüğü gibi, her iki spektrumda gözlenen f_0 ve F_{max} uyum içerisindedir.

Kaplıkaya (SKAY) deprem istasyonunda kaydedilen ve hiposantır uzaklığı $R=29$ km olan bir başka deprem verisinin ivme spektrumu Şekil 9' da, yerdeğiştirme spektrumu ise Şekil 10' da verilmiştir. Her iki spektrumdan elde edilen ortalama spektral parametreler uyumludur (Çizelge 1, No:3). Bu veri üzerinden yerin soğurma etkisini gidermek için, kalite faktörü $Q=300$, episantır uzaklığı ise 30 km olarak alınmıştır. Q düzeltmesi yapılmış ivme ve yerdeğiştir-

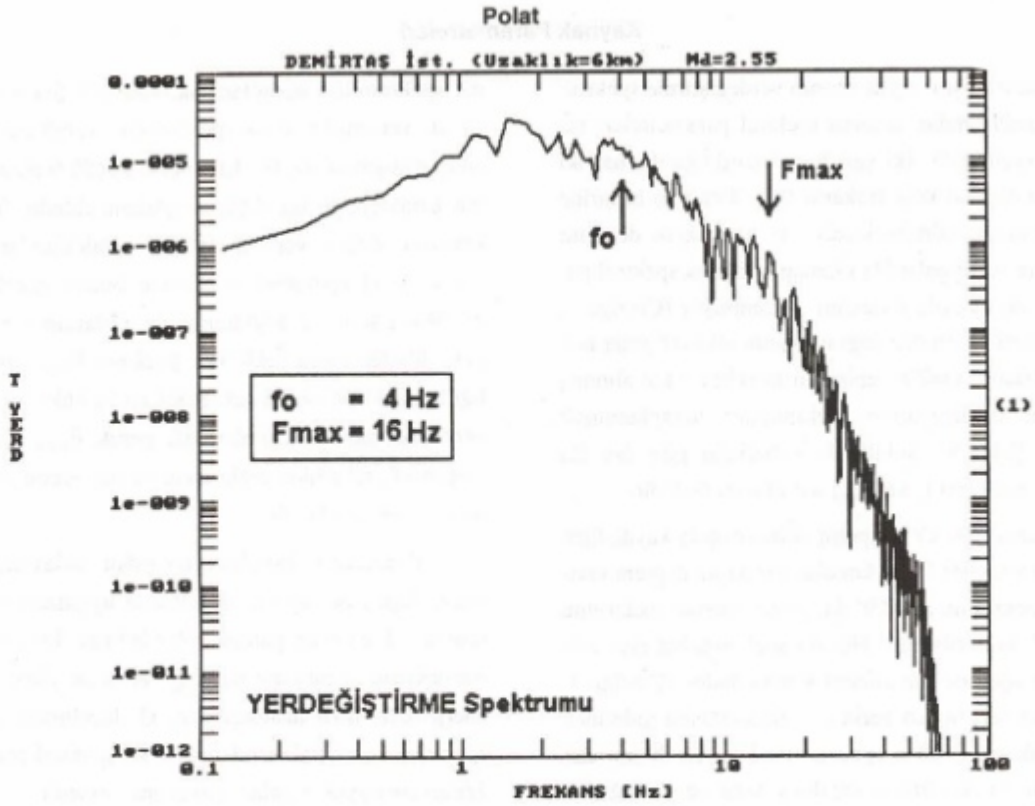
me spektrumları hesaplanarak, sırasıyla Şekil 11 ve Şekil 12 'de verilmiştir. İvme spektrumları kendi aralarında karşılaştırıldığında 30 Hz' den önceki küçük frekanslarda verinin karakterinde bir değişim gözlenmektedir. Yüksek frekanslara doğru verinin enerjisi azaldığından soğurma artmakta, Q operatörü ise bunun önüne geçebilmek için genlikleri anormal büyütmetedir. Ortamın soğurma etkisi giderildikten sonra Şekil 9' da gözlenen F_{max} 'ın seçilebilirliği Şekil 11 de azalmıştır. Şekil 10 ve Şekil 12' de verilen yerdeğiştirme spektrumlarında, gerek F_{max} gerekse köşe frekansı f_0 rahatlıkla seçilmekte ve parametreler arasındaki uyum gözlenmektedir.

Yukarıdaki karşılaştırmalardan anlaşılmaktadır ki, yakın depremler için Q düzeltmesi uygulandığında spektrumdan elde edilen parametreler belirgin bir oranda değişmemektedir. Episantır uzaklığı arttıkça yüksek frekanslı enerji daha hızlı azaldığından, Q düzeltmesi uygulanmış spektrumların karakteri değişmekte, spektral parametre değerleri ise büyük oranlarda değişmemektedir.



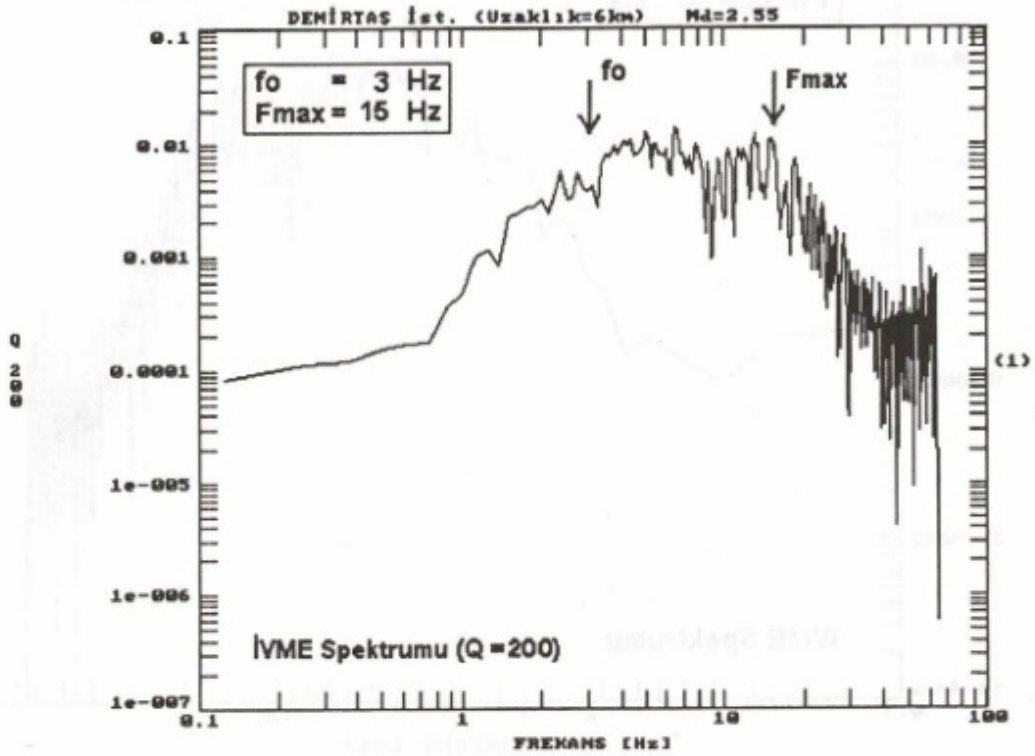
Şekil 5. SDEM istasyonunda kaydedilmiş bir depremin SH ivme spektrumu.

Fig. 5. SH acceleration spectrum of an earthquake recorded at the SDEM station.



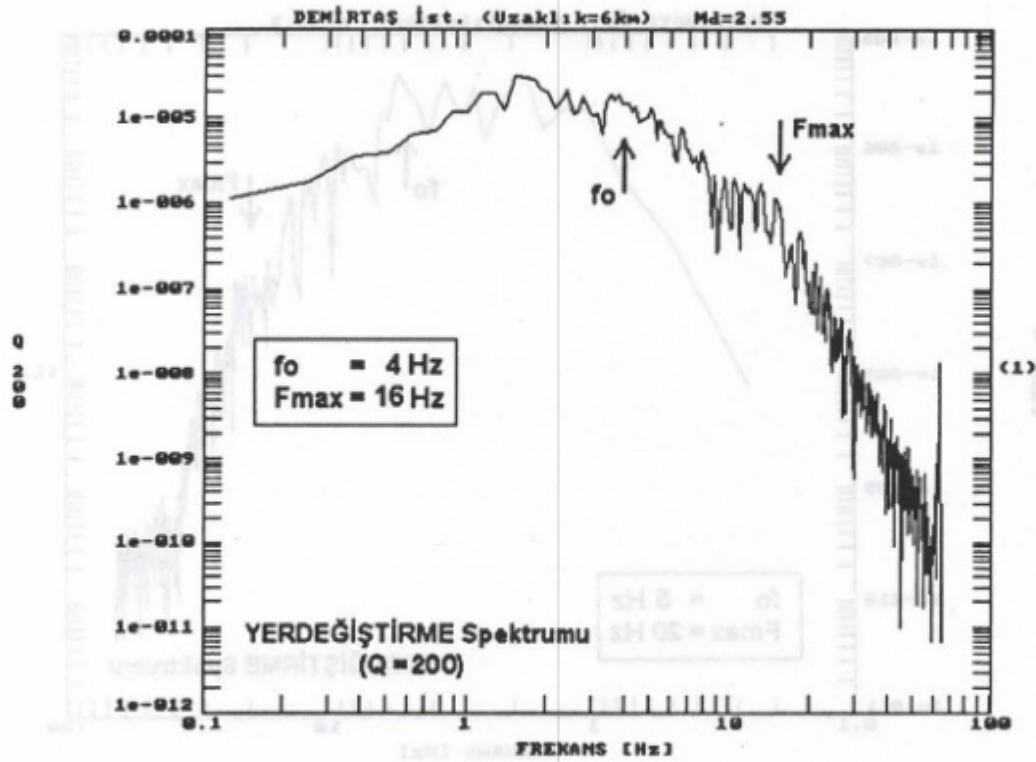
Şekil 6. Şekil 5' de verilen depreme ait yerdeğiştirme spektrumu.

Fig. 6. Displacement spectrum for the earthquake given in Figure 5.



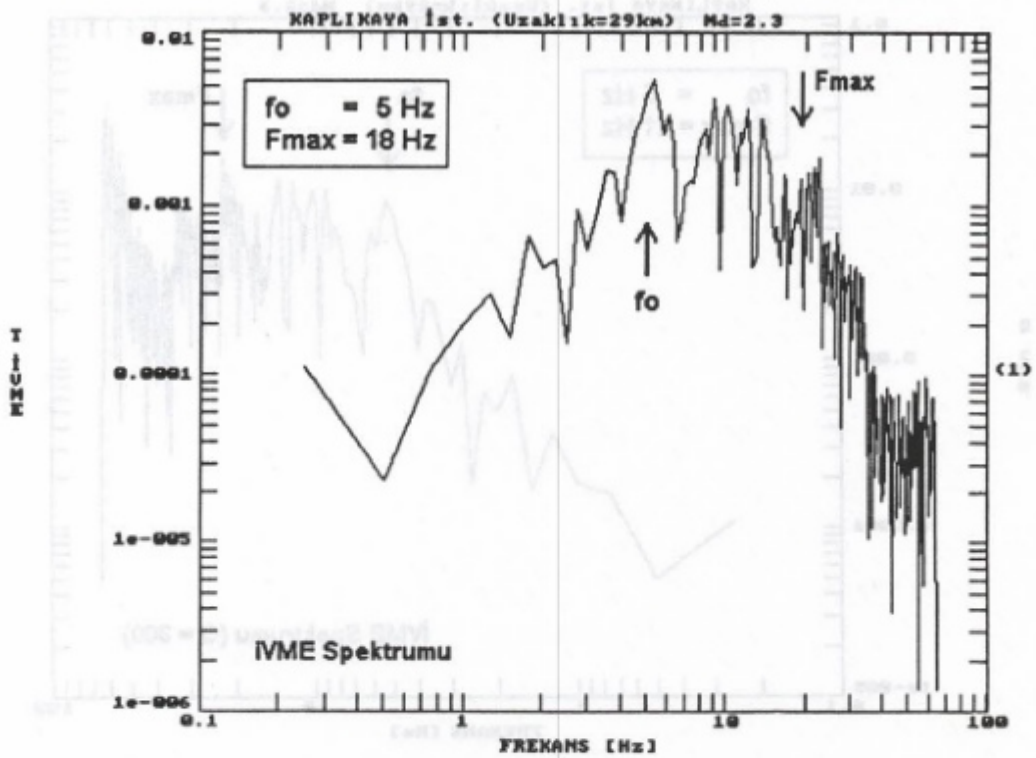
Şekil 7. Şekil 5' de verilen ivme spektrumunun Q=200 için düzeltilmiş spektrumu.

Fig. 7. Corrected acceleration spectrum for Q=200 for the spectrum given in Figure 5.



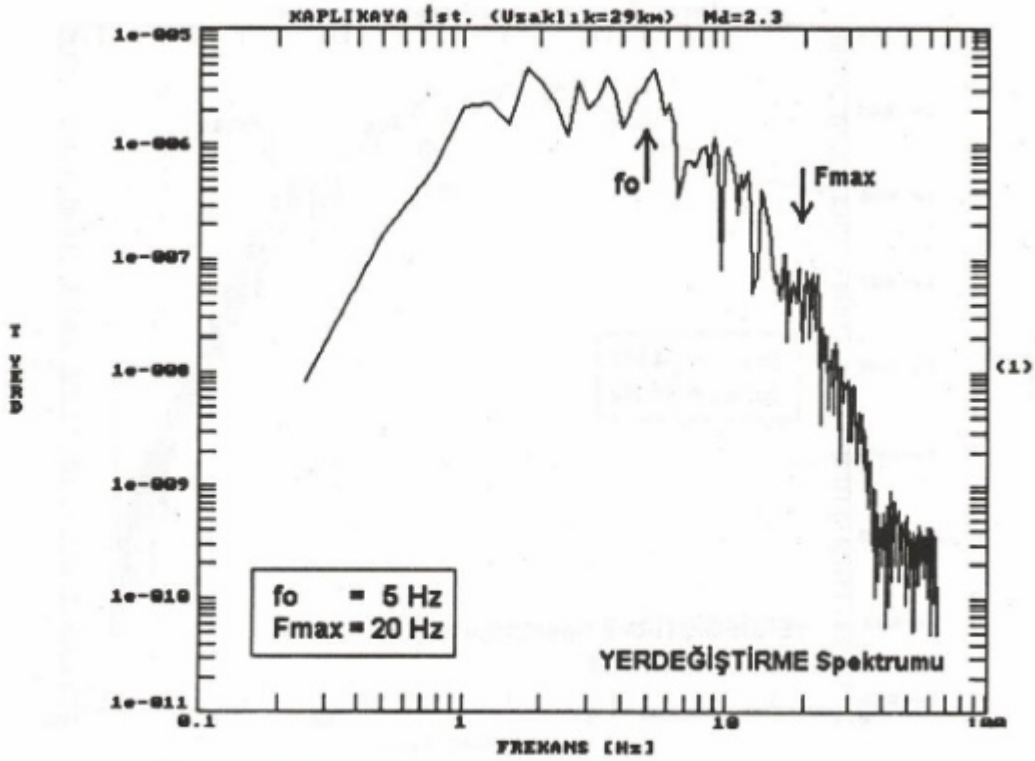
Şekil 8. Şekil 6' da verilen yerdeğiştirme spektrumunun $Q=200$ için düzeltilmiş spektrumu.

Fig. 8. Corrected displacement spectrum for $Q=200$ for the spectrum given in Figure 6.



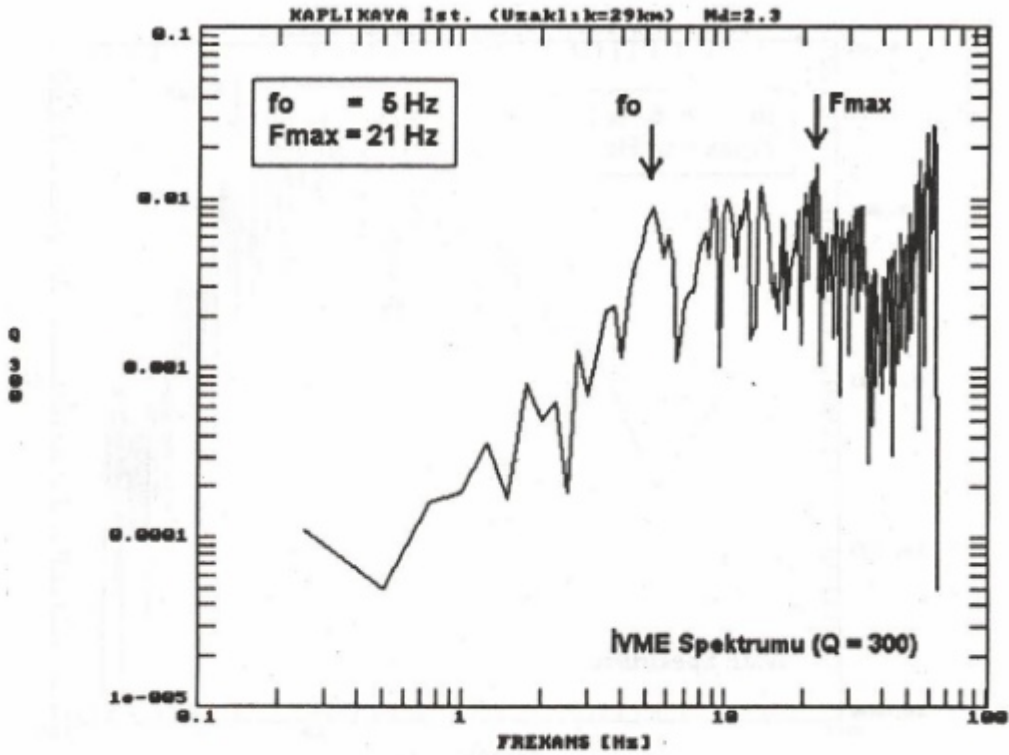
Şekil 9. SKAY istasyonunda kaydedilmiş bir depremin SH ivme spektrumu.

Fig. 9. SH acceleration spectrum of an earthquake recorded at the SKAY station.



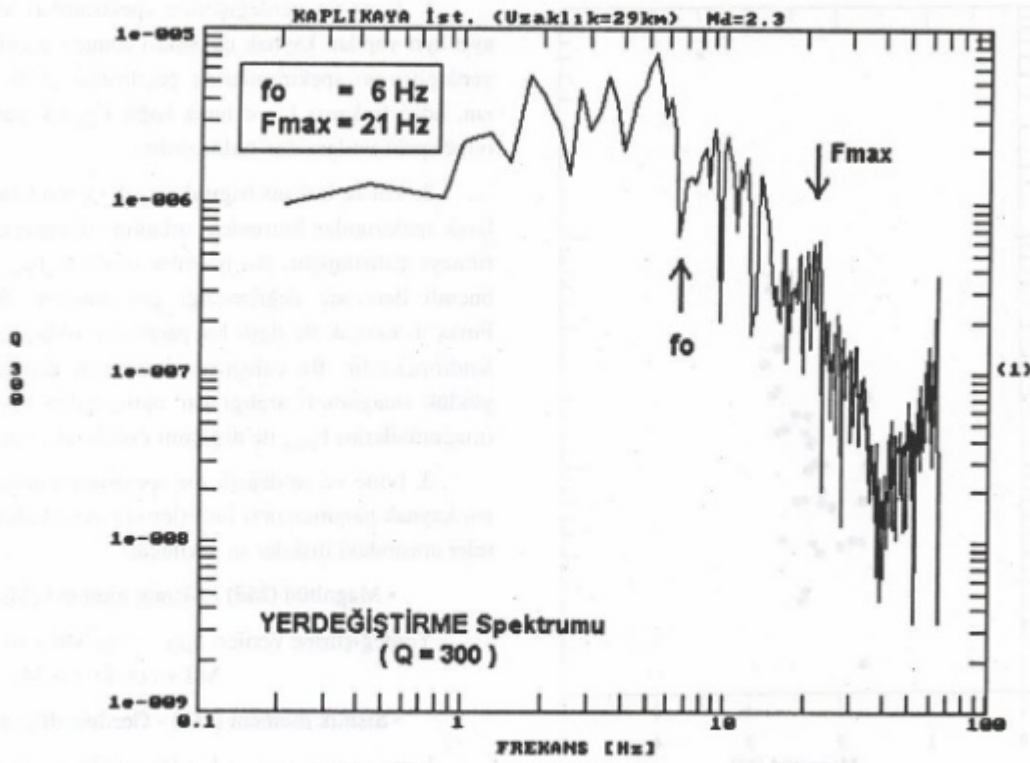
Şekil 10. Şekil 9' da verilen depreme ait yerdeğiştirme spektrumu.

Fig. 10. Displacement spectrum for the earthquake given in Figure 9



Şekil 11. Şekil 9' da verilen ivme spektrumunun Q=300 için düzeltilmiş spektrumu.

Fig. 11. Corrected acceleration spectrum for Q=300 for the spectrum given in Figure 9.



Şekil 12. Şekil 10' da verilen yerdeğiştirme spektrumunun $Q=300$ için düzeltilmiş spektrumu.

Fig. 12. Corrected displacement spectrum for $Q=300$ for the spectrum given in Figure 10.

F_{max}

Kaynak spektrumlarının incelenmesi sırasında ortaya çıkan ve kökeni tam olarak anlaşılamayan bir parametre, ilk defa Hanks (1982) tarafından incelenmiş ve F_{max} olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmadan sonra günümüze kadar çeşitli bilimsel çalışmalar yapılmış (Papageorgiou and Aki, 1983; Phillips and Aki, 1986; Chin and Aki, 1991), fakat F_{max} 'ın kaynak veya ortam kökenli olup olmadığı kesin olarak kanıtlanamamıştır.

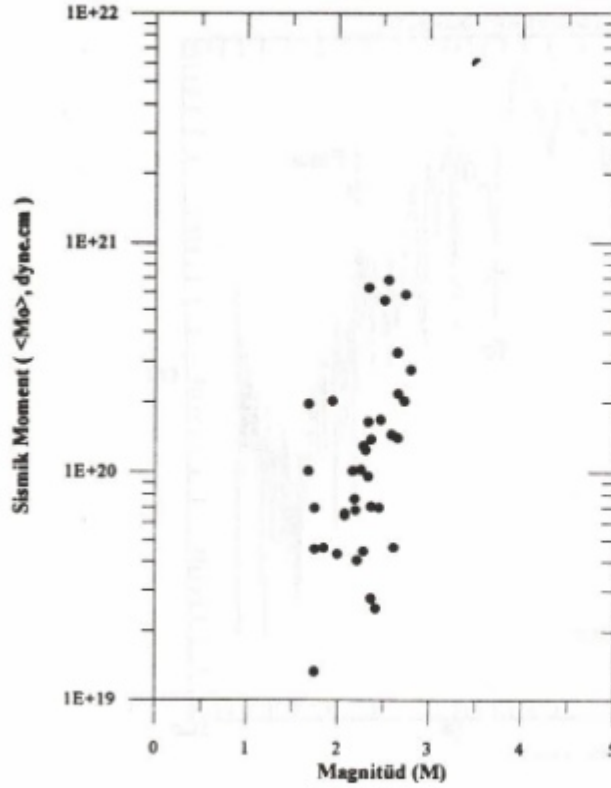
Bu çalışmada, ivme ve yerdeğiştirme spektrumlarında F_{max} incelenmiştir. Özellikle köşe frekansı (f_0)'ndan sonra, ikinci bir köşeden sonra genlik değerlerinin ani olarak azaldığı gözlenmiştir. Bu durum, Şekil 5 ve Şekil 6 ile Şekil 9 ve Şekil 10' da kaydedilen verilerin ivme ve yerdeğiştirme spektrumlarında rahatlıkla gözlenmektedir. Bu veriler üzerinden yol ve frekans bağımlı ortam etkisi giderilmiş ve sonuçta F_{max} gözlenmiştir (Şekil 7, 8 ve Şekil 11, 12). Çoğu deprem spektrumlarında buna benzer sonuçlar elde edilmiştir. Eğer F_{max} ortam etkisinden kaynaklanan bir parametre ise, bu etkinin ortadan kaldırılması durumunda gözlenmemesi gerekir. 30 Hz'e kadar kayıtcının tepki yanıtı düz olduğundan, bu frekanslardan önceki azalış kayıtcıdan kaynaklanıyor olamaz. Dolayısıyla bu çalışmadaki

gözlemler, F_{max} 'ın kaynak ile ilgili bir parametre olduğu tezini kuvvetlendirmektedir. İncelenen depremlerin büyüklük aralığı çok küçük olduğundan, bu parametrenin depremin büyüklüğü ile değişimi için bir sonuç elde edilememiştir.

Deprem Kaynak Parametreleri

Bu çalışmada, ivme ve yerdeğiştirme spektrumlarından elde edilen spektral parametreler kullanılarak ayrı ayrı kaynak parametreleri hesaplanmış, sonuçlar arasındaki uyuma bakılmış ve kaynak parametrelerinin birbirleriyle olan ilişkileri araştırılmıştır ve sonuçlar bir çizelge halinde verilmiştir (Çizelge 2). 40 depremin verilerinden bulunan magnitüd (M_d) ve sismik moment (M_0) arasındaki ilişki, Şekil 13' de verilmiştir. Magnitüd değerleri genelde, 1.5 ile 3.0 arasında kümelenmiştir. Sismik moment değerleri, 10^{19} ile 10^{21} dyne.cm arasında değişirken, 21 Şubat 1994 tarihli Bursa depreminin ($M_d = 3.5$) sismik momenti 10^{22} dyne.cm'ye yakın elde edilmiştir (Çizelge 2, No:40).

İvme ve yerdeğiştirme spektrumlarından ayrı ayrı elde edilen kaynak boyutu (r) değerleri uyumludur. İvme verilerinden elde edilen magnitüd-kaynak boyutu ilişkisi, yerdeğiştirme verilerine göre daha uyumludur. Gerilme



Şekil 13. Bu çalışmada incelenen Bursa ve yöresi depremleri için saptanan Büyüklük (Magnitüd) Sismik moment ilişkisi.

Fig. 13. Magnitude-Seismic moment relation determined for the earthquakes occurred in around Bursa region.

düşümü ($\Delta\sigma$) değerleri, 1 ile 10 bar arasında kümelenmiştir. Genelde yerdeğiştirme verilerinden elde edilen gerilme düşümü değerlerinin, ivme verilerine göre daha uyumlu oldukları gözlenmiştir.

SONUÇ

Bu çalışmada Bursa ve çevresine yerleştirilmiş olan ivme-ölçerlerin kaydettiği ivme verilerinden yararlanarak deprem kaynak parametreleri hesaplanmış ve bunlar arasındaki ilişkiler araştırılmıştır. Episantr tayinlerindeki kayıtlardan, RMS (ortalama karekök) hata oranı, düşük 40 depremin spektrumları incelenmiştir. Bu veriler üzerinde spektral parametreler f_0 ve F_{max} ile çeşitli Q değerleri için bu parametrelerdeki değişimler araştırılmıştır. İvme ve yerdeğiştirme verilerinden elde edilen diğer kaynak parametreleri arasındaki değişimlerin bağıntıları bulunmuştur. Varılan sonuçlar şunlardır :

1. İvme ve yerdeğiştirme spektrumları kullanılarak ayrı ayrı yapılan kaynak çalışması sonucu görülmüştür ki; yerdeğiştirme spektrumlarına geçilmeye gerek kalmaksızın, köşe frekansı f_0 ve buna bağlı kaynak parametreleri ivme spektrumlarından bulunabilir.

2. Yol ve frekans bağımlı çeşitli Q_s modelleri kullanılarak spektrumlar üzerindeki ortamın soğurma etkisi giderilmeye çalışılmıştır. Bu işlemler sonunda F_{max} değerinin önemli derecede değişmediği gözlenmiştir. Bu gözlem F_{max} 'ın kaynak ile ilgili bir parametre olduğu tezini güçlendirmektedir. Bu çalışmada incelenen depremlerin büyüklük (magnitüd) aralığı dar olduğundan büyüklüklerin (magnitüdlere) F_{max} ile değişimi ilişkilendirilememiştir.

3. İvme ve yerdeğiştirme spektrumlarından elde edilen kaynak parametreleri birbirleriyle uyumludur. Parametreler arasındaki ilişkiler şu şekildedir :

• Magnitüd (Md) - Sismik moment (Mo)

Yerdeğiştirme verileri için : $\log Mo = (0.71 \pm 0.04) Md + (18.42 \pm 0.24)$ ($r = 0.69$)

• Sismik moment (Mo) - Gerilme düşümü (Ds)

İvme verileri için : $\log Ds = 0.38 \log Mo - (7.14 \pm 0.01)$ ($r = 0.55$)

Yerdeğiştirme verileri için : $\log Ds = 0.80 \log Mo - (15.57 \pm 0.21)$ ($r = 0.65$)

• Magnitüd (Md) - Kaynak boyutu (r)

İvme verileri için : $\log r = (0.17 \pm 0.01) Md - (1.02 \pm 0.03)$ ($r = 0.55$)

Yerdeğiştirme verileri için : $\log r = 0.04 Md - (0.66 \pm 0.01)$ ($r = 0.11$)

• Magnitüd (Md) - Sismik enerji (Es)

İvme verileri için : $\log Es = (0.93 \pm 0.02) Md + (12.25 \pm 0.37)$ ($r = 0.59$)

Yerdeğiştirme verileri için : $\log Es = (1.36 \pm 0.04) Md + (11.12 \pm 0.14)$ ($r = 0.66$).

Burada r ilişki katsayısıdır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma 1992 yılı Ağustos'undan bu yana sürmekte olan İTÜ-ETH-TÜBİTAK-BÜ Kandilli Rasathanesi işbirliği ile yürütülen ve Kuzeybatı Anadolu Projesi'nin alt projelerinden Sismoloji çalışmaları kapsamında yapılmıştır. Projenin bir bölümü İTÜ Araştırma Fonu tarafından desteklenmiştir. Projenin çeşitli aşamalarında destek olan İTÜ Araştırma Fonu Müdürlüğüne, Bursa Bayındırlık Müdürlüğüne, DSI Bölge Müdürlüğü'ne ve Karayolları Bölge

Müdürlüğü'ne, TEK Bursa Bölge Müdürlüğü'ne, Bursa Valiliği ve İlçe Kaymakamlıklarına, İstanbul Yeşilköy Atatürk Havalimanı Giriş Gümrük Müdürlüğü'ne, Bursa Gümrük Müdürlüğü'ne ve Demirtaş Belediyesi Başkanlığı'na teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Aki, K. 1967, Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., Vol:72, 4 : 1217-1231.
- Aki, K. 1980, Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, Phys. Earth Planet. Inter., 21 : 50-60.
- Aktar, M., Üçer, B., Eyidoğan, H., Gürbüz, C., Sellami, S., Pavoni, N., Mayer-Rosa, D., St. Mueller, Barış, Ş., Ergin, M., Biçmen, F., Polat, O.D., Yörük, A. ve Kaypak, B. 1996, Investigation of the micro-earthquakes of Bursa and its vicinity, Earthquake Research in Türkiye State of the Art, Sep.30 - Oct.5, p:48, Ankara.
- 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 : 4595-4607.
- Biçmen, F., Alptekin, Ö. ve Aktar, M. 1993, Marmara bölgesi depremlerinin kaynak parametrelerinin belirlenmesi, Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı Bildiri Özetleri, TMMOB Jeofizik Müh. Odası, s:95, Ankara.
- Brunc, J.N. 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75 : 4997-5009.
- Brunc, J.N. 1971, Corrections, J. Geophys. Res., 76 : 5002.
- Chin, B-H. and Aki, K. 1991, Simultaneous study of the source, path and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma-Prieta earthquake: A preliminary result on pervasive nonlinear site effects, BSSA, Vol:81, 1859-1884.
- Eyidoğan, Akıncı, A. ve Polat, O.D. 1997, The characteristics of site, source and regional attenuation in the vicinity of Bursa city- Northwestern Turkey, VIII. International Conference on SDEE, 20-24 July 1997, p:32, İstanbul.
- Ezen, İ. 1973, Yüzey dalgalarının dispersiyonuna göre Batı Anadolu da kabuk yapısı, Deprem Araştırma Bülteni, Vol:62,77-95.
- Hanks, T. and Wyss, M. 1972, The use of body waves spectra in the determination of seismic source parameters, BSSA, 62 : 561-589.
- Hanks, T. 1982, Fmax, BSSA, Vol:71, 6 : 1867-1879.
- Haskell, N.A. 1964, Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, BSSA, 54 : 1811-1841.
- HYPO71PC. 1989, IASPEI Software Library Toolbox for Seismic Data Acquisition, Processing and Analysis, Vol:1, California, USA.
- Iio, Y. 1992, Seismic source spectrum of microearthquakes, BSSA, Vol:82, 6 : 2391-2409.
- Keilis-Borok, V.I. 1960, Investigation of the mechanism of earthquakes, Sov. Res. Geophys., 4-Am.Geophys. Union, Consultants Bureau, NY, 201 p.
- Ketin, İ. 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İTÜ Gümüşsuyu Matbaası, İstanbul, 591 s.
- Papageorgiou, A. ve Aki, K. 1983, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. Part I. Description of the model, BSSA, 73 : 693-722.
- Phillips, W.S. and Aki, K. 1986, Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California, BSSA, 76 : 627-648.
- PITSA. 1991, IASPEI Software Library Bibliographic References and BSSA Database, Vol:4, California, USA.
- Polat, O.D. 1995, Bursa ve çevresindeki küçük depremlerin ivme kayıtlarının incelenmesi. İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 125 s. (yayınlanmamış).
- Savage, J.C. 1972, Relation of corner frequency to fault dimensions, J. Geophys. Res., Vol:77, 23 : 4393-4405.
- Sellami, S., Pavoni, N., Mayer-Rosa, D., Mueller, S., Eyidoğan, H., Aktar, M., Gürbüz, C., Barış, Ş., Polat, O.D. and Yalçın, N. 1997, Seismicity and seismotectonics of the Bursa region, Kluwer Publ. Com. (yayında).termed for the earthquakes occurred in around Bursa region.

YAZI VERENLER

GÜNAY ÇİFÇİ

1960 yılında Tire'de doğdu. 1984 yılında Yıldız Üniversitesi Kocaeli Müh. Fak., Jeofizik Bölümü'nden mezun oldu. Yüksek Lisansını Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'nde 1987 yılında tamamladı. 1989-1991 yılları arasında Trieste Üniversitesi'nde konuk araştırmacı olarak bulundu. 1993 yılında DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nden Jeofizik Doktorasını aldı. Halen DEÜ Müh. Fak., Jeofizik Bölümü'nde öğretim elemanı olarak çalışmaktadır.



MUSTAFA ERGÜN

1948 yılında Manisa'da doğdu. 1971 yılında Bristol Üniversitesi'nden Lisans, 1973 yılında Leeds Üniversitesi'nden Yüksek Lisans ve 1977 yılında Leicester Üniversitesi'nden de Jeofizik Doktorasını aldı. 1977-1980 yılları arasında MTA'da çalıştı. 1980 yılında da Ege Üniversitesi Yer Bilimleri Fakültesi'ne öğretim görevlisi olarak atandı. 1987 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi'nde Doçent oldu. 1994 yılında DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Bölümünde Profesör oldu. Halen DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Bölümü'nde öğretim üyesi olarak çalışmaktadır. TMMOB Jeofizik Mühendisleri ve Jeoloji Mühendisleri Odaları, Uluslararası Akdeniz Bilimsel Araştırma Komitesi (ICSEM), Avrupa Yer Bilimleri Birliği (EUG), Avrupa Jeofizik Derneği (EGS), Türkiye Ulusal Jeodezi-Jeofizik Birliği (TUJJB), UNESCO Hükümetle-



MAHİR IŞIK

1970 yılında Adana'da doğdu. 1991 yılında Yıldız Üniversitesi Kocaeli Müh. Fak. Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. 1993 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans'ını tamamlayarak Doktora çalışmasına başladı. Aynı yıl, Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne Araştırma Görevlisi olarak girdi.

ORHAN DEDE POLAT

1969 yılında Karabük'te doğdu. 1991 yılında İTÜ Maden Fakültesi'nden jeofizik mühendisi olarak mezun oldu. 1995 yılında Master programını tamamlayan Polat 1996'da IPGS Bilimsel Araştırma Bursu'nu kazanarak 3 ay Strasbourg (Fransa)'da eğitim gördü. Halen Araştırma Görevlisi olarak çalışmakta olduğu İTÜ'de Doktora programını sürdürmektedir.



HAKKI ŞENEL

1956 yılında Bursa-Yenişehir'de doğdu. 1978 yılında İÜ Fen Fak. Jeofizik Bölümü'nden mezun oldu. 1979 yılında MTA Enstitüsü'nde göreve başladı. 1986 yılında İÜ Yer Bilimleri Fakültesi'nde Doktora tezini tamamladı. 1988 yılından itibaren Kocaeli Müh. Fakültesi'nde Yrd. Doç. kadrosunda görev yapmaktadır. 1996-1997 yılları arasında, University of Nebraska at Omaha (UNO) ve University of Nebraska-Lincoln (UNL)'d Visiting Professor olarak görev yaptı. Halen Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde çalışmalarını sürdürmektedir.



TEZ ÖZETLERİ

KIRIKKALE VE TUZ GÖLÜ ARASINDAKİ BÖLGENİN MANYETİK VE GRAVİTE ANOMALİLERİNİN İNCELENMESİ

Fikri ÖZTÜRK

Tuz Gölü Havza kompleksi, Orta Anadolu'da Ankara düğümünde yerleşmiş epi-sütural durgunluğun bir bölümünü oluşturur. Üst Kretase'den Üst Paleosen'e kadar, Tuz Gölü havzası bir yay önu havzası şeklinde Kırşehir Bloğu ve Sakarya Kitasının aktif kenarları boyunca gelişmiştir.

Bu bölgedeki havadan manyetik ve gravite anomaliler 2.5 km aralıklarla gridlenerek MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etütleri Dairesi'nden temin edilmiştir. Bölgede kayaçların mostra verdiği yerlerden gabroik ve andezitik kayaç numuneleri toplanmıştır. Bu kayaçların yoğunlukları Walker's Steelyard terazisi kullanılarak ölçülmüştür.

Bu tezde değişik potansiyel alan veri işletme yöntemleri kullanılmıştır. Güç spectrumu analizi ile anomalilere neden olan kütlelerin derinlikleri, yatay gradiyent yöntemi ile çizgisellikleri (tektonik hatlar ve formasyon sınırları) belirlenmiştir. Havadan manyetik anomalilerden elde edilen maxspotların işletilmekte olan ya da terk edilmiş demir yatakları ile uyumlu oldukları saptanmıştır. Cevher bulunan Ankara ili, Bala ilçesi, Kesikköprü ve çevresi maxspot haritaları ile kolere edilmiştir. Maxspotlardan olası cevher yatakları ve onların uzantıları belirlenmiştir. Bölgenin kuzeydoğusunda görülen pozitif gravite anomalie derin kökenli gabroik kayaçların neden olduğu düşünülerek KB-GD doğrultusuna alınan bir profil boyunca güç spectrumu kontrolünde iki boyutlu model oluşturulmuştur. Gabroik kayaçların ortalama yoğunluğu model parametresi olarak kullanılmıştır. Modelleme sonucu üst kısmı yüzeyden 1 km ve tabanı 4.5 km derine uzanan bir kütle belirlenmiştir. Bu yapının araştırma bölgesinin güneydoğusunda yer alan Ağaçören granitoidine ait gabroik kayaçlarla ilişkili olabileceği ve bölgede yüzlek veren gabroik kayaçların köklerinin derinlere uzandığı öne sürülmüştür.

Yüksek Lisans Tezi (1997)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Abdullah ATEŞ

YERALTI SUYU ARAMALARINDA DÜŞEY ELEKTRİK SONDAJİ VE GEÇİCİ ELEKTROMANYETİK YÖNTEMİN KARŞILAŞTIRILMASI

Nedal SIYAM

Geçici elektromanyetik (TEM) ve doğru akım görünür öz direnç düşey elektrik sondaj (DES) verilerinin yorumu ile katmanların öz direnç ve kalınlıkları bulunarak yeraltının elektrik yapı kesiti çıkarılabilir.

Ters çözüm, düz çözümün sunduğu kuramsal ve gözlemsel veri arasında doğrusal olmayan bir çakıştırma işlemi olduğuna göre; veri/parametre oranının büyümesi ters çözümü daha etkin kılacaktır. Her iki yöntemin ters çözümünden ayrı ayrı faydalanarak yeraltının elektrik yapı kesiti bulunabileceği gibi her iki yöntem verileri aynı anda birleşik ters çözümde kullanılabilir.

Yeraltı öz direnç değişimlerinin ölçülmesinde doğru akım elektrik sondajı (DES) ve geçici elektromanyetik yöntem (TEM) ayrı prensiplere dayanmaktadır. Doğru akım elektrik sondajı yöntemi yeraltında hem yalıtkan hem de iletken katmanlara duyarlıyken, ikinci yöntem iletken katmanlara daha duyarlıdır, dolayısıyla; birleşik ters çözümün her iki yöntemin tekil ters çözümlerine göre daha yararlı olacaktır. Ayrıca; katmanların kalınlıkları azaldıkça eşdeğerlilik önemli bir sorun olarak ortaya çıkarken; birleşik ters çözümde, bu problem daha küçük boyutlardadır.

Doğru akım elektrik sondajı (DES) ve geçici elektromanyetik yöntemde (TEM) parametre ve veri arasındaki ilişkinin doğrusal olmaması nedeniyle işlemin doğrusallaştırılması gerekir. Her iki yöntemin görünür öz direnç bağlantıları parametre uzayında önkestirim değerleri civarında Taylor serisine açılır ve gözlem değerlerine eşitlenir. Taylor ters çözüm serisinde ikinci ve daha yüksek dereceden türevleri kapsayan terimler ihmal edilip, kuramsal ve ölçülen verinin farkları alınarak bir düzey denklemi elde edilir. Düzeyin çözümünden fark değerlerini küçültten yeni parametreler elde edilir. Yineleme işlemi, farkları küçültmemesi durumunda durdurulur.

Her iki yöntemin tekil ters çözümünden elde edilen düzeylerin birleştirilmesi ile elde edilen düzey denklemi, tekil değer ayrışımı yöntemi ile çözülebilir. Yöntemde, düzey birbirine dik üç ayrı düzeyin çarpımı şekline dönüştürülebilir. Dik düzeylerin parametre özyöneği parametreler arası ilişkileri, veri özyöneği de bu parametreleri etkileyen veri noktalarını verir. Düzeylerin değerlendirme sırası, özdeğerlerin büyüklük sıralaması ile yapılır.

Schlumberger açılımı Doğru Akım Elektrik Sondajı (DES) ve Halka-İçi (In Loop) Geçici Elektromanyetik Yöntem (TEM) verileri ile yapılan ters çözüm uygulamalarında dört temel eğri tipi (H,K,Q,A) denenmiştir. Tekil ters çözümlerde, parametreler yerine eşdeğerliliklerin çözülebildiği görülmüştür. Veriye eklenen gürültüler parametreler arası ilişkileri ve parametrelerin çözümlerini etkilemektedir. Genel olarak; doğru akım elektrik sondajın geçici elektromanyetik yöntemle göre daha duyarlı olduğu, her iki yöntemin aynı anda ters çözümde kullanılması ile yapılan birleşik ters çözümün her iki yöntemin tekil ters çözümlerine göre daha duyarlı olduğu, daha az eşdeğerlilik içerdiği ve eşdeğerliliklerin yerine parametreleri bulduğu ve başlangıç parametrelerine daha az bağlılık gösteren çözümler ürettiği görülmüştür.

Yüksek Lisans Tezi (1997)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ahmet Tuğrul BAŞOKUR

TEZ ÖZETLERİ

DOĞRU AKIM ÖZDİRENÇ YÖNTEMİNDE MODELLEME VE İKİ-BOYUTLU SIĞ YAPILARIN ARANMASINDA ELEKTROD DİZİMLERİNİN AYRIMLILIKLARININ KARŞILAŞTIRILMASI

Mehmet Emin CANDANSAYAR

Düz çözüm, varsayılan bir jeolojik modelin oluşturacağı jeofizik belirtiyi hesaplamak şeklinde tanımlanabilir. Doğru akım öz direnç yönteminde yorumlama yaparken 1-B, 2-B ve 3-B modeller kullanılmaktadır.

Doğru akım öz direnç yönteminde aynı jeolojik yapı için farklı elektrod dizimleri ile ölçülen GÖ değerleri farklı olacaktır. Aynı jeolojik model için farklı elektrod dizimlerinin ayrımlılıkları teorik veri ile incelenebilir.

Arkeolojik yapıların fiziksel özellikleri genelde bulunduğu ortamın çevre jeolojisinden farklıdır ve bu farklılık jeofizik belirtiyi sebep olur. Arkeolojik yapı, genelde belirtinin yanal ve düşey yöndeki değişimine bakılarak belirlenir. Bu nedenle 1-B yorum teknikleri yetersiz kalmaktadır ve 2-B hatta hızlı bir bilgisayar varsa 3-B yorum teknikleri kullanılmalıdır.

Bu çalışmada, doğru akım öz direnç verilerinin sonlu farklar ve sonlu elemanlar sayısal çözüm yöntemleri ile 2-B modellemesi anlatılmıştır. Wenner, iki-yönlü yarım Wenner ve iki-yönlü üç elektrod dizimlerinin arkeolojik yapıların aranmasında kullanılabilirliği yukarıda bahsedilen sayısal çözüm yöntemleri ile incelenmiştir. Yine bu dizimler için "sinyal Katkı Kesitle-ri" (Signal Contribution Section) çizilmiş ve bu kesitler ile de elektrod dizimlerinin ayrımlılıkları karşılaştırılmıştır.

Ayrıca yanal süresizliklerin belirlenmesinde kullanılacak "İki Yönlü Gradyen" (Two-sided gradient) dönüşümü isimli yeni bir veri işlem tekniği tanıtılmıştır. İki yönlü Gradyen ve Karous and Perru'nun (1984) tanımladığı Gradyen dönüşümlerinden hangisinin arkeolojik yapıların aranmasında daha kullanışlı olduğu araştırılmıştır.

Yüksek Lisans Tezi (1997)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ahmet Tuğrul BAŞOKUR

GEÇİCİ ELEKTROMANYETİK VERİLERDEN SÖNÜMLÜ EN KÜÇÜK-KARELER YÖNTEMİ İLE PARAMETRE ÇÖZÜMÜ

İbrahim GÖRGÜNOĞLU

Geçici elektromanyetik verilerden (TEM) sönümlü en küçük-kareler yöntemi ile parametre çözümü için bir algoritma geliştirilmiştir. Bilgisayar teknolojisinin gelişmesi ile birlikte yarısonsuz katmanlı ortamın geçici elektromanyetik cevabı hesaplanabilmektedir. TEM yönteminde dalga denklemi frekans ortamında gerçekleştirilir. Zaman ortamına geçmek için çekirdek fonsiyonunun önce ters Laplace dönüşümü ve sonra Hankel dönüşümü alınarak karşılıklı empedans bulunur. Zaman ortamında karşılıklı empedans, öz direncin ve zamanın bir fonksiyonudur. Aletsel olarak manyetik alanın zamana göre değişimi ölçülür. Bu ölçülerden yararlanarak karşılıklı empedans (Z), görünür öz direnç ve asimtotik öz dirençler hesaplanır. Görünür öz direnç, karşılıklı empedans serisinden doğrudan çekilemediğinden yinelemeli bir algoritma ile bulunabilmektedir. Bu nedenle asimtotik görünür öz direnç tanımları kullanılarak düz ve ters çözümler gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada merkezi halka düzeneği (central loop) için karşılıklı empedans ve geç zaman görünür öz dirençleri (asimtotik öz direnç) için modelleme yapılmıştır. Kuramsal olarak hesaplanan geç zaman görünür öz direnç eğrisinin parametrelere göre logaritmik türevleri alınarak ters çözüm işlemine başlanılır.

Bu projenin amacı, TEM yönteminde Marguardt-Levenberg en küçük-kareler model optimizasyonu yöntemi kullanarak verilerin sunumu ve değerlendirilmesinin bilgisayar ortamında gerçekleştirilmesidir. Parametre ve veri arasındaki ilişkinin doğrusal olmaması nedeni ile işlemin doğrusallaştırılması gerekir. Geç zaman görünür öz direnci parametre uzayında önkestim değerlerinde Taylor serisine açılarak gözlem değerine eşitlenir ve ikinci terimler ihmal edilir. Kuramsal ve ölçülen verinin farkları alınarak bir dizey denklemi elde edilir. Dizeyin çözümünden fark değerlerini küçültten yeni parametreler elde edilir. Bu işlem yinelenerek fark değerleri azaltılır. N katmanlı yatay, homojen ve izotrop bir ortam için katman parametreleri bilinmesine rağmen, önkestim parametreleri diğer jeofizik yöntemlerinden yararlanarak veya tahminen bilgisayara veri olarak girilir. Arazi verisinin hesaplanan verilerle arasındaki farklar önemsiz olana kadar işlem tekrarlanarak, belirli bir tolerans sınırları içinde kuramsal ve ölçülen verilerin çakışması sağlanır. Programın çalışması esnasında her yeni bulunan parametreler önkestim olarak yeniden program tarafından kullanılır. Çakışma işlemi tolerans sınırlarında gerçekleştiği zaman program yineleme işlemini durdurur. En son bulunan parametreler arazi serisi ile hesaplanan veriyi çakıştıran parametreler olarak kabul edilir. Fakat bu yöntemde programa ilk girilen parametrelerin gerçeğe yakın olması istenir. Bunun iki nedeni vardır. Birinci olarak parametreler çözümünden uzaklaşabilir. İkinci olarak aynı veriyi sağlayan farklı parametre grupları olabileceğinden bulduğumuz çözüm jeolojiiyi temsil etmeyebilir. Çözümün başarısı kullanılan görünür öz direnç tanımının duyarlılığına da bağlıdır.

Dizey denklemi, tekil değer ayrışımı yöntemi ile çözülmüştür. Bu yöntemde Jacobien dizeyi, birbirine dik üç ayrı dizeyin çarpımına dönüştürülür. Bu dizeylerden parametre özyöneği parametreler arası ilişkileri, veri özyöneği bu parametreleri etkileyen veri noktalarını verir. Özdeğerlerin büyüken küçüğe sıralanır ve en büyük özdeğere, karşılık gelen en büyük parametreler en iyi çözülen parametrelerdir. Model optimizasyonunun sonucu bulunan parametrelerin doğruluğunun derecesi matematik olarak da yorumlanabilir. Bu amaçla parametreler arası ilişkilere de bakılabilir. Bu ilişki dizeyi yardımı ile parametrelerin birbirine göre bağımlı veya bağımsız çözünürlükleri incelenir.

Uygulamalarda (H, K, A, Q) tipi eğriler denenmiştir. Parametre özyöneği, veri özyöneği ve ilişki fonksiyonları bütün eğri tipleri için tartışılmış ve parametre istatistiği gerçekleştirilmiştir.

Yüksek Lisans Tezi (1997)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ahmet Tuğrul BAŞOKUR

ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI	SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI
1529	Burhan SARI	1573	Murat TUĞRUL
1530	Yaşar KALBUR	1574	Ferhat KACARGİL
1531	Hatice BIYIK	1575	Tamer VURAL
1532	Kürşat ÇINAR	1576	Altan NECİOĞLU
1533	Hüseyin Koray EZGEÇ	1577	Murat AKBULUT
1534	Fatih ADİL	1578	A. Tuğ ÖZDEMİR
1535	Sedat Hakan BALCI	1579	Ünal DİKMEN
1536	Eşref YALÇINKAYA	1580	Levent AKÇAYLAR
1537	İbrahim REYHANLIOĞLU	1581	Dindar GÜLTEKİN
1538	Turgay ŞENEL	1582	M. Yaşar KÖKÇEK
1539	Erkan ALTAY	1583	Tanju URASLI
1540	Selçuk Murat KIZILATEŞ	1584	Emel TAŞÇI
1541	Turan MOLLAHÜSEYİNOĞLU	1585	Bülent Caner KANDEMİR
1542	Şakir BALLI	1586	Ersin ERGÜN
1543	Osman BAŞ	1587	Emrah ŞAHİN
1544	Melih SEVÜK	1588	Murat ÖZDEN
1545	Murat UTKUCU	1589	Soner İNCE
1546	B. Mehtap TÜMER	1590	Dilck KEPEKÇİ
1547	Şevki SARAL	1591	Mehmet BAŞ
1548	Zehra AKSOY	1592	Ali Ekber TEKİN
1549	Biröl YILDIZ	1593	Elif TOLAK
1550	Hakan DİKİCİ	1594	Funda BİLİM
1551	Erdal TURAN	1595	Gürhan AKDENİZ
1552	Hüseyin GÜREL	1596	Fethiye PASİNLİ
1553	Osman ŞEN	1597	Mehmet Toyan YAZGAN
1554	Musa KIRCA	1598	Tuncay HASGÜL
1555	Şafak ÇEVİRME	1599	Akın ADIGÜZEL
1556	Murat AKYOL	1600	Filiz BİLGİLİ
1557	Murat KAPLAN	1601	Nurcan ÖZDEMİR
1558	Saliha DÜNDAR	1602	Haydar GAZELOĞLU
1559	Selahattin ANDAK	1603	Fethi ŞENGEZER
1560	Hayrettin KARZAOĞLU	1604	Fırat AYDINUS
1561	Mutlu KOPMAZ	1605	Nehar KILINÇARSLAN
1562	K. Burak KARADAĞ	1606	B. Sinan KENANOĞLU
1563	A. Levent COŞKUNER	1607	Aydın YİĞİT
1564	Mustafa TOZKOPARAN	1608	Ayşe BOZAY
1565	Tayland EFEOĞLU	1609	Cemil ADIGÜZEL
1566	Nurcan KOÇ	1610	Mustafa GÜRBÜZ
1567	D. Bülent ERKAN	1611	Belgin SÜLLÜ
1568	M. Murat HAŞHAŞOĞLU	1612	A. İhsan ÖZDEMİR
1569	Mehmet DEDEOĞLU	1613	Murat FİŞEK
1570	Nurcan DEDEOĞLU	1614	Taner AKSU
1571	Sanem AĞBULUT	1615	Serap EKŞİOĞLU
1572	Sabire YALÇIN	1616	Mehmet KAPLAN

ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI	SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI
1617	Ferhat BÜYÜKÇINAR	1629	Arzu ŞEREF
1618	Dilek ERKAN	1630	Murat ERDURAN
1619	Nermin BAKİ	1631	Atilla DUMLAR
1620	Murat AYATA	1632	İnci DOĞRU
1621	Hakan KORKMAZ	1633	Fatih İSKENDER
1622	Zülfikar ERHAN	1634	Mehnaz BAYLAN
1623	Leyla SAYAR	1635	Hayriye Ruken TANIŞ
1624	Tekin AYDEMİR	1636	Saniye Meral ATMACA
1625	Murat BEYHAN	1637	Nihan SEZGİN
1626	Rüçhan HAKTANIR	1638	Mualla CENGİZ
1627	Zeren TÜREK	1639	Nilgün DÜNDAR
1628	Orhan EMRE	1640	Hakan TOKER

ARGEN

Mümessillik ve Müşavirlik Limited

Providing comprehensive support and services to
foreign companies operating in Turkey

SERVICES

- ★ Representaion & Agency Services
- ★ Customs Clearance and trucking
- ★ Import/Export documentation
- ★ Provision of skilled and unskilled labour
- ★ Local purchasing
- ★ Resident and work permits

29 Sokak, Yalı Apt. 13/5, 06670 Büyükesat, Ankara - Turkey

Phone : (312) 436 02 87 - 436 49 65 - 436 44 63

Fax : (312) 436 97 03

e-mail: musur@superonline.com



yakin dogu deniz acenteligi a.s. near east shipping agency s.a.

"The Name of Shipping Experience and Tradition"

COASTER SERVICE, Istanbul

Container and breakbulk service in East Mediterranean and North Africa

HUAL AUTOLINERS, Oslo (Norway)

Car carriers

HYUNDAI MERCHANT MARINE, Seoul (Korea)

Container service Far East, Europe, USA, Mediterranean

NESA, Rotterdam (NL)

Offshore projects

NISSAN CAR CARRIERS, Tokyo (Japan)

Car carriers

NIVER LINE, Athens (Greece)

Container and breakbulk service

Brazil, Argentine, Uruguay, Mediterranean

NORDANA LINE, Rungsted (Denmark)

Ro-Ro, Container and breakbulk service

Caribbean, Central America, USA East Coast, Mediterranean

PETERGAZ, Leiden (NL)

Off-shore projects

POL-LEVANT, Gdynia (Poland)

Re-Ro, Container and breakbulk service

Northern Europe, Mediterranean

POLISH STEAMSHIP, Szczecin (Poland)

Worldwide tramp vessels

SCHLUMBERGER GECO-PRAKLA, Stavanger (Norway)

Off-shore geophysical seismic research

SNTM HYPROC, Arzew (Algeria)

LNG gas tankers

WALLENIOUS, Stockholm (Sweden)

Car carriers

WESTERN GEOPHYSICAL (Western Atlas), London (UK)

Off-shore geophysical seismic research

YAKIN DOĞU DENİZ ACENTELİĞİ A.Ş. (NEAR EAST SHIPPING AGENCY S.A.)

Rıhtım Cad. Veli Alemnar Han. 716 Karaköy, 80030 İstanbul

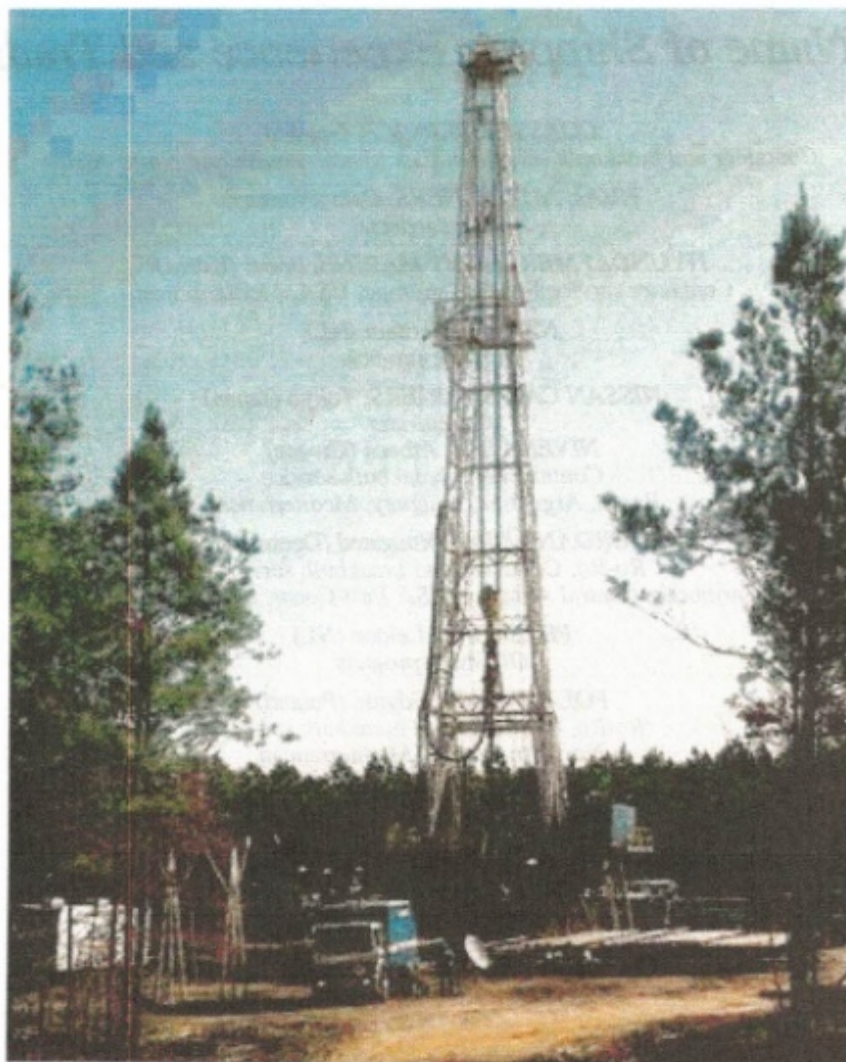
Phone : +90.212.261 5507 - 251 0715 Fax : +90.212.251 4877 - 251 7031

Email : neareast@superonline.com

(also offices at İZMİR, MERSİN, İSKENDERUN and subagents at all main Turkish Ports)

Schlumberger

Oilfield Services



Since 1957, we are in Turkish Petroleum Industry.