

JEOFİZİK

CİLT 14, SAYI 1-2/MART - EYLÜL 2000 VOL. 14, NO. 1-2 MARCH - SEPTEMBER 2000

**İzmit Körfezi ve Adalar Bölgesi Aktif Fayları;
1894 Depremi**
Şahin AKKARGAN ve Bedri ALPAR

**Ayrıntılı Ayrımlılık Analizleri ile
Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin
Tomografik Hız Yapısının İncelenmesi**
Hüseyin GÖKALP

**Jeofizik Etütlerin Zemin Büyütme Analizindeki
Önemi ve Örnekler**
Semih TEZCAN ve Turan DURGUNOĞLU

**Sismik Yöntemle Kabul Edilebilir veya Güvenli
Taşıma Kapasitesi Saptanması**
D. Ali KEÇELİ

**Gravite Anomalilerinin
Andreev-Griffin Değişim Yöntemi ile Değerlendirilmesi**
Nafiz MADEN, Fahrettin KADİR ve Kenan GELİŞLİ

**Antakya ve Çevresinin Depremsellliği ve
Odak Mekanizması Çözümleri**
Filiz ÖZTEMİR, Altan NECİOĞLU ve Günruh BAĞCI

**Markov Modeli Kullanılarak
Çukurova Bölgesinin Deprem Tehlikesinin Belirlenmesi**
Ergin ULUTAŞ ve M. Fırat ÖZER

**Active Faults in İzmit Bay and Adalar Region;
1894 Earthquake**
Şahin AKKARGAN and Bedri ALPAR

**Investigation of Tomographical Velocity
Structure of Alban Hills Volcano
with Detailed Resolution Analysis**
Hüseyin GÖKALP

**Importance of Geophysical Investigations in Soil
Amplification and Some Case Studies**
Semih TEZCAN and Turan DURGUNOĞLU

**The Determination of the Presumptive or Safe Bearing
Capacity by Means of the Seismic Method**
D. Ali KEÇELİ

**Evaluation of Gravity Anomalies
by Andreev-Griffin Variation Method**
Nafiz MADEN, Fahrettin KADİR and Kenan GELİŞLİ

**Focal Mechanism Solutions and Seismicity
for Antakya Region and Its Surrounding**
Filiz ÖZTEMİR, Altan NECİOĞLU and Günruh BAĞCI

**Seismic Hazard Estimation of Çukurova Region
by using Markov Model**
Ergin ULUTAŞ and M. Fırat ÖZER



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE



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
Prof.Dr. Ahmet ERCAN

YÖNETİM KURULU Executive Committee

Prof.Dr. Ahmet ERCAN
Musa KAYNAK
Aydın BÜYÜKSARAÇ
Fikret ÖZKAZANÇ
Dr. Günruh BAĞCI
Dr. Emin ULUGERGERLİ
Cüneyt AKIN

EDİTÖRLER

Editors
Dr. İbrahim AYDIN
Dr. Günruh BAĞCI

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K.225
Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE
Tel: (312) 435 13 79 Pbx
Fax: (312) 432 10 85
web: www.jeofizik.org.tr
e-mail: jfmo@tr.net

DİZGİ VE BASKI

KOZAN OFSET
Matbaacılık San. ve Tic. Ltd. Şti.
Tel: (312) 384 20 04
Fax: (312) 341 28 60

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

ISSN 0259-1472

CİLT 14, SAYI 1-2/MART - EYLÜL 2000
VOL. 14, NO. 1-2 MARCH - SEPTEMBER 2000

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

İZMİT KÖRFEZİ VE ADALAR BÖLGESİ AKTİF FAYLARI;
1894 DEPREMİ3
Active Faults in İzmit Bay and Adalar Region; 1894 Earthquake
Şahin AKKARGAN ve Bedri ALPAR

AYRINTILI AYRIMLILIK ANALİZLERİ İLE
ALBAN TEPELERİ VOLKANİK BÖLGESİNİN
TOMOGRAFİK HIZ YAPISININ İNCELENMESİ15
Investigation of Tomographical Velocity Structure of Alban Hills
Volcano with Detailed Resolution Analysis
Hüseyin GÖKALP

JEOFİZİK ETÜTLERİN ZEMİN BÜYÜTME ANALİZİNDEKİ
ÖNEMİ VE ÖRNEKLER43
Importance of Geophysical Investigations in Soil Amplification
and Some Case Studies
Semih TEZCAN ve Turan DURGUNOĞLU

SİSMİK YÖNTEMLE KABUL EDİLEBİLİR VEYA GÜVENLİ
TAŞIMA KAPASİTESİ SAPTANMASI61
The Determination of the Presumptive or Safe Bearing Capacity by
Means of the Seismic Method
D. Ali KEÇELİ

GRAVİTE ANOMALİLERİNİN ANDREEV-GRİFFİN DEĞİŞİM
YÖNTEMİ İLE DEĞERLENDİRİLMESİ73
Evaluation of Gravity Anomalies by Andreev-Griffin Variation Method
Nafiz MADEN, Fahrettin KADİR ve Kenan GELİŞLİ

ANTAKYA VE ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİ VE ODAK
MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ87
Focal Mechanism Solutions and Seismicity for Antakya Region and Its
Surrounding
Filiz ÖZTEMİR, Altan NECİOĞLU ve Günruh BAĞCI

MARKOV MODELİ KULLANILARAK ÇUKUROVA BÖLGESİNİN
DEPREM TEHLİKESİNİN BELİRLENMESİ103
Seismic Hazard Estimation of Çukurova Region by using Markov Model
Ergin ULUTAŞ ve M. Fırat ÖZER

YAYIM KOŞULLARI113

ODA ÜYELERİ115

İZMİT KÖRFEZİ VE ADALAR BÖLGESİ AKTİF FAYLARI; 1894 DEPREMİ

Active Faults in İzmit Bay and Adalar Region; 1894 Earthquake

Şahin AKKARGAN* ve Bedri ALPAR**

ÖZET

17 Ağustos 1999 depremi Marmara Denizi aktif faylarının daha detaylı bilinmesinin önemini bir kez daha vurgulamıştır. Depremle oluşan yüzey kırığı karasal alanda açıkça gözlenirken, deniz içindeki uzanımını saptamak için İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü tarafından Doğu Marmara ve İzmit Körfezi'nde yüksek çözünürlüklü sığ sismik araştırmalar yapılmıştır. Deniz tabanı altında yaklaşık 150 metrelik kesimdeki yapı, düşey 1.1 ve yanal 4.1 metrelik çözümleme ile görüntülenmiştir. 17 Ağustos depreminde kırılan fayın deniz içindeki devamı haritalanmış, Adalar bölgesinde Büyükkada ile Tuzla Burnu arasında saptanan doğrultu bileşenli fayın tarihi 1894 İstanbul depremiyle olan ilişkisi araştırılmıştır.

ABSTRACT

The importance of active faults in the Marmara Sea has been emphasised once again by the 17 August 1999 Earthquake. Fault ruptures on land and their characteristics have been studied in detail. In order to determine the seabed extension of the fault rupture, high-resolution shallow seismic surveys have been arranged in İzmit Bay and northeastern part of the Marmara Sea by the Institute of Marine Sciences and Management, Istanbul University. On the basis of recording parameters, vertical and lateral resolutions were approximately 1.1 m and 4.1 m, respectively. Seismic events up to about 150 m below the seabed have been monitored. The tectonic setting of İzmit Bay and the activated faults during the 17 August Earthquake have been discussed. In addition, the fault cutting through the actual sediments between the Adalar Region and Tuzla Peninsula on the Istanbul shelf is thought to be related with the historical İstanbul Earthquake (1894).

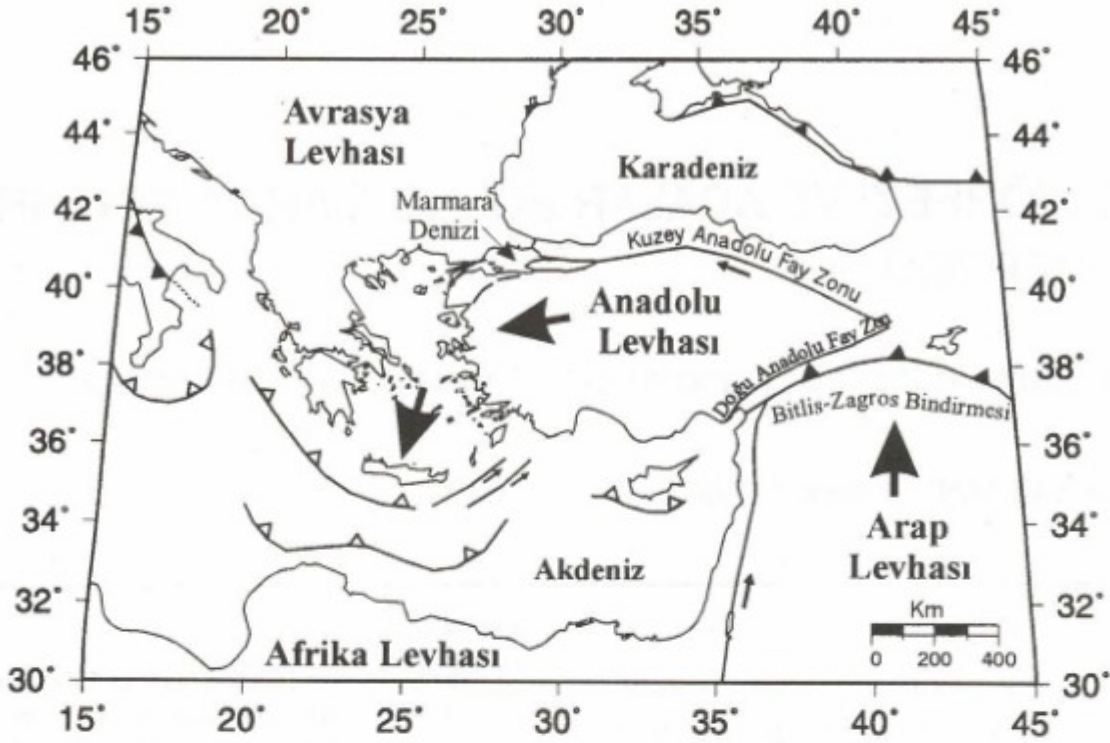
GİRİŞ

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), batıya kaçan Anadolu Levhasının kuzey sınırını oluşturan bir fay sistemidir. KAFZ, Arap Levhasının kuzeye hareketinin Doğu Anadolu'da yarattığı sıkışma rejimi ile Batı Anadolu açıl-

ma rejimi arasında 1500 km boyunca uzanır (Şekil 1). Mudurnu vadisinde üçe ayrılan kollar Marmara Bölgesi'nin tektoniğini kontrol etmektedir (Crampin ve Evans, 1986, Barka 1992). Son büyük 1999 depremleri, üzerinde endüstri ve şehirleşmenin yoğunlaştığı bu kollar üzerine olan bilimsel ilgiyi artırmıştır.

* İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Avcılar, İstanbul.

** İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 34470 Vefa, İstanbul.



Şekil 1. Anadolu bölgesinin aktif tektonik haritası. Boş üçgenler aktif dalma-batma, dolu üçgenler ise çarpışma kuşaklarını temsil etmektedir. Oklar levha hareket yönlerini göstermektedir (McKenzie 1972 den değiştirilmiştir).

Figure 1. Active tectonic map of Anatolian region. Lines with open triangles show active subduction zones, and lines with solid triangles show active thrust faults at continental collision zones. The solid arrows indicate the sense of motion of the lithospheric plates (modified from McKenzie 1972).

KAFZ karasal ortamda oldukça iyi tanımlanabilen bir sağ yanal doğrultu atımlı fay sistemi olmasına rağmen, Marmara Denizi içerisindeki bilinmezliğini kısmen korumaktadır. KAFZ'nun Marmara Denizi içindeki devamı hakkında XX. yüzyılın başlarına kadar uzanan farklı görüş ve modeller vardır ve son yıllarda artan jeofizik veriler sayesinde yeni önemli görüşler üretilmektedir.

Sieberg (1932), Saros çukurluğunu Ganos Fayı üzerinden geçirerek Marmara çukuruna bağlamış, Saros-Marmara ve İzmit Körfezleri büyük bir graben sisteminin parçaları olarak değerlendirilmiştir. Daha sonra "İzmit tarafında karada tek bir fay ve Saros tarafında da 1912'de kırılan Ganos Fayı olduğuna göre bu faylar Marmara Denizi içinde de tek bir kol halinde birleşmektedir" görüşü ile Pinar (1943) Marmara çukurlarının ortasından geçen tek fay modelini ileri sürmüştür. Aynı yıllarda Pfannenstiel (1944), Andrussov (1890)'un de-

rinlik haritasını baz alarak, Marmara Denizi'ni, Ege'nin devamı olan bir graben şeklinde değerlendirmiştir. Bu görüşlerin ardından Kopp ve diğ. (1969) Marmara'yı baştan aşağı kat eden tek bir fayla ifade etmişlerdir. Saros Körfezi'nin, Ganos Fayı'nın neotektonik dönemde yön değiştirmesi sonucu oluşan bir graben olarak değerlendirmesiyle (Şengör ve diğ. 1985) bazı görüşler değişmiş ve aynı yıllarda Crampin ve Evans (1986) Marmara Denizi içinde doğu-batı uzanımlı graben modeli çizmişlerdir.

İki sırt ile birbirinden ayrılan üç derin Marmara çukurunu oluşturan doğrultu atımlı sistem içindeki çekayır havza sistemi, ilk kez 1980'li yılların sonunda ortaya atılmıştır (Barka ve Kadinsky-Cade 1988). Çukurların, KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylar tarafından kontrol edilen normal fay mekanizmalarıyla oluştuğu önerilmiştir. Genel anlamda batimetrik verilere dayanan bu yorum uzun yıllar yaygın olarak kabul edilmiştir.

Daha sonra sığ sismik verilere göre, Marmara Denizi'nde sıkışan sırtlar ve gerilen alanlar denetiminde yeni bir model geliştirilmiştir (Ergün ve Özel 1995, Wong ve diğ. 1995). KD-GB yönlü sırtlara paralel yanal-atımlı faylar ve Marmara çukurlarının kuzey ve güney kenarlarına paralel normal faylardan oluşan bu yeni çek-ayır modeli, daha önce Barka ve Kadinsky-Cade (1988) tarafından öne sürülen modele oldukça yakındır.

Bu çalışmaların ardından 17 Ağustos 1999 depremine kadar Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı kapsamında MTA tarafından planlı çalışmaların yürütüldüğü Marmara'da, aynı verilerden farklı yaklaşımlar elde edilmiştir. Okay ve diğ. (1999) çukurların kuzey ve güneyini sınırlayan iki fay fikrini ortaya atmıştır. Yazarlara göre Wong ve diğ. (1995) modeli Marmara Bölgesinde GPS ölçümleri ile saptanan hareket yönü ile çelişkilidir. GPS hareket vektörü (Straub ve diğ. 1997) Marmara Denizi'ndeki kuzey ve güney sınır faylarında yanal ve az miktarda normal atım, sırtlara paralel var olduğu ileri sürülen faylarda ise yanal ve ters atım yaratmalıdır. Marmara sırtlarına paralel ve ona dik KKB yönünde uzanan ve GPS hareket vektörleri ile oblik açı yapan bu yanal-atımlı fayların nasıl oluştuğu konusuna Wong ve diğ. (1995) herhangi bir açıklık getirmemektedir.

Okay ve diğ. (1999) ile aynı verileri değerlendiren Parke ve diğ. (1999) bu fayların aktif olanlarını haritalamış ve en-echelon faylardan oluşan parçalı bir model elde etmiştir. Depremden sonra yine aynı verilerle yola çıkan Le Pichon ve diğ. (1999a,b) Marmara'yı baştan başa kat eden tek bir fay olduğunu öne sürmüşlerdir.

Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından deprem sonrası hazırlanan Marmara fay haritasına (Siyako ve diğ. 2000) göre diğer modellerden farklı olarak çok sayıda fay yer almıştır. Ancak bu haritadaki fayların bir çoğu aktif olmayıp, Miyosen öncesi dönemi yansıtmaktadır. Bu haritadaki ana faylar birbirine paralel fay gruplarından oluşmaktadır.

17 Ağustos 1999 depreminin ardından elde edilen yeni verilerin ve karşı tezlerin etkisiyle bazı modellerde değişiklikler yapılmıştır. Örneğin, Le Pichon ve diğ. (1999) tek fay önerisinin ardından, denizel alanda saptadığı fayların dışında kalan Ganos fayı ve Kuzey Anadolu Fayı kinematikliğini farklı yorumlayan Okay ve diğ. (2000a,b) modellerini değiştirmiş, doğuda çukurun kuzeyinden, ortada ortasından ve batıda güneyinden geçen tek fay çizmişlerdir. Yine, Barka ve diğ. (1999) Marmara orta sırtlarının kinematiki ile ilgili makalelerinde çek-ayır modelini sınırlı elemanlar modeli ile deneyerek de-

ğiştirmiştir. Böylece daha önce ortaya koyduğu (Barka ve Kadinsky-Cade 1988) modeldeki doğrultu atımlı fayların doğrultusu da değişmiştir.

Fayların kinematik özelliklerine göre birbirine bağlı olarak gösterilen modeller de vardır (Yaltırak 2000, Alpar ve Yaltırak 2000b). Bu modellerde Marmara Denizi içinde birbirine bağlı en-echelon fayları kat ederek geçen tek bir fay gözükmemektedir. KAFZ kuzey kolunun deniz içindeki uzantısı olan bu fay, Trakya-Eskişehir fayı ile etkileşmekte ve Marmara Denizi çukurlarını oluşturmaktadır.

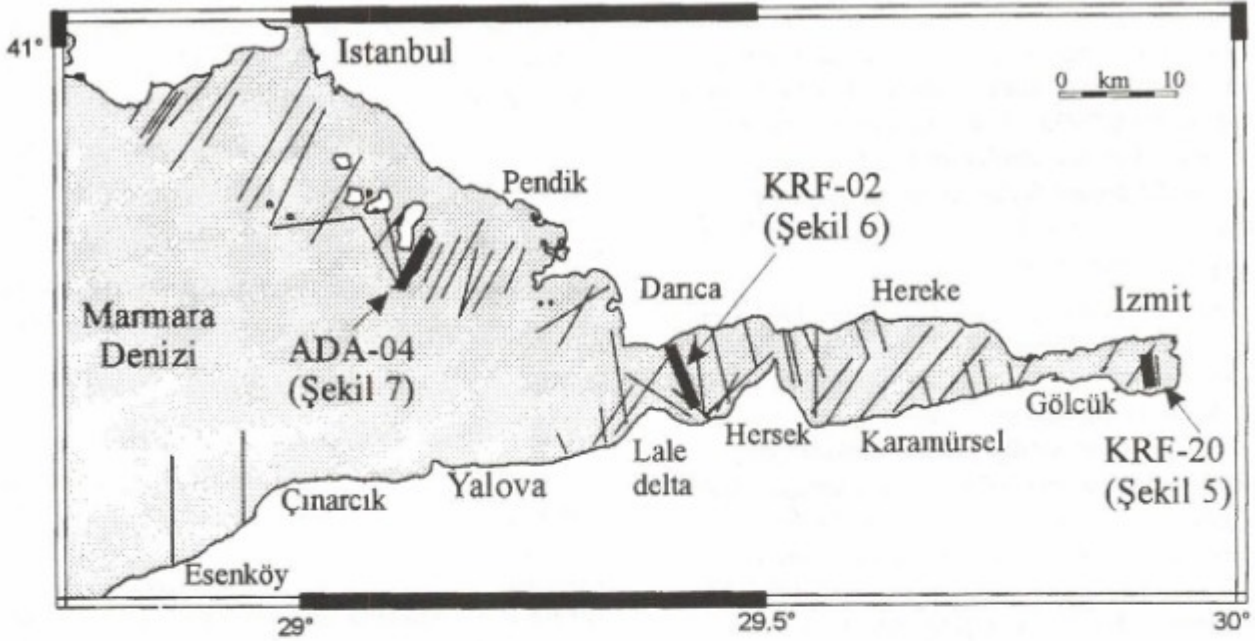
KAFZ kuzey kolunun Marmara Denizine kavuşum yeri olan İzmit Körfezi ve Doğu Marmara bölgesinin sığ sismik özelliklerinin bilinmesi, yerel tektonik özelliklerin belirlenmesi yanında, bölgenin depremsellik çalışmalarına ve Marmara Denizi hakkında ileri sürülen modellere de ışık tutacaktır. Bu amaçla İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü 17 Ağustos 1999 depreminden sonra Doğu Marmara'da yüksek çözünürlüklü sıfır-açıklı sığ sismik çalışmalar yapmıştır.

VERİ VE YÖNTEM

İzmit Körfezi, Armutlu Yarımadası kuzeyi ve İstanbul güney çelfinde R/V Arar araştırma gemisi ile toplam 69 adet tek kanallı sayısal sismik hat ölçülmüştür (Şekil 2). Enerji kaynağı olarak 1.25 kJ sparker ve alıcı olarak ise 11 elemanlı su yüzeyinden çekilen hidrofon kullanılmıştır. Örnekleme aralığı 0.25 ms ve gidiş-geliş kayıt pencere süresi 250 ms seçilmiştir. Geminin yüksek manevra kabiliyeti 7 metre derinliğe kadar olan sığ sularda veri toplanarak, kıyıya yakın aktif kırıklarının belirlenmesine olanak vermiştir. Kullanılan kaynak dalgacığı parametrelerine ve gemi hızına bağlı olarak, düşey ve yanal çözünürlükler sırasıyla 1.0 ve 4.1 metredir. Bu yüksek çözünürlük ile deniz tabanı altında 150 metre derinliğe kadar olan çökel ve tektonik unsurlar detaylı olarak incelenebilmiştir.

İZMİT KÖRFEZİ

Marmara Denizi'nin doğusunda doğu-batı yönlü uzanan denizel bir çukurluktur. KAFZ kuzey kolu, bölgenin sismik aktivitesini artırmakta ve tektonik hareketlerin kaynağını teşkil etmektedir. Gelecekteki depremlerin mekanizması, uzunluğu, büyüklüğü, tahmini oluş zamanı ve gerilim aktarımı gibi deprem oluşum parametrelerinin saptanması hususunda İzmit Körfezi konumunun



Şekil 2. R/V Arar ile 17 Ağustos 1999 depreminden sonra kaydedilen sismik hatlar. Bu çalışmada sunulan kesitlerin konum ve şekil numaraları oklarla gösterilmiştir.

Figure 2. Seismic lines acquired by R/V Arar after 17 August 1999 earthquake. Arrows indicate position and figure numbers of the seismic lines presented in this paper.

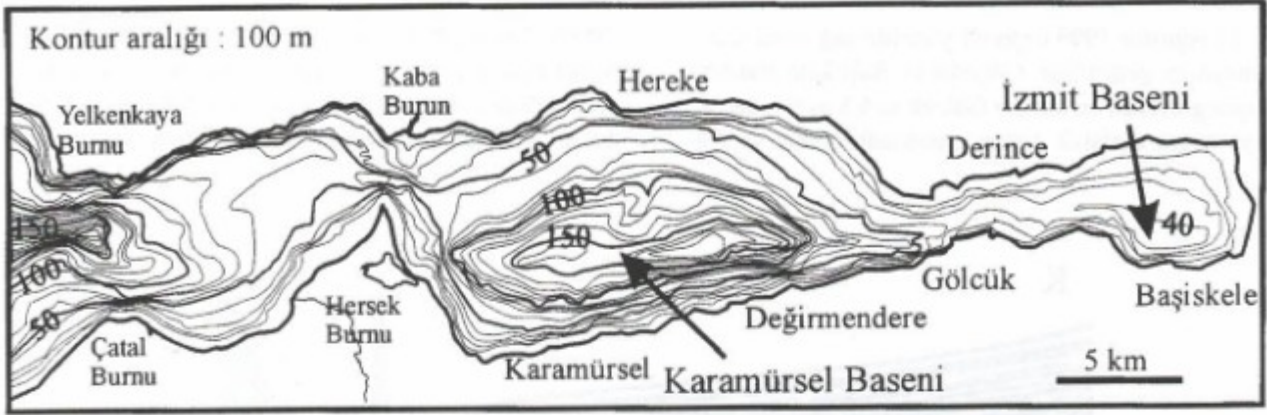
önemli yeri vardır. Bu nedenle, bölge, sismik aktivitesi, tektonik özellikleri, coğrafyası ve jeolojik istif özellikleri gibi pek çok konuda araştırılmıştır. İzmit Körfezi aktif tektoniğine yönelik olarak Barka ve Kadinsky-Cade (1988) çek-ayır havza sistemi önerirken, Akgün ve Ergün (1995) ve Koral ve Öncel (1995) İzmit Körfezi ve basenlerinin en-echelon doğrultu atımlı faylardan oluştuğunu savunmuştur.

İzmit Körfezi batimetrik bakımdan üç bölgeye ayrılır (Şekil 3). Birinci bölge körfezi Marmara Denizi'ne bağlayan Yelkenkaya - Çatal Burnu ve Kaba Burun - Hersek Burnu arasındaki alandır. Bu bölgede körfezin ortasındaki ortalama su derinliği 200 metredir ve Hersek Burnu önlerinde 60 metreye kadar sığlaşır. İkinci bölge (Karamürsel baseni), Hersek Burnu'ndan Gölçük'e kadar uzanan en geniş alandır. Derinlik batıda 60, doğuda 32 metre iken, ortada 204 metreye ulaşmaktadır. Sonuncu ve en sığ bölge ise, Gölçük-Derince arasındaki daralma alanı ile Başiskele arasındaki İzmit basenidir.

Jeolojik ve jeofizik verilere göre, körfezin kuzey ve güney kesimleri farklı yapısal özellikler göstermektedir. Stratigrafik yönden, kuzey kesimde temel Paleozoyik (Silüryen ve Devoniyen) kırıntılı kayalarından oluşmakta ve üzerine Triyas ve Üst Kretase kırıntılı karbonat

çökelleri aşılal uyumsuz gelmektedir (Bargu ve Yüksel 1993). Güney kesimde ise temelde yer alan Devoniyen yaşlı Medirgöz ve Dereköy metamorfileri, en yaşlı çökel birim olan Üst Kretase yaşlı Kocarca formasyonu ile örtülmüştür. İki yaka arasındaki bu farklı görünüm İzmit Körfezi'nin oluşum ve gelişiminde aktif tektoniğin etkin unsur olduğunu açıkça göstermektedir.

Doğrultu atımlı fayların düşey bileşeni basenlerin çevresinde baskındır. İzmit Körfezi'ne akan akarsular Gölçük, Hersek, Kavaklı deltalarını ve ayrıca Sapanca ve İzmit Körfezi arasındaki alüvyonal düz alanı oluşturmuşlardır. Deniz tabanı ve altında deltaik oluşuklar, kama ve mercekli yapılar mevcuttur (Bargu ve Yüksel 1993, Alpar ve Güneysu 1999, Alpar 1999). Bu tip yüzeye yakın mikro yapılar, depremler tarafından üretilen sismik dalgalar neticesinde meydana gelen "basen tepkisi" (basin response) ile uğraşan araştırmacılar için oldukça önemlidir. Bu tip mikro yapılardan geçen sismik dalgaların kayıtçılar üzerinde bıraktığı yalancı etkiler, yapılan ters çözümlemede dalgacık tipinin uyumu için yeni şoklar eklenmesine neden olmakta ve bazen tek şoklu bir depremi, 1994 Northridge depreminde olduğu gibi, çok şoklu (multi shock) deprem imiş gibi çözümlenmesine neden olmaktadır (Grave 1995).



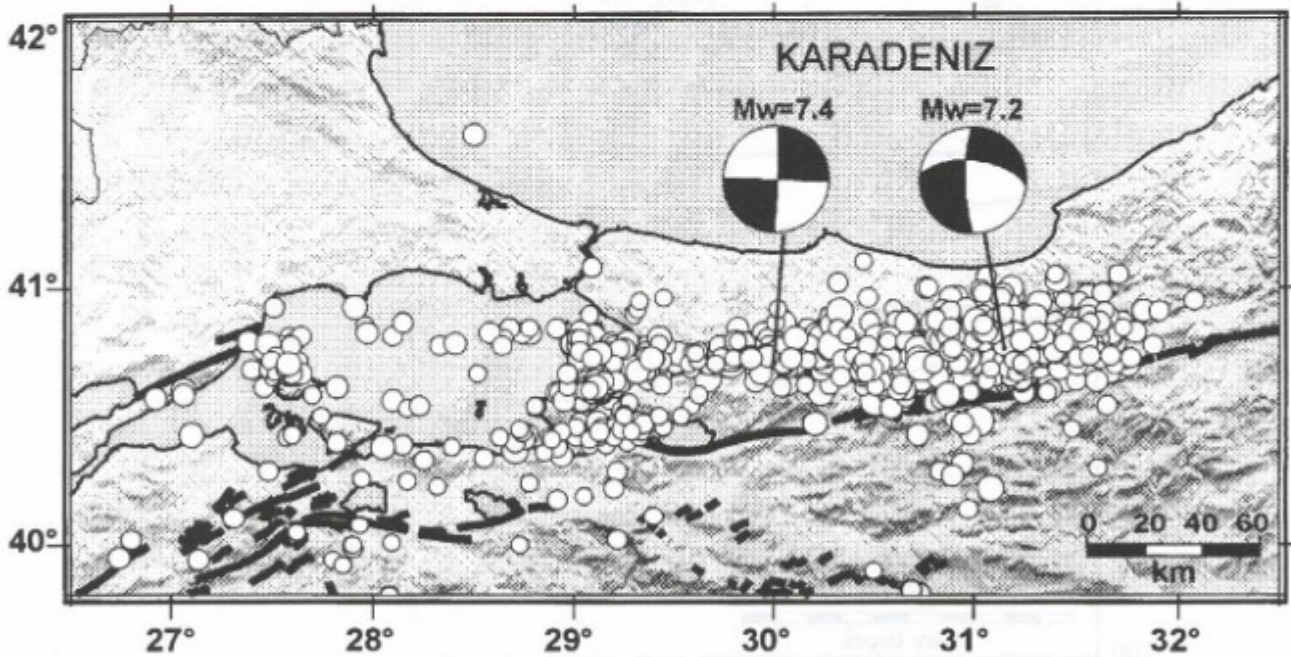
Şekil 3. İzmit Körfezi derinlik haritası (Güneysu 1999'dan değiştirilerek alınmıştır).

Figure 3. Bathymetrical map of İzmit Bay (modified from Güneysu 1999).

1999 KOCAELİ DEPREMİ YÜZEY KIRIĞI VE İZMİT KÖRFEZİ'NDEKİ DEVAMI

Türkiye'nin en önemli endüstri şehrinde meydana gelen afet niteliğindeki deprem, etki alanı bakımından bu yüzyılda meydana gelmiş en büyük depremlerden birisidir. Bulunan odak mekanizması (Şekil 4) sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma göstermektedir, ortalama odak

derinliği 12 km ve en büyük enerji boşalımının olduğu derinlik 6 km dir (Özer ve Irmak 2000). 17 Ağustos depreminin enerji aktarımı ile 3 ay sonra tetiklenen (Hubert-Ferrari ve diğ. 2000, Parsons ve diğ. 2000) 12 Kasım 1999 Düzce depremi de aynı kuşak üzerindedir. Bu dönemde bölgede binlerce artçı şok kaydedilmiştir (Pınar ve diğ. 2000, Özel ve diğ. 2000).

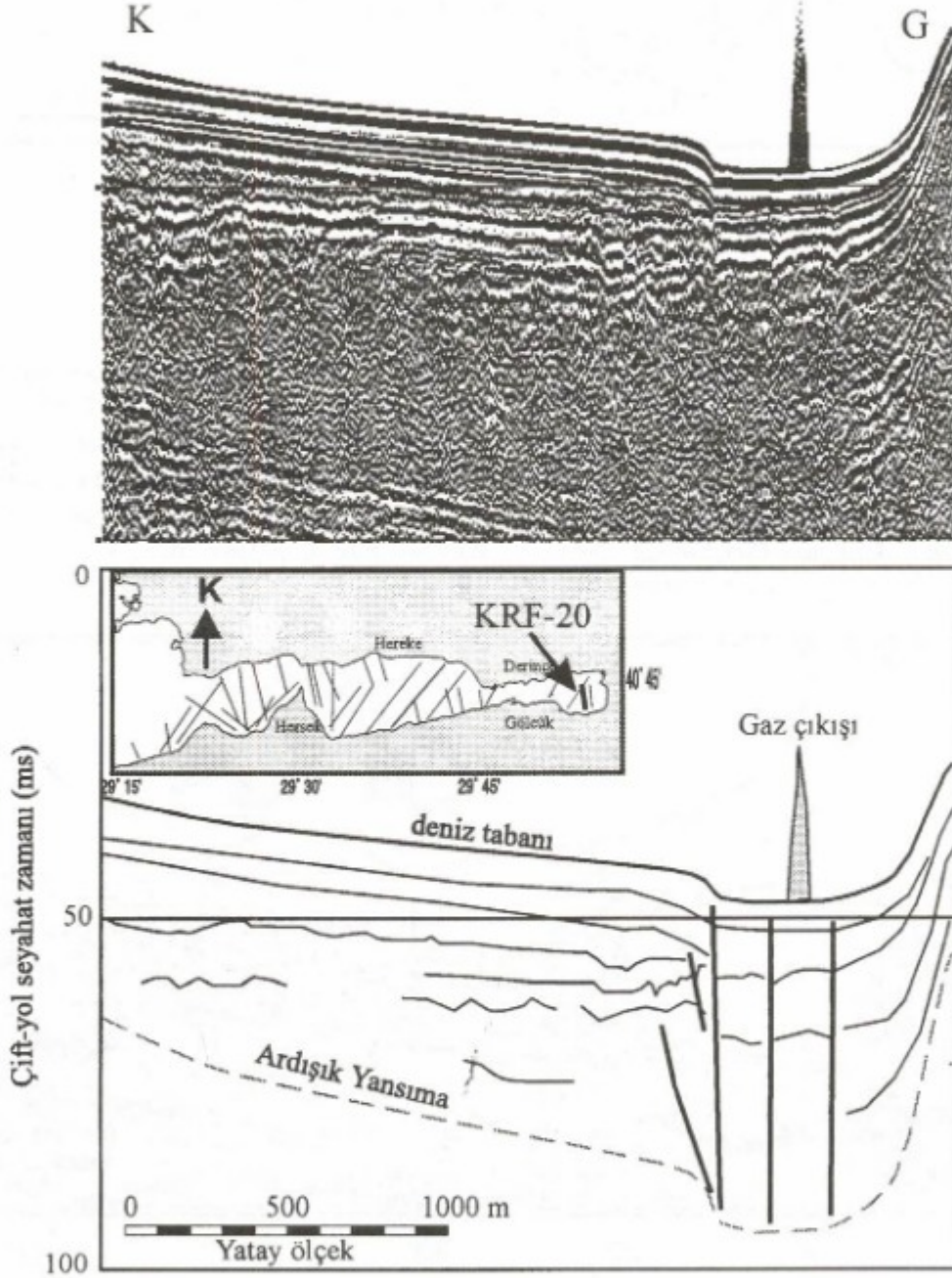


Şekil 4. 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri sonrasında bölgenin sismik aktivitesi ve fay düzlemi çözümleri (KOERI web sitesi; Özer ve Irmak 2000).

Figure 4. Fault plane solutions and seismic activity of 17 August 1999 Kocaeli and 12 November 1999 Düzce earthquakes (KOERI web site; Özer and Irmak 2000).

17 Ağustos 1999 depremi yüzeyde sağ-yanal atımlar meydana getirmiştir. Gölyaka ve Başiskele arasında kolayca gözlenen bu atımlar Gölcük'te 4.5 metre iken ve batıya doğru azalarak devam etmektedir (Emre ve diğ.

2000). Başiskele'den denize giren kırık post-transgresyonel Holosen çökellerini kesmiş, zaman zaman çökelilerin içindeki metan gazı su ortamına geçerek yükselen bacaların oluşmasına neden olmuştur (Şekil 5).

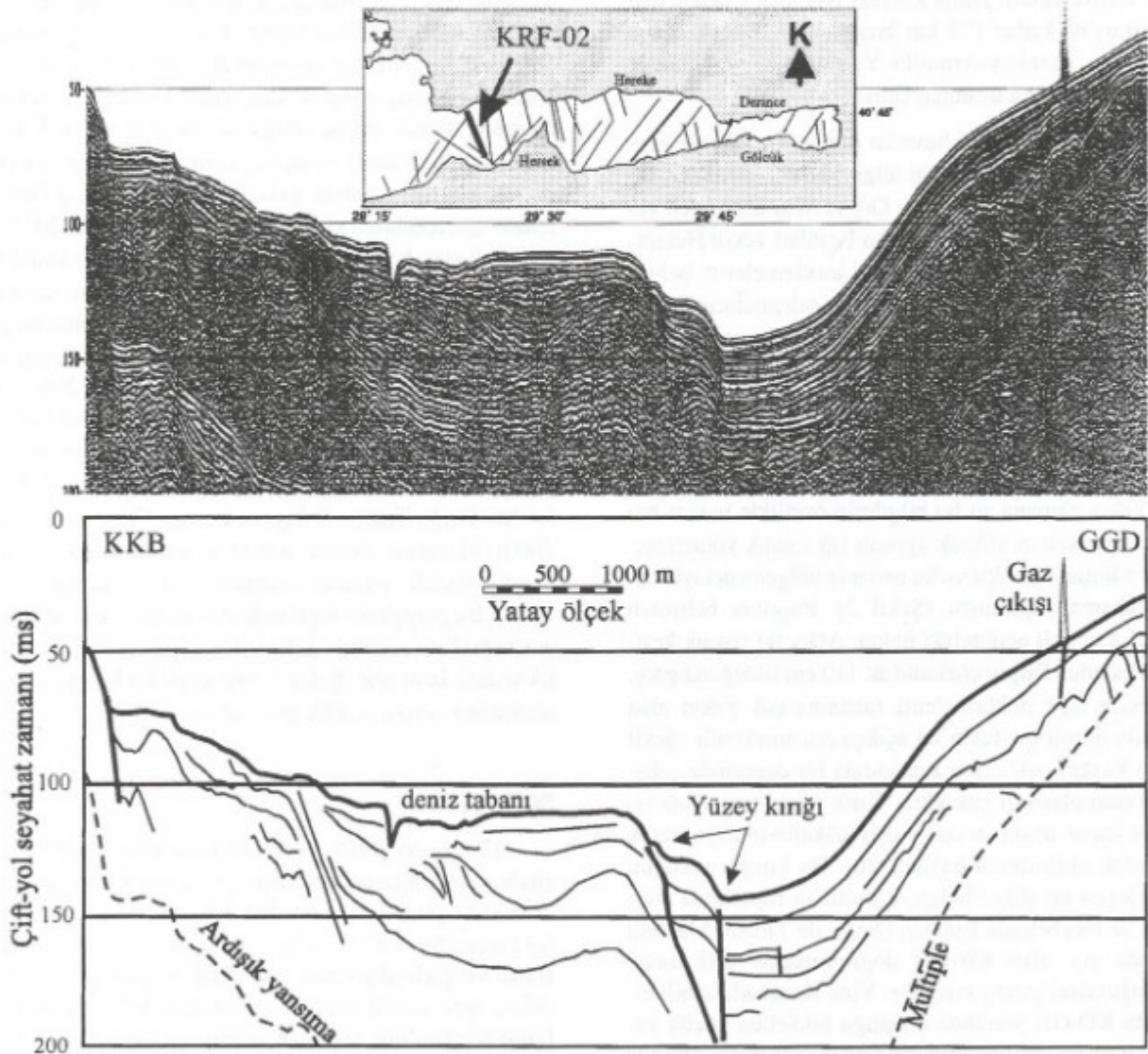


Şekil 5. Doğrultu atımlı faylanmanın deniz ortamında bıraktığı ilk izler. Gaz çıkışları yer yer su düzeyinde de gözlenmiştir.

Figure 5. Fingerprints of the Sapanca-Gölcük rupture in marine realm. Gas bubbles were also observed occasionally on the sea surface.

Sismik verilerin yorumundan, deprem nedeniyle oluşan yüzey kırığının Hersek Burnu'nu geçerek batıya devam ettiği düşünülmektedir (Şekil 6). Karasal çalışmalarda Hersek Burnu üzerinde yeni herhangi bir kırık gözlenmemiş olduğundan dolayı tartışmaya konu olan bu soru sismik verilerle cevaplandırılmıştır. 17 Ağustos kırığı, gevşek deltaik malzemelerden oluşan (Alpar ve Güneysu 1999, Alpar ve diğ. 2000) Hersek Burnu'nun altından geçerek batıya atımları azalarak uzanmıştır. Artçı şokların dağılımı da, bu görüşü destekler nitelikte-

dir (Şekil 4). Uydu destekli GPS verileri incelendiğinde, yer değiştirmelerin Hersek Burnu'nu aşmakta olduğunu ve bu noktadan hemen sonra hızla azalmakta olduğu saptanmıştır (Kalafat 1999, Özel ve diğ. 2000, Pınar ve diğ. 2000, Kalafat 2000, Ergintav ve diğ. 2000). Armutlu Yarımadası kıyı şeridinde yakın bazı ikincil fayların (dekolman) da gömülü ana kırık olan KAFZ kuzey koluna bağlı olarak geliştiği düşünülmektedir. Aynı durum üzerinde Prens Adalarını barındıran kuzey şelfi için de söz konusudur.



Şekil 6. Hersek Burnu'nun batısı. Aktif faylar rahatlıkla seçilebilmektedir. Gaz çıkışının olduğu yerde büyük bir yarılma gözlenmektedir.

Figure 6. Seismic section to the west of Hersek Headland. Active faults are clear. A large crack was observed on the sea floor where gas discharges.

1894 DEPREMİ VE İSTANBUL ŞELFİ SİSMİK VERİLERİNİN YORUMU

XIX. yüzyılda İstanbul ve çevresini etkileyen 1894 depremi kaynaklarda "Büyük hareket-i arz", "Zelzele-i azime" ve "Zelzele-i muthişe" olarak geçer. Sultan II. Abdülhamit tarafından araştırmalar yapmak üzere davet edilen Atina Rasathanesi Müdürü Eginitis'in raporundaki 5 bölgeye ayrılan eşsiddet haritasına göre Prens Adaları civarı depremin merkezine oldukça yakındır (Eginitis 1894). En fazla hasarı gören elips şekilli birinci bölgenin büyük eksenini İzmit Körfezi boyunca Çatalca'dan Adapazarı'na kadar 175 km boyundadır. Küçük eksen ise Katırlı (Esenköy-Armutlu Yarımadası) ve Maltepe (İstanbul) arasında uzanmaktadır.

İstanbul'da önemli hasarlar olmuş, Çanakkale üzerinden Batı ile olan denizaltı telgraf hattı kesilmiştir, İzmir ve Selanik ile haberleşme Odesa hattı üzerinden yapılmıştır. Telgraf kablo şirketinin İstanbul vekili Hekimyan Efendi, depremin ertesi günü incelemelerde bulunmak üzere Kartal'a gitmiş ve onarım çalışmalarında bizzat bulunmuştur. Denizaltı telgraf kablosunun, Kartal'dan üç mil uzakta bir kaç yerden kesildiği tespit edilmiştir. Bir kaç gün sonra kablo çıkarılıp incelendiğinde, bıçakla kesilmiş gibi düzgün bir şekilde kırılmış olduğu anlaşılmıştır (Ürekli 1999).

Yakın zamana ait bu bilgilerin özellikle hassas batimetri ve modern yüksek ayrımlı sığ sismik yöntemlerle test edilmesi gerekir ve bu nedenle bölgede detaylı sismik çalışma yapılmıştır (Şekil 2). Raporda belirtilen Kartal'ın üç mil açığındaki nokta, ADA-04 sismik kesiti üzerindedir. Düşey çözünürlük 110 cm olduğuna göre, bu kesitte tepe noktası deniz tabanına çok yakın olan doğrultu atımlı bir fayın izi açıkça izlenmektedir (Şekil 7). Bu kırığın çok yakın zamandaki bir depremde çalışmış olması olasılığı yüksektir. Kırık izinin tam deniz tabanına kadar uzanmaması yüzey çökelmelerinin yumuşak çamurdan oluşmasına bağlanabilir. Bu kırığın varlığını destekleyen bir diğer bulgu, Eginitis'in raporunda sözü geçen ve Heybeliada Ruhban Okulu ile Ticaret Mektebi arasında yer alan KB-GD doğrultusunda 200 metre uzunluğundaki yüzey kırığıdır. Yine Kınalıada sahili civarında KD-GB yönünde olduğu bildirilen küçük yarılmalarda ve bu yarılmaların etrafındaki çökmeler denizde belirlediğimiz bu kırığa bağlı gelişmiş olabilir (Gündoğdu 1991).

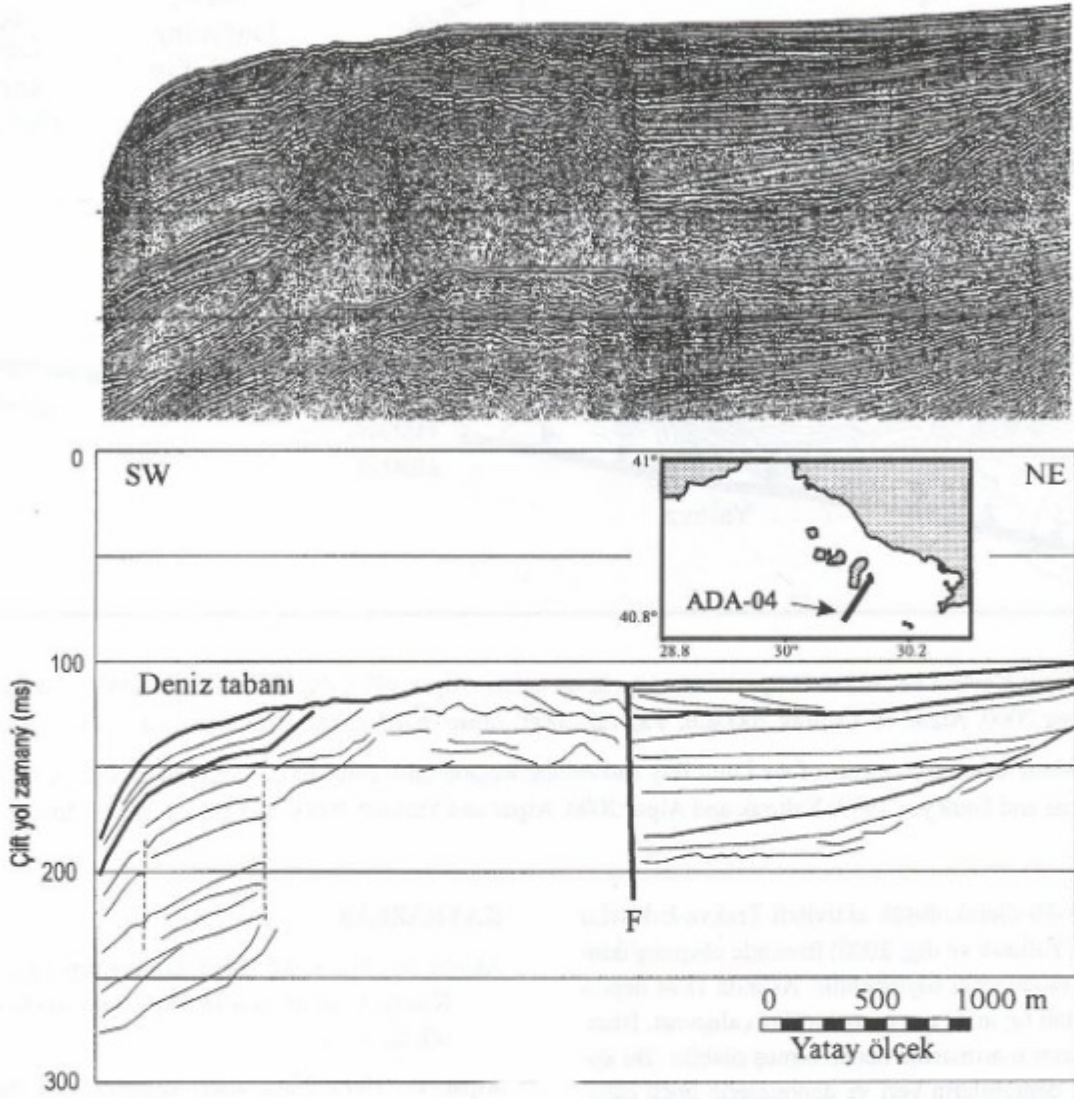
Sonuç olarak, sismik kayıtlarda gözlenen bu kırığın 1894 depremine bağlı olma olasılığı yüksektir. Ancak bu kırığın o depreme sebep olan ana fay mı, yoksa ana fay

tarafından oluşturulmuş ikincil bir fay mı olduğu tartışmaya açıktır. Bu sorunun cevabı büyük olasılıkla derinliği 1250 m olan Çınarcık Çukurunda yapılacak detaylı jeofizik araştırmalar neticesinde ortaya çıkacak morfolojik, jeolojik ve tektonik unsurlarda yatmaktadır.

Çınarcık Çukurunun en çarpıcı batimetrik özellikleri, şelf kenarından sonra taban eğiminin hızlı bir şekilde artmasıyla başlayan dik (ortalama 17°) kıta yamaçlarıdır. En yüksek eğimler ise yamaçların etek taraflarındadır ve kuzey yamaçta 45° kadar olabilmektedir (Alpar ve Yaltırak, 2000a). Oldukça dik olan kuzey yamaç üzerinde denizaltı heyelanları vardır. Çınarcık Çukuru tabanı hafif ondülasyonlar gösteren bir düzlükten oluşmaktadır. Yumuşak plastik yapıdaki çamurlu derin deniz çökeltileri hakimdir. Çınarcık Çukurluğunun altından geçen KAFZ kuzey kolunun deniz tabanına yakın olan etkileri, bu yumuşak plastik yapıdaki çamurlu derin deniz çökeltileri içinde gözlenebilmektedir (Alpar ve Yaltırak 2000a). KAFZ kuzey kolu Çınarcık Çukurunun güney kenarını takip etmekte ve kuzey doğru hafif bir büküm yaparak orta Marmara sırtının üzerinden batıya uzanmaktadır (Alpar ve Yaltırak 2000b). KAFZ kuzey kolu çalıştığı anda, ana faya bağlı bu ikincil faylar (Yaltırak 2000) da harekete geçmekte ve her iki kıta yamacı üzerinde de denizaltı heyelanları oluşmaktadır. Bir görüşe göre ana faya bağlı bu ikincil faylardan kuzeyde kalanı, yani Adalar önü kırığı, Trakya-Eskişehir fayının (Yaltırak ve diğ. 2000) Marmara Denizi içinde kalmış ve aktivitesini önemli ölçüde yitirmiş uzantısıdır (Yaltırak ve Alpar 2000). Bu görüşlerin yapılacağı daha detaylı jeofizik araştırmaların ışığında geliştirilmesi neticesinde, ADA-04 sismik kesitinde (Şekil 7) gözlenen bu kırığın mekanizmasına yeterli açıklık getirilebilecektir.

SONUÇLAR

17 Ağustos 1999 depreminin ardından İzmit Körfezinde yaptığımız çalışmaların sonuçlarına göre deprem esnasında yenilen ana fay İzmit Körfezi'nin içinde tek bir faydır (Şekil 8). Bu görüş genel görüntü bakımından, Barka ve Kadinsky-Cade'nin (1988) *en-echelon* fay modeline ters, ancak deprem sonrasında MTA tarafından İzmit Körfezi'nde toplanan sismik verilere göre çizilen Şengör ve diğ. (1999) modeline bazı farklar dışında benzerdir. Fay, İzmit Körfezi'nin doğusunda Başiskele mevkiinde denize girmekte, doğu Hersek çukurunu gevşeyen büküm olarak açmaktadır (Alpar 1999, Alpar ve diğ. 1999). 17 Ağustos depremi esnasında çalışan ana fay Hersek Burnu'nun altından geçerek, üzerinde yüzey



Şekil 7. Sedef Adası ile Tuzla Burnu arasındaki sismik kesit. Doğruolu atımlı fay karakteri kolayca görülmektedir. Sağdaki fayın 1894 depreminde çalışmış olabileceğini düşünülmektedir.

Figure 7. Seismic line between Sedef Island and Tuzla Headland. Strike-slip faulting pattern can be clearly seen on the seismic section. Fault F might be activated during 1894 İstanbul earthquake.

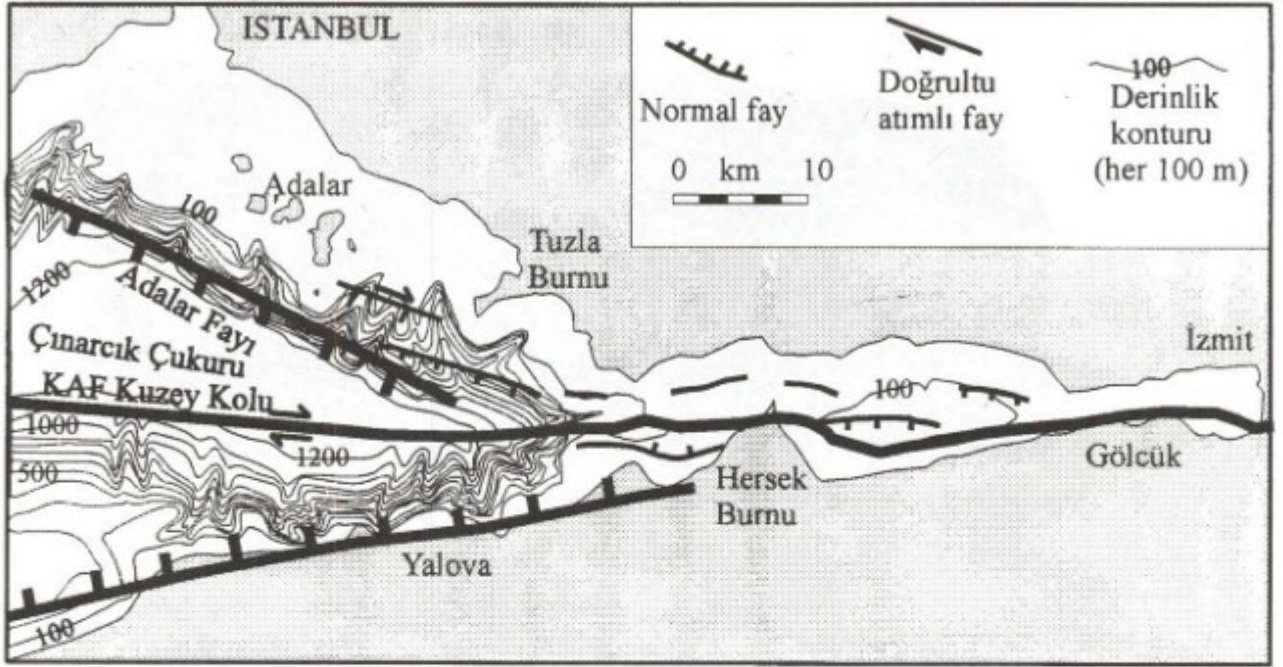
kırığı oluşturmada Çınarcık Çukuruna kadar ilerlemiştir.

Çeşitli çalışmalar neticesine göre Hersek Burnu'nda 17 Ağustos depremine ait yüzey kırığı gözlenmemiştir (Witter ve diğ. 2000). Bunun nedeni tabanı tamamen çamurdan oluşan Hersek Burnu'nun güney blok ile birlikte batıya kayması olabilir.

Sismik çalışmalarımızda Hersek Burnu'nun batı-

sındaki üzerinde Aksa fabrikası olan Laledere (Kılıç) deltasına yakın gözlediğimiz gaz çıkışları ve deniz tabanındaki yerel açılmalar (Şekil 7), bu bölgedeki aktiviteye işaret etmektedir. Bu nedenle, Kuzey Anadolu Fayının, Hersek Burnu'ndan başlamak üzere atımının Marmara'ya doğru gittikçe azaldığı söylenebilir.

İstanbul şelfi üzerinde, Sedef Adası ile Tuzla Körfezi arasındaki kırığın (Şekil 7 ve 8) 1894 depremiyle



Şekil 8. İzmit Körfezi ve Adalar Bölgesi ana tektonik unsurları (Alpar 1999, Alpar ve Güneysu 1999, Yaltırak ve Alpar 2000, Alpar ve Yaltırak 2000a,b, Yaltırak 2000, Alpar ve diğ. 2000 yorumları da dikkate alınmıştır).

Figure 8. Main tectonic elements of the İzmit Bay and Adalar Region (also considered interpretations in Alpar 1999, Alpar and Güneysu 1999, Yaltırak and Alpar 2000, Alpar and Yaltırak 2000a,b, Yaltırak 2000, Alpar et al. 2000).

ana faya bağlı olarak düşük aktiviteli Trakya-Eskişehir Fay Zonu (Yaltırak ve diğ. 2000) üzerinde oluşmuş ikincil bir fay olabileceği söylenebilir. Aslında 1894 depreminde, bu tali fayın da ana fayla birlikte çalışması, İstanbul'daki hasarın artmasına neden olmuş olabilir. Bu konu tarihsel depremlerin yeri ve depremlerin göçü çalışmalarında dikkate alınması ve daha detaylı araştırılması gerekli bir problem olarak önemini korunmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde gemi ve sayısal sismik sistem olanaklarını kullandığımız İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri İşletmeciliği Enstitüsü Müdürlüğüne, manevi desteğini esirgemeyen Prof.Dr. Ertuğrul Doğan'a, deniz çalışmalarındaki yardımlarından dolayı R/V Arar gemisi personeline teşekkür ederiz. Pahalı deniz çalışmaları sırasında rasgele hatlar almayıp, dikkatlerimizi belli noktalara yoğunlaştıran ve bu yazının geliştirilmesi için yardımlarını esirgemeyen Prof.Dr. Yıldız Altınok'a ve yapıcı eleştirilerinden dolayısıyla makalenin üç hakemine teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Akgün, M., Ergün, M., 1995, İzmit Körfezinin yapısı ve Kuzey Anadolu fayı ile ilişkisinin irdelenmesi, Jeofizik, 9, 71-78.
- Alpar, B., 1999, Underwater signatures of the Kocaeli Earthquake (August 17th 1999), Turkish J. Mar. Sci., 5: 111-130.
- Alpar, B., Güneysu, C., 1999, Evolution of the Hersek Delta (İzmit Bay), Turkish J. Mar. Sci., 5: 57-74.
- Alpar, B., Akkargan, Ş., Gündoğdu, O., 1999, Arar gemisinin Marmara bulguları, Deprem sonrasında İ.Ü. Arar gemisinin Doğu Marmara da yaptığı sığ sismik ön araştırmaları, Cumhuriyet Bilim Teknik, Sayı : 666, 25 Aralık 1999, 19-20.
- Alpar, B., Yaltırak, C., 2000a, Çınarcık Çukuru ve çevresinin morfotektoniği, 1. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, Bildiri Özetleri, Z. Uysal, İ. Salıhoğlu (eds.), 30 Mayıs-2 Haziran 2000, ODTÜ, Ankara, 189-194.
- Alpar, B., Yaltırak, C., 2000b, Tectonic setting of the

- Marmara Sea. Nato Advanced Research Seminar, Integration of Earth Sciences on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Co-operative Research, Abstracts, 14-17 May 2000, Istanbul, 9-10.
- Alpar, B., Akkargan, Ş., Gündoğdu, O., Doğan, E., 2000, Shallow marine seismic studies after the Marmara Earthquake (August 17th, 1999), Supplement to Romanian Geophysics, Conference Volume, (Dimitriu Radu G. and Ioane Dimitriu, eds), 322-325.
- Andrussov, N., 1890, Die Schichten von Cap Tschauda. Ann. d.k.k. Nat. Hof. V.66
- Bargu, S., Yüksel, A., 1993, İzmir Körfezi Kuvaterner deniz dibi çökellerinin stratigrafik ve yapısal özellikleri ile kalınlıklarının dağılımı, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 8: 169-187.
- Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics, 7: 663-684.
- Barka, A.A., 1992, The North Anatolian Fault Zone, Annales Tectonicae, Special Issue, 6: 164-195.
- Barka, A.A., Rockwell, T., İmren, C., 1999, Marmara Denizi orta sırtlarının kinematiki ATAG 2, 111-120.
- Crampin, S., Evans, R., 1986, Neotectonics of the Sea of Marmara region of Turkey, J. Geol. Soc., London, 143: 343-348.
- Eginitis, D., (1894). 1310 Zelzelesi Hakkında Rapor, Çev: Boğos, İstanbul, 21 Ağustos, 1310, Başbakanlık Arşivi Genel Müdürlüğü, Yıldız Esas Evrakı, Kısım 14, Evrak C. Zarf 126, Karton 11, s 1-29 (el yazması).
- Ergintav, S., Çakmak, R., Bürgman, R., Reilinger, R.E., McCluski, S., Barka, A., Lenk, O., Gürkan, O., Yalçın, M.N., 2000, Marmara bölgesindeki deprem riskinin uydu destekli küresel konumlama sistemi (GPS) ile incelenmesi, Marmara'da Deprem ve Jeofizik Toplantısı Bildiri Kitabı, 28 Haziran 2000, İstanbul, 17-19.
- Emre, Ö., Taymaz, T., Duman, T.Y. ve Doğan, A., 2000, 1999 Gölçük ve Düzce depremlerinin yüzey kırıkları ve sismolojik özellikleri, Bilim Teknik, 386: 38-42.
- Ergün, M., Özel, E., 1995, Structural relationships between the Sea of Marmara basin and the North Anatolian fault zone, Terra Nova, 7: 278-288.
- Grave, R. W., 1995, Preliminary analysis of long-period basin response in the Los Angeles region from the 1994 Northridge Earthquake, Geophysical Research Letters, 22(2): 101-104.
- Gündoğdu, O., 1991, "1894 Depremi ve İstanbul", İstanbul ve Deprem Sempozyumu, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası, İstanbul Şubesi Yayınları, 45p.
- Güneysu, A.C., 1999, The bathymetry of the İzmit Bay, Turkish J. Mar. Sci., 5: 167-169.
- Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Jacques, E., Nalbant, S.S., Meyer, B., Armijo, R., Tapponnier, P., King, G.C.P., 2000, Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 İzmit earthquake, Letters to Nature, 404: 269-273.
- KOERI web sitesi, B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü web sayfası; <http://www.koeri.boun.edu.tr>.
- Kalafat, D., 1999, 17 Ağustos 1999 İzmit-Marmara Depremi, Adana Mühendisler Birliği, Yıl 4, Sayı 24, 14-15 Aralık 1999, Adana.
- Kalafat, D., 2000, 17 Ağustos 1999 Marmara ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri, Jeofizik Bülteni, Yıl 12, Sayı 36, 31-34, Ankara.
- Kopp, K.O., Pavoni, N., Schindler, C., 1969, Geologie Thrakiens IV: Das Ergene Becken. Beihefte Geol. Jahrbuch, Heft 76:136 s.
- Koral, H., Öncel, A.O., 1995, İzmir Körfezinin yapısal ve sismolojik özellikleri, Jeofizik, 9(1-2): 79-82.
- Le Pichon X., Taymaz, T., Şengör, A.M.C., 1999a. Büyük Marmara fayı: niçin, nerede ve ne olabilir. Cumhuriyet, Bilim Teknik, Sayı : 661, Deprem Özel Sayısı, 20 Kasım 1999, 8-11.
- Le Pichon X., Taymaz, T., Şengör, A.M.C., 1999b. The Marmara fault and the future İstanbul earthquake, Proceedings of ITU-IAHS, International Conference on the Kocaeli Earthquake 17 August 1999, İstanbul-Turkey, 2-5 December 1999, 41-54.
- Öztin, F., 1994, 10 Temmuz 1894 İstanbul Depremi raporu. TC: Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, 292s.
- Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G., White, R.S., McKenzie, D., Kuşçu, İ., Bull, J.M., Görür, N., Şengör, C., 1999, Active faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles, Terra Nova, 11(5): 223-227.
- Parsons, T., Toda, S., Stein, R., Barka, B., Dieterich, J.H.,

- 2000, Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: An interaction-based probability calculation, *Science*, 288: 661-665.
- Pfannenstiel, M., 1944, Diluviale Geologie des Mittelmeergebietes: die diluvialen Entwicklungstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmara Meer und Bosphorus. *Geol. Rund.* 34: 342-334.
- Pınar, A., Kalafat, D., Horasan, G., Özel, N., 2000. 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi: Ana şok ile büyük artçıların ilişkisi, *Batı Anadolu'nun Depremselliği Simpozyumu Bildiriler Kitabı*, 24-27 Mayıs, İzmir, 220-228.
- Pınar, N., 1943., Marmara Denizi havzasının sismik jeolojisi ve meteorolojisi, *Fen Fak. Monografileri*, A7, İstanbul Üniversitesi, Monogr., 5: 64p.
- Okay, A., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., Kuşçu, İ., 1999, An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey, *Tectonics*, 18(1): 129-147.
- Okay, A.I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., 2000a, Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study, *Tectonophysics*, 321: 189-218.
- Okay, A.I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., 2000b, Geometry of the active faults and strike-slip basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Nato Advanced Research Seminar, Integration of Earth Sciences on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research, Abstracts*, 14-17 May 2000, Istanbul, 20-21.
- Özel, N., Kalafat, D., Pınar, A., Horasan, G., Cranswick, E., Yilmazer, M., Kara, M., Ögütçü, Z., 2000, 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin artçı sarsıntıları, *Batı Anadolu'nun Depremselliği Simpozyumu Bildiriler Kitabı*, 24-27 Mayıs, İzmir, 79-86.
- Özer, M.F., Irmak, T.S., 2000. 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri, *Doğu Marmara Depremleri ve Jeofizik Toplantısı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası*, 11 Ağustos 2000, 15-22, İzmit.
- Sieberg, A., 1932, Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeer. *Denkschr. Med. Naturw. Ges., Jena*.
- Siyako, M., Tanış, T., Şaroğlu, F., 2000. Marmara Denizi aktif fay geometrisi. *TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi*, Sayı 388, 66-71.
- Straub, C., Kahle, H.G., Schindler, C., 1997, GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *J. Geoph. Res.-Solid Earth*, 102: B12, 27587-27601.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. in Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. publ. No 37*, 227-264.
- Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Tüysüz, O., Kurt, H., Görür, N., Kuşçu, İ., 1999, İzmit Körfezinin denizaltında kalan resminin jeolojik yapısı, *Cumhuriyet Bilim Teknik*, 4 Aralık 1999, 14-15.
- Ürekli, F., 1999, İstanbul'da 1894 Depremi, *İletişim Yayınları* 586, İstanbul Dizisi 33, İstanbul.
- Witter, R.C., Lettis, W.R., Bachhuber, J., Barka, A.A., Evren, E., Çakır, Z., Page, W.D., Hengesh, J., 2000, Hersek deltasında paleosismik kazılar, *Bilim Teknik*, Haziran 2000, 391: 84-86.
- Wong, H. K., Lüdmann, T., Uluğ, A., Görür, N., 1995, The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, 244: 231-250.
- Yaltırak, C., Alpar, B., Sakıncı, M., Yüce, H., 2000, Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean - Marmara incursion, *Mar. Geol.* 164(3-4), 139-156.
- Yaltırak, C., Alpar, B., 2000, Büyük Çekmece-İstanbul Yarımadası yakın sahilinin sismik araştırması ve tektonik özellikleri 1. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, *Bildiri ve Poster Özetleri*, Z. Uysal, İ. Salihoğlu (eds.), 30 Mayıs-2 Haziran 2000, ODTÜ, Ankara, 183-188.
- Yaltırak, C., 2000, Marmara Problemi, 1. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, *Bildiri ve Poster Özetleri*, Z. Uysal, İ. Salihoğlu (eds.), 30 Mayıs-2 Haziran 2000, ODTÜ, Ankara, 202-207.

AYRINTILI AYRIMLILIK ANALİZLERİ İLE ALBAN TEPELERİ VOLKANİK BÖLGESİNİN TOMOĞRAFİK HIZ YAPISININ İNCELENMESİ

Investigation of Tomographical Velocity Structure of Alban Hills Volcano with Detailed Resolution Analysis

Hüseyin GÖKALP*

ÖZET

Alban Tepeleri Bölgesi, Kuvaterner yaşlı bir volkanik bölge olup, Orta İtalya'da, Apeninler'in Tiren kenarında yer almaktadır. Roma'ya yaklaşık 20 km uzaklıkta bulunan bölgede sık sık oluşan sığ kökenli sismik aktivite ve hidrotermal sirkülasyonlar bölgenin son durumunu karakterize eder. 1989-1990 yılları arasında en son meydana gelen sismik kasırğa sonucunda oluşan yerel depremler, bölgede kurulan yerel bir sismik ağı ile kaydedilmiştir. Kaydedilen veri, bölgenin detaylı hız yapısını ortaya çıkarmak için yeterli kalitededir. Tomografik çalışma amacıyla seçilen 163 yerel depreme ait 1314 P dalgası varış zamanının, yerel deprem tomografisi yöntemi kullanılarak ardışık ters çözümü yapılmıştır. İncelenen hız ortamı, üç boyutta bir grid ağı içindeki düğümlere birer hız değeri verilerek ifade edilmektedir. Volkanın altına ait detaylı tomografik hız görüntüleri elde etmek için, üç ayrı grid açıklığına sahip (2.0 km, 1.5 km, 1.0 km) başlangıç modelleri oluşturulmuştur. Ters çözüm işleminden sonra, her model için detaylı ayrımlılık analizleri yapılarak hangi modelin daha geçerli olduğu araştırılmıştır. Sönümlü en kü-

ABSTRACT

In this study, detailed P-wave tomographic images of the Alban Hills Volcano (Central Italy) have been determined by inverting local earthquake arrival times from a seismic swarm occurred in the region during 1989-1990. 1314 P arrival times from 163 selected events have been inverted by using the tomography. The velocity medium is represented assigning velocity values at the nodes of three-dimensional grid. In order to obtain detailed velocity images of the upper crust beneath the volcano, short grid spacings (e.g. 2 km, 1.5 km, 1 km) are used in the inversion. For each inversion a suitable damping parameter is chosen by investigation data and model variance trade-off curves. Detailed resolution analy-

*Karadeniz Teknik Üniversitesi, Müh. Mim. Fak. Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon-Türkiye

çük kareler tekniği kullanılan ters çözüm işlemine başlamadan önce, işlem için gerekli olan sönüm parametresi her bir model için model ve veri varyansları arasında çizilen ödünleşme eğrilerinin analizi sonucunda belirlenmiştir. Her üç model için elde edilen tomografik görüntülerde volkanik bölgenin 1-4 km derinlikleri arasındaki karmaşık hız yapısı ortaya çıkarılmıştır. Bölgede genellikle düşük hız hakimdir ve kaldera merkezi ile civarında yer almaktadır. Diğer taraftan tomografik sonuçlar, boynuz şekline benzeyen yüksek hızlı bir yapının varlığını ortaya çıkarmıştır. Bu yapının, daha derinde yer alan magmatik kökenli bir kaynakla ilişkili soğumuş sokulumlar veya dayk gibi bir yapı olabileceği düşünülmektedir. Kalderanın güneybatısında belirlenen düşük hızlı anomali ise daha derinde (6 km) soğumakta olan bir magma kalıntısı veya bir magma odası şeklinde yorumlanabilir.

sis has been performed to determine which model is more reliable. The calculated model with different grid spacing reveals the presence of a horn shaped high velocity structure and dominant low velocity anomalies beneath the volcano at 1-4 km depth. This high velocity structure is most likely due to the presence of cooled intrusions or dikes originating from a deep magma body. The low velocity anomaly founded at the south-west edge of the caldera is interpreted as a cooling remnant magma or a small magma chamber partially melted at a depth greater than resolved region

GİRİŞ

Sismik Tomografi Yöntemi, son yıllarda yaygın olarak kabuk ve üst mantonun yerel ve bölgesel ölçekte üç boyutlu hız yapısını ortaya çıkarmak amacıyla dünyanın pek çok yerinde uygulanmaktadır. Yöntem, özellikle sismik etkinliğin fazla olduğu aktif deprem bölgelerinde ve volkanik bölgelerde başarıyla kullanılmaktadır. Yatay yönlerde kabuk ve üst mantoda oldukça heterojenite gösteren genç veya aktif volkanlar ve jeotermal bölgeler telesismik ve yerel depremleri kullanan sismik tomografi yöntemleri için ideal bölgelerdir (Iyer 1984). Volkanik bölgelerde, magma odaları ve intrüzyon gibi yapıları içermesi sebebiyle, P ve S dalga hızlarında önemli değişimler gözlenmektedir. Örneğin, kısmen eriyik kayalar kütlesi olan magma odaları, çevresindeki kayalara göre fiziksel özelliklerinde önemli farklılıklar göstermektedir. Örneğin, kabuk ve üst mantoda yer alan magma odaları veya kısmen eriyik kayalar kütleleri çevresine göre nisbeten düşük hızlara sahiptirler (Mavko 1980). Bu nedenle, volkanik ve jeotermal bölgeler sismik tomografi yöntemlerinin sık sık uygulandığı hedef bölgelerdir (Iyer ve Dawson 1993).

Dünyanın farklı bir çok volkanik bölgesinde telesismik ve yerel depremleri kullanan bir çok tomografi çalışması, başarıyla sergilenmiştir. Bunlara örnek ola-

rak; Hawaii Adaları ve Kilauea Volkanı (Ellsworth 1977, Ellsworth ve Koyanagi 1977, Thurber 1984), Yellowstone, Wyoming (Zandt 1978, Iyer 1979, Benz ve Smith 1984), Etna (Sharp ve diğ. 1980), Roosevelt Hot Spring (Robinson ve Iyer 1981) ve Geysers-Clear Lake Bölgesi, Kaliforniya (Oppenheimer ve Herkenhoff 1981, Eberhart-Phillips 1986) verilebilir. Yapılan tüm bu çalışmaların amaçları arasında kısmi eriyik bölgeleri ve kabuksal magma odalarının boyutlarının ve yerlerinin görüntülenmesi yanısıra, magmanın kökenine ait bir takım ip uçları ele geçirmek de vardır (Thurber 1987). Yapılan bu çalışmalar sonucunda düşük hızlı bölgeler görüntülenmiş olup, %5-30 kısmi ergimeye uğramış bölgeler olarak yorumlanmıştır. Volkanik bölgelerde sıcaklığın yanısıra basınç, doygunluk derecesi gibi bir çok faktör sismik hızları etkilemektedir. Bu faktörlerin etkisi nedeniyle volkanik bölgelerin altına ait hız anomalilerinin yorumunu yapmak oldukça zordur. Fakat bu konuda yapılan pek çok laboratuvar çalışması (İto ve diğ. 1979, Mavko 1980, Christensen 1982, Nur 1987, Sato ve diğ. 1989) volkanik bölgelere ait tomografik görüntülerin sağlıklı bir şekilde yorumlanmasında büyük katkıda bulunmuştur. Bu çalışmalar sonucunda değişik faktörlere göre hız azalımının %50 ve daha fazla oranlarda olabileceği ortaya konulmuştur. Ayrıca volkanik bölgelerde yapılan tomografik çalışmalar sonucunda yüksek hız-

lı anomaliler de belirlenmiş olup, yukarı doğru yükselmiş, soğumuş mağma kütleleri ve intrüzyonlar olarak yorumlanmıştır. Görüldüğü gibi, bu çalışmaların ışığı altında tomografi yöntemleri ile volkanik bölgelerde volkanik özellikler, mağma odaları, sıvı özellikteki eriyik kayalar ve intrüzyonlar ortaya çıkarılabilir.

Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi, Roma'nın güneydoğusunda, yaklaşık 20 km uzaklıkta bulunan Kuvaterner yaşlı bir volkanidir. Bölgede eski çağlardan beri sismik aktivite görülmektedir. En son 1989-1990 yılları arasında meydana gelen sismik kasırga süresince bölgeye yerleştirilen yerel bir sismik ağ tarafından bölgede oluşan depremler kaydedilmiştir. Chiarabba ve diğ. (1994), bu veri grubundan seçilen 1314 P ve 1185 S dalgası varış zamanlarının "ardışık yaklaşımla" ters çözümü yapılarak, volkanın altına ait üç boyutlu P ve S dalgası hızı yapısını hesaplamışlardır. Elde ettikleri hız modelinde, volkanın 6 km derinliklerine kadar yüksek hızlı anomaliler tespit etmişler ve bu anomalileri, volkanın en genç kısmı olan batı bölgesinin altında, daha derinde soğumakta olan sıcak bir mağma odasının etkisiyle, ısısal metamorfizmaya uğrayarak yukarı doğru yükselmiş kireçtaşları olarak yorumlamışlardır. Daha sonra Cimino ve diğ. (1994), sözkonusu bölgenin 6 km den daha derindeki hız yapısını ortaya çıkarmak amacıyla, bölgedeki yerel istasyon ağı tarafından kaydedilen uzak alan depremlerinin göreceli yayılma-zamanı rezidüellerinin dağılımını incelemişler ve AHC yöntemini (Aki ve diğ. 1977) kullanarak üç boyutlu tomografik ters çözüm yapmışlardır. Çalışmaları sonucunda, volkanın 23 km derinliğine kadar merkez ve kuzey kısımlarında yüksek hızlı anomaliler, en son meydana gelen kraterlerin yer aldığı güneybatı kısmında ise düşük hızlı bir zon belirlemişlerdir. Yüksek hız anomalilerini volkanik sistemin eski intrüfiz kökleri olarak, düşük hız anomalilerini ise yaklaşık 5-16 km derinliklerde yeralan mağmatik bir cismin kalıntısı olarak yorumlamışlardır.

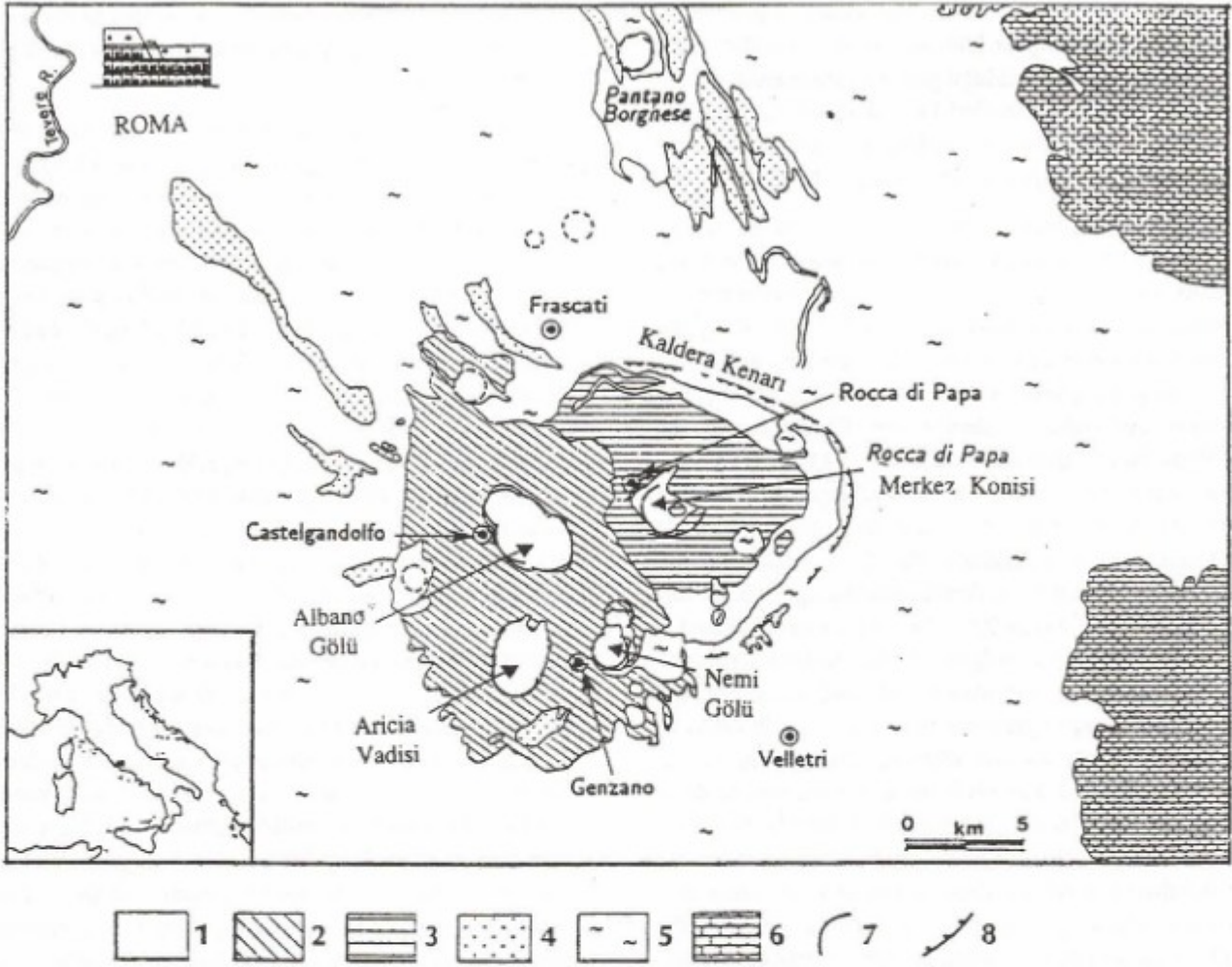
Bu çalışmada, volkanik bölgenin yerel ölçekte daha detaylı P-dalgası hız yapısına ait tomografik görüntülerini ortaya çıkarmak amacıyla "normal yaklaşımla" aynı veri takımının sönümlü en küçük kareler ters çözümü yapılmaktadır. Normal yaklaşımda, ardışık yaklaşımdan farklı olarak, hesaplanan bir model, diğer model sonuçlarından bağımsız ve her model için aynı 1-boyutlu başlangıç hız modelinin kullanılmasıyla elde edilmektedir. Burada hedeflenen; farklı grid açıklıklı 1-boyutlu hız modelleri için verinin ters çözümünü yaparak (normal yaklaşım) elde edilen 3 boyutlu hız modelleri sonuçlarının, Chiarabba ve diğ. (1994) yaptığı "ardışık yaklaşım-

lı" ters çözüm sonuçları ile çeşitli analizler yaparak karşılaştırmak ve hangi sonuç hız modelinin daha tutarlı olduğunu bulmaktır.

Ters çözüm işlemi için gerekli olan başlangıç modelleri üç ayrı grid açıklığına (2 km, 1.5 km, 1 km) göre oluşturulmuştur. Ters çözüm için seçilen depremlerin her bir başlangıç modeline göre ters çözümü yapılmaktadır. Önce, her bir model için, model ve veri varyansları arasında bir ödünlülük (trade-off) analizi yapılmakta ve her bir model için çizilen ödünlülük eğrisinin dikkatlice incelenmesiyle belirlenen sönüm parametresi değeri kullanılarak ters çözüme geçilmektedir. Ters çözüm işleminden sonra, her bir model için elde edilen sonuçlar, ulaşılan veri ve varyans değerleri, RMS değerleri ve ayrılmılık değerleri incelenip, birbirleriyle karşılaştırılarak hangi modelin en iyi olduğuna karar verilmektedir. Ayrıca, başlangıç modelleri için farklı sönüm parametresi değerleri kullanılarak, verinin ters çözümü yapılmakta ve adım adım çözümlerin yakınsaması, model ve varyans değerlerindeki azalma incelenerek farklı sönüm parametresi değerlerinin tomografik sonuçlar üzerindeki etkileri incelenmektedir. Son olarak, hangi modelin daha gerçekçi olduğunu belirlemek için, her bir modelin ayrılmılık matrisinin üç boyutta detaylı analizi yapılmaktadır. Bu amaçla ayrılmılık matrisinin her bir model parametresine karşılık gelen vektörü 3 boyutta incelenmektedir. Ayrıca her bir model parametresinin yayılım fonksiyonu hesaplanıp, ayrılmılık matrisinin diyagonal elemanlarını da göz önünde bulundurarak modellerin geçerliliği incelenmektedir. Bu çalışma ile Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altına ait karmaşık bir hız yapısı ortaya çıkarılmıştır. Bulunan sonuçlar, "ardışık yaklaşımlı" tomografik sonuçlarla genelde uyum içinde olup, daha fazla detaylı bilgi içermektedir ve volkanik sistemin karmaşık yapısına, volkanik gelişimine yeni bir ışık tutacaktır.

BÖLGENİN JEOLÖJİK YAPISI VE SİSMİSİTESİ

Alban Tepeleri Volkanik Bölgesi Kuvaterner yaşlı bir volkan olup orta Apeninler'in Tiren kenarında yer alır (Şekil 1). Bölge yüksek potasyum içeren farklı birimlerden oluşur. Bölgede Pliyosenden hemen sonra bağlayan Apenin orojenezinin ardından etkili olan açılma tektoniği sonucunda bir açılım volkanizması olarak meydana gelmiştir (Funicello ve Parotto 1978). Volkanik kompleks yapılar yaklaşık 0.7 myö (milyon yıl önce) ile 0.027 myö arasında meydana gelen üç ana aktivite sonucu oluşmuştur. İlk püskürme faaliyeti 0.7 myö ol-



Şekil 1. Alban Tepeleri Bölgesinin Jeolojik Haritası. 1:Kuvaterner kıtasal birimler, 2: Phreatomağmatik birimler (0.027 milyon yıl önce-myö), 3: Merkezi koniden akan lav ve piroklastik malzeme, 4: Lav akıntıları, 5: Kalderanın meydana geldiği püskürme döneminde etrafa yayılan lav ve piroklastik kayalar (0.5 myö), 6: Apeninik kireçtaşları, 7: Krater, 8: Merkezi koni ve kaldera kenarı (Chiarabba vd., 1994).

Figure 1. Geologic map of the Alban Hills Volcano. 1: Quaternary continental units, 2: phreatomagmatic units (0.027 Ma), 3: lavas and pyroclastic rocks from the central vent (0.3 Ma), 4: lava flows, 5: limestones of the Apenninic chain; 7: craters, 8: central cone and caldera rim (Chiarabba et al., 1994).

muş (De Rita ve diğ. 1988) ve 0.027 myö'ye kadar aktivite devam etmiştir (Alessio ve diğ. 1966, Fornaseri 1985). Bu etkinlik döneminde 150 km² ten daha fazla piroklastik lav püskürtülmüştür. Merkezi konide meydana gelen ilk patlama döneminin ardından, yaklaşık 0.4 myö, 12x10 km boyutlarında geniş bir kaldera oluşmuştur (Bertagnini ve diğ. 1985, Fornaseri 1985). Kaldera oluşumunun ardından volkanik aktivite, kaldera içerisinde

küçük bir merkezi koni oluşumu ile devam etmiş, lösitik lav ve piroklastik malzeme akışı oluşmuştur. İkinci aktivite dönemi olan bu dönemde volkandan yaklaşık 2 km³ malzeme püskürtülmüştür (De Rita ve diğ. 1988). Son aktivite döneminde ise, volkanın batı kısmında yeni kraterler oluşmuş ve bu kraterlerde güçlü preatomağmatik patlamalar meydana gelmiştir. Bu dönem 0.0027 myö sona ermiştir (De Rita ve diğ. 1988). Kalderanın dış kı-

sımlarında da bazı patlamalar meydana gelmiştir. Pre-atomağmatik patlamaların, Apenin bölgesinin Tiren kenarında hakim olan etkin tektonik aktivite süresince magma-yeraltı suyu etkileşmesi sonucu meydana geldiği ileri sürülmüştür (Funicello ve Parotto 1978).

Bölgenin altındaki yapı hakkında elde edilebilen jeofiziksel bilgi azdır. Yapılan sığ (1-2 km) sismik kırılma çalışması (Amato ve Valensise 1986), gravite verisi (Toro 1977) ve en son oluşan pretomağmatik püskürmelere ait ürünlerin incelenmesi (Funicello ve Parotto 1978), üst kabuğun sığ derinliklerinde karbonatik birimlerin yeraldığını ortaya koymuştur. Bölgenin doğusunda da yaygın olarak Apenin kireçtaşları bulunmaktadır.

Alban Tepeleri bölgesinde Roma çağlarından beri sık sık sismik aktivite görülmektedir. Son 300 yıl içerisinde süreleri bir kaç gün ile iki yıl olabilen pek çok sismik kasırga oluşmuştur (Molin 1981). Son 10 yıl içerisinde bu bölgede 1981, 1987 ve 1989-1990 yılları arasında üç sismik kasırga oluşmuştur. 13 Nisan 1989 tarihinde meydana gelen $M_D=3.2$ ölçeğindeki bir deprem, bir yıl sürecek olan yeni bir sığ sismik kasırganın başlangıcı olmuştur. Sismik kasırga süresince kaydedilen depremler arasında seçilen 1100 depremin konumlarını, Di Bona ve diğ. (1991) tarafından P ve S yayılma zamanları rezidüellerinin her ikisinin de ortalamasını minimum edilmesiyle elde ettikleri en iyi yarı uzay hız modelini kullanarak yeniden belirlemişlerdir. Çalışma sonucunda bölge için $V_p=5.4$ km/sn ve $V_p/V_s=1.9$ bulunmuştur. 1100 deprem için hesaplanan deprem episantrları volkanın batı kısmında yoğunlaşmaktadır. En son (0.03 myö) preatomağmatik aktivitenin yer aldığı sismojenik olan bu bölge, kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda yer almaktadır (Amato ve diğ. 1984, 1994, Chiarabba ve diğ. 1994). Fay düzlemi çözümleri de Apeninlerde gerilme alanının bölgesel oryantasyonu ile uyum içerisinde olan kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda yer alan bir açılmanın olduğunu ortaya koymaktadır (Amato ve diğ. 1994).

VERİ

1989-1990 sismik aktivitesi esnasında, Istituto Nazionale di Geofisica ve U.S. Geological Survey işbirliği çerçevesinde, bölgeye yerel bir geçici sismik istasyon ağı yerleştirilmiştir (Di Bona ve diğ. 1991). İstasyon ağı, 6 tane üç bileşen ve 7 tane tek bileşen olmak üzere, toplam 13 sayısal istasyondan oluşmaktadır. İstasyon genişliği yaklaşık 15 km olup, istasyon açıklığı ise yaklaşık 4 km dir. Tomografi çalışması yapmak amacıyla kaydedilen depremlerin 163 tanesi, her bir deprem için en azından 12 varış zamanı (P ve S dalga fazları için) okuması-

nın olması ve odak lokasyon hatalarının yatay ve düşey yönde 2 km den az olması koşullarına göre seçilmiştir. Sonuç olarak 1314 P dalgası varış zamanı ve 1185 S dalgası kullanılarak ters çözüm işlemi yapılmıştır. P varış zamanları verisi sismik sinyallerin sinyal/gürültü oranlarından ortaya çıkarılan doğruluk derecelerine göre ağırlıklandırılmıştır. P dalgası varış zamanları için 0.01 ve 0.05 sn aralığındaki okuma hataları, 1-0.25 arasında katsayılarla ağırlıklandırılmıştır. S dalgası varış zamanları için 0.01-0.1 sn aralığındaki okuma hataları için ağırlık katsayıları 1-0.25 aralığında değişmektedir. S dalga varışı okumaları, büyük okuma hataları içerdiğinden bu çalışmada kullanılmamış olup sadece P dalgası varış zamanlarının ters çözümleri yapılmıştır.

Diğer taraftan veri, odak uzaklıklarına ve varış zamanı rezidüel değerlerine göre ayrıca ağırlıklandırılmaktadır. Örneğin, büyük rezidüel değerlerine ve büyük odak uzaklıklarına sahip olan varışlar daha az ağırlıklandırılmaktadır. Bu ağırlıklandırma işlemi, kullanılan ışın izleme algoritmalarının (yaklaşık Işın İzleme ve Yalancı Bükülme Yöntemleri) belli bir mesafeden sonra sağlıklı çalışmamasından kaynaklanan yanılgıları gidermek içindir (Eberhart-Phillips 1990). Veri grubu için odak uzaklığı 10 km ye kadar olan veriler için ağırlık katsayısı 1.0 alınırken, 10-20 km arasında olanlar için 1.0'den 0.0 değerine doğrusal azalan ağırlık katsayıları, 20 km'den daha büyük uzaklıklar için 0.0 ağırlık katsayısı değeri kullanılmıştır. Benzer şekilde, 0.2 sn ve daha küçük rezidüel değerlerine sahip varış zamanları için 1.0 ağırlık katsayısı değeri, 1.0 sn - 0.2 sn arasında olanlar için 1.0'den 0.0'a doğru doğrusal azalan ağırlık katsayıları değerleri, 1.0 sn'den büyük rezidüel değerlerine sahip varış zamanları için 0.0 ağırlık katsayısı kullanılmıştır.

YEREL DEPREMLERİN TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ

Varış zamanlarının ters çözümünü yapmak için, ilk defa Thurber(1983) tarafından geliştirilen ve daha sonraları Eberhart-Phillips(1986) tarafından yapılan düzenlemelerle günümüzdeki haline getirilen SimulPS10 adlı henüz yayınlanmamış bir program kullanılmaktadır. Bu program, sönümlü en küçük kareler yöntemini (Marquardt 1963) kullanarak odak parametreleri düzeltmelerini ve üç boyutlu hız yapısına ait hız parametre düzeltmelerini hesaplamaktadır. Orijinal olarak Thurber (1983) tarafından geliştirilen yöntem, ilk defa Coyote Lake Bölgesinde uygulanmış olup, daha sonraları geliştirilerek Eberhart-Phillips (1990), Thurber (1993), ve Eberhart-Phillips (1993) tarafından detaylı olarak açıklandığı şekliyle pek çok deprem kaynak bölgesine uygulanmıştır. Bu program aynı zamanda ters çözüm işlemi esnasında

büyük veri hacminden dolayı sorun olan büyük ve seyrek matrislerin terslerinin alınmasını kolaylaştırmak için Pavlis ve Booker (1980) ve Spencer ve Gubbins (1980) tarafından tanımlanan parametre ayrışım yöntemlerini kullanmaktadır.

Yeraltındaki hız ortamı, üç boyutlu bir grid ağı kullanılarak ifade edilmektedir. Üç boyutlu grid ağı içerisinde her bir grid noktasına bir hız değeri atanmakta ve üç boyutlu uzayda herhangi bir noktadaki hız değeri, grid noktalarındaki hız değerlerinin doğrusal enterpolasyonu ile bulunmaktadır. Bir ışın yörüngesi boyunca, bir noktadaki hız değeri ve kısmi türevleri, o nokta civarındaki en yakın 8 grid noktası değerlerinin doğrusal enterpolasyonu ile belirlenmekte ve böylece hız çözümleri, bloklarla modellemede karşılaşılan keskin süreksizliklere göre daha yumuşak değişimler içermektedir (Eberhart-Phillips 1986).

Ters çözüm işlemine, uygun bir başlangıç hız modeli benimsenip, odak parametrelerine uygun başlangıç değerleri verilerek başlanır. Işın izleme yöntemleri ile her bir depremin istasyonlara varış zamanları ve ışın yörüngesi hesaplanır. Daha sonra hesaplanan rezidüellerin ters çözümü ile hız parametrelerine uygulanacak olan düzeltme değerleri elde edilir. Bu düzeltmeler başlangıç hız modeline uygulanarak model iyileştirilir. Yeni modele göre yeni deprem lokasyonları belirlenir. Bu şekilde ardışık iterasyonlar son modelden hesaplanan varış zamanları ile gözlemsel varış zamanları arasındaki fark (rezidüeller) minimum olana kadar devam ettirilir. Bu işlem sonucunda hem gözlemsel veri grubunu açıklayan, hem de gerçek hız yapısına oldukça yakın olduğu düşünülen hız modeli elde edilmiş olur.

Işın teorisine göre bir kaynaktan çıkıp alıcıya gelen ışının alıcıdaki varış zamanı aşağıdaki eşitlikle ifade edilmektedir.

$$t = t_0 + \int_{\text{Kaynak}}^{\text{Alıcı}} \frac{1}{V(x,y,z)} ds \quad (1)$$

Burada; t_0 oluş zamanı, $V(x,y,z)$ hız fonksiyonu, ds yörünge elemanıdır. Çizgisel integral, ışın yörüngesi boyunca hesaplanmaktadır. Yayılma zamanlarının hesaplanması yapılırken, yerel hız değişimlerine bağlı olarak ışın yörüngelerindeki değişimlerin hesaplanan yayılma zamanları üzerindeki etkilerinin ihmal edilebilir derecede küçük olduğu varsayılmaktadır.

Gözlenen varış zamanları ile hesaplanan varış za-

manları arasındaki uyumsuzluk olarak adlandırılan rezidüeller,

$$r = t^{\text{göl}} - t^{\text{hes}} \quad (2)$$

şeklinde yazılabilir. Rezidüeller, doğrusal bir yaklaşımla doğrusal hale getirilerek odak ve hız parametrelerine uygulanacak değişimlerle ilişkili hale getirilebilir.

$$r = \Delta t_0 + \frac{\partial t}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial t}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial t}{\partial z} \Delta z + \sum_{i=1}^N \frac{\partial t}{\partial V_i} V_i \quad (3)$$

Burada odak parametreleri kısmi türevleri, model parametreleri kısmi türevleri, oluş zamanı düzeltme değeri, odak parametreleri düzeltme değerleri ve hız parametreleri düzeltme değerleridir. Kısmi türevler hesaplandıktan sonra bilinmeyen düzeltme değerlerini bulmak için ters çözüm yapılmaktadır.

(3) ifadesini matris şeklinde tekrar yazılabilir:

$$d = Gm \quad (4)$$

Burada d rezidüel vektörü, G kısmi türevler matrisi ve m parametre düzeltme vektörüdür. Genelde (4) ifadesinin tekil bir çözümü yoktur ve G matrisi, elemanlarının çoğu sıfır olan seyrek bir matristir. Bu problemin çözümü için yaygın olarak "Sönümlü En Küçük Kareler Yöntemi" uygulanır (Levenberg 1944, Marquardt 1963, Marquardt 1970).

$$m = (G^T G + \theta^2 I)^{-1} G^T d \quad (5)$$

Burada I birim matris ve θ^2 ise sönüm sabiti (veya sönüm parametresi) olup, Marquardt Faktörü olarak da bilinir. G matrisinin küçük özdeğerleri sebebiyle, model parametrelerinde meydana gelebilecek büyük değişimler sönüm parametresi ile ortadan kaldırılabilir. (5) ifadesinden görüldüğü gibi, G matrisinin köşegen elemanlarına θ^2 gibi sabit bir değer eklemek, sıfır olmalarını önler. Bu durumda çözüm, sönüm katsayısının seçimine son derece duyarlıdır. Sönüm katsayısı θ^2 seçiminde uygulanan pratik bir yöntem (Eberhart-Phillips 1986) ise, veri varyansı ile model uzunluğu (başlangıç değerlerine göre model varyansları) arasındaki ilişkinin göz önüne alınarak ödüllülük (trade-off) analizinin yapılmasıdır.

Ayrırlılık matrisi (rezolüsyon matrisi) $\mathbf{R}$, ters çözüm sonuçlarının geçerliliği ile kalitesini belirlemeye yardımcı olur ve gerçek model ile kestirilen model arasında bir süzgeç görevi görür.

$$\mathbf{R} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \theta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{G} \quad (6)$$

Ayrırlılık matrisi, bilinmeyen model parametrelerinin ne kadar iyi kestirildiğini ifade eder. Böylece ters çözüm sonucunda, işlem boyunca $\mathbf{R}$ matrisi tarafından yer içine ait yuvarlatılmış tomografik bir görüntü elde edilir. Eşer ayrırlılık matrisi birim matrise eşit ise ($\mathbf{R}=\mathbf{I}$), her bir model parametresi bağımsız olarak kestirilmiştir ve kestirilen model gerçek modele eşdeğerdir. Aksi takdirde, genelde tüm tomografik ters çözüm sonuçlarında olduğu gibi, kestirilen model parametre değerleri model hacmi içerisinde ağırlıklı bir ortalama değere sahiptir (Menke 1989). Diğer bir deyişle, kestirilen model parametreleri, gerçek model parametrelerinin ağırlıklı ortalamasıdır. $\mathbf{R}$ matrisinin diyagonal elemanları, kestirilen modelin parametre ayrırlılığının bir ölçütüdür. Sıfıra yakın diyagonal elemanları değerleri düşük ayrırlılık, 1'e yakın değerler ise yüksek ayrırlılık ifade eder. Örneğin diyagonal elemanı 1 olan nodun temsil ettiği hız değerinin, gerçek hız değerine oldukça yakın olduğu söylenebilir. Ayrırlılık, ters çözümde kullanılan sönüm parametresi, ışın dağılımı ve grid açıklığı gibi faktörlere bağlıdır.

Sismik tomografide tüm ayrırlılık matrisinin dikkatlice incelenmesi son derece önemlidir. Sadece $\mathbf{R}$ matrisinin diyagonal elemanlarına bakarak sonuçları değerlendirmekle kabaca bir fikir edinilmiş olunur. Nispeten düşük diyagonal değerlere sahip bir model, aslında incelenilen bölgenin iyi tanımlı bir görüntüsünü ifade edebilir. $\mathbf{R}$ matrisinin bir satırı, ait olduğu model parametresi için, diğer model parametresi üzerinden ortalama alan bir vektördür ve model parametrelerine olan bağımlılığını tanımlar. Ayrırlılık matrisini incelemenin etkin yolu, üç boyutta tek bir parametre için ortalama vektörü çizerek gözlemektir (Menke 1989). Model parametrelerinin iyi bir ayrırlılığa sahip olması durumunda, ortalama vektörün elemanları, sadece bu parametrenin çok yakınında sıfırdan farklı değerlere sahip olurken, diğer yerlerde ise sıfırdır. Böyle bir ortalama vektörün kompakt olduğu (ortalama vektör şekli olarak delta fonksiyonuna benzediği durum) düşünülür (Menke 1989). Ayrırlılık matrisinin diğer bir inceleme şekli Backus ve Gilbert (1967, 1968) ve Menke (1989) tarafından tanımlanan yayılım fonksiyonu ile yapılabilir;

$$S(p) = \sum_{q=1}^L w(p,q) R_{pq}^2 \quad (7)$$

R_{pq}^2 , $\mathbf{R}$ matrisinin elemanıdır; $w(p,q)$, p . ve q . grid noktaları arasındaki fiziksel mesafe ile tanımlanan ağırlıklandırma fonksiyonudur. L , ters çözümü yapılmış parametre sayısıdır. Kompakt bir ortalama vektör için yayılım fonksiyonu değerleri düşüktür. Bu durumda o grid noktasındaki hız parametresi için ayrırlılık mükemmeldir. Aksi durumda, bir grid noktası için yayılım fonksiyonunun şekli kompakt değilse, $S(p)$ değeri büyüktür ve o grid noktasındaki hız değeri diğer grid noktalarındaki hız değerlerinin ortalaması sonucunda elde edilmiştir. Bu durumda bu grid noktasında bir kirlenmenin olduğundan söz edilebilir. Tüm ortalama vektörlerin görsel analizi yapılarak ve $S(p)$ yayılım fonksiyonunun model hacmi içerisindeki davranışı incelendikten sonra, ışın yörüngelerine bağlı olarak hız anomalilerindeki kirlenmelerin hangi yönde olduğunu belirlenebilir (Chiarabba ve diğ. 1994).

Ters çözüm sonuçlarının değerlendirilmesinde kullanılan ayrırlılık ($\mathbf{R}$) matrisinin dışında, diğer bazı nitelikler de çözüm kalitesinin değerlendirilmesinde kullanılmaktadır. Bunlardan birisi de ters çözüm sonucunda rezidüellerin karekök ortalamasının (RMS) hesaplanması olup, verideki uyumsuzluğun bir ölçütünü verir.

$$RMS_{rezidüel} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (t_i^{md} - t_i^{bn})^2 \right]^{1/2} \quad (8)$$

Burada N , kullanılan yayılma zamanı sayısını, t_i^{md} ve t_i^{bn} sırasıyla hesap edilen ve gözlenen yayılma zamanlarını göstermektedir. Küçük RMS değerlerine sahip çözümlerde, model gerçek modele yakınsamıştır ve böylece rezidüellerde önemli miktarda bir azalma olmuştur. Ayrıca RMS değerleri, verideki okuma hatalarının büyüklüğünü ifade eder. İterasyon adımlarında hesaplanan RMS rezidüel değerlerindeki azalmalar, verideki hataların etkisinin minimizasyon işlemi ile azaldığını gösterir. Diğer taraftan veri varyansı, gözlemsel veri ile hesaplanan yeni model üzerinde kestirilen veri arasındaki uyumun bir ölçüsüdür (Menke 1989). Varyans azalımı, parametre değişimlerinde başlangıç durumuna göre bir ilerleme sağlandığını gösterir. Model varyansı ise model üzerinde uygulanan düzeltmelerin boyutunun bir ölçütüdür. Model varyansı değerinin artma miktarı ters çözüm işleminin doğrusallığının bir göstergesidir. Model varyansı değerlerinin küçük olması, hesaplanan parametre

düzeltilmelerinin durağan koşullar içerisinde, verideki muhtemelen mevcut olan gürültünün ters çözümü yapılmadan hesaplandığını ifade eder. Veri varyansı ile model varyansı arasındaki bir ödüllülük ilişkisi var olup, birisinin değeri azalırken diğerinin arttığı bir fonksiyondur (Menke 1989, Eberhart-Phillips 1986).

TERS ÇÖZÜM İŞLEMİ VE SONUÇLARI

İteratif ters çözüm işlemi uygun bir 1-boyutlu (1-B) hız modeli benimsenerek yapılır. Bölgede derin sismik kırılma profili gibi diğer jeofiziksel çalışmaların eksik olması nedeniyle 3-B ters çözüm için gerekli olan 1-B başlangıç modeli Chiarabba ve diğ. (1994), çalışmasında kullanılan ve bölgedeki jeolojik bilgidan ortaya çıkarılan 1-B hız modelinden yararlanarak oluşturulmuştur.

Bu çalışmada S-dalgası verisi, P-dalgası verisine göre daha fazla belirsizlikler içerdiğinden (daha büyük okuma hataları nedeniyle), sadece P dalga hızı yapısı elde edilmeye çalışılmıştır. S-dalgası varış zamanları sadece odak konumlarını daha iyi belirlemek amacıyla kullanılmıştır.

Bu çalışmada bölgenin altındaki hız yapısını detaylı incelemek için yeraltı Chirabba ve diğ. (1994) göre daha küçük grid açıklıklı nodlarla modellenmiştir. Temel olarak grid açıklıklarına göre 2 km, 1.5 km ve 1 km (Model A, Model B, Model C) olmak üzere üç ayrı başlangıç

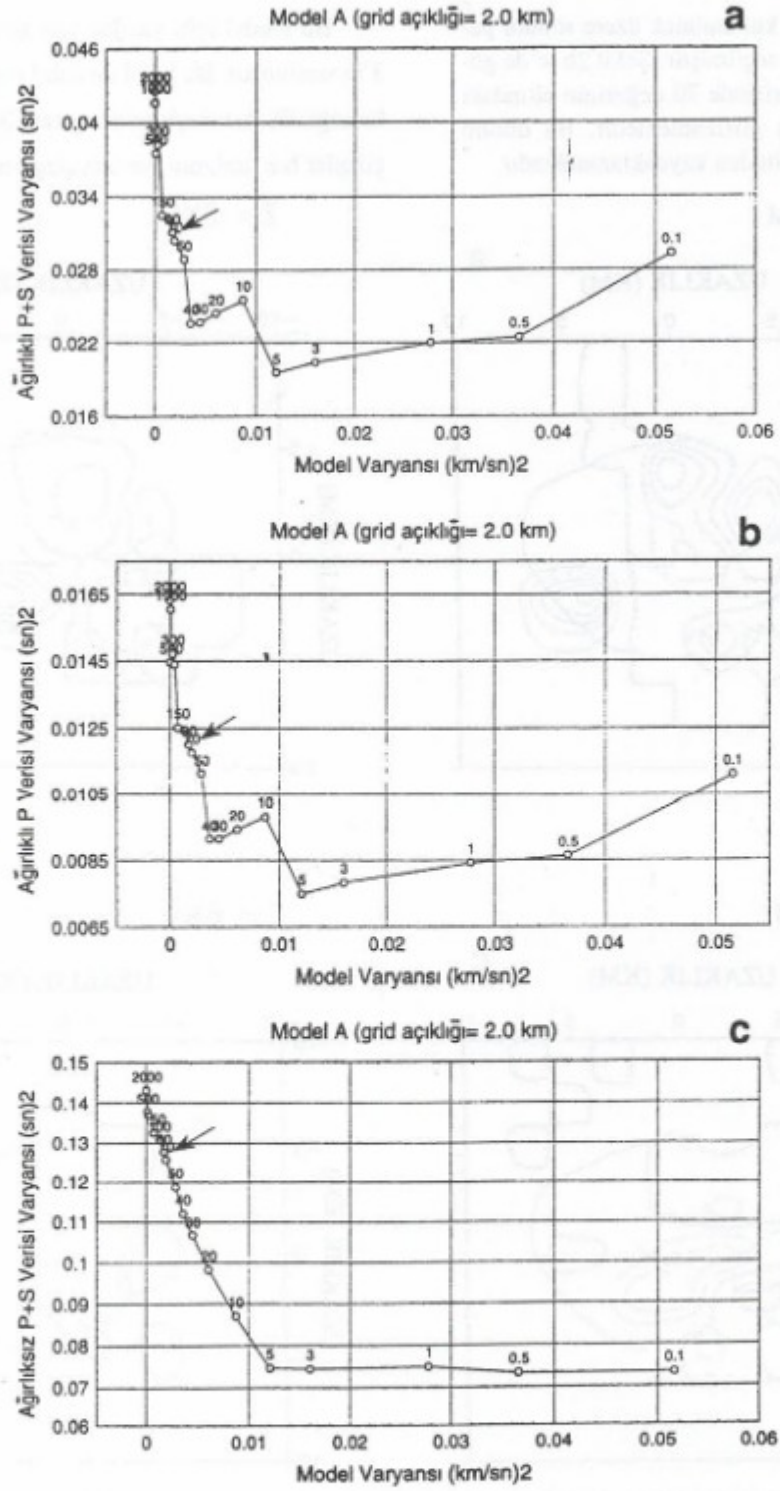
modeli kullanılmıştır. Her bir başlangıç modeli için yayılma zamanı rezidüellerinin ters çözümü yapılarak, 3-B hız modelleri elde edilmektedir. Sönümlü en küçük kareler ters çözümü için gerekli olan uygun sönüm parametresi, her bir model için model ile üç tür veri varyansı (ağırlıklı P+S verisi, ağırlıklı P verisi, ağırlıksız P+S verisi) arasında yapılan ödünleşme analizleri sonucunda belirlenmektedir. Bu amaçla benimsenen başlangıç modeli için farklı sönüm parametreleri kullanılarak tek adım ardışık ters çözüm yapılır ve elde edilen model ve veri varyansları arasında bir ödünlülük grafiği çizilir. Bu grafiğin analizinden, çözüm varyansında çok fazla artışa neden olmadan, veri varyansında optimal bir azalmayı sağlayan değer, ters çözüm için en uygun sönüm parametresi olarak seçilir.

İlk ters çözüm 2 km'lik grid açıklığına sahip başlangıç modeli (Model A) ile yapıldı. Benimsenen 1-B başlangıç hız modeli dört yatay tabakadan oluşmuştur. Tabakaların derinlikleri sırasıyla 1, 2, 4 ve 6 km'dir. Her bir tabakadaki grid noktalarına sabit hız değerleri atanmış olup, bunlar derine doğru her bir tabaka için sırasıyla 3.0, 4.3, 5.0, 6.0 km/sn'dir. Bu model için oluşturulan üç tür ödünlülük eğrisi Şekil 2'de görülmektedir. Ağırlıklı P+S verisi ve ağırlıklı P verisi için çizilen eğrilerin görünüşleri birbirine benzerdir. Diğer taraftan ağırlıksız P+S verisi için çizilen ödünlülük eğrisi diğer iki eğriye göre daha yumuşak görünüme sahiptir. Üç eğrinin dikkatlice incelenmesinden sonra bu model için sönümlü en

Çizelge 1. Üç boyutlu ters çözüm işlemleri sırasında Model A, Model B ve Model C için ters çözüm evreleri ve ardışık yaklaşım ile elde edilen sonuçlar ile karşılaştırılması.

Table 1. 3D inversion parameters for Model A, Model B, and Model C and comparison with results of the graded inversion.

Ters Çözüm İşlemleri	Ters Çözülen Parametre Sayısı	İterasyon Sönüm Sayısı	Çözümlenen Parametresi	Çözümlenen Parametre Sayısı	Varyans Azalımı (%)	Son Varyans (sn ²)	Son RMS (sn ²)
Model A	174	6	70	123	52.44	0.00792	0.05024
Model B	218	5	30	141	53.32	0.00723	0.04971
Model C	492	3	7	226	53.31	0.00744	0.04646
Kademeli Ters Çözüm (Chiarabba ve diğ. 1994)	Grid Açıklığı (km)						
	7.5		200	52	48.0		0.13000
	5.0		200	94	46.0		0.12000
	2.0		200	275	46.0		0.11000

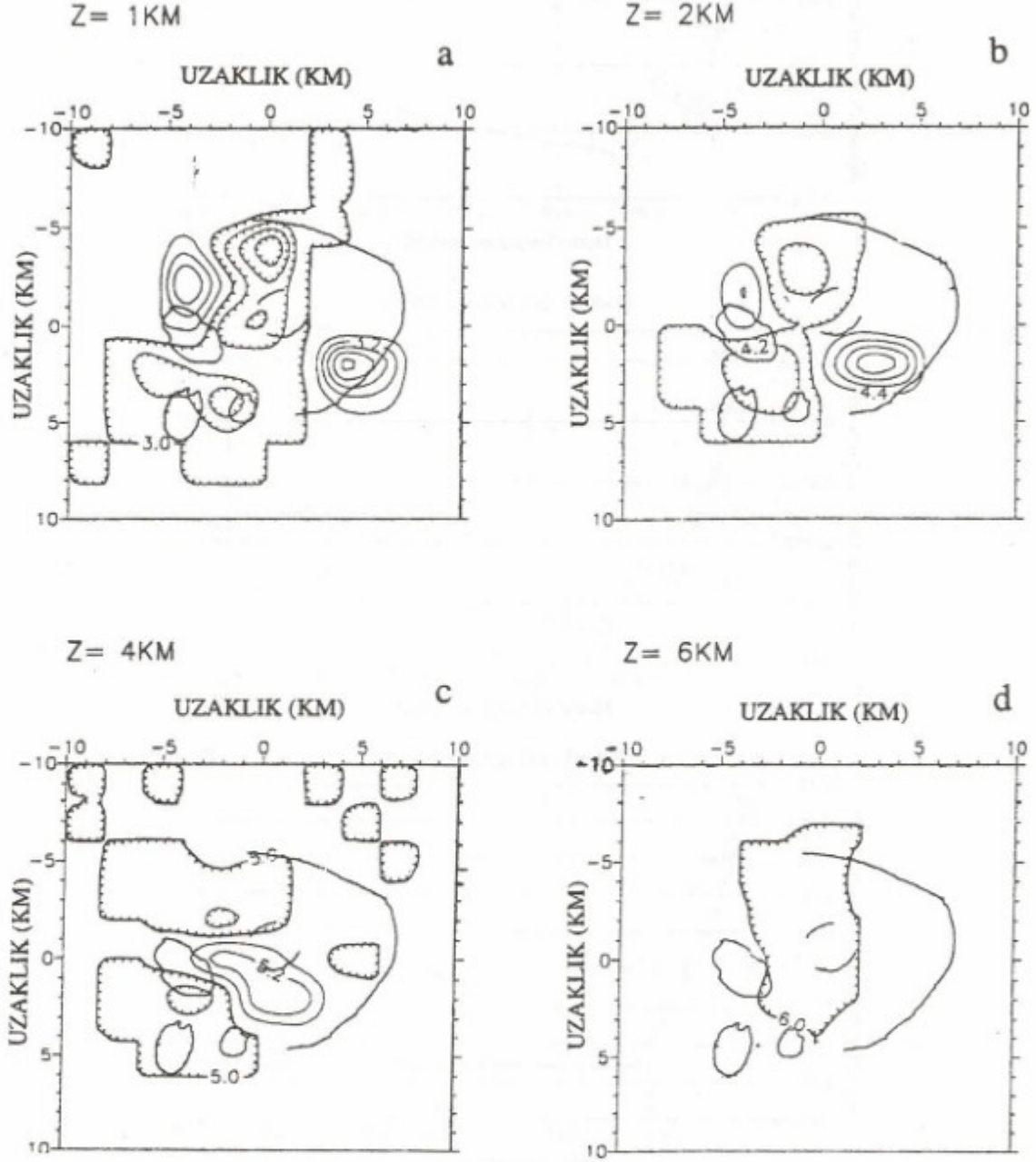


Şekil 2. Model A için hesaplanan model varyansı a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri.

Figure 2. Trade-off curves between model and data variance for the Model A. a) weighted P+S data, b) weighted P data, c) unweighted P+S data.

küçük kareler çözümünde kullanılmak üzere sönüm parametresi olarak 70 değeri seçilmiştir. Şekil 2b, c'de görüldüğü gibi ödünlülük eğrisinde 70 değerinin altındaki değerlerin salınım yaptığı gözlenmektedir. Bu durum muhtemelen verideki gürültüden kaynaklanmaktadır.

Bu model için yapılan ters çözüm sonuçları Şekil 3'te verilmiştir. Bu Şekil de dahil olmak üzere diğer tüm tomografik hız kesitlerini içeren Şekillerde içe dönük çizgiler hız azalmasını ve düz çizgiler ise hız artımını ifa-



Şekil 3. P dalgası hız modeli (Model A). Kullanılan sönüm parametresi değeri 70 olup, grid açıklığı 2 km'dir. Konturlarda, içe dönük çizgiler ile hız azalımı ve düz çizgilerle hız artımı ifade edilmektedir.

Figure 3. Final P-wave velocity model with a grid spacing of 2 km (Model A). Chosen value of damping parameter used in the inversion is 70. Contouring with the thin solid lines shows a velocity increasing and hatched lines show a velocity decreasing.

de etmektedir. İlk tabakada (1 km derinlik) iki yüksek hızlı anomali belirgin olarak volkanın doğu kısmında ve kuzeybatı kısmında görülmektedir. Kalderanın kuzey kısmında gözlenmeye başlanan düşük hızlı anomali, kalderanın ortasına ve güneybatı kısmına doğru yayılmaktadır. İkinci tabakada (2 km derinlik) iki yüksek hızlı anomali, kalderanın merkezine doğru biraz daha yaklaşmış durumdadır ve sonuçta üçüncü tabakada (4 km derinlik) birbiriyle birleşmektedir. Son tabakada (6 km derinlik) belirgin bir hız değişimi görülmemektedir. Ters çözümü yapılan grid noktası sayısı 123'tür. Varyans azalımı %52.44 ve veri için son RMS değeri 0.050 sn^2 'dir.

İkinci ters çözüm işlemi, yatay yönlerde 1.5 km'lik grid açıklığına sahip başlangıç modeli (Model B) için yapılmıştır. Bu modelde yatay tabakalar 1, 2, 4, 6 km derinliklere yerleştirilmiştir. Model A için elde edilen sonuçlarda görüldüğü gibi 6 km derinlikte bulunan tabakada hiçbir hız değişimi olmaması nedeniyle bu tabakadaki grid noktaları ters çözüm işlemi boyunca sabit tutulmuştur. Buna bağlı olarak, diğer tabakalarda yatay yönlerde daha fazla grid noktası kullanılarak, model hacmi 3 boyutta daha yoğun bir biçimde temsil edilmektedir. Bu model için hesaplanan 3 ödünleşme eğrisi Şekil 4'de görülmektedir. Üç eğri şekil olarak birbirine benzerdir. Model A için hesaplanan ödünleşme eğrilerine göre dik kat çekici bir nokta ise, her üç egride, 50 değerine sahip sönüm parametresi civarında zig-zag şeklinde bir salınımın olmasıdır.

Bu üç eğrinin değerlendirilmesi sonucu, ters çözüm için sönüm parametresi olarak 30 değeri seçilmiştir. Elde edilen ters çözüm sonuçları (Şekil 5) bir önceki adımda elde edilen hız anomalilerine benzer şekildedir. İlk tabakada, kalderanın güneydoğusunda ve kuzeybatısında daha sık anomali dağılımı ile kendini gösteren yüksek hızlı yapı, ikinci tabakada (derinlik 2 km) kalderanın merkezine doğru yaklaşmakta ve üçüncü tabakada (derinlik 4 km) kalderanın merkezinde birleşmektedir. Sonuçlara genel olarak bakıldığında, kalderanın kuzeyi, merkez bölgesi ve volkanik göllerin bulunduğu güneybatı bölgelerinde düşük hız anomalisinin hakim olduğu gözlenmektedir. Şekil 5 d, e'de sırasıyla yaklaşık kuzey-güney (A-B) ve kuzeydoğu-güneydoğu (C-D) doğrultularında alınmış düşey hız derinlik kesitleri görülmektedir. Derinlik kesitlerinde yeralan deprem odakları yıldız simgesi ile gösterilmektedir. Kesite göre belirli bir derinlik aralığı içinde dağılmış halde bulunan deprem odaklarının kesite izdüşümü yapılmıştır.

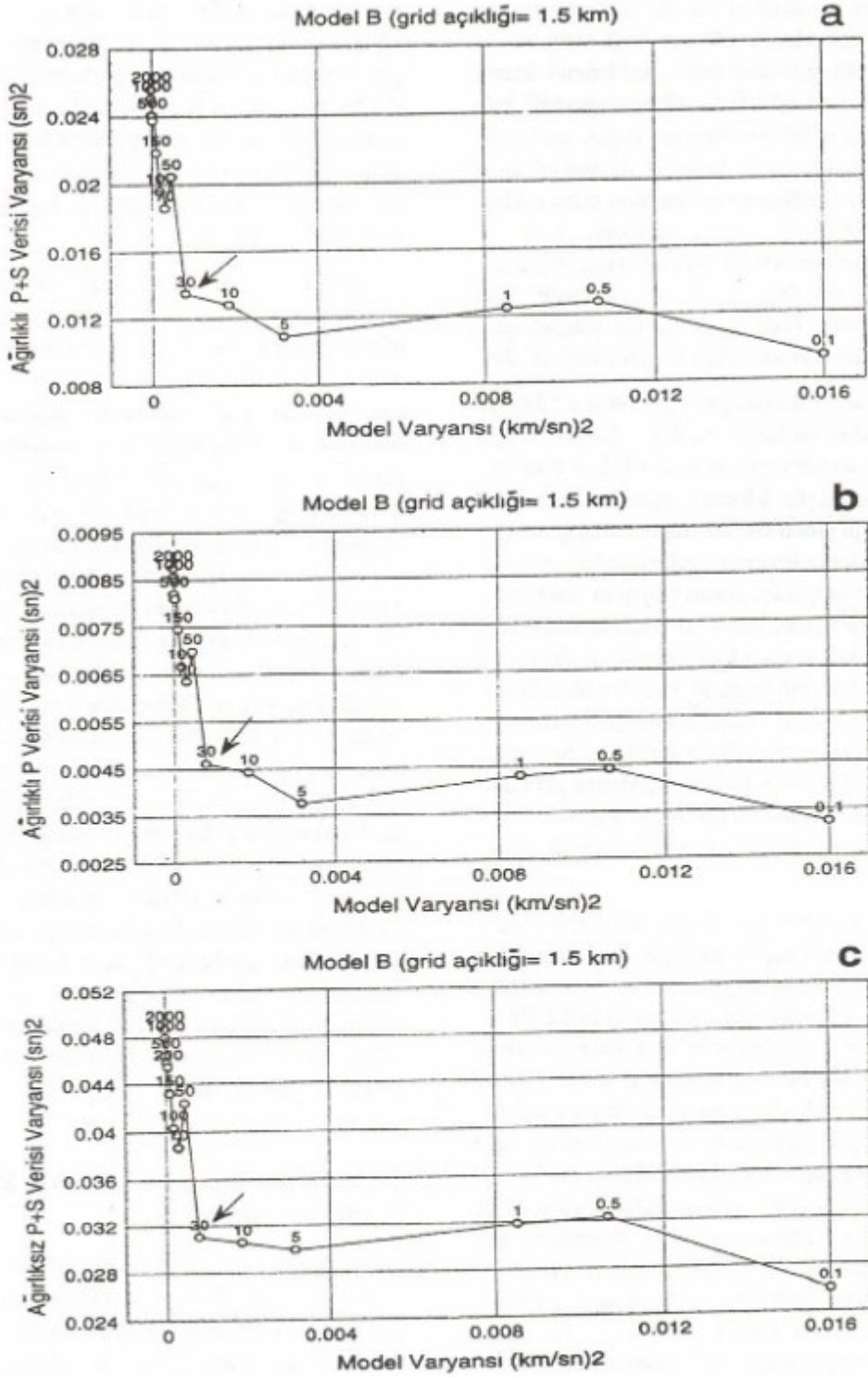
Ters çözüm işlemi sonucunda, Model B için ters çözümü yapılan grid noktası sayısı 141, varyans azalımı

%53.32 ve son RMS değeri 0.049 sn^2 'dir. Volkanın kuzey kenarı dışında Model A sonuçlarında mevcut olmayan yüksek hız anomalisi gözlenmektedir. Bu durum muhtemelen Model B için daha küçük bir sönüm parametresi değeri kullanılmasına veya kuzeyde model hacmi dışında kalan bölgede bulunan depremler nedeniyle ışın yörüngelerinin yapay bir etkisine bağlı olarak meydana gelmiş olabilir.

Son ters çözüm işlemi yatay yönlerde 1 km'lik grid açıklığı için oluşturulan 1-B başlangıç modeli (Model C) için yapılmıştır. Yatay tabakalar Model B'de olduğu gibi aynı derinliklerde (1, 2, 4 ve 6 km) yerleştirilmiş ve son tabaka ters çözüm işlemi boyunca sabit tutulmuştur. Bu model için hesaplanan ödünleşme eğrileri Şekil 6'da görülmektedir. Bu şekillerde Model B için hesap edilen ödünleşme eğrilerinde (Şekil 4) karşılaşılan zig-zag şeklindeki salınımlar gözlenmektedir. Bu kez eğrilerin salınım yapan kısmı daha küçük sönüm parametresi değerlerine ($=30$), aşağıya doğru kaymıştır. Öncelikle, eğrilerin değerlendirilmesinden, sönüm parametresi değerinin 7 olarak seçilmesinin ters çözüm işlemi için uygun olacağı düşünülmüştür. Elde edilen sonuçlar (Şekil 7) daha önceki elde edilen model sonuçlarına benzer olup, hız anomalileri yine aynı konumlarda ve biraz daha detaylı olarak elde edilmiştir. Elde edilen hız modeli sonuçlarında, ilk tabakada daha belirgin olmak üzere kalderanın kuzeyinde yüksek hız anomalisi görülmektedir. Bu anomali, modelin kuzey tarafında dışa doğru yayılmaktadır. Bu durum daha kuzeyde yeralan depremler ile istasyonlar arasındaki, yaklaşık olarak birbirine paralel ışın yörüngelerinden kaynaklanmış olabilir. Bu model için ters çözüm sonucunda ters çözümü yapılan grid noktası sayısı 226, varyans azalımı %53.31 ve veri için son RMS değeri 0.04646 sn^2 'dir.

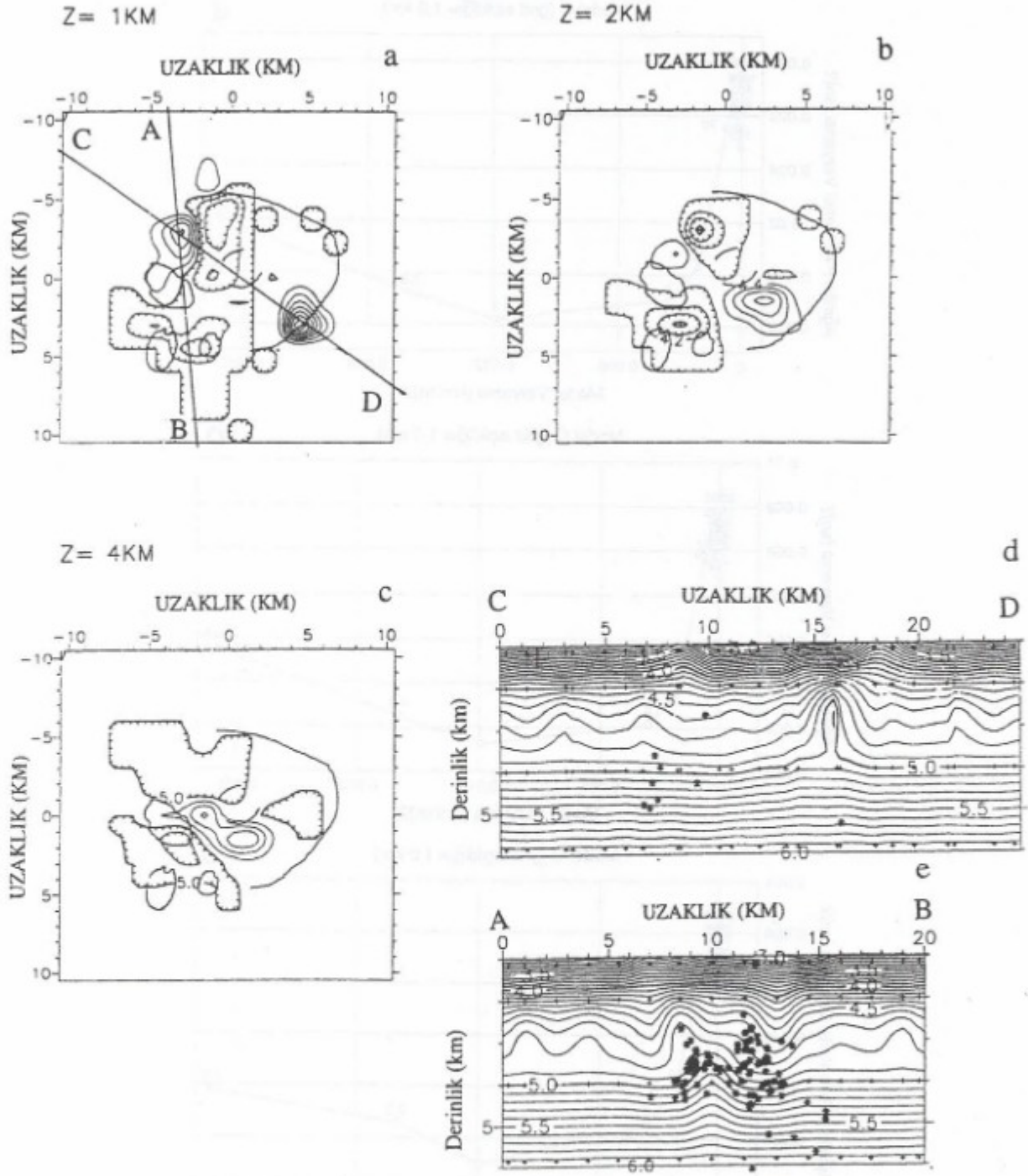
Deprem Konumlarının 1-B ve 3-B Hız Modelleri İçin Yeniden Belirlenmesi

Bu çalışmada kullanılan depremlerin konumlarının 1-B hız modeli ile 3-B hız modellerine göre yeniden belirlenmesindeki farklılığı inceleyebilmek için, verinin ilk RMS değerlerinin ters çözüm sonucunda elde edilen son RMS değerlerine göre değişimi incelenmiştir (Şekil 8). Şekil 8'de görüldüğü gibi, 3-B heterojen hız modeli kullanılması durumunda depremlerin büyük bir çoğunluğunda oldukça büyük RMS azalışları sağlanmıştır. Bu durum, ters çözüm sonucunda elde edilen ve gerçeğe yakın olduğu düşünülen 3-B hız modelinin, depremlerin ko-



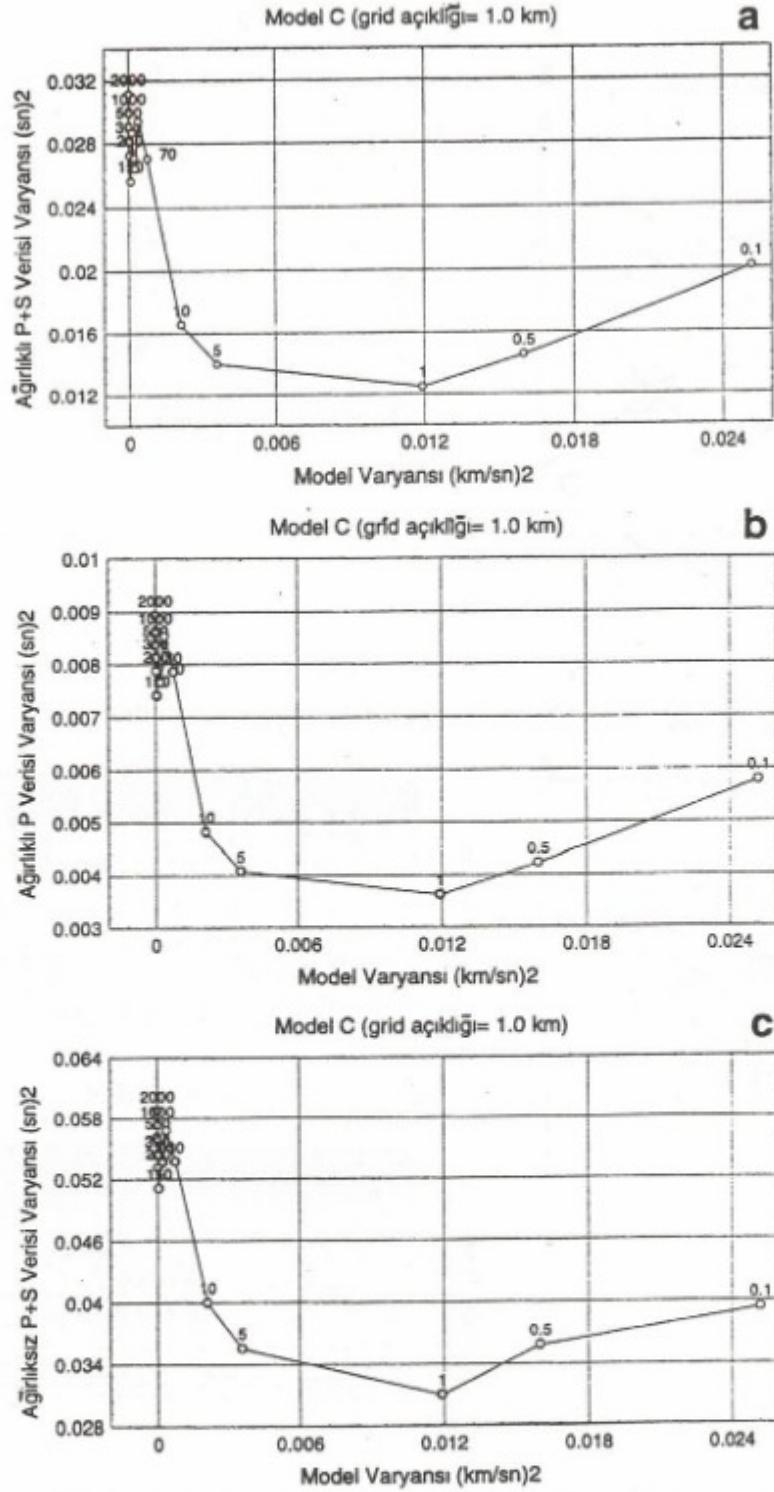
Şekil 4. Model B için hesaplanan model varyansı a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri.

Figure 4. Trade-off curves between model and data variance for the Model B. a) weighted P+S data, b) weighted P data, c) unweighted P+S data.



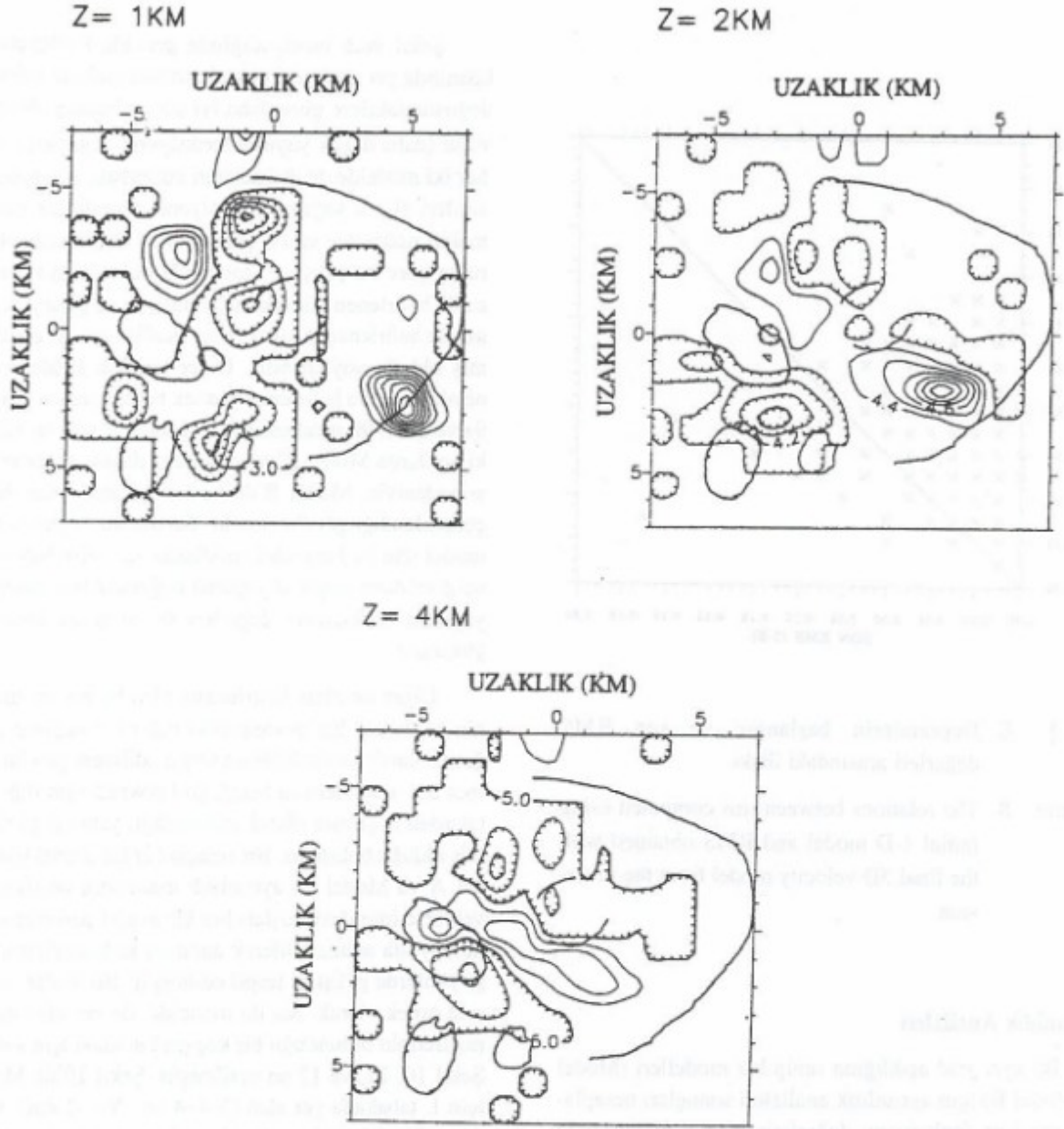
Şekil 5. P- dalgası hız modeli (Model B). Kullanılan sönüm parametresi değeri 30 olup, grid açıklığı 1.5 km dir. Tabakalar a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km derinliklerde yer almaktadır. d) ve e) sırasıyla C-D ve A-B doğrultularında alınan derinlik hız kesitleridir.

Figure 5. Final P-wave velocity model with a grid spacing of 1.5 km (Model B). Chosen value of damping parameter used in the inversion is 30. The layers located at 1-, 2- and 4 km depth are shown in a), b) and c) respectively. d) and e) respectively show C-D and A-B vertical cross sections through the model.



Şekil 6. Model C için hesaplanan model varyansı a) ağırlıklı P+S verisi, b) ağırlıklı P verisi, c) ağırlıksız P+S veri varyansları arasındaki ödünleşme eğrileri.

Figure 6. Trade-off curves between model and data variance for the Model C. a) weighted P+S data, b) weighted P data, c) unweighted P+S data.

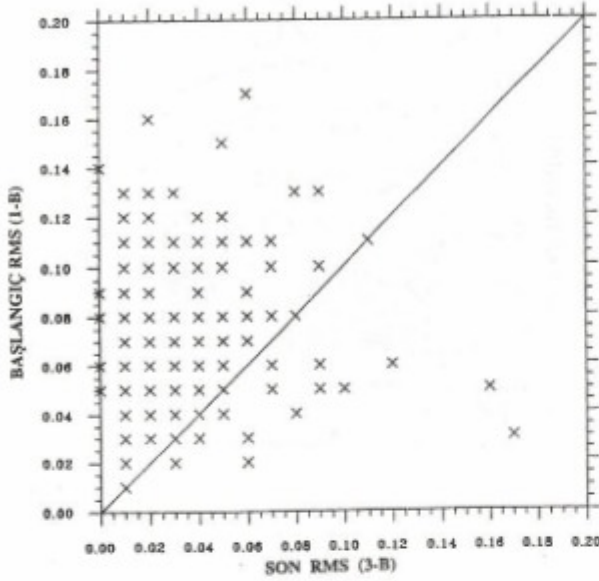


Şekil 7. P dalgası hız modeli (Model C). Kullanılan sönüm parametresi değeri 7 olup, grid açıklığı 1.0 km' dir.

Figure 7. Final P-wave velocity model with a grid spacing of 1.0 km (Model C). Chosen value of damping parameter used in the inversion is 7.

numlarının belirlenmesinde kullanılması, çok daha gerçekçi sonuçlar verdiğini gösterir. Burada sadece kalderanın kuzeyinde kalan bir kaç deprem için, beklenenin aksine, 3-B hız modeli kullanılması durumunda, daha yüksek RMS değerleri elde edilmiştir. Bu bölgede yer alan grid noktaları, düşük ışın yoğunluğu sebebiyle ters çözüm boyunca sabit tutulmuşken ışınlarla iyi örneklen-

miş olan merkez bölgesi, iterasyonlar boyunca sürekli değişebilmektedir. Volkanın kuzeyinde bulunan depremler her iterasyondan sonra yeniden yerleştirilirken, hız modelindeki bu durumdan olumsuz etkilenmiş ve bunun sonucu olarak daha büyük RMS değerleri bulunmuş olabilir.



Şekil 8. Depremlerin başlangıç ve son RMS değerleri arasındaki ilişki.

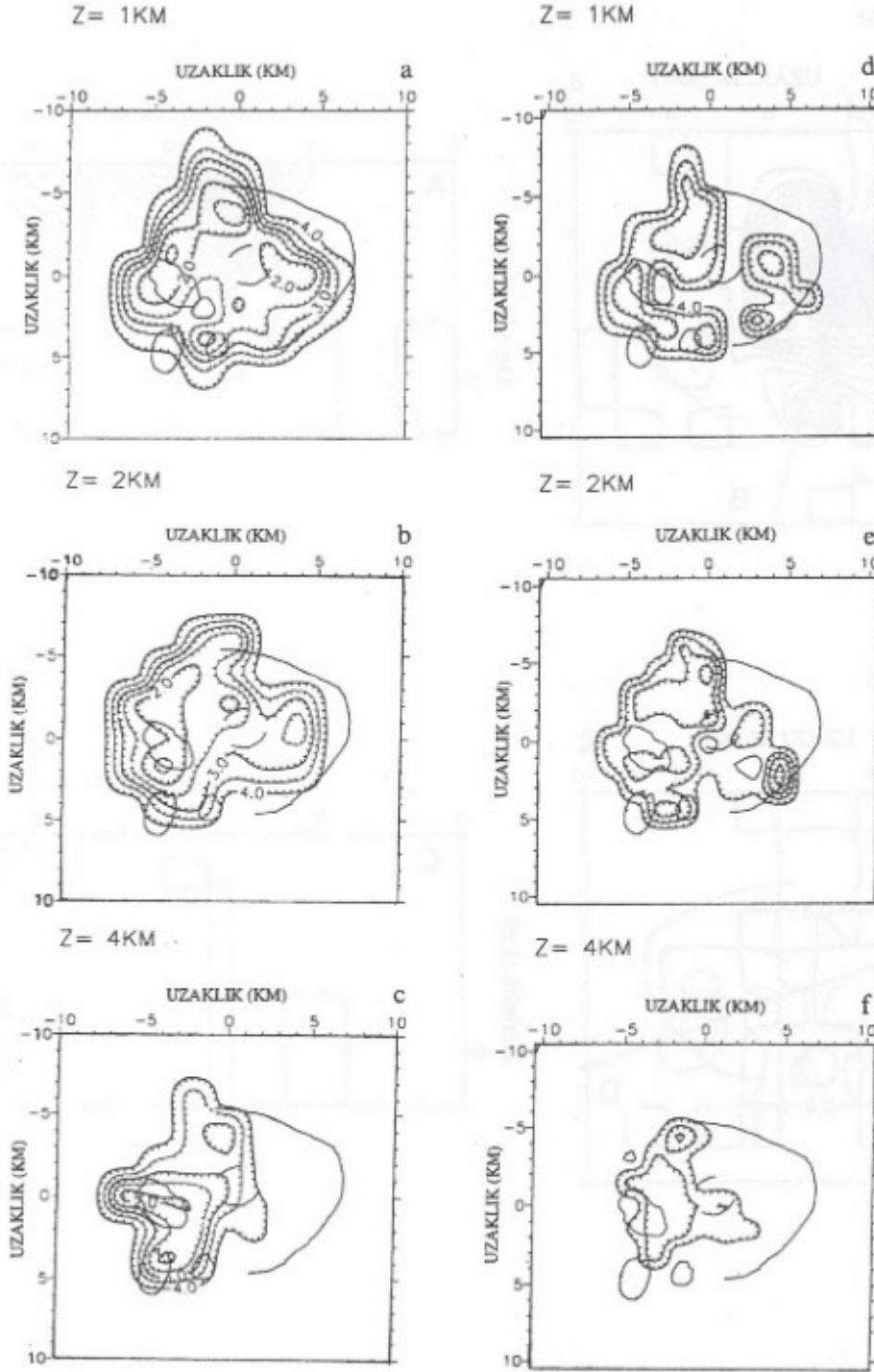
Figure 8. The relations between rms computed using initial 1-D model and RMS obtained with the final 3D velocity model from the inversion.

Ayrımlılık Analizleri

İki ayrı grid açıklığına sahip hız modelleri (Model A, Model B) için ayrımlılık analizleri sonuçları hesaplanan yayılma fonksiyonu değerlerinin konturlanmasıyla Şekil 9'da görülmektedir. Şekil 9a, Model A için ve Şekil 9b, Model B için konturlanmış yayılma fonksiyonu değerlerini göstermektedir. Model A ve Model B için bu sonuçlara bakıldığında göze çarpan ilk önemli özellik, çözümlenmiş grid noktası sayısının ilk tabakadan itibaren derine doğru inildikçe azalmasıdır. Genelde, çözümlenen grid noktaları kalderanın merkezi kısımlarında yer almaktadır. Bu durum, bölgedeki depremlerin ve istasyonların dağılımı ve dolayısıyla ışın yörüngelerinin dağılımı ile doğrudan ilişkilidir. Bölgede görülen depremler genelde sığ derinliklerde (1- 4 km) yoğunlaşmaktadır. Bu nedenle, örneğin 3. tabakadaki (4 km derinlik) ışınlar ile çözümlenen grid noktası sayısı, daha üstte bulunan sığ tabakalardakine göre daha azdır.

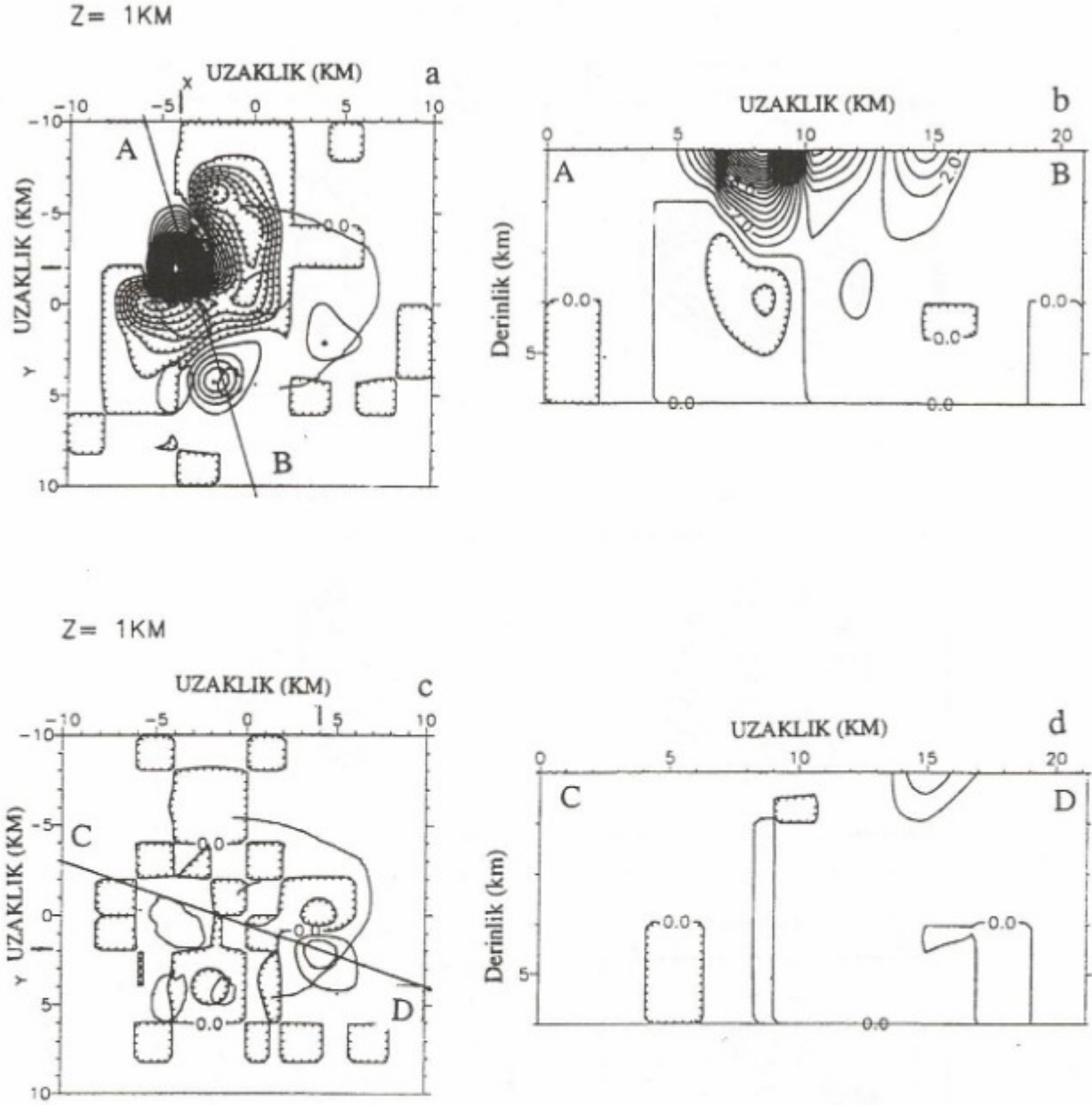
Şekil 9a,b incelendiğinde genelde kalderanın batı kısmında yer alan grid noktalarındaki hızların kalderanın doğusundakilere göre daha iyi çözümlenmiş olduğu görülür (daha düşük yayılım fonksiyonu değerleri). Ayrıca her iki modelde de kalderanın kuzeybatı, güneybatı kesimleri düşük yayılım fonksiyonu değerlerine sahip olmaları nedeniyle en iyi çözümlenen kesimlerdir. Bu duruma göre bu çalışma sonucunda kalderanın kuzeybatısında belirlenen yüksek hız anomalisi ve güneybatı kesiminde belirlenen düşük hız anomalilerinin iyi çözümlenmiş olduğu söylenebilir. Diğer taraftan kalderanın güneydoğusunda belirlenen yüksek hız anomalisi için Şekil 9a ve Şekil 9b incelendiğinde, Model B için bu bölgedeki nodlarda Model B'ye göre daha düşük değerler alınması nedeniyle, Model B'de bu hız anomalisinin daha iyi çözümlendiği görülmektedir. Bu duruma rağmen her iki model için bu kesimdeki nodlarda modelin batı kesimine göre daha düşük diyagonal değerleri bulunmuş olup, yayılma fonksiyonu değerleri de nispeten biraz daha yüksektir.

Diğer taraftan, belirlenmiş olan bu hız anomalilerinin ne derece hız modelindeki diğer hız değerlerine bağımlı olarak kestirildiğinin tespit edilmesi gerekir. Böylece hız modellerinin hangi grid noktalarının diğer noktalardan bağımsız olarak kestirildiği, yani iyi çözümlenmiş olduğu belirlenir. Bu amaçla her iki model için (Model A ve Model B) ayrımlılık matrisinin ortalama alan vektörlerinin davranışları her bir model parametresi için üç boyutta analiz edilerek anomali kirlenmelerinin hangi yönlerde geliştiği tespit edilmiştir. Bu analiz sonuçlarına örnek olarak, her iki modelde de yer alan hız anomalilerinin bulunduğu bir kaç grid noktası için sonuçlar; Şekil 10, 11, ve 12'de verilmiştir. Şekil 10'da Model A için 1. tabakada yer alan ($X = -4$ km, $Y = -2$ km) ve ($X = 4$ km, $Y = 2$ km) koordinatlarında yer alan grid noktaları için ortalama alan vektör elemanlarının 1 km derinlikte grid noktaları konumuna göre konturlanmış şekilleri (Şekil 10a ve 10c) ve her birisi için A-B ve C-D doğrultularda alınan derinlik kesitleri (Şekil 10b ve 10d) görülmektedir. Kalderanın kuzeybatısındaki grid noktasında yatay ve biraz da düşey yönlerde kirlenme mevcuttur (Şekil 10a ve b). 1. tabakada, incelenen grid noktası, hemen yakınındaki grid noktalarındaki hız değerlerinden ve ayrıca biraz daha uzakta kalderanın güneybatısındaki anomalide yer alan hız değerlerinden etkilenmektedir. Etkileşim ilk tabakada daha fazla olup, derine doğru inildikçe azalmaktadır. Şekil 10c ve 10d'den görüldüğü gibi kalderanın güneydoğusundaki grid noktası için diğer noktalardan bağımsız olarak kestirildiği ve kirlenmenin



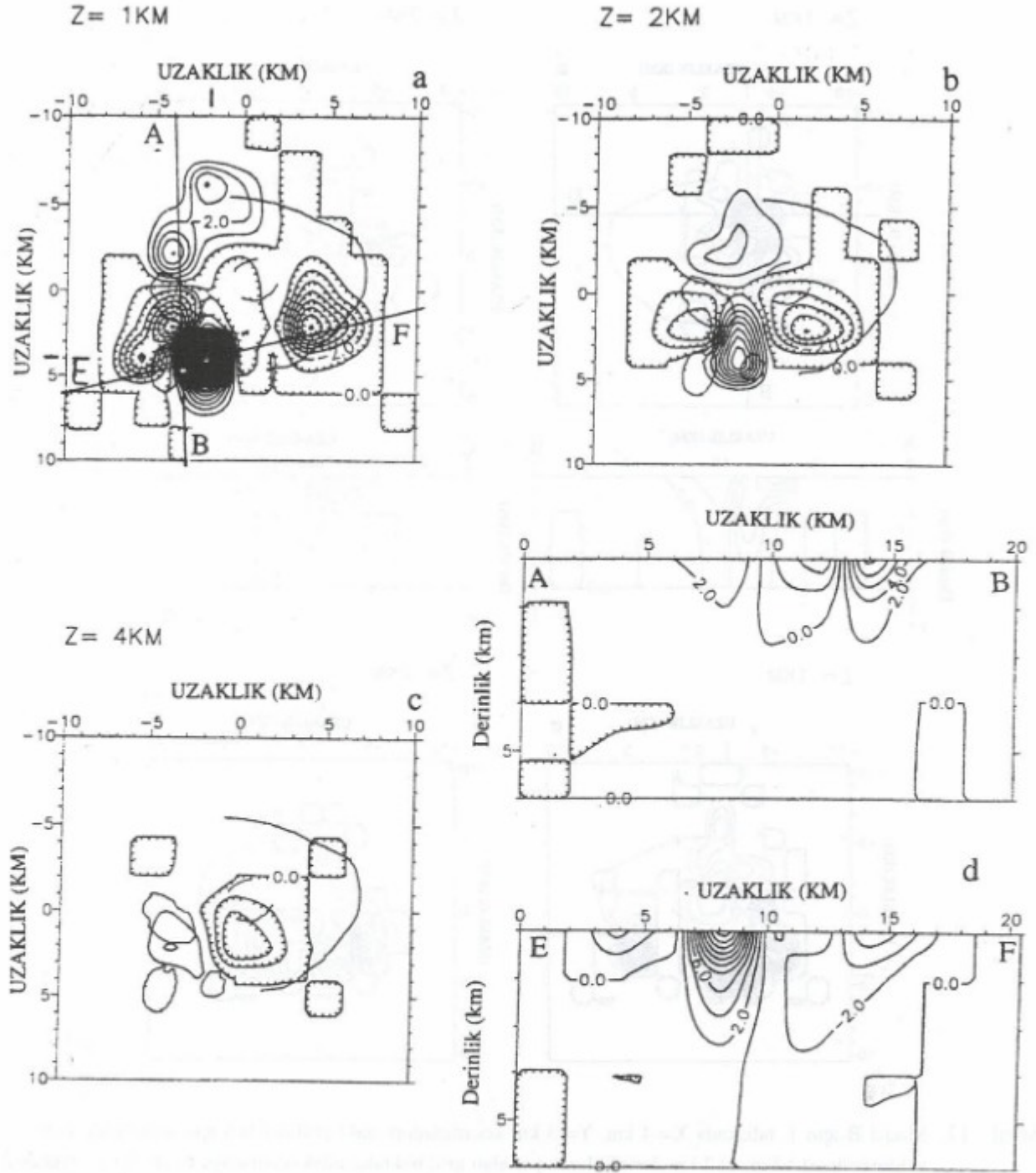
Şekil 9. Model A (solda) ve Model B (sağda) için yayılma fonksiyonu değerlerinin görünümü. Model A için a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km derinliklerindeki yayılma fonksiyonu değerlerinin dağılımı. Model B için d) 1 km, e) 2 km, f) 4 km derinliklerindeki yayılma fonksiyonu değerlerinin dağılımı.

Figure 9. Contouring of the Spread Function in the different layers (1, 2, and 4 km depth from top to bottom) for the Model A (left) and Model B (right).



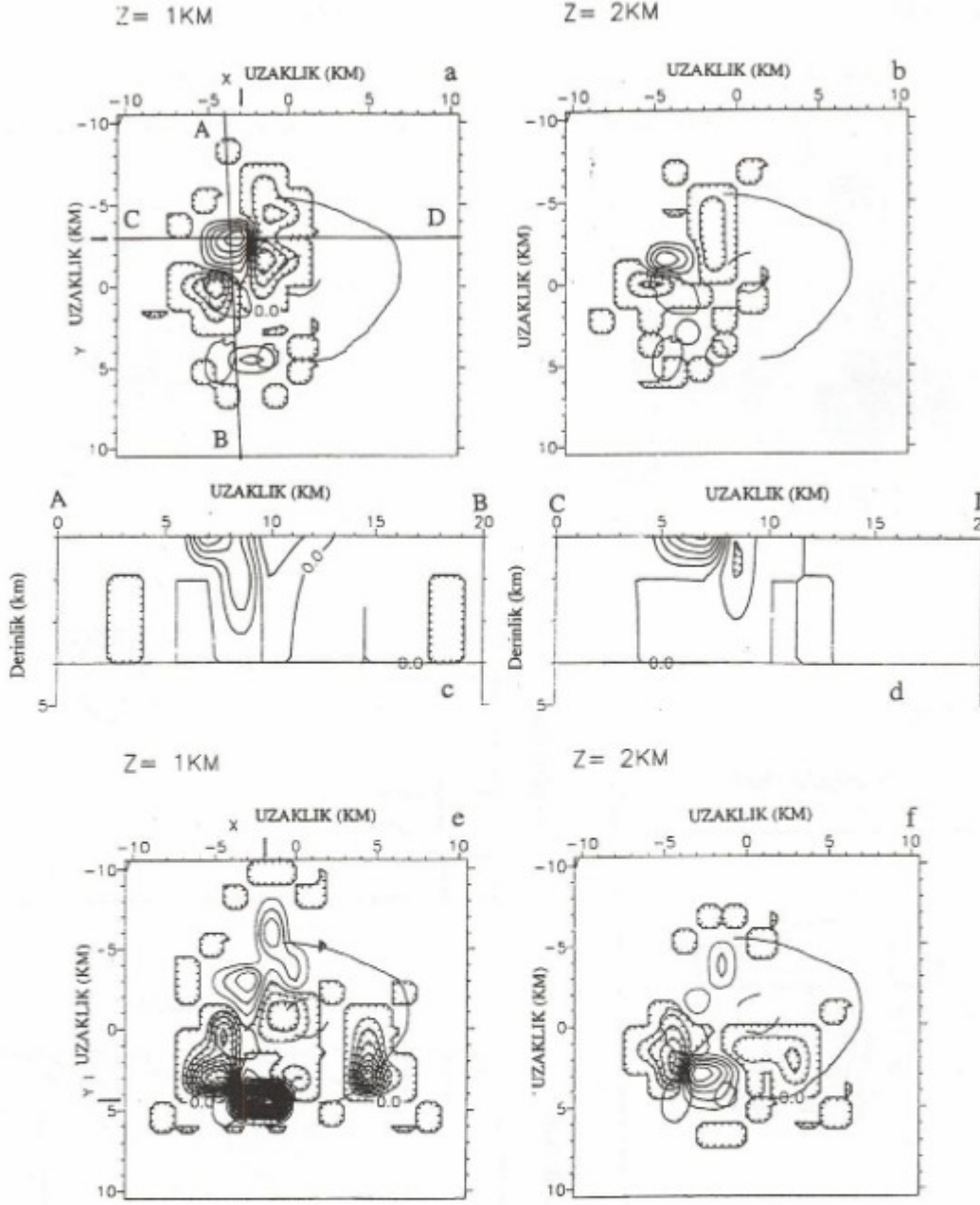
Şekil 10. Model A için 1. tabakada, $X = -4 \text{ km}$, $Y = -2 \text{ km}$ koordinatlarındaki grid noktası için ayrımlılık matrisinin satır vektörünün davranışı ve b) A-B doğrultusunda derinliğe bağlı değişimi, c) Model A için 1. tabakada $X = 4 \text{ km}$, $Y = 2 \text{ km}$ koordinatlarında yer alan grid noktası için ayrımlılık matrisinin satır vektörünün davranışı ve d) C-D doğrultusunda derinliğe bağlı değişimi.

Figure 10. a) Averaging vector for a grid node at $X = -4 \text{ km}$, $Y = -2 \text{ km}$ in the first layer for the Model A, b) A-B vertical cross-section through the model., c) and d) show respectively averaging vector for a grid node at $X = 4 \text{ km}$, $Y = -2 \text{ km}$ and C-D vertical cross-section.



Şekil 11. Model A için 1. tabakada $X=-4$ km, $Y=4$ km koordinatlarındaki grid noktası için ayrımlılık matrisinin satır vektörünün a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km derinliklerde yer alan grid noktalarındaki davranışı ve d) A-B ve E-F doğrultularında derinliğe bağlı değişimleri.

Figure 11. Averaging vector in 3D model for a grid node at $X=-4$ km, $Y=-4$ km in the first layer for Model A. a), b), and c) show the contouring of averaging vector in the layers at 1-, 2- and 4 km depth respectively. d) shows A-B and E-F vertical cross-section through the model.



Şekil 12. Model B için 1. tabakada $X=-4$ km, $Y=-3$ km koordinatlarındaki grid noktası için ayrımlılık matrisi satır vektörünün a) 1 km, b) 2 km derinliklerde yer alan grid noktalarındaki davranışı, c) ve d) sırasıyla A-B ve C-D doğrultularında derinliğe bağlı değişimleri. Model B için 1. tabakada $X=-2$ km, $Y=4$ km koordinatlarındaki grid noktası için ayrımlılık matrisinin satır vektörünün e) 1 km ve f) 2 km derinlikteki grid noktalarındaki davranışı.

Figure 12. Averaging vector for two velocity parameters in the Model B. a) and b) show contouring of the averaging vector in the layers 1 and 2 (1- and 2-km depth) respectively for a grid node at $X=-4$ km, $Y=-3$ km in the first layer, c) and d) show vertical cross section of A-B and C-D respectively through the model, e) and f) show contouring of the averaging vector in the layers 1 and 2 (1- and 2 km depth) respectively for a grid node at $X=-2$ km, $Y=4$ km in the first layer.

olmadığı söylenebilir fakat, bu nokta için ayrımlılık matrisinin diyagonal elemanı değeri (0.2) düşüktür.

Şekil 11'de Model A'nın 1. tabakasında yer alan ($X = -4$ km, $Y = 4$ km) grid noktası için ortalama alan vektörünün model içerisindeki davranışı görülmektedir. Şekil 11d ve Şekil 11a'dan görüldüğü gibi kalderanın yaklaşık kuzey-güney (A-B) ve doğu-batı (E-F) doğrultularında alınmış derinlik kesitleri olup, ortalama alan vektörünün bu doğrultular boyunca derinlikle olan değişimi izlenebilmektedir. Şekil 10a'daki duruma benzer şekilde göz önüne alınan grid noktası çevresindeki grid noktalarından hafifçe etkilenmekte ve düşey doğrultuda az da olsa bir kirlenme mevcuttur. Kalderanın güneydoğusundaki anomaliden etkileşim daha fazladır (Şekil 11d).

Benzer şekilde Model B için de ortalama alan vektörünün 3 boyutta model hacmi içerisindeki davranışı incelenmiştir. Şekil 12a, b, c, d'de 1. tabakada $X = -3$ km, $Y = -3$ km koordinatlarında yer alan grid noktası için ortalama alan vektörünün modelin ilk iki tabakasındaki dağılımı ve yaklaşık kuzey-güney, doğu-batı doğrultularında alınan derinlik kesitlerindeki davranışı görülmektedir. Şekil 12e, f'de yine 1. tabakada $X = -1.5$ km ve $Y = 4.5$ km koordinatlarında yer alan grid noktası için ortalama alan vektörünün modelin ilk iki tabakasındaki dağılımı yer almaktadır. Her iki grid noktası da modelin 1. tabakası içerisinde, yakınlarındaki grid noktalarından etkilenmektedir. Ayrıca her iki grid noktası içinde düşey doğrultularda az miktarda kirlenme mevcuttur ve bu kirlenme güneybatıdaki nokta için biraz daha fazladır. Model A ile karşılaştırılırsa, her iki modelde grid noktaları büyük ölçüde ilgilenilen nokta ve hemen civarındaki noktalardaki değerlere bağlı olarak kestirilmiş olmakla beraber, daha uzaktaki noktalardan da az miktarda etkilenmektedir. Ayrıca, muhtemelen grid açıklığının küçülmesine bağlı olarak Model B'de derinliğe göre biraz daha fazla kirlenme gözlenmektedir.

Her iki model için yayılım fonksiyonu ve diyagonal eleman değerleri göz önüne alınarak incelendiğinde, her iki model için diyagonal eleman değerleri önemli bir farklılık göstermezken, yayılma fonksiyonu değerlerinin Model B için daha küçük değerler aldığı gözlenmiştir (Gökalp 1995). Ayrıca ayrımlılık matrisinin diyagonal elemanları değerlerinde, Model B'deki 2. ve 3. tabakadaki bazı grid noktaları için daha iyi değerler (yüksek değerler) aldığı gözlenmiştir (Gökalp 1995). Bu nedenle Model B, Model A'ya göre daha iyi çözümlenmiştir ve en geçerli model olarak benimsenebilir. Model C için

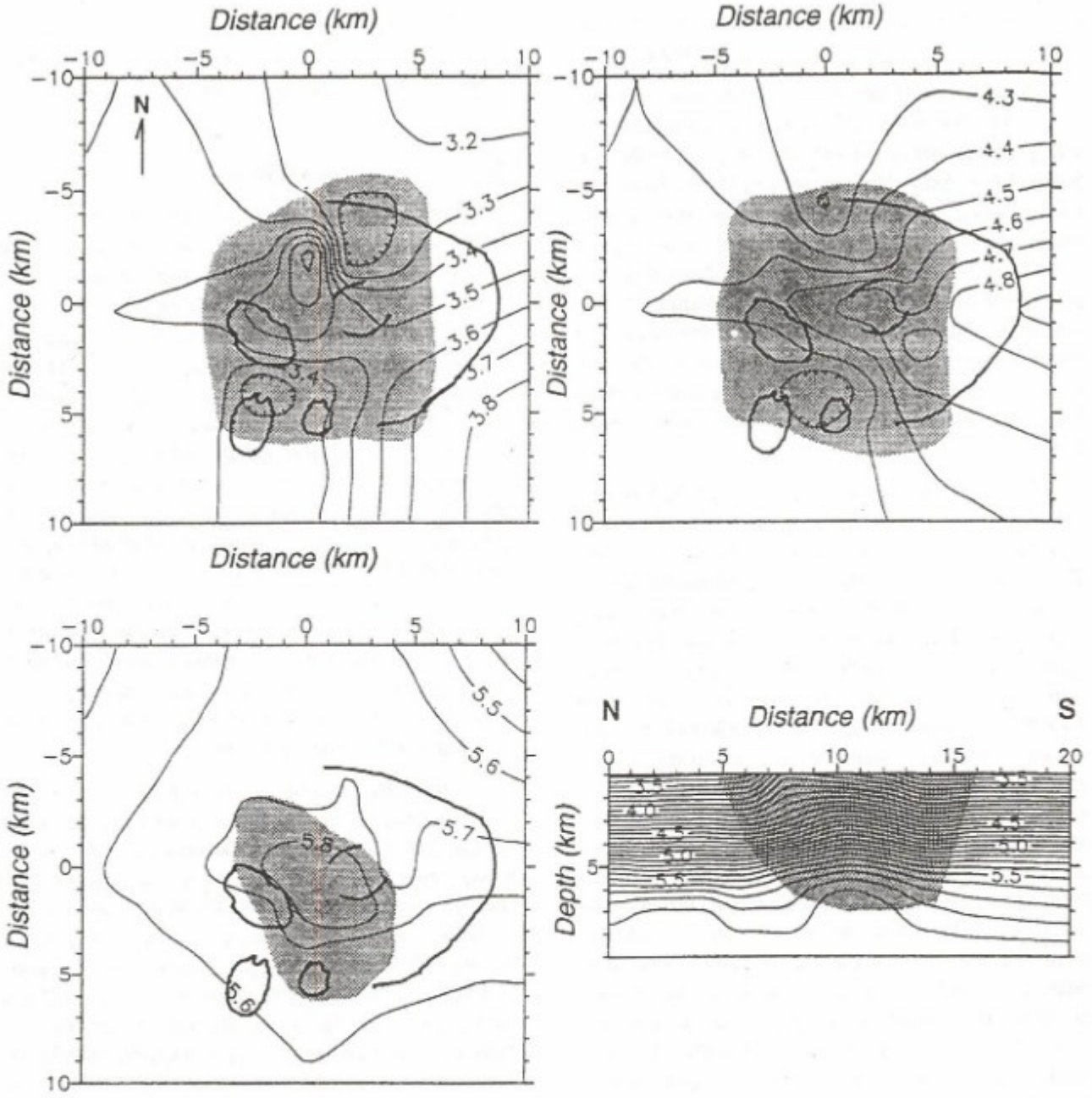
hesaplanan yayılma fonksiyonu ve diyagonal eleman değerleri diğer iki modele göre daha kötü olduğundan dolayı ayrımlılık sonuçları burada verilmeyecektir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Yapılan yerel deprem tomografisi çalışması ile Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altındaki heterojen ve gelişigüzel karmaşık hız yapısı ortaya çıkarılmıştır. Bölgenin detaylı 3-B derin P dalga hızı yapısı, bölgede kaydedilen yerel depremlerin yayılma zamanı verisinin sönümlü en küçük kareler ters çözümü sonucunda elde edilmiştir. Başlangıç modelleri 4 sabit hızlı tabakadan ibaret olup, hız yapısı farklı grid açıklıkları (2 km, 1.5 km, 1.0 km) ile 3-B grid ağı içerisinde yer alan her bir grid noktasına sabit bir hız değerinin atanmasıyla temsil edilmektedir. Ters çözüm işleminde kullanılan sönüm parametresi değerleri, her model için oluşturulan üç ayrı ödünleşme eğrisinin dikkatli analizi sonucunda belirlenmiştir. Elde edilen sonuçların geçerliliği, yapılan detaylı ayrımlılık analizleri ile değerlendirilmiştir. Elde edilen sonuçlar, bölgede daha önce yapılan kademeli yaklaşımlı yerel deprem tomografisi çalışması ve telesismik yayılma zamanları rezidüellerinin ters çözüm sonuçları ile karşılaştırılarak yoruma gidilmiştir.

Elde edilen sonuçlar, Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altında 1-5 km derinlikleri arasında karmaşık hız anomalilerinin varlığını ortaya koymuştur. Volkanın orta kesiminin altında ve en son preatomağmatik püskürmelerin meydana geldiği (~0.003 myö) genç kaldera göllerinin altında (kalderanın güneybatı kısmında) düşük hız anomalileri tespit edilmiştir. Bu anomalilerin yanı sıra kalderanın kuzey-batı ve doğusunda, 1 km ve 2 km derinliklerde yer alan tomografik hız kesitlerinde, iki yüksek hız anomalisi gözlenmiştir. 4 km derinlikteki tomografik hız kesitinde bu iki yüksek hız anomalisi birbiriyle kalderanın orta kesiminde birleşmektedir (Şekil 3, 5, 7).

Bu çalışma sonucunda belirlenen boynuz veya "V" şeklindeki yüksek hızlı bu yapı, bölgede daha önce yapılan kademeli yaklaşımlı tomografi çalışmasında da (Chiarabba ve diğ. 1994) mevcuttur (Şekil 13). Kademeli yaklaşımda daha büyük grid açıklığı (7.5 km) ile başlanılarak daha küçük grid açıklıklarına (5 km, 2 km) doğru adım adım ilerlenmekte ve bu adımlarda gerçekleştirilen ters çözüm sonuçları bir diğer adım için başlangıç modeli olarak kullanılmaktadır. Normal yaklaşımda ise homojen tabakalardan oluşan basit bir model kullanıla-



Şekil 13. Ardışık yaklaşımla yerel depremlerin ters çözümü sunucunda Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin 6 km derinliğe kadar olan tomografik P dalgı hızı kesitleri (Chiarabba ve diğ. 1994). Gölgele alanlar iyi çözümlenmiş bölgeleri ifade etmektedir.

Figure 13. P-wave tomographic images for upper 6 km of the crust in the Alban Hills Volcano from the graded inversion (Chiarabba et al. 1994). The shaded area represent the well-resolved region.

rak verinin ters çözümü yapılmaktadır. Bu çalışma normal yaklaşımla yapılmıştır. Diğer taraftan yerel tomografi çalışmaları 1-B basit hız modellerinin giriş mo-

deli olarak kullanılmasının 3-B heterojen model kullanılmasına göre daha avantajlı olduğu belirtilmiştir (Eberhart-Phillips 1989).

Kademeli yaklaşım ile yapılan çalışmada büyük grid açıklıkları için yapılan ters çözüm işlemi sonuçlarında, bölgede yaygın olarak bulunan yüksek hızlı kireçtaşı birimlerinin etkisi oldukça hakim olmakta, daha küçük grid açıklığı değerleri için yapılan ters çözüm sonuçlarında bile geniş ve yayvan anomaliler şeklinde kendini göstermekte ve volkanın altında yerel heterojeniteden ileri gelen hız anomalisi değişimlerini örtmektedir (Şekil 13). Böylece kademeli yaklaşımlı ters çözüm sonuçlarının yanlış yorumlanmasına yol açmaktadır. Burada yapılan normal yaklaşımlı yerel tomografi çalışması ile, sadece volkanın altına ait olduğu düşünülen yapıların hız anomalisi değişimleri belirlenerek, volkanın karmaşık hız yapısı ortaya çıkarılmıştır. Boynuz şeklindeki cisme ait iki yüksek hız anomalisi, her iki çalışma sonuçlarında aynı konumlarda yer almaktadır.

Bölge için yapılan telesismik rezidüellerin 3-B ters çözümü (Cimini ve diğ. 1994) sonucunda, en son meydana gelen pretomağmatik kraterlerin altında düşük hız anomalisi ve volkanın orta kesiminde üst kabukta yaklaşık 6 km ve 15 km derinlikte yüksek hız anomalileri belirlenmiştir (Şekil 14). Yüksek hızlı "V" şeklindeki yapı, kabuk ortası soğumuş mağmanın yüzeye yakın uzantıları olarak yorumlanmaktadır. Bu yapı, muhtemelen daha derindeki mağmatik bir kaynaktan yukarı doğru çıkmış dayk türü bir yapı olabilir. Diğer bir deyişle, bu çalışma ile ortaya çıkarılan yüksek hızlı boynuz şeklindeki yapının köklerinin daha derinlere doğru uzandığı düşünülmektedir.

Volkanın en genç yaşlı birimlerin olduğu güneybatı kesiminde tespit edilen düşük hızlar, en son meydana gelen (~0.03 myö) preatomağmatik aktivite sonucu oluşmuş krater göllerinin altına rastlamaktadır. Bu aktivite, muhtemelen kabuğun daha derin kısmında bulunan mağmatik bir kaynaktan beslenen, daha sıkı bir magma haznesinin etkisiyle oluşmuş olabilir. Bölgede hakim olan açılım tektoniğine bağlı olarak magma yüzeye doğru hareket etmiş ve daha sonra, yüzeyde yer alan karbonatik birimlerdeki normal fayların drenaj etkisiyle yüzeysel sularla etkileşimde bulunup, preatomağmatik faaliyetlerin oluşmasına neden olabilir. Belirlenen düşük hız anomalisinin, bu kesimde yüzeye yakın soğumakta olan sıkı bir mağmatik kalıntı veya soğumakta olan bir magma odası ile ilişkili olduğu ve, kalderanın merkezinde biraz kuzeye doğru kaymış düşük hız anomalisinin ise kalderayı dolduran volkanik istiflerden ileri geldiği düşünülmektedir.

1989-1990 sismik kasırgasına ait depremler, genel-

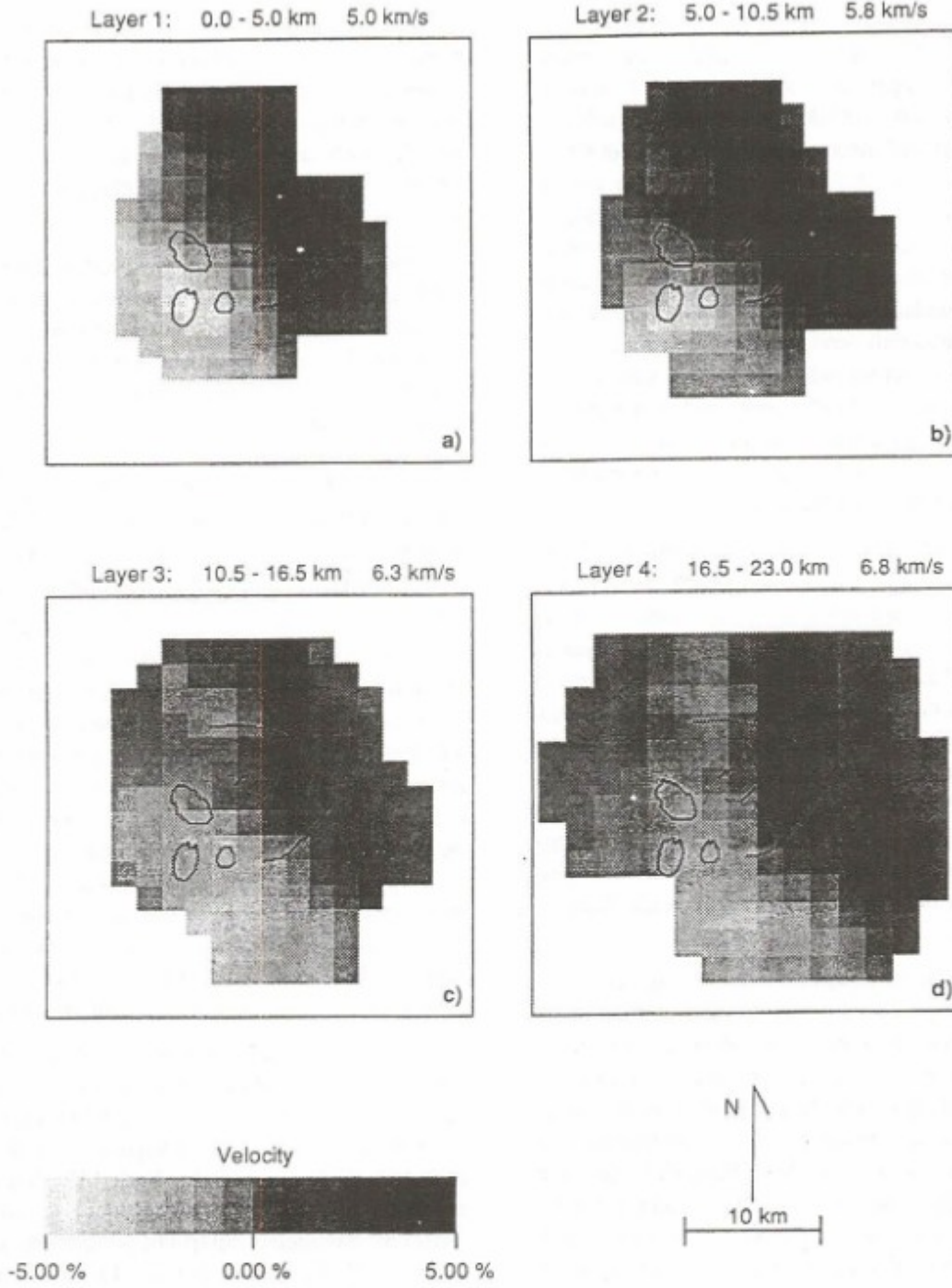
de düşük hız anomalilerinin olduğu krater göllerinin altında yer almaktadır. Normal faylar ile bölgede bulunan yüzeysel suların derinlere doğru inip, sıkı mağmatik kalıntı ile etkileşime geçmesi ve bunun sonucunda sıvı basıncının aşırı artması sebebiyle kayaç mukavemetinin azalması sismik bir aktivitenin oluşmasına yol açmış olabilir.

Volkanik bölgelerde şimdiye kadar yapılan tomografik çalışmalar, bu bölgelerde magma odaları, sokulumlu yapılar, kısmi ergime bölgeleri ve sıvıca zengin bölgeler gibi karmaşık ve son derece heterojen yapıların varlığını ortaya çıkarmıştır. Ayrıca yapılan deneysel çalışmalar, sismik dalga hızlarının; sıcaklık, gerilme, kayaç dokusu, mineraloji, sıvı içeriği ve kayaç boşluk özellikleri gibi pek çok faktöre bağlı olduğunu ortaya koymuştur (Christensen 1982, Iyer 1984). Volkanik bölgelerde bu faktörler önemli değişimlere uğramakta ve sismik hızlarda değişimlere yol açmaktadır. Bu nedenle model sonuçlarına yapılan yorum daha çok spekülatiftir.

Ters çözüm işlemi için gerekli olan sönüm parametresini belirlemek için, model ve veri varyansları arasında her üç model için ödünleşme eğrileri oluşturulmuştur. Bu eğrilerde beklenilen aksine zig-zag şeklinde duraysız salınımlar olduğu görülmektedir. Bu salınımların ters çözüm sonuçlarındaki etkilerinin gözlenmesi amacıyla bu salınım civarındaki farklı sönüm parametresi değerleri için de ters çözümler yapılmıştır. Elde edilen tüm hız modellerinde benzer hız anomalileri belirlenmiş olup, anomalilerin görünümünde büyük bir farklılık gözlenmemiştir. Bu durum aynı zamanda sonuçların tekil olduğunu göstermesi bakımından da önem taşımaktadır.

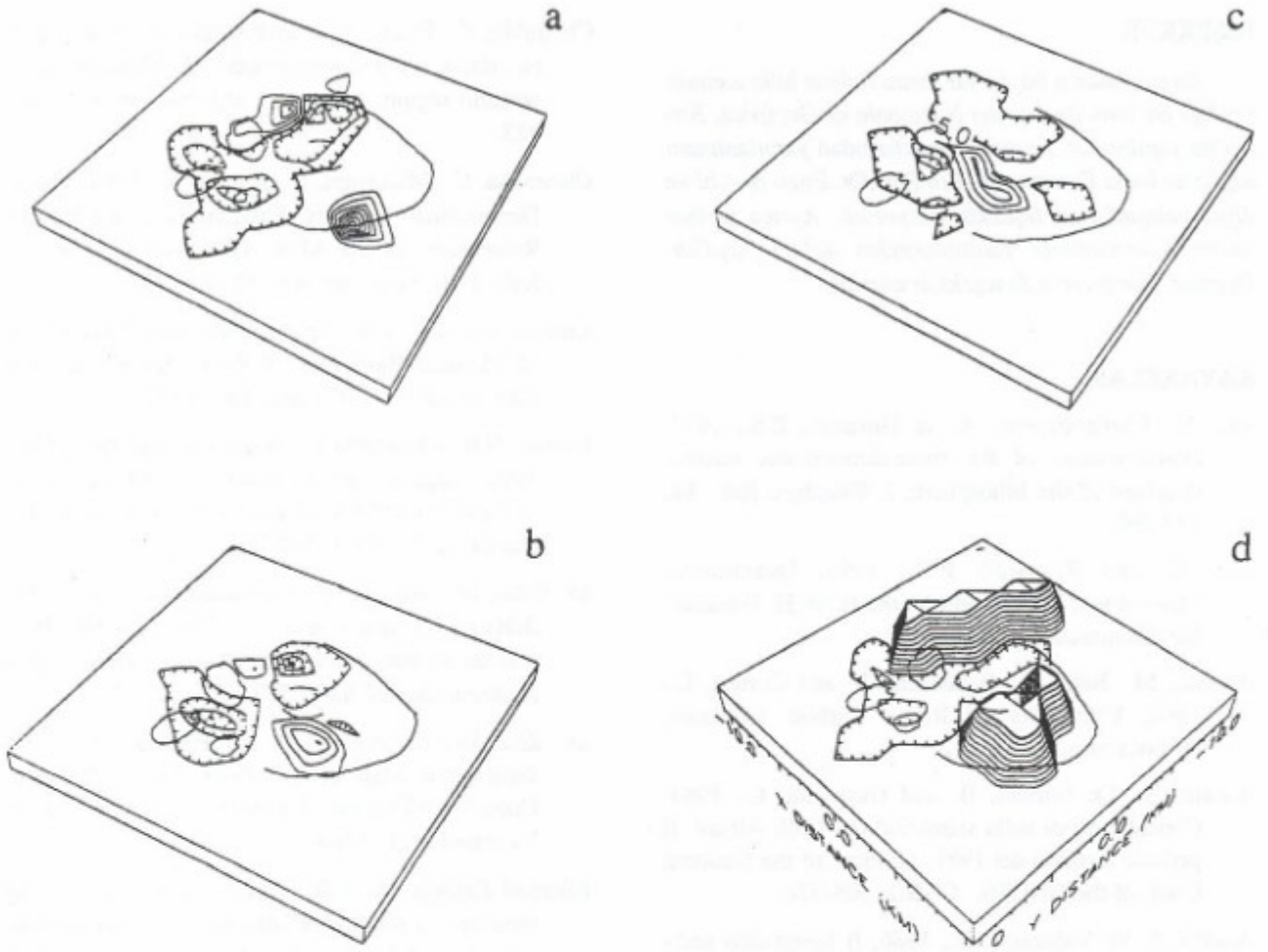
Yapılan ayrımlılık analizleri ve ayrıca veri varyansındaki azalmalar dikkate alınarak, Model B'nin (grid açıklığı 1.5 km) sonuç hız modeli, Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altındaki hız yapısını en iyi temsil eden model olarak benimsenebilir. Şekil 15'te Model B'nin belirli bir doğrultudan (güneydoğudan) üç farklı derinlikteki hız dağılımının perspektif görüntüleri yer almaktadır. Şekil 15d, Model B'nin 1 km derinlikteki hız dağılımının abartılı resmi görülmekte olup, volkanın güneydoğusunda ve kuzeybatısında yer alan yüksek hızlı yapıya ait anomaliler yükselen tepeler şeklinde resmedilmiştir.

Çalışmada kullanılan 163 depremin 3-B hız modeli kullanılarak konumları yeniden belirlenmiştir. 1-B hız modeli kullanılması durumuna göre, deprem konumlarının belirlenmesinde önemli ilerlemeler sağlandığı görülmüştür.



Şekil 14. Telesismik verinin ters çözümü sonucunda Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin 23km derinliğe kadar hız pertürbasyonları (Cimini ve diğ. 1994). Volkanın merkezinde ve doğusunda yüksek hızlı iki anomali hakim olurken, volkanın güneybatısında hız azalımı gözlenmektedir.

Figure 14. Velocity perturbations up to 23 km depth computed from the inversion of teleseismic data in the Alban Hills (Cimini et al. 1994). Note the low-velocity anomaly is present beneath the southwestern flank of the volcano, whereas a high-velocity anomaly exist beneath the center and eastern flank of the volcano.



Şekil 15 Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin altındaki sıg hız yapısını en iyi temsil eden Model B nin güneydoğu'dan perspektif görünüşü a) 1 km, b) 2 km, c) 4 km lerdeki hız dağılımı ve d) 1 km derinlikteki hız dağılımının abartılı görünüşü.

Figure 15. Perspective view of the Model B, which is the best represent shallow velocity structure under the Alban Hills Volcano from the way of southeastern. a), b), and c) show velocity anomalies in the layers 1, 2, and 3 (1-, 2-, and 4 km depth) respectively and d) shows exaggerated velocity anomalies in Layer-1.

Aşağıda verilen tabloda kademeli yaklaşım ile, bu çalışma sonucunda ulaşılan bazı değerler verilmiştir. Tablodan görüldüğü gibi yapılan bu çalışma sonucunda, verinin RMS değerinde, kademeli yaklaşıma göre çok daha fazla azalış sağlanmış olup, elde edilen hız modelleri veriyi daha iyi açıklamaktadır. Ayrıca bu çalışma ile sağlanan veri varyans azalımı kademeli yaklaşıma (Chiarabba ve diğ. 1994) göre daha fazladır.

Yöntem, özellikle ülkemizdeki aktif fay zonları boyunca çeşitli kesimlerinde meydana gelen ve oluşacak olan deprem art sarsıntılarının da kullanılmasıyla, sismik

aktivite gösteren bölgelerin ve çevresinin 3-B gerçekçi hız modellerinin elde edilmesinde ve daha duyarlı deprem lokasyonlarının tespit edilmesinde başarıyla uygulanabilir. Böylelikle elde edilecek olan tomografik hız sonuçlarından fay bölgesinin daha detaylı çalışmaları yapılabilir ve fayın mekanik davranışı hakkında önemli bilgiler elde edilebilir. Bu durum fay zonunun aktif yapısına ışık tutması açısından önemlidir. Özellikle ülkemizde açılma rejiminin hakim olduğu Ege Bölgesindeki graben sistemlerinin aydınlatılmasında ve potansiyel jeotermal alanların incelenmesinde kullanılabilir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın büyük bir kısmı İtalyan hükümetinin verdiği bir burs ile Istituto Nazionale di Geofisica, Roma'da yapılmıştır. Enstitü olanaklarından yararlanmamı sağlayan başta Enstitü müdürü Prof.Dr. Enzo Boschi ve diğer çalışanlarına teşekkür ediyorum. Ayrıca metnin yazım aşamasındaki yardımlarından dolayı Arş.Gör. Derman Dondurur'a da teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Aki, K., Christofferson, A. ve Husebye, E.S., 1977, Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 82, 277-296.
- Aki, K. and Richards, P.G., 1980, *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, W.H. Freeman, San Francisco.
- Alessio, M., Bella, F., Bachecchi, F. and Cortesi, C., 1966, University of Rome Carbon 14 dates, *Radiocarbon*, 8, 401-412.
- Amato, A., De Simoni, B. and Gasparini, C., 1984, Considerazioni sulla sismicità dei Colli Albani. Il periodo sismico del 1981, *yn Proc. of the National Conf. of the GNGTS*, CNR, 2, 965-976.
- Amato, A. ve Valensise, G., 1986, Il basamento sedimentario dell' area Albana, risultati di una studio degli <<Ejecta>> dei crateri idromagmatici di Albano e Nemi, *Mem. Soc.Geol. It.* 35.761-35.767.
- Amato, A., Chiarabba, C., Cocco, M., Di Bona, M. and Selvaggi, G., 1994, The 1989-1990 seismic swarm in the Alban Hills volcanic area, Central Italy, *J. Volcanol. Geothermal Res.*
- Backus, G.E. and Gilbert, J.F., 1967, Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 247-276.
- Backus, G.E. and Gilbert, F., 1968, The resolving power of gross earth data, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 16, 169-205.
- Benz, H.M. and Smith, R.B., 1984, Simultaneous inversion for lateral velocity variations and hypocenters in the Yellowstone region using earthquake and refraction data, *J. Geophys. Res.*, 89, 1208-1220.
- Bertagnini, A., De Rita, D., Funiciello, R., Sbrena, A. ve Trigila, R., 1985, Latium Volcanism, *Excursion Guidebook IAVCEI*, 32-39.
- Chiarabba, C., Evans, J. R. and Amato, A., 1991, High resolution seismic tomography of Medicine Lake volcano region, Northern California, *EOS* 72, 44, 323.
- Chiarabba, C., Malagnini, L., Amato, A., 1994, Three-Dimensional Velocity Structure and Earthquake Relocation in the Alban Hills Volcano, Central Italy, *Bull. Seis. Soc. Am.* 84, 295-306.
- Christensen, N. J., 1982, Seismic velocities in *Handbook of Physical Properties of Rock*, Second Edition, Carmichael by CRC Press. Inc., 1992.
- Cimini, G.B., Chiarabba, C., Amato, A. and Iyer, H.M., 1994, Large teleseismic P-wave residuals observed of the Alban Hills Volcano, Central Italy, *Annali di Geofisica*, 37, No-5, 969-988.
- Di Bona, M., Amato, A., Chiarabba, C., Cocco, M., Selvaggi, G. and Azzara, R., 1991, The 1989-1990 seismic swarm in the Alban Hills volcanic region (Latium, Central Italy), *EOS* 72, 44, 335.
- De Rita, D., Funiciello, R. and Paratto, M., 1988, Geological Map of the Colli Albani Volcanic Complex (Vulcano Laziale), CNR, GNV, Joint Venture ENEL-AGIP.
- Eberhart-Phillips, D., 1986, Three-dimensional velocity structure in northern California coast-ranges from inversion of local earthquake arrival times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1025-1052.
- Eberhart-Phillips, D., 1989, Investigation of crustal structure and active processes in the Coast Ranges, Central California, Ph. D. thesis, Stanford University.
- Eberhart-Phillips, D., 1990, Three-Dimensional P and S Velocity Structure in the Coalinga Region, California, *J. Geophys. Res.*, 95, 15,343-15,363.
- Eberhart-Phillips, D., 1993, Local earthquake tomography: Earthquake source regions, *Seismic Tomography: Theory and Practice*, H.M. Iyer and K. Hirahara, Chapman and Hall, London, 613-642.
- Ellsworth, W.L., 1977, Three-dimensional structure of the Crust and Mantle Beneath the Island of Hawaii, Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Ellsworth, W.L. and Koyanagi, R.Y., 1977, Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 82, 5379-5394.

- Evans, J. R. and Achauer, U., 1993, Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental scale studies, *Seismic Tomography: Theory and Practice*, H.M. Iyer and K. Hirahara, Chapman & Hall, London, 319-357.
- Fornaseri, M., 1985, Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy). *Rend. Soc. It. Min. Petrol.*, 4, 73-106.
- Funiciello, R. and Parotto, M., 1978, Il substrato sedimentario nell' area dei Colli Albani considerazione geodinamiche e paleogeografiche sul margine Tirrenico dell' Appennino Centrale, *Geol. Rom.*, 17, 17233-17287.
- Gökalp, H., 1995, Yerel Deprem Tomografisi Yöntemi ile Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin Üç Boyutlu Yapısının Belirlenmesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, 86-98
- Iyer, H. M., 1979, Deep structure under Yellowstone National Park, U.S.A.: a continental "Hot Spot", *Tectonophysics*, 56, 165-192.
- Iyer, H. M., 1984, Geophysical evidence for the location shape, sizes and interval structure of magma chambers beneath regions of Quaternary Volcanism in the Relative Contributions of Mantle, *Trans. Roy. Soc. Lond. Ser.*, A310, 473-510.
- Iyer, H. M. and Dawson, P. B., 1993, Imaging volcanoes using teleseismic tomography, *Seismic tomography: Theory and Practice*, H.M. Iyer and K. Hirahara, Chapman & Hall, London, 466-489.
- Ito, H., De Vilbiss, J. and Nur, A., 1979, Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition, *J. Geophys. Res.*, 84, 4731-4735.
- Lanczos, C., 1961, *Linear Differential Operators*, D. Van Nostrand, London.
- Levenberg, G., 1944, A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares, 2, *Quart. Appl. Math.*, 164-168.
- Marquardt, D. W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, 11, 2.
- Marquardt, D. W., 1970, Generalized inverse, ridge regression, biased linear estimation and nonlinear estimation, *Tectonometrics*, 12, 591-612.
- Mavko, G. M., 1980, Velocity and attenuation in partially molten rocks, *J. Geophys. Res.*, 85, 5173-5189.
- Menke, W., 1989, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory: International Geophysics Series*, Vol. 45, Academic Press. Inc., London.
- Molin, D., 1981, Sulla sismicità storica dei Colli Albani, *Comitato Nazionale Energia Nucleare, CNEN-RT, AMB*, 81, 11.
- Nur, A., 1987, Seismic rock properties for reservoir descriptions and monitoring, *Seismic Tomography*, G. Nolet, D. Reidel Pub. Comp., 203-237.
- Oppenheimer, D.H. and Herkenhoff, K.E., 1981, Velocity-density properties of the lithosphere from three-dimensional modelling of the Geysers-Clear Lake region, California, *J. Geophys. Res.*, 86, 6057-6065.
- Pavlis, G. L. and Booker, J. R., 1980, the Mixed Discrete-Continuous Inverse Problem Application to the Simultaneous Determination of Earthquake Hypocentres and Velocity Structure, *J. Geophys. Res.*, 88, 4801-4810.
- Robinson, R. and Iyer, H. M., 1981, Delineation of a low-velocity body under the Roosevelt Hot Springs geothermal area, Utah, using teleseismic P-wave data, *Geophysics*, 48, 1456-1466.
- Sato, H., Sacks, I. S. and Murase, T., 1989, The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone: comparison with heat flow and electrical conductivity studies, *J. Geophys. Res.*, 94, 5689-5704.
- Sharp, A.D.L., Davis, P.M. and Gray, F., 1980, A low velocity zone below Mt. Etna and magma storage, *Nature*, 287, 587-591.
- Spencer, C. and Gubbins, D., 1980, Travel-Time Inversion for Simultaneous Earthquake Location and Velocity Structure Determination in Laterally Varying Media, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 63, 95-116.
- Thurber, C. H., 1983, Earthquake Location and Three-Dimensional Crustal Structure in the Coyote Lake Area, Central California, *J. Geophys. Res.*, 88, 8226-8236.
- Thurber, C. H., 1984, Seismic detection of the summit magma complex of Kilauea Volcano, Hawaii, *Science*, 223, 165-167.

- Thurber, C. H. and Aki, K., 1987, Three-dimensional seismic imaging, *Ann. rev. Earth. Planet. Sci.*, 15, 115-139.
- Thurber, C. H., 1993, Local earthquake tomography: velocities and V_p/V_s -Theory. In *Seismic Tomography: Theory and Practice*, H.M. Iyer and K. Hirahara (eds.), Chapman and Hall, London, 563-580.
- Toro, E., 1977, Gravimetry and deep structure of the Sabatian and Alban Volcanic areas (Latium), *Geol. Rom.*, 15, 15.301-15.310.
- Toomey, D. R. and Foulger, G. R., 1989, Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur Central Volcano Complex, Iceland, *J. Geophys. Res.*, 94, 17.497-17-510.
- Wiggins, R. A., 1972, The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10.251-10.285.
- Zandt, G., 1978, Study of Three-dimensional Heterogeneity Beneath Seismic Arrays in Central California and Yellowstone, Wyoming, Ph. D. Thesis, Massachusetts of Technology.

JEOFİZİK ETÜTLERİN ZEMİN BÜYÜTME ANALİZİNDEKİ ÖNEMİ VE ÖRNEKLER

Importance of Geophysical Investigations in Soil Amplification and Some Case Studies

Semih TEZCAN* ve Turan DURGUNOĞLU*

ÖZET

Bu Önemli mühendislik yapılarının yer seçiminde göz önüne alınması gereken hususlar özetlenmiş ve projeye geçmeden önce yürütülmesi gereken, özellikle jeodinamik ve sismik etüdler için gerekli parametreleri tayin etmeye yarayan metotlar kısaca gözden geçirilmiştir.

Jeoloji, Jeofizik ve İnşaat Mühendisliği gibi çeşitli disiplinlerin müşterek ve koordineli çalışmasını gerektiren böyle bir etüdde bilhassa jeofizik metotların yeri ve önemi belirtilmiştir. Ayrıca, bir deprem halinde çeşitli zemin tabakalarından geçen kayma dalgalarının zemin serbest yüzeyinde aldığı karakteri tayin etmek üzere yapılacak zemin büyütme analizlerinde takip edilecek arazi, laboratuvar ve teorik çalışmaların akış diyagramı verilmiştir.

Yer seçimi ve zemin dinamiği etüdlere örnek olmak üzere a) Bursa Ovası, b) Söğütluçeşme Demiryolu Viyadükleri, c) Soma II Termik Santrali jeodinamik etüdlere sonuçları kısaca özetlenmiş, birbirinden farklı çalışmaların uyum derecesine işaret edilmiştir.

ABSTRACT

A brief discussion is presented about the techniques of determining various soil parameters necessary for conducting proper geodynamic and seismic investigations for the purpose of assessing the characteristics of a site selected for an important engineering structure.

The importance and the necessity of especially the geophysical techniques are emphasized in such studies, which require collaboration from the geological, geophysical and geotechnical engineering disciplines.

Further, a flow diagram is supplied indicating the families of field, laboratory and theoretical investigations, which are necessary to conduct a soil amplification study for the seismic shear waves propagating from bedrock to free surface, through various soil layers.

For purposes of illustration, the basic results and the relative merits of various geophysical studies are presented for three different case studies of soil amplification namely; a) Bursa Valley, b) Railway viaducts at Söğütluçeşme, and c) Soma II Coal Fired Power Plant.

*Boğaziçi Üniversitesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü, İstanbul

GİRİŞ

Köprü, baraj, fabrika veya enerji santrali gibi önemli mühendislik yapılarının inşa edilmesine namzet olan bir saha, projelendirmeye geçilmeden evvel, deprem mühendisliği açısından iyice etüt edilmelidir. Bu maksatla, taban kayaya kadar yer alan bütün zemin tabakalarının geometrik, fiziksel, mekanik ve dinamik özellikleri tayin edilmeli ayrıca, genişçe bir bölgenin faylanma durumu incelenerek aktif veya pasif fay kuşağına nazaran sahanın durumu tespit edilmelidir.

Sahanın yer altı su seviyesi ve yer altı su kaynakları, hem temel inşaatında çıkarılabileceği zorluklar açısından hem de, bir deprem halinde toprak kaymasına, göçmeye veya sıvılaşmaya yol açıp açmayacağı açısından incelenmelidir. Sahanın sel baskınlarından masun olup olmadığı da bilhassa araştırılmalıdır.

Ayrıca, zemine ait bütün parametreler tayin edildikten sonra, bölgenin sismik tarihçesi araştırılarak, taban kayada muhtemel bir depremin varlığı kabul edilmeli ve bu deprem dalgalarının zemin yüzündeki büyütmesi ve frekans muhtevası hesaplanmalıdır. Nihayet, bu yüzey

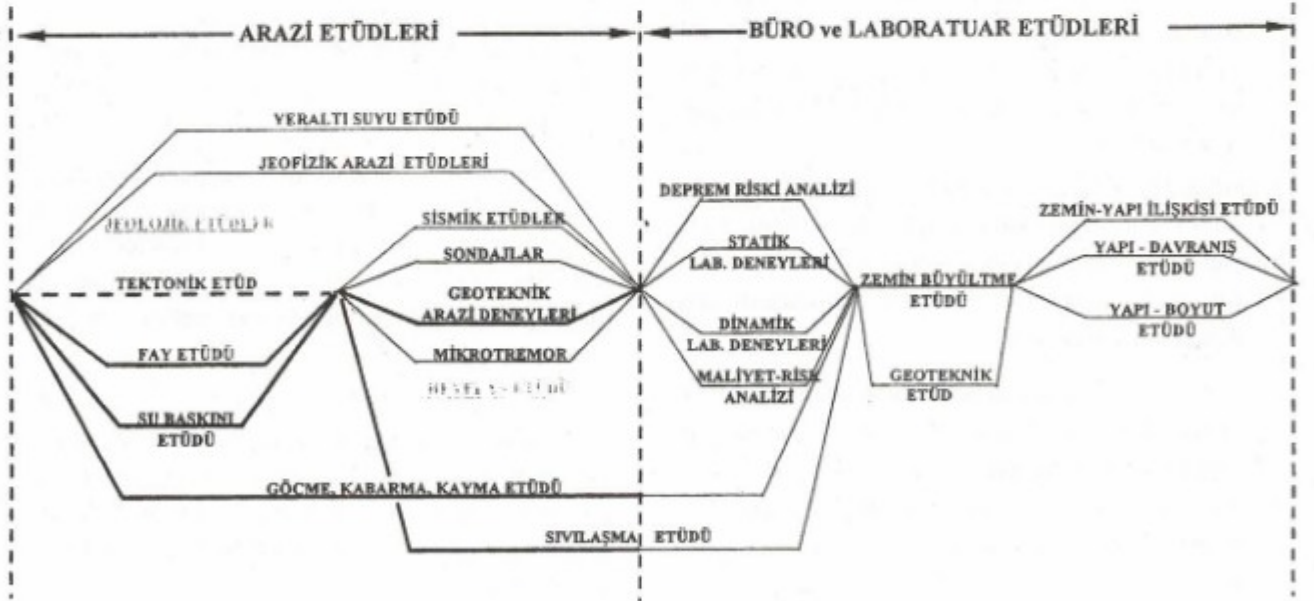
dalgalarının etkisi altında yapının temel ve temel üstü kısmının davranışı araştırılmalıdır. Zemin yüzeyindeki büyütme hesaplayabilmek için gerekli parametrelerin tayininde jeofizik, jeoloji ve inşaat mühendisi gibi çeşitli disiplinlere ait araştırmacıların müşterek ve koordineli bir şekilde çalışmasına ihtiyaç vardır.

Bu makalede, hem zemin etütlerinde kullanılan çeşitli metodlar, hem de böyle koordineli bir çalışmanın yer aldığı uygulamalardan örnekler verilmiştir.

YER SEÇİMİ ETÜTLERİ

Akış Diyagramı

Deprem mühendisliği açısından gerekli zemin etütleri akış diyagramı Şekil 1'de gösterilmiştir. Bu diyagramda jeofizik etütler kalın bir çizgi ile işaretlenmiştir. Akış diyagramının boğum yerleri aynı zamanda belirli bir aktivitenin bitip diğerinin başlama noktasına tekabül etmektedir. Bir mühendislik yapısının depreme karşı emniyetini bilimsel olarak ve sıhhatli bir şekilde teminat altına alabilmek için bir hayli etüt yapmak gerektiği bu diyagramdan açıkça anlaşılmaktadır.



Şekil 1. Zemin etütleri akış diyagramı.

Figure 1. Flow chart of soil investigations.

Zemin Büyütme Etüdü

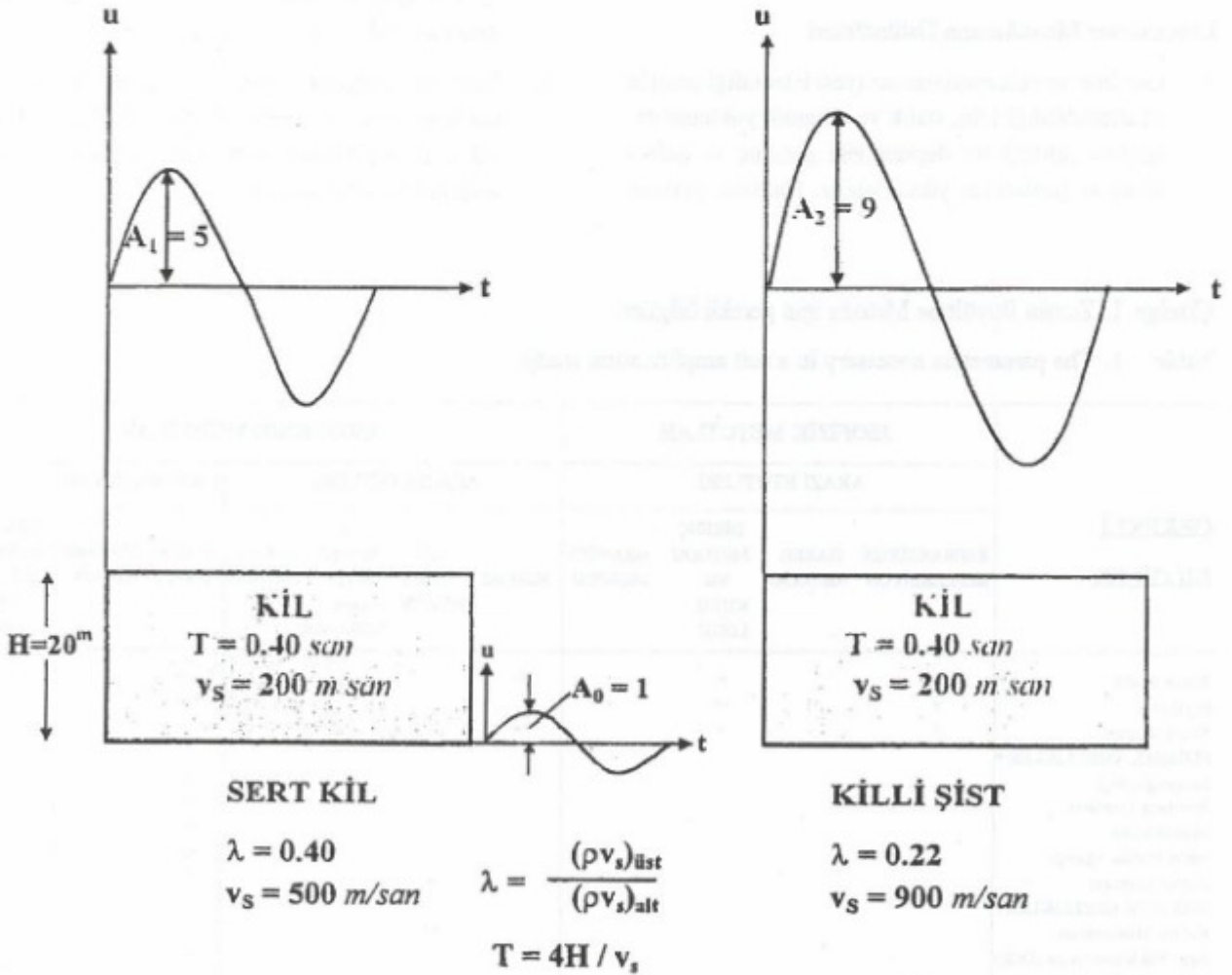
Bu etütler arasında, son on sene zarfında dünyadaki bütün deprem mühendislerinin ilgisini ve dikkatini çeken en önemli etüt zemin büyütme etüdüdür. Zemin büyütme etüdünün önemine işaret etmek üzere, $H = 20$ m kalınlığında, kayma dalgası hızı $V_s = 200$ m/san ve bütün özellikleri aynı olan iki zemin tabakası farz edelim. Zemin tabakalarından birincisinin altındaki tabakanın kayma dalgası hızı $V_s = 500$ m/san, ikincisinin altındaki tabakanın kayma dalgası hızı ise $V_s = 900$ m/san olsun. Nonlineerlik, sönüm yüzdesi ve yoğunluk farkları ihmal edilirse, bir deprem halinde yüzeydeki maksimum büyütme (Tezcan and İpek 1974), birinci tabakada $A = 5$,

$$A = \frac{2}{\lambda} = 2 \frac{(\rho V_s)_{alt}}{(\rho V_s)_{üst}} = 2 \frac{500}{200} = 5 \quad (1)$$

olduğu halde, ikinci tabakada $A = 9$ dur (Şekil 2).

$$A = 2 \frac{(\rho V_s)_{alt}}{(\rho V_s)_{üst}} = 2 \frac{900}{200} = 9 \quad (2)$$

Burada, ρ = kütle yoğunluğu, λ = tabakalar arasındaki impedanstır. Görülüyor ki, her özelliği aynı olan iki zemin tabakasının serbest yüzündeki büyütmeler birbirlerinden yüzde seksen farkedebilmektedir. Nonlineerliğin ve söndürmenin göz önüne alınması halinde bu büyütme değerlerinde bir miktar değişimler beklenirse de, problemin bünyesinde yatan zemin büyütme etüdünün gereğine ve önemine ışık tutan özellik baki kalır.



Şekil 2. Engelleme oranı (Impedans)'in önemi.

Figure 2. Importance of Impedance ratio.

LABORATUVAR DENEYLERİ - JEOFİZİK ÖLÇÜMLER

Bir zemin büyütme etüdü yapabilmek için gerekli tüm bilgiler ile, bu bilgileri tesbit ve tayin etmeye yarayan arazi ve laboratuvar metodları topluca Çizelge 1'de özetlenmiştir. En önemli bilgiler olan zemin profili, V_s ve D parametreleri çizelgenin solunda özel bir işaretle belirtilmiştir. Genellikle, her parametrenin tayini için hem arazide yerinde ölçüm metodları, hem de sondajlardan alınan zemin numunelerini laboratuvar da deneme metodları vardır. Yerinde ölçme ve laboratuvar da deneme metodlarının birbirlerine nazaran fayda ve mahzurlarını şu şekilde özetlemek kabildir:

Laboratuvar Metodlarının Üstünlükleri

1. Gerilme ve deformasyon seviyesi istenildiği şekilde ayarlanabildiği için, statik ve dinamik yükleme deneyleri şiddetli bir depremdeki gerilme ve deformasyon şartlarında yürütülebilir. Halbuki, yerinde

yapılan ölçülerde, yüksek seviyedeki deprem gerilme ve deformasyonlarını meydana getirebilmek mümkün değildir.

2. Boşluk suyu basıncının değeri, arazide ölçü yapıldığı anda bir tek değer olduğu halde, mukavemet bakımından çok önemli olan bu basınç değerini, laboratuvar da istenilen seviyede tutmak, böylece boşluk suyu basıncının oynayacağı rolü daha yakından tayin etmek mümkündür.
3. Çevre basıncının şiddeti ve etkiye süresi istenildiği gibi ayarlanabilir.
4. Karışık jeolojik formasyonların bulunduğu yerlerde arazi ölçümlerinden sıhhatli sonuçlar almanın zor olduğu hallerde, zemin numunelerinin laboratuvar deneyleri daha ayrıntılı bilgiler verir.
5. Numune üzerindeki periyodik gerilme değişimi istenildiği şiddet ve frekansa tutulabildiği için, çeşitli cins ve şiddetteki depremlerin etkilerini incelemek imkan dahiline girer.

Çizelge 1. Zemin Büyütme Metodu için gerekli bilgiler.

Table 1. The parameters necessary in a soil amplification study.

GEREKLİ BİLGİLER	JEOFİZİK METOTLAR				JEOTEKNİK METOTLAR						
	ARAZİ ETÜTLERİ				ARAZİ ETÜTLERİ			LABORATUVAR		JEOLOJİ JEODEZİ FOTO- GRA- METRİ	
	REFRAKSİYON REFLEKSİYON	DARBE METODU	DİRENÇ METODU VE KUYU LOGU	GRAVİTE METODU	SONDAJ	SPT VANE PENETR.	KARŞIT KUYU veya REZONANS	MİKRO TREMOR	STATİK DENEY		DİNAMİK DENEY
Zemin Profili	**		*	*	**		-				*
Faylanma	*		**	*	-		-				**
Yeraltı Suyu	*		*	-	**		*				-
FİZİKSEL ÖZELLİKLER											
Su içeriği (W _s)						-			**		
Atterberg Limitleri						-			**		
Granülometri						-			**		
Birim Hacim Ağırlığı						-			**		
Boşluk oranı (e)						*			**		
MEKANİK ÖZELLİKLER											
Kayma Mukavemeti						**			*		
Aşırı Yükleme Oranı (OCR)						-			**		
DİNAMİK ÖZELLİKLER											
v _s = Kayma dalgası hızı	*	**						***			*
D = Sönüm oranı	*	*						-			*
v _p = Boyuna dalgası hızı	**	*						*	-	*	*
ν = Poisson oranı	-	**						**	-	*	*
T = Hakim periyot	-	-						-	**	*	*

* Geçerli metod, ** En geçerli metod, * En önemli, temel parametreler

Arazi Ölçümlerinin Üstünlükleri

1. Zemin, tabiatta bulunduğu gerçek şartlar altında ölçüme tabi tutulmaktadır. Numune alırken meydana gelebilecek örselenmeler bahis konusu değildir. laboratuvar deneylerinden elde edilen kayma modülünü 0.8 ila 2.5 gibi bir örselenme faktörü ile çarpamak gerektiği halde, jeofizik etütlerde böyle bir düzeltme faktörüne gerek yoktur.
2. Laboratuvar deneyinde kullanılan zemin numunesi ne kadar örselenmemiş olursa olsun, zeminin heterojen yapısını, yer yer bulunabilecek boşluk ve çatlaklarını aynı ile temsil edemez. Bu sebepten yerinde yapılan yeteri kadar ölçümlerde temsil yeteneksizliği diye bir şey söz konusu değildir.
3. Sondajlarda inilebilecek derinlik ve numune alınabilecek zemin sertlik derecesi ve cinsleri sınırlıdır. Örneğin, granüler zeminlerden örselenmemiş numune alabilmek çok zordur. Halbuki, jeofizik ölçülerde istenilen derinliğe kadar inilebilir ve her tür zemin araştırılabilir.
4. Çok derinlere inilmesi gereken veya geniş bir alanı kaplayan sahalarda sondaj ameliyesi, numune alma ve laboratuvar deneyleri jeofizik etütlere nazaran hem daha çok zaman alır, hem de daha pahalıdır.

Çizelge 1'de, her parametrenin tayininde kullanılan en geçerli ve önemle önerilen metodlar (**) çift yıldız ile gösterilmiştir. İşin önemine, zaman ve mali imkanlara göre bu metodlardan bir kısmını veya tamamını uygulayarak zemin büyütmesi için gerekli bilgileri tayin etmelidir. Bu bilgilerin ışığında, ileride bahsedileceği gibi, nonlinear bir büyütme analizi yapılmalıdır. Veri olarak kullanılan bilgiler ne kadar sıhhatli ve gerçeğe yakın olursa, analiz sonuçları da o kadar güvenilirlik kazanır.

DİNAMİK PARAMETRELERİN TAYİNİ

Bir zemin büyütme etüdü için gerekli temel bilgilerden olan V_s = kayma dalgası hızı, D = kritik sönüm oranı, zemin tabakalarının kalınlık ve fiziksel özellikleri, faylanma ve T = zemin hakim titreşim periyodunun direkt veya dolaylı yollardan elde edilmesine yarayan çeşitli metodlar ile, zemin büyütme analizi akış diyagramı topluca Şekil 3'te verilmiştir. Kayma dalgası hızı 700 m/san'den daha büyük olan tabakalar pratik bakımdan taban kaya kabul edilebilirler.

Kayada Deprem Tahmini

Bölgenin sismisitesine ve şiddetli bir deprem halinde yapıda göz yumulabilecek hasar derecesine göre, taban kayada muhtemel bir depremin varlığı kabul edilir ve bu depremin a_{max} = maksimum ivmesi, T = hakim spektral periyodu, t_d = titreşim süresi belli usullere göre tayin edilir.

Genellikle, biri yapının elastik davranma sınırını zorlamayan ve oldukça sık yer alabilecek nitelikte orta şiddette bir deprem, diğeri ise yapının plastik davranışına yol açabilecek fakat ne suretle olursa olsun yapıyı yıkmayacak ve yapı ömrü boyunca en çok bir defa meydana gelebilecek nitelikte çok şiddetli diğer bir deprem olmak üzere iki ayrı deprem seçilir. Yumuşak zemin halinde, az şiddetli fakat büyük periyotlu uzak orijinli bir depremin varlığını düşünmek de kritik bir durum yaratabilir.

Dalga Hızları Oranı

Sismik kırılma veya yansıma etütlerinde genellikle tabakaların V_p = boyuna dalga hızı elde edilir. Kayma dalgası hızı V_s değerini bulmak için, ν = Poisson oranı tayin veya tahmin edilerek aşağıdaki bağıntıdan faydalanılır:

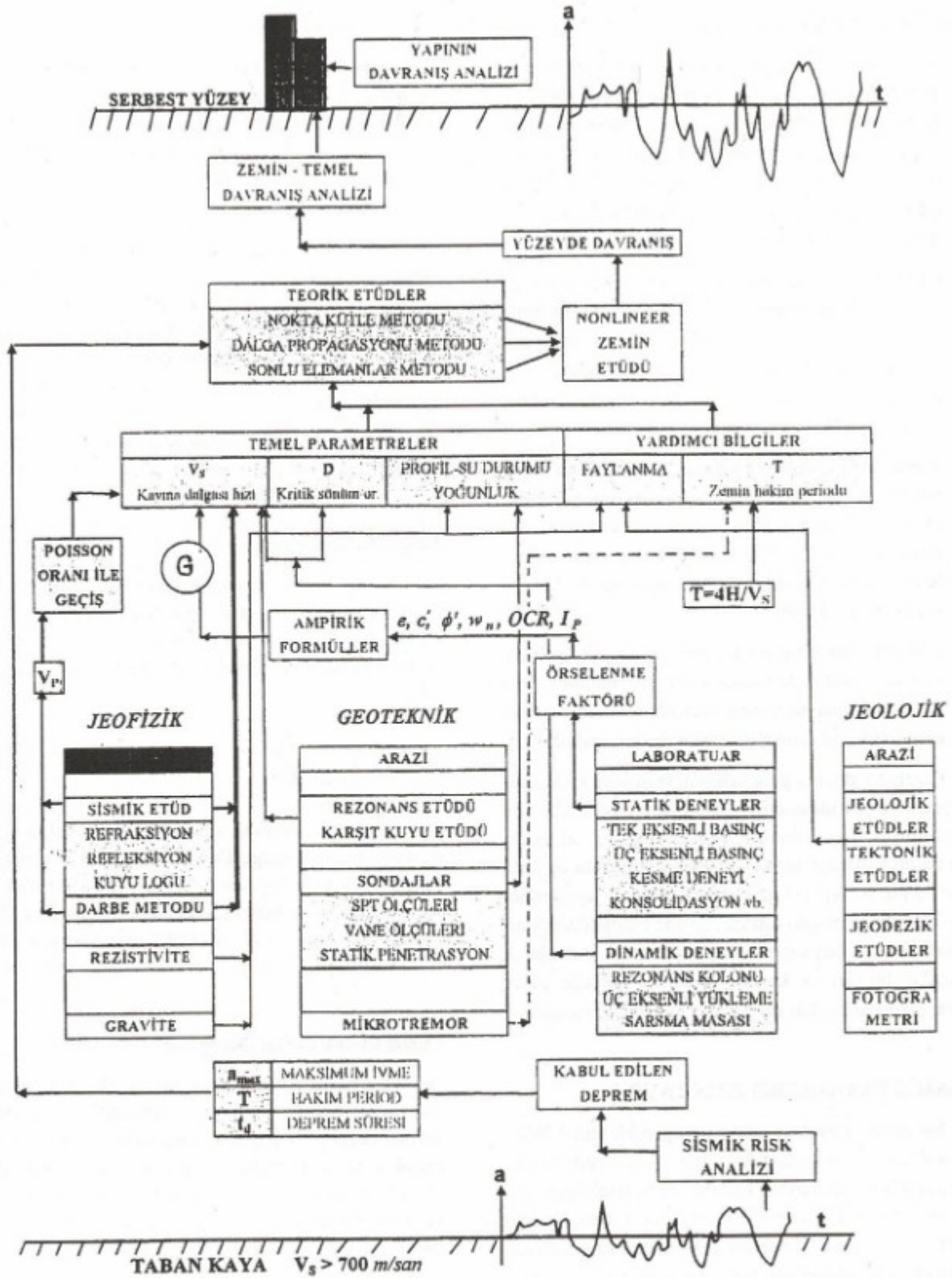
$$V_s = V_p \sqrt{\frac{1 - 2\nu}{2 - 2\nu}} \quad (3)$$

Tipik bazı zemin ve kaya türleri için, Poisson oranı ve dalga hızları Çizelge 2'de dalga hızlarının oranlarının Poisson oranı ile değişimleri Şekil 4'de gösterilmiştir. Kayma dalgasının hızının direkt tayini metodları Martin (1969) ve Stokoe ve Woods (1972) tarafından ayrıntıları ile verilmiştir.

Çubuk Elastik Ortam Dönüşümü

Genellikle, E = elastisite modülü laboratuvarda çubuk numuneler üzerinde tayin edildiğinden, tablolarda verilen değerler hep çubuk numuneler içindir. Halbuki, çubuk boyuna doğrultusuna dik iki doğrultudaki birim deformasyonları sıfır olan yarı sonsuz elastik bir ortamda, E_p = elastik ortam elastisite modülü farklıdır ve aralarında şu bağıntı vardır:

$$E_p = E \frac{(1 - \nu)}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad (4)$$



Şekil 3. Zemin Büyütme Etüdü.

Figure 3. Soil Amplification Study.

Çizelge 2. Poisson oranı ve dalga hızları mertebeleri

Table 2. Values of Poisson's ratio, and wave velocities.

MALZEME	ν	V_p m/san	V_s m/san
Granit	0.32	6000	3070
Kumtaşı	0.1-0.20	4000	2560
Kireçtaşı	0.31	4500	2360
T�f	0.30	1400	750
�ist	0.15-0.25	2700	1650
�akıllı kum	0.25-0.30	2500	1400
Sıkı kum	0.35-0.40	2000	910
Gev�ek kum	0.30-0.35	1000	510
Siltli kil	0.40	1500	620
Sert kil	0.40-0.45	1800	570
Yumu�ak kil	0.45-0.50	750	180
Su	0.50	1435	0
Hava	-	337	-

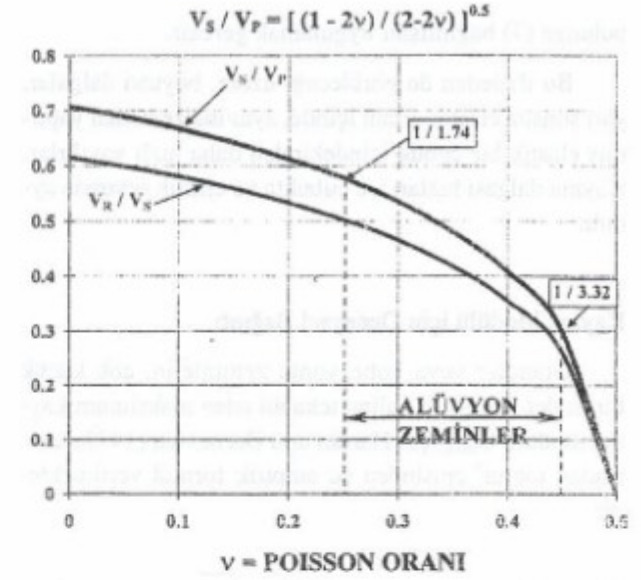
 izelge 3. Enine dalga hızları.

Table 3. Shear wave velocity.

LABORATUVAR DENEY� BASED ON LABORATORY TESTS				JEOF�ZİK ET�T BASED ON REFRACTION SURVEY			
Layer No.	e	ϕ°	V_s m/s	Layer No	V_s m/s	V_p m/s	μ
1	0.60	32�	256	1	190	350	0.30
2	0.60	32�	359	-	-	-	-
3	0.55	30�	379	2	362	1200	0.45
4	0.50	30�	434	2	452	1500	0.45
5	0.50	30�	464	-	-	-	-
6	0.40	30�	527	3	590	1950	0.45

Dolayısı ile, laboratuvarda çubuk numune üzerinde yapılan rezonans kolonu deneyinden bulunan V'_p = çubuk boyuna dalga hızını, V_p = elastik ortamdaki boyuna dalga hızına çevirebilmek için:

$$V_p = \sqrt{E_p / \rho} \quad (5)$$



Şekil 4. Dalga hızlarının Poisson oranı ile değişimi.

Figure 4. Variation of wave velocities with Poisson's ratio.

$$V'_p = \sqrt{E_p / \rho} \quad (6)$$

bağıntıları yardımı ile

$$V_p = V'_p \sqrt{\frac{(1 - \nu)}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}} \quad (7)$$

bulunan (7) bağıntısını uygulamak gerekir.

Bu ifadeden de görüleceği üzere, boyuna dalgalar, yarı sonsuz elastik ortam içinde, aynı malzemeden yapılmış elastik bir çubuk içindekinden daha hızlı yayılırlar. Kayma dalgası hızları ise çubukta ve elastik ortamda aynıdır.

Kayma Modülü için Deneysel Bağntı

Granüler veya kohezyonlu zeminlerin, çok küçük birim deformasyon haline tekabül eden maksimum kayma modülü G_{max} için Hardin and Drenevich (1972) tarafından ton/m^2 cinsinden şu ampirik formül verilmektedir.

$$G_{max} = 1031 \frac{(2.97 - e)^2}{1 + e} (OCR)^a \sqrt{\sigma_0} \quad (8)$$

Burada, e = boşluk oranı, OCR = aşırı konsolidasyon oranı, σ_0 = ortalama efektif gerilme (ton/m^2), a = plastisite indisine bağlı bir sayı olup, yardımcı bağıntılar şunlardır:

$$\sigma_0 = \frac{1 + 2 K_0}{3} p_v \quad (9)$$

$$K_0 = 1 - \sin \phi' \quad (10)$$

$$a = 1.33 I_p - 3.33 I_p^2 + 7.19 I_p^3 - 7.29 I_p^4 + 2.60 I_p^5 \quad (11)$$

Burada, I_p = plastisite indisi, p_v = düşey efektif gerilme, K_0 = yatay sükunetteki zemin basıncı katsayısı, ϕ' = efektif kayma mukavemeti açısıdır.

Kritik Sönüm Oranı için Deneysel Bağntı

Laboratuvarında statik veya dinamik deneylerle veya başka metodlarla bulunmamış olduğu takdirde ve çok küçük bir birim deformasyon hali için D_{max} = maksimum kritik sönüm yüzdesi Hardin-Drenevich, tarafından şöyle verilmektedir:

$$D_{max} = 33 - n \quad \text{kuru kumlarda} \quad (12)$$

$$D_{max} = 28 - n \quad \text{suya doymuş kumlarda} \quad (13)$$

$$D_{max} = 31 - m \quad \text{killerde} \quad (14)$$

ve burada

$$n = 1.5 \log N \quad (15)$$

$$m = (3 + 0.33 f) \sqrt{0.1 \sigma_0} - 1.5 \sqrt{f + n} \quad (16)$$

N = yükleme devir adedi, f = deprem titreşimi hakim frekansıdır.

Zemin Hakim Periyodu

Sağlam bir kaya tabakası üzerinde bulunan yumuşak bir zemin tabakasının, genliği küçük sönümsüz titreşimler için T = hakim titreşim periyodu vardır ve

$$T = \frac{4 H}{(2k - 1) v_s} \quad (17)$$

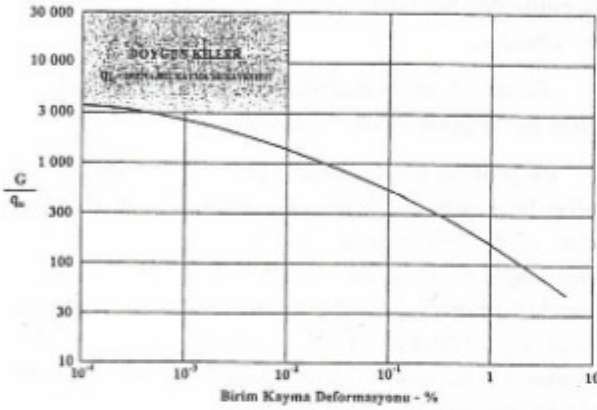
formülü ile hesaplanabilir. Burada, H = tabaka kalınlığı, k = mod sayısıdır. Titreşimin genlikleri arttıkça, kayma modülünde ve dolayısı ile,

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (18)$$

bağıntısı ile verilen kayma dalgası hızında azalma olacağı için, hakim periyot değeri tedricen düşer ve çok şiddetli deprem halinde nonlineer davranıştan dolayı hakim periyot kalmaz. Çok tabakalı zeminlerin de ufak genlikli titreşimler için hakim titreşim periyodu vardır, fakat bu periyodu bulmaya yarayan tek bir formül vermek mümkün değildir. Tabakaların özellikleri birbirine yakın ise, ortalama v_s hızına sahip ve toplam H kalınlığında tek bir tabaka varmış gibi hesap yapılabilir. Eğer en üstteki tabaka, alttaki diğer tabakalara nazaran bariz bir şekilde yumuşak ve zayıf ise, zemin yüzeyindeki hakim periyot en üst tabakanın hakim periyoduna eşit veya ondan biraz büyüktür.

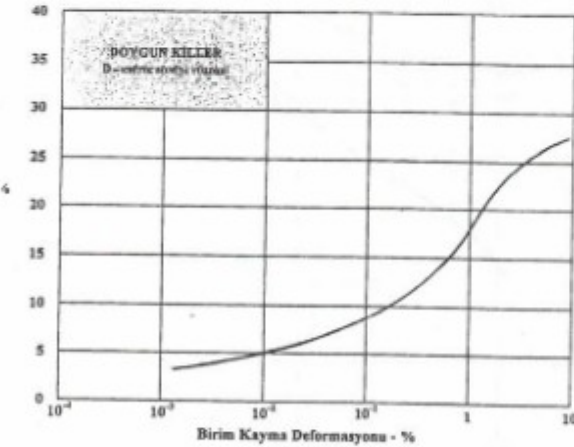
Doğrusalsızlık Etkisi

Kayma modülünün ve kritik sönüm oranının γ = birim kayma deformasyonuna göre değişimi sırası ile Şekil 5 ve Şekil 6'da verilmiştir. Doğrusalsızlık analizi yapmak için doğrusal analizin tekrarı prensibine dayanan bir yol seçilir. Zemin büyütme analizlerinde, ilk önce bir γ seçilir ve buna tekabül eden G ve D değerleri, grafiklerden veya deneysel formüllerden alınarak hesaplarda kullanılır. Analiz sonunda hesaplanan birim kayma deformasyonu, analiz başında kabul edilen birim kayma deformasyonuna yakın çıkıncaya kadar iterasyona devam edilir. Genellikle çok tabakalı zeminlerde beş ila



Şekil 5. Kayma modülünün birim kayma deformasyonu ile değişimi.

Figure 5. Variation of Shear Modulus with Shear Strain.



Şekil 6. Kritik sönüm yüzdesinin birim kayma deformasyonu ile değişimi.

Figure 6. Variation of critical damping with Shear Strain.

yedi iterasyon, oldukça sıhhatli bir analiz için yeterli olmaktadır.

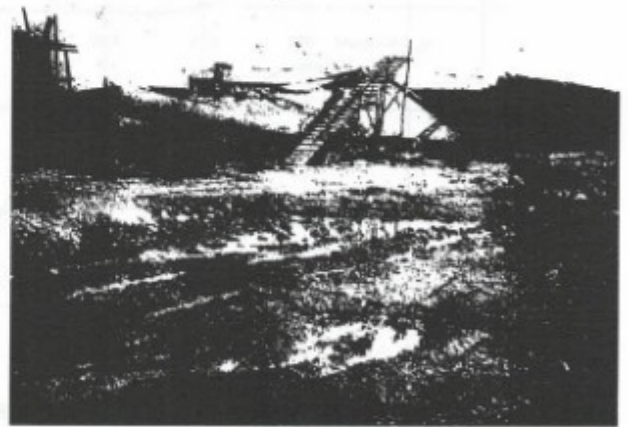
JEOFİZİK ETÜDLERE UYGULAMALI ÖRNEKLER

Bursa Ovası

28 Mart 1970 Gediz depreminin episantır noktası Bursa Ovası'na 135 km uzaklıkta olduğu halde, ovada bulunan Tofaş otomobil fabrikalarının kaba inşaatı tamamlanan tek katlı bazı binalarında yıkılmalar ve ağır hasarlar meydana gelmiştir (Şekil 7). Yapılan incelemeler, bina periyodu ile zemin hakim periyodunun birbirine çok yakın olması sebebiyle rezonansa benzer bir hadisenin cereyan ettiğini göstermiştir.

Taban kayada 0.01 g mertebesindeki ivmeler yumuşak zemin tabakalarından geçerken en az beş kere daha büyütülerek zemin yüzeyinde 0.05 g mertebesine yükseltilmiştir. Bina çerçevelerinin doğal periyotları olan $T = 1.25$ saniye hakim periyodu ile gelen bu zayıf deprem ivmeleri, bu sefer bina tarafından en az beş misli daha büyütülerek çatı seviyesi hizasında 0.25 g mertebesine ulaşmıştır. Deprem Yönetmeliğine göre elastik olarak ancak 0.06 g mertebesindeki kuvvetlere karşı koyacak şekilde projelendirilen bu yapılar, çatı hizasındaki munzam deprem yüklerini taşıyamayarak yıkılmışlardır.

Bursa Ovası'nda meydana gelen bu enteresan hadiseyi bilimsel açıdan izah edebilmek amacı ile, jeofizik etütleri içine alan bir araştırma programı hazırlanmıştır.



Şekil 7. Tofaş Otomobil Fabrikası, Bursa, (yıkılan C Bloku).

Figure 7. Collapsed Blok-C at Tofas Factory, Bursa.



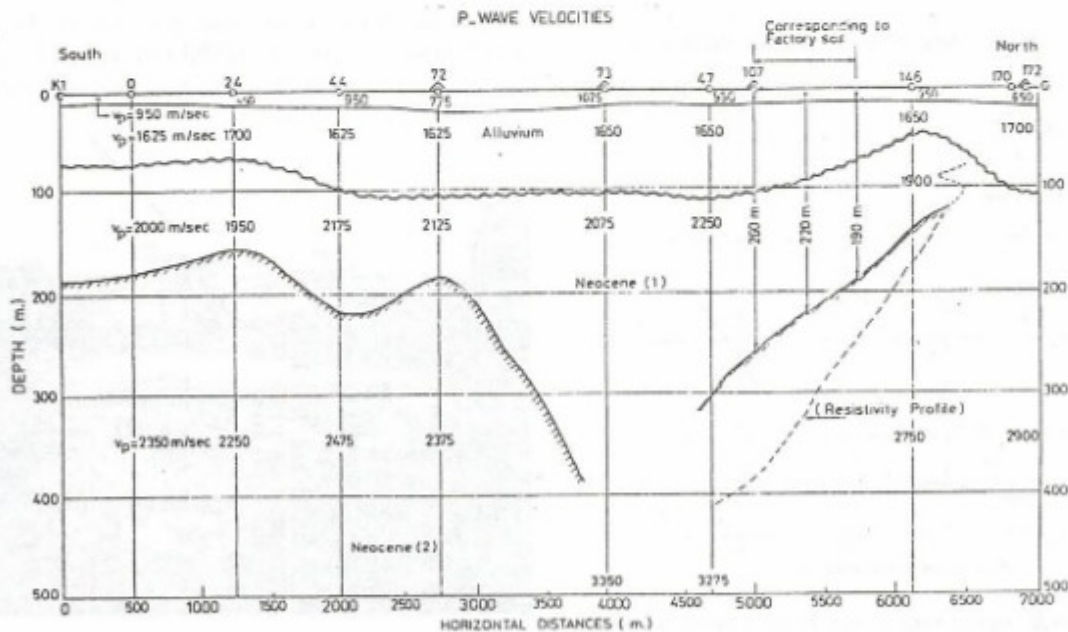
Şekil 8. Bursa Ovası Refraksiyon Etüdü, Devlet Su İşleri Ekibi.

Figure 8. Geophysical team of DSI at Bursa during the refraction surveys.

Önce, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü (DSİ) Jeofizik Fen Heyeti Müdürlüğü tarafından bir sismik refraksiyon etüdü yapılarak ovanın kuzey-güney doğrultusunda 8 km uzunluğunda bir en kesiti çıkartılmıştır. Daha sonra, derindeki tabakaların da durumunu tespit edebilmek amacı ile, Maden Tetkik Arama Enstitüsü (MTA) uzmanları tarafından bir sismik refleksiyon etüdü yapılmıştır. Her iki sismik etüdün yeri Şekil 8'deki haritada ve elde edilen zemin en kesitleri sırası ile Şekil 9 ve 10'da verilmiştir. Görüldüğü gibi, DSİ ve MTA kesitleri arasında önemli bir fark yoktur. İlk 30 m derinliğe kadar olan zemin bilgileri sondajlar yardımı ile daha ayrıntılı bir şekilde elde edilmiş, laboratuvar deneyleri jeofizik etütlerden bulunan dalga hızlarına çok yakın değerler vermiştir.

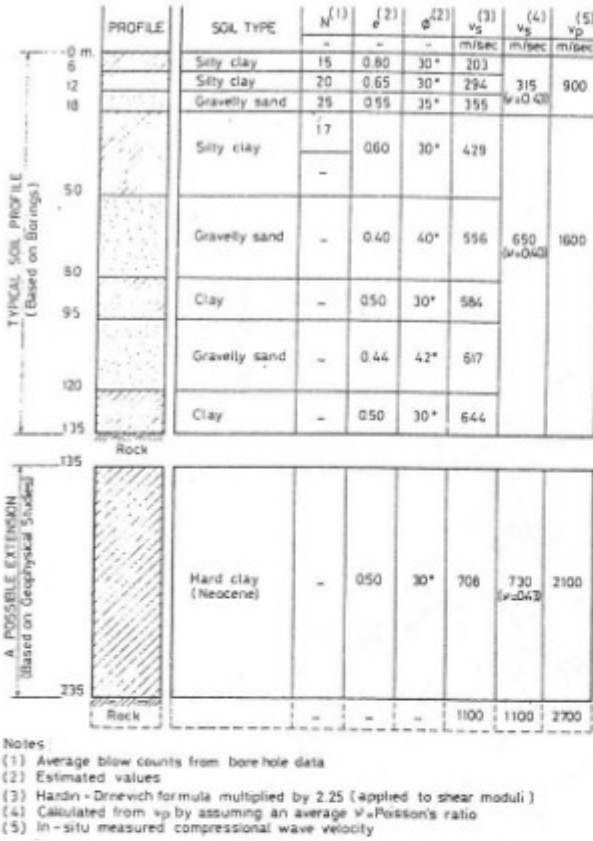
Zemin büyütme analizlerinde kullanılan idalleştirilmiş profil Şekil 11'de verilmiştir.

Bu profilin üst kısmında kalan 135 metrelik kısmı kullanılarak yapılan zemin büyütme analizi sonuçları Şekil 12'de özetlenmiştir. Bu Şekilden de görüleceği üzere küçük genlikler için hakim periyot $T = 1$ saniye civarında ve büyütme $A = 4.5$ mertebesinde (Tezcan-Durgunoğlu-Whitman 1974). Laboratuvar deneylerine dayanan kayma modülünü düzeltmek için kullanılan örseleme faktörü 2.25 olarak saptanmıştır.



Şekil 9. Refraksiyon yöntemi ile zemin boyuna kesiti (DSİ).

Figure 9. Soil profile, refraction method (DSİ).



Şekil 10. Tofaş Fabrikasında zemin profili.

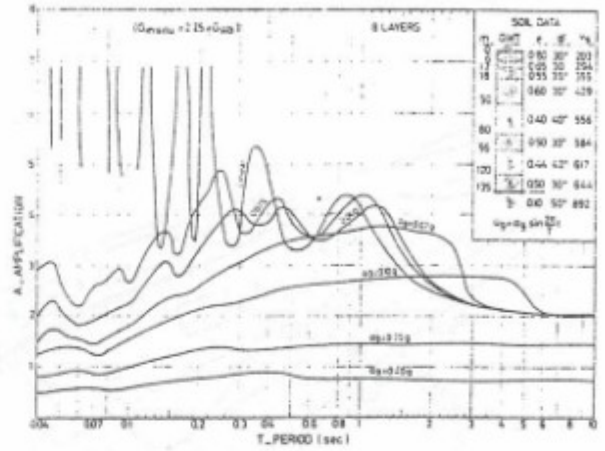
Figure 10. Soil profile at Tofas Factory Site.

Söğütölçeşme Viyadükleri

Bayındırlık Bakanlığı'na bağlı Demiryollar, Limanlar ve Hava Meydanları (DLH) İnşaatı Genel Müdürlüğü tarafından İstanbul Söğütölçeşme tren istasyonunda inşa edilmek üzere projelendirilen demiryolu viyadüklerinin genel vaziyet planı Şekil 12'de gösterilmiştir.

İmar ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü uzmanları tarafından tanzim edilen ve sığ bir refraksiyon etüdüne dayanan jeofizik profil Şekil 15'de ve 5-6-7 sondajlarından geçen enine kesite ait zemin büyütme analizi sonuçları Şekil 16'da gösterilmiştir.

Sondaj ve jeofizik kesitler büyük bir uyum içinde çıkmış, çoğu hallerde örselenme faktörü 1.0 olarak saptanmıştır. Zemin titreşim periyodu olarak, küçük ivmeler için, $T = 0.54$ san ile $T = 1.10$ saniye aralığının hakim olduğu anlaşılmıştır (Tezcan, Durgunoğlu H, İpek and Durgunoğlu T 1974).



Şekil 11. Tofaş Fabrikası için zemin büyütme spektrumu.

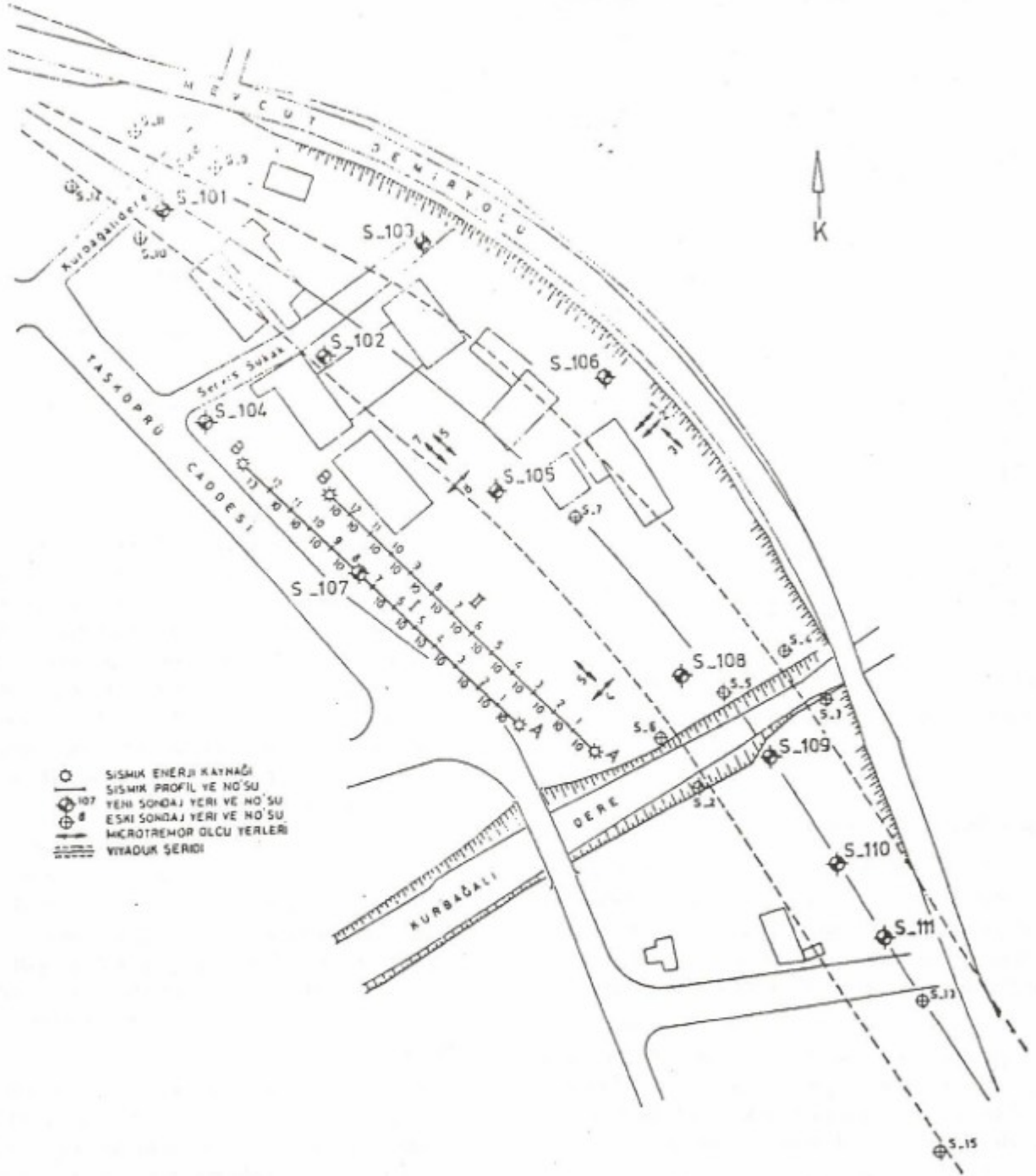
Figure 11. Soil amplification spectra for Tofas.

Soma-II Termik Santrali

Türkiye Elektrik Kurumu (TEK) tarafından, halen (1974) mevcut Soma santralının kuzeydoğusuna yaptırılacak 300 Mega watt'lık Soma-II Termik Santrali arazi-sinin vaziyet planı Şekil 17'de gösterilmektedir. Makine dairesi kuzeydoğu köşesinde alınan mikrotremor kaydının Fourier hız genlik spektrumu eğrisini veren Şekil 18, zemin hakim periyodunun küçük genlikler için $T = 0.47$ saniye civarında olduğunu göstermektedir. Sahanın jeofizik etütleri Elektrik İşleri Etüd İdaresi (EİE) uzmanlarınca yapılmıştır.

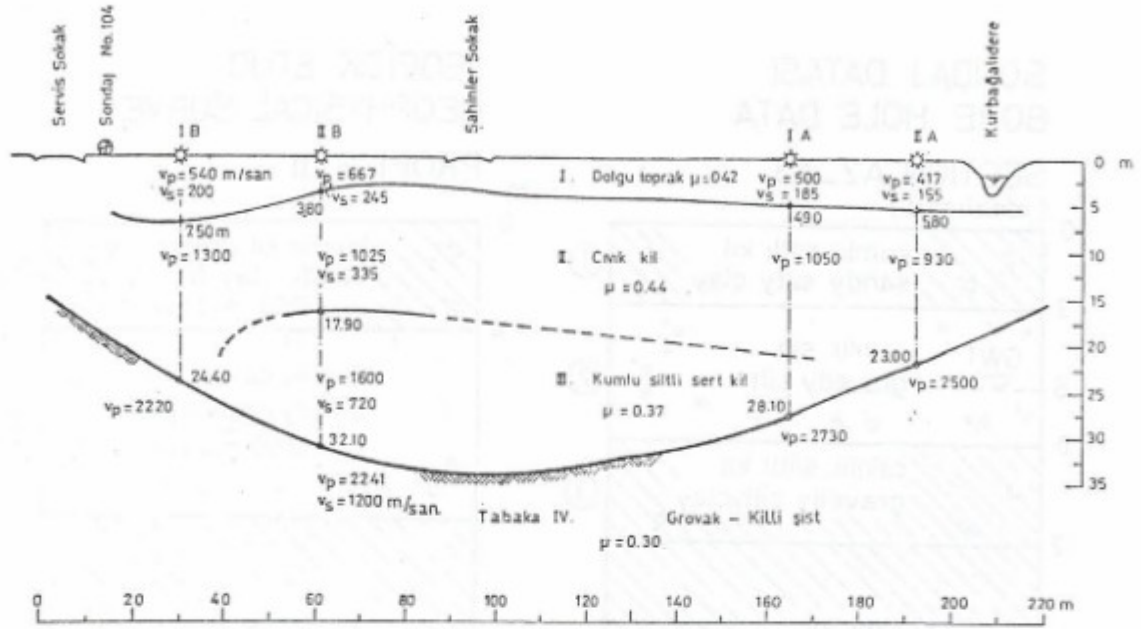
Sondaj ve jeofizik etüt verilerine dayanılarak hazırlanan mukayeseli zemin profilleri Şekil 19'da verilmiştir. Bekleneceği üzere her iki zemin profili için ayrı ayrı yürütülen zemin büyütme analiz diyagramları birbirlerine çok yakın çıkmış ve yer darlığı sebebi ile, Şekil 20'de sadece, jeofizik etütlerden bulunan dalga hızları kullanılarak yapılan analiz sonuçları verilmiştir (Tezcan and Durgunoğlu 1974).

Laboratuvar deneylerine dayanan kayma modülünü arazi ölçümleri seviyesine çıkarabilmek için 2.5 mertebesinde bir örselenme faktörü kullanmak gereği hasıl olmuştur. Granüler malzemenin mevcudiyeti sebebi ile, zemin numunelerindeki örselenmenin derecesi yüksek olmuştur. Laboratuvar deneylerine dayanan ve örselenme faktörü ile düzeltilmiş kayma dalgası hızlarının, jeofizik etüt ile bulunan değerlere uygunluğu Çizelge 3'de açıkça görülmektedir.



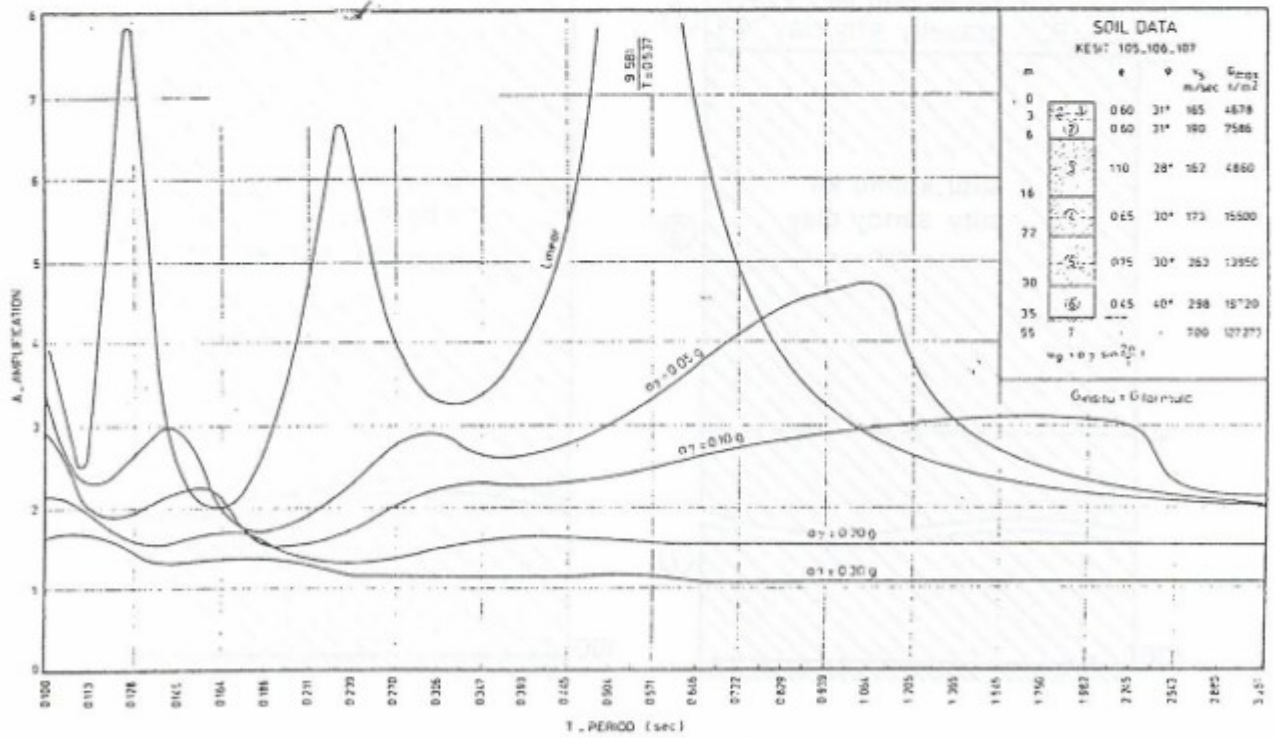
Şekil 12. Genel Arazi Planı, Söğütluçeşme.

Figure 12. General Layout, Söğütluçeşme.



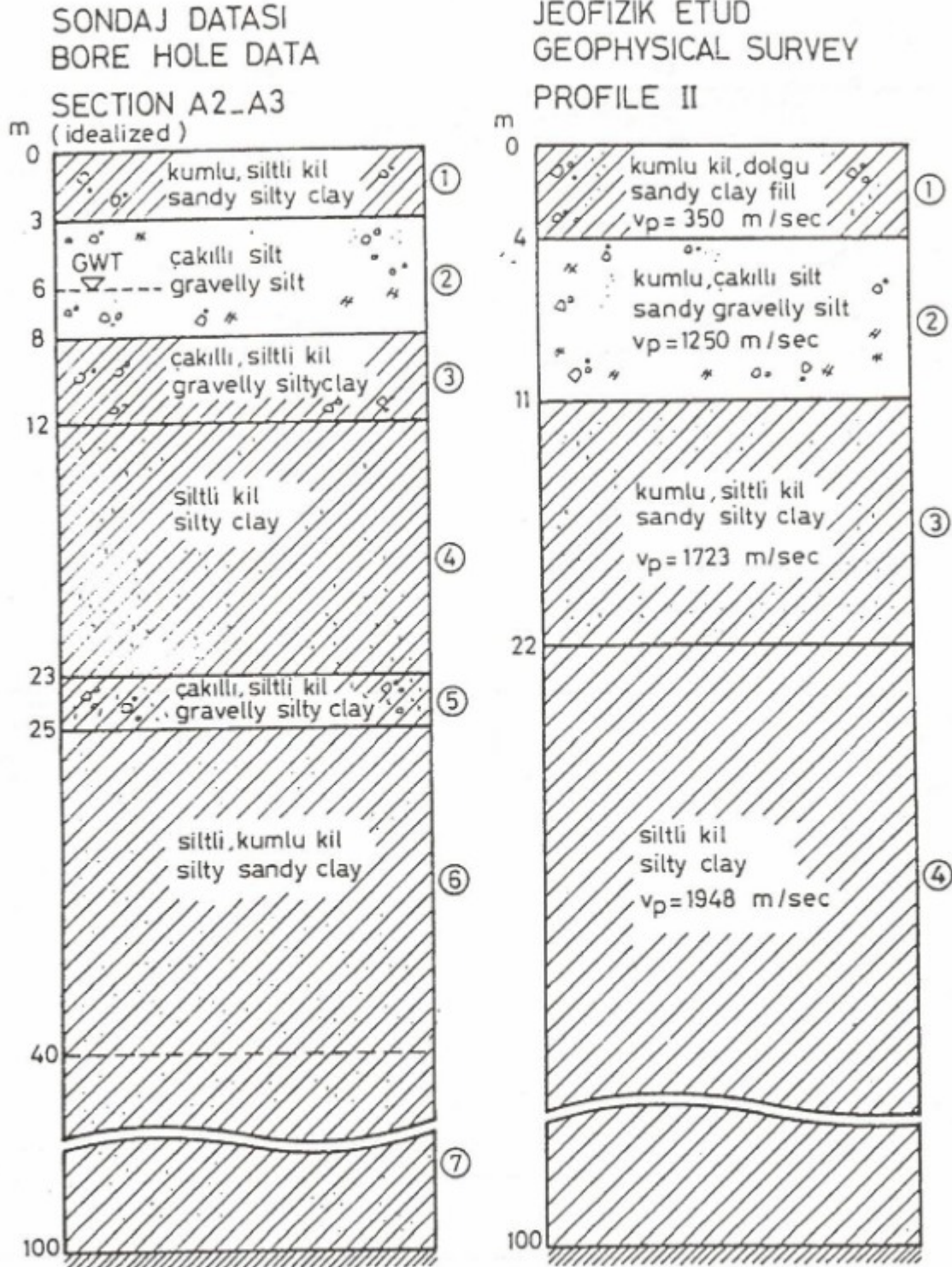
Şekil 13. Söğütluçeşme Viyadükleri sismik profili.

Figure 13. Seismic Profile, Söğütluçeşme Viaducts.



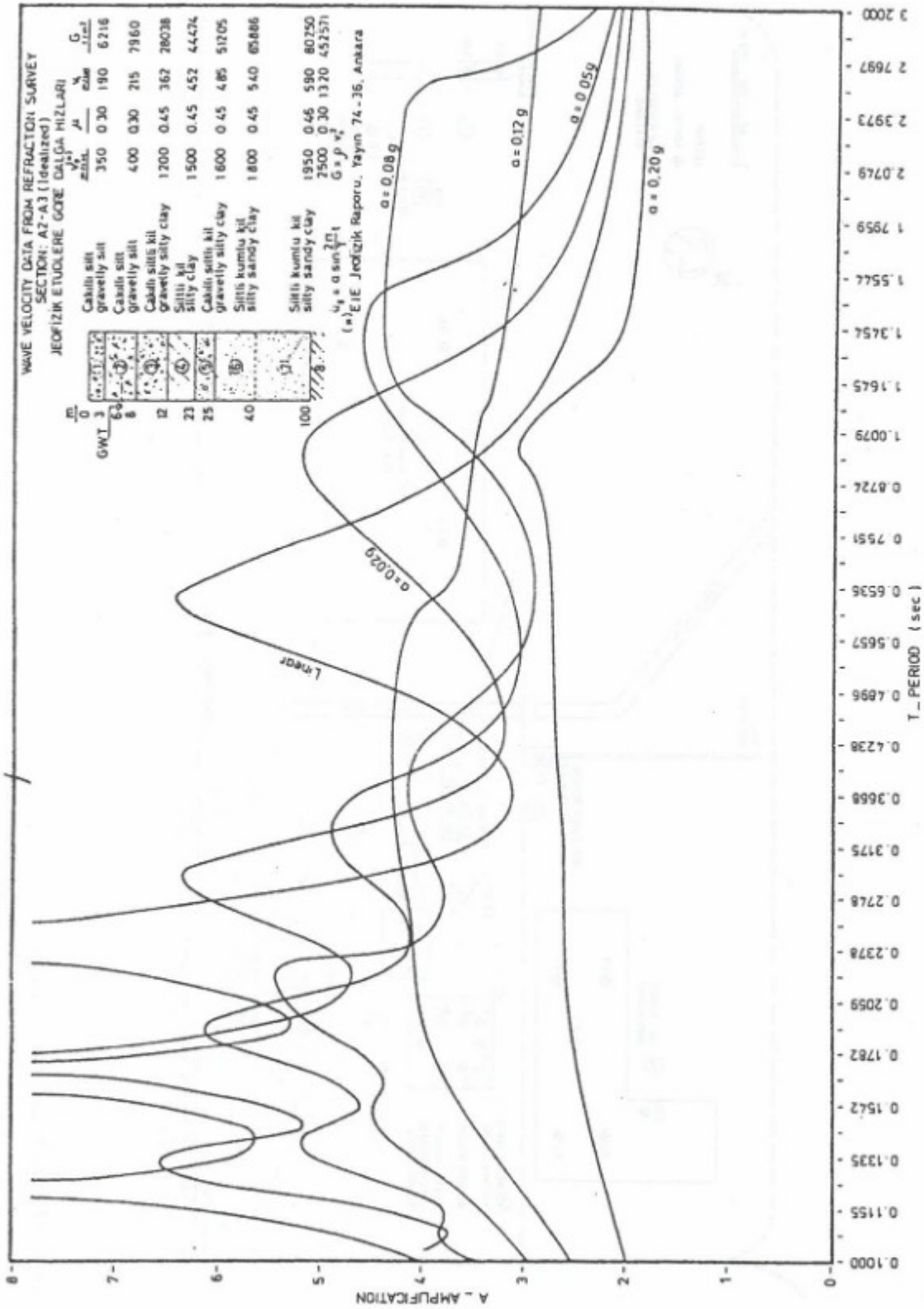
Şekil 14. Zemin büyütme eğrileri, Söğütluçeşme Viyadükleri.

Figure 14. Soil amplification, Söğütluçeşme Viaducts.



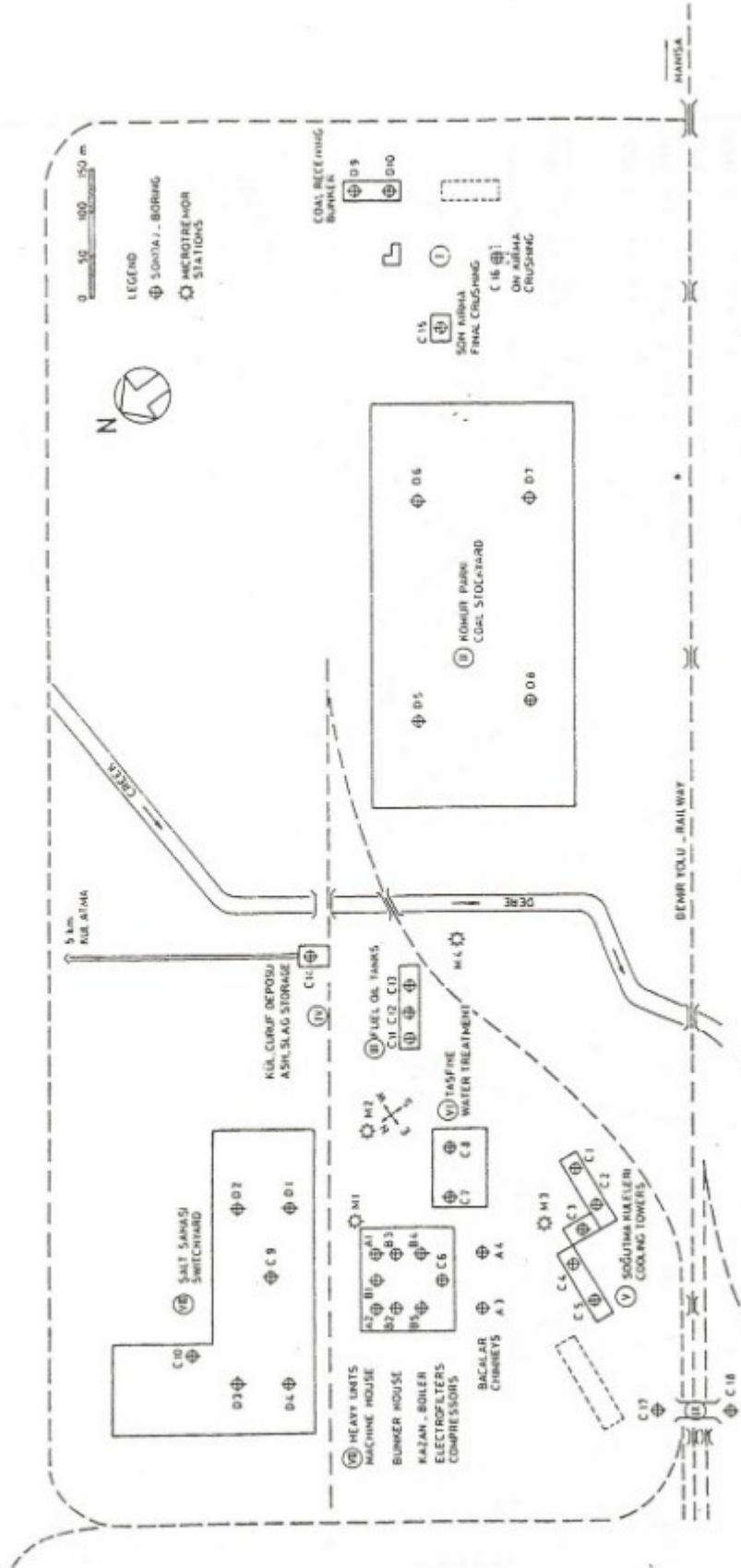
Şekil 15. Sondaj ve Jeofizik etüt sonuçları.

Figure 15. Comparison of bore hole and geophysical data.



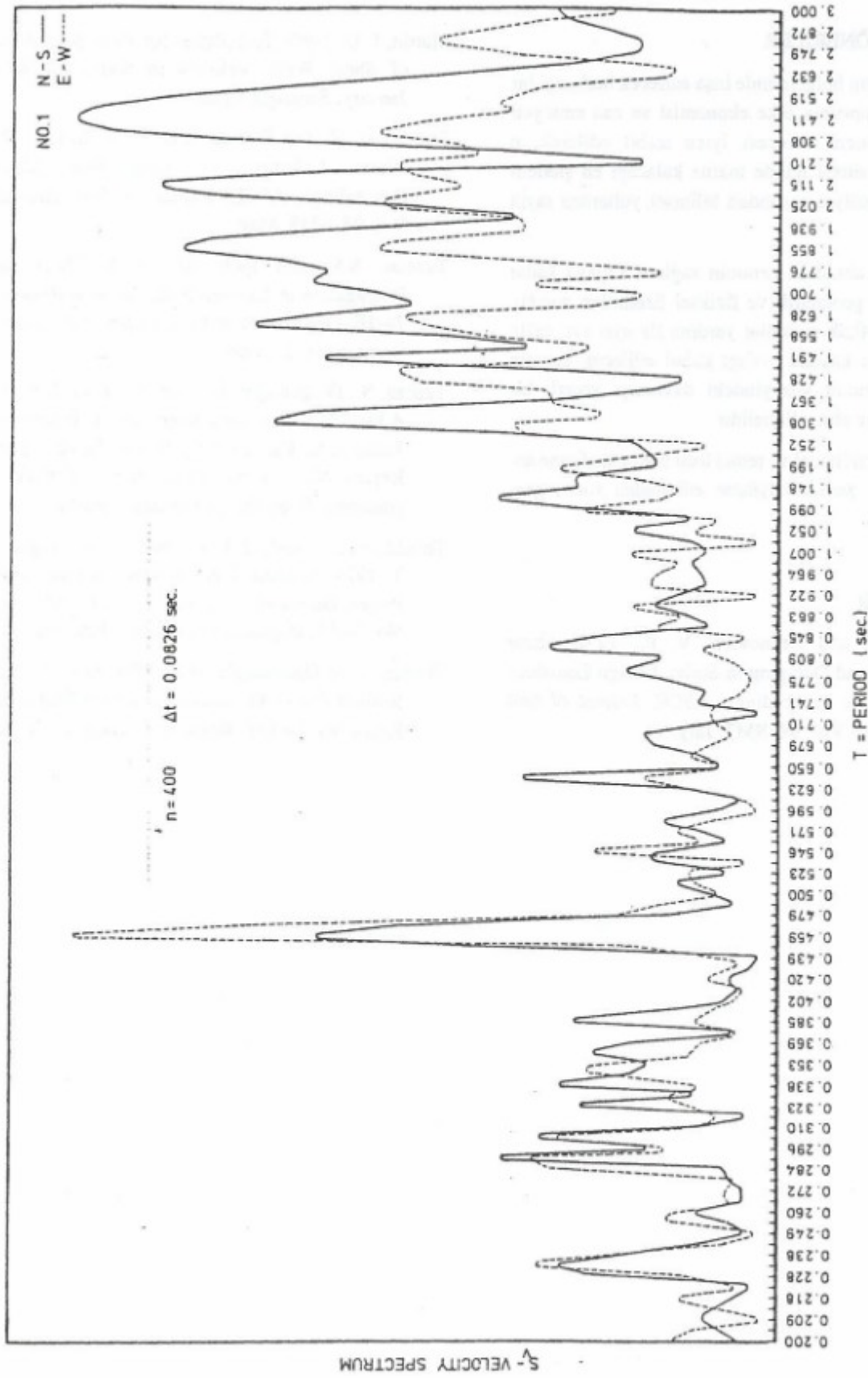
Şekil 16. Zemin büyütme eğrileri, Soma II santrali.

Figure 16. Soil amplification, Soma II Power Plant.



Şekil 17. Soma II santrali genel durum.

Figure 17. Thermoelectric power plant general layout.



Şekil 18. Soma II santrali hız Fourier spektrumu.

Figure 18. Thermoelectric power plant velocity Fourier amplitude spectrum.

SONUÇ VE ÖNERİLER

1. Deprem bölgelerinde inşa edilecek herhangi bir mühendislik yapısının ülke ekonomisi ve can emniyeti bakımından önem derecesi iyice tesbit edilerek, o yapının ömür süresi içinde maruz kalacağı en şiddetli deprem risk-maliyet açısından bilimsel yollardan tayin edilmelidir.

2. Yapı altındaki zeminin sağlam kayaya kadar olan kısmının geometrik ve fiziksel özellikleri sondaj, jeolojik ve jeofizik metodlar yardımı ile ayrı ayrı tayin edilmeli, taban kayada varlığı kabul edilecek deprem dalgalarının zemin yüzeyindeki davranışı geçerli bir teorik metod ile etüt edilmelidir.

3. Yapının temel ve temel üstü boyut analizine ancak böyle bir zemin büyütme etüdünden sonra geçmelidir.

KAYNAKLAR

- Hardin, B.O., and Drenevich, V. P., 1972, Shear Modulus and Damping in Soils: Design Equations and Curves, Proceedings, ASCE, Journal of Soil Mechanics, Vol. 98, SM7, July.
- Martin, C.D. 1969, Techniques for Field Measurement of Shear Wave Velocity in Soils, 4th WCEE, January, Santiago, Chile.
- Stokoe, K. H. and Woods, R.D. 1972, In-situ Shear Wave Velocity by Cross-Hole Method, Proceedings, ASCE, Journal of Soil Mechanics, Vol. 98, SM5, May.
- Tezcan, S.S. and İpek, M. 1974, Shear Wave Propagation in Layered Soils, Internal Report No. 74-2E, Department of Civil Engineering, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.
- Tezcan, S., Durgunoğlu, H.T. ve Whitman, R.V. 1974, A Field Survey to Determine Seismic Parameters at Tofaş Auto Factory Site, Bursa, Turkey, Internal Report No. 74-1E, Department of Civil Engineering, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.
- Tezcan, S., Durgunoğlu, H.T., İpek, M. ve Durgunoğlu, T. 1974, İstanbul Söğütözü Çeşme İstasyon Tesisleri Projesi Geoteknik ve Dinamik Etüdü, Dahili Rapor No. 74-6T, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.
- Tezcan, S. ve Durgunoğlu, H.T. 1974, Soma-II Termik Santrali Zemini Geoteknik ve Sismik Etüdü, Dahili Rapor No. 74-10T, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.

SİSMİK YÖNTEMLE KABUL EDİLEBİLİR VEYA EMNİYETLİ TAŞIMA KAPASİTESİ SAPTANMASI⁽¹⁾

The Determination of the Presumptive or Safe Bearing Capacity by Means of the Seismic Method

D. Ali KEÇELİ*

ÖZET

Bu makalede taşıma kapasitesi ve sismik kayma modülü, dolayısıyla sismik hızlar arasında bağıntı araştırılmıştır. Sınır taşıma kapasitesi (ultimate bearing capacity), q_u , yerine bina temel seviyesi altında birim alana ve belirli derinliğe sahip zemin sütunu ağırlığının meydana getireceği eşdeğer zemin basıncı yerleştirilmiştir. Eşdeğer sismik sınır taşıma kapasitesi (equivalent seismic ultimate bearing capacity), q_{us} , sabit bir zaman T_0 ile zeminin sismik kayma dalga hızının çarpımına eşit olan derinlik ve birim ağırlık cinsinden ifade edilmiştir. Kabul edilebilir veya güvenli taşıma basıncı, q_s basıncı, eşdeğer sınır taşıma kapasitesinin boyuna dalga hızının (V_p) kayma dalgası hızına (V_s) oranına bölünmesiyle elde edilmiştir. Yani, V_p/V_s oranı sayısal olarak emniyet faktörüne eşdeğer olan indirgeme faktörü gibi kullanılmıştır. Böylece, kabule dileyebilir taşıma basıncı kayma veya makaslanma direnci anlamında olan kayma modülü cinsinden elde edilmiştir. Sismik hızlar yeraltısuyuna duyarlılık olmaları nedeniyle ayrıca, yeraltısuyu indirgemesi gerekmemektedir.

Sismik hızlardan saptanan kabul edilebilir taşıma basıncının laboratuvar ve Standart Penetrasyon

ABSTRACT

In this paper, a relation between bearing capacity and seismic velocities has been investigated. An ultimate bearing capacity, q_u , is replaced by the equivalent ground pressure caused by the weight of a ground column of equivalent depth and unit area, below foundation level. The equivalent ultimate bearing capacity, q_{us} , is expressed in terms of unit weight and an equivalent depth which equals to the multiplication of seismic shear wave velocity, V_s and constant time, T_0 . Presumptive or safe bearing pressure, q_s , is obtained from the equivalent ultimate bearing capacity divided by the ratio of the compressional wave velocity, V_p , to V_s . That is, the ratio V_p/V_s , ranging approximately from 1.5 to 5, is used as reduction factor being equivalent to safety factor in numerical. Thus, the presumptive bearing pressure are obtained in terms of shear modulus (resistance). There is no need the use of underground water reduction factor because saturation causes an observable increase in the velocity ratio.

It is shown that the presumptive bearing pres-

*Fatih Mah., Yahı Cad., 20/17, Küçükçekmece, İstanbul

Tel.:0 (212) 5791289 • Fax:0 (212) 5997439 • Gsm: 0 532 4555957 • e.mail:a.keceli@superonline

(1) 23-25 Kasım 2000 Ankara Ulusal Jeofizik Toplantısında sunulmuştur.

Test (SPT) sonuçlarıyla uyum içinde olduğu gösterilmiştir. Sonuç olarak, sismik yöntemle dayanan bu teknik yayınlanmış müsaade edilebilir taşıma basıncı ve emniyetli taşıma kapasitesi tablo değerlerine uyumlu sonuçları yanında aynı zamanda yapısal jeolojiyi de aydınlatılabildiğinden ve yerici dinamik parametreleri de verebildiğinden avantaja sahiptir. SPT vuruş sayıları (N) ile uyumdan yararlanarak SPT de kullanılan temel şekil faktörleri sismik müsaade edilebilir taşıma basıncı (seismic allowable bearing pressure), q_{as} , ile de aynı şekil faktörleri bezer olarak kullanılabilir. Bu nedenle, bu teknik, özellikle, mekanik sondajın sınırlı olduğu ve uygun olmadığı yerlerdeki jeoteknik etüdlerde başarıyla kul-

sure values calculated from the V_p and V_s velocities are in good agreement with those of the laboratory and Standart Penetration Tests (SPT). For this reason, the foundation shape factor of SPT may be used similarly for q_s . This procedure has an advantage according to allowable bearing pressure, q_{as} , or safety bearing capacity, q_s , published in tables or in building codes because it can also elucidate local structural geology and dynamic parameters at the same time. Therefore, this procedure can be used successfully for geotechnical studies of sites where the soil mechanics techniques have some disadvan-

GİRİŞ

Geçen yıllarda daneli ve kaya ortamların mekanik ve fiziksel özelliklerini tayin etmek için sismik hızların kullanımı üzerine ilgi artmıştır. Birçok araştırmacı zemin mekaniği ve sismik hızların bazı parametreleri arasında bir takım korelasyonlar kurmaya çalışmışlardır. Coates (1970) tek eksenli basınç mukavemeti ile elastik modül ve sismik boyuna dalga hızı arasında deneylere dayanan ilişkiler vermiştir. Hardin ve Black (1968) ve Hardin ve Drnevich (1972) boşluk oranı ve kayma modülü arasında deneysel bağıntılar vermiştir. Ohkubo ve diğ. (1976) kayma dalga hızı, yoğunluk, gözeneklilik, elastisite modülü, serbest basınç gücü ve nem oranı arasında deneysel ilişkiler kurmuştur. Keza, Tatham (1982), Wilkens ve diğ. (1984), Phillips ve diğ. (1989), Jongmans (1992), Sully (1995), Pyrak-Nolte ve diğ. (1996) kayma modülü ve sismik hızlar ile etkin yer basıncı, gözeneklilik, kil içeriği ve jeolojik formasyonun kırıklılığı arasında bağıntılar vermişlerdir.

Zeminlerin taşıma kapasitesi konusu belki de jeotekniğin en önemli konusu olmasına rağmen, ancak birkaç araştırmacı taşıma kapasitesi ile sığ sismik hız arasında uygulama tartışmasına teşebbüs etmiştir. İmai ve diğ. (1976) Standart Penetrasyon Test (SPT) vuruş sayıları ve sismik kayma dalgası hızı arasında deneysel bir bağıntı önermiştir. Medvedev (1962)'nin zeminlerin deprem şiddeti artırma bağıntısına dayanarak, Bracinac

(1978) ve Ondrasyk ve diğ. (1992) sismik akustik empedans ve taşıma kapasitesini içeren mühendislik jeolojisi haritaları yapmıştır. Seed ve diğ. (1986) Standart Penetrasyon Direnci ile kayma modülü ilişkisini kurmuştur. Genelde kayma dalgası hızı ile ilişki kurulmaya çalışılmakla beraber, Sternberg ve diğ. (1990) SPT vuruş sayısı ile boyuna dalga hızı arasında deneysel bir bağıntı kurmuş ve jeoteknik projelerde taşıma kapasiteleri üzerine bilgi sağlanabileceğini belirtmiştir. Türker (1988) taşıma kapasitesi ile sismik hızlar arasında ilişki kurmaya çalışmış ancak, taşıma kapasitesinin katman hakim periyoduna dolayısıyla kalınlığına bağlı ifadesi nedeniyle eksik bir çalışma olmuştur. Keçeli (1990), aslında katman kalınlıklarına bağlı olmayan müsaade edilebilir taşıma kapasitesi ile sismik hızlar arasında bağıntı kurulabileceğini ve kayaç türlerine göre çizelge değerlerinin elde edilebileceğini göstermiştir.

Belirli bölgelerde ve benzer zeminlerde geçmişteki deneyimlere dayanan pratikte **zemin emniyet gerilmesi** olarak kullanılan güvenli taşıma kapasitesi (safe bearing capacity) değerleri Building Code'larda ve diğer standartlarda çizelge olarak verilmektedir. Çizelgelerdeki zemin basıncının bu keyfi değerleri genellikle **kabul edilebilir taşıma, güvenli taşıma kapasitesi** veya **müsaade edilebilir taşıma basıncı** değerleri olarak ifade edilmektedir. O nedenle bu makalede de benzer başlık kullanılmıştır. Çünkü: zeminin geçmiş uygulamalardaki deneyimlere göre temelinde belirli bir oturma olmaksızın o yükü

güvenle taşıyabildiği kabul edilir. Bu değerler genelde temellerin ön tasarımı için yararlı bir klavuzdur. Fakat bu değerlerin kayma deformasyonlarına güven faktörü kullanan laboratuvar ve arazi testlerine karşı temel şekil faktörünü de dikkate alarak daima desteklenmeleri gerekir.

Bir ortamın taşıma kapasitesi daha ziyade jeolojik özelliklerin karakteri üzerine bağlı olmakla beraber, taşıma kapasitesi sorunları jeolojik özellikler yanında yapısal jeolojinin detayları ile de ilgilidir. Sismik sıkışma dalgaları yapısal jeoloji özelliklerini, kayma dalgaları jeolojik formasyonların litolojik özelliklerini yansıtmada daha uygun araçlardır. Bu nedenle, bu araştırma kabul edilebilir veya SPT de kullanılan münade edilebilir taşıma basıncının (allowable bearing pressure) kayma deformasyonunun bağlı olduğu sismik kayma modülü (kayma direnci) cinsinden doğrudan saptanmasını amaçlamaktadır.

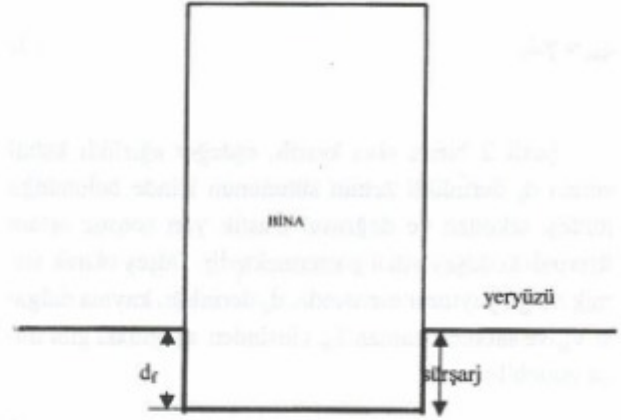
KABUL EDİLEBİLİR VEYA EMNİYETLİ TAŞIMA KAPASİTESİ SAPTANMASI

Doğrusal elastik yarı sonsuz ortam üzerinde düzgün olarak yüklü bir birim alanın altındaki düşey normal gerilimden dolayı zemin deformasyonu, gerilim ve deformasyon arasındaki ilişkiyi belirleyen elastik modüllere bağlıdır. Temeli taşıyan zemin genellikle kayma direncinin yenilmesiyle deformasyona uğradığından, elastisite modüllerinde kayma modülü ve taşıma basıncı arasında bir ilişki elastik teori içine girmeden aşağıdaki gibi araştırılabilir:

Zemin mekaniği taşıma kapasitesi hesaplamalarında, temelin taban seviyesi üzerindeki hafredilen toprağın ağırlığı yerine tek düze ilave bir eşdeğer basınç konur (Şekil 1).

$$q_{df} = \gamma d_f \quad (1)$$

İlave yük (surcharge), q_{df} , tarafından meydana getirilen birim alanın taşıma kapasitesindeki artış temel inşaatında sınır taşıma kapasitesinden (ultimate bearing capacity), q_u , çıkarılan zemin ağırlığı, q_{df} , ile tam olarak karşılandığı kabul edilir (Terzaghi ve diğ. 1967, Tomlin-



Şekil 1. Sürekli sığ temel derinlik kesitinde sürşarj seviyesi.

Figure 1. Section through continuous shallow footing for surcharge level.

son 1986). Bu nedenle net sınır taşıma kapasitesi (net ultimate bearing capacity), q_{nu} , aşağıdaki gibi verilir:

$$q_{nu} = q_u - q_{df} \quad (2)$$

Burada $\gamma (= \rho \cdot g)$ olup, kN/m^3 biriminde zeminin birim ağırlığıdır, ρ : T/m^3 biriminde yoğunluk, $g (=9,807 \text{ m/s}^2$ veya (10 m/s^2) biriminde yerçekim ivmesi ve d_f : temel derinliğidir. Terzaghi (1967) bu yerine koyma işleminin hesaplamaları basitleştirdiğini, hatanın küçük ve güvenli tarafta olduğunu ifade etmiştir.

Das (1993) tarafından da belirtildiği gibi, Seed ve Idriss (1971) birim alanlı ve d derinlikli toprak kolonu kabul ederek sıvılaşma potansiyeline sahip kum depozitlerinin izafi yoğunluğu ve depremde göstereceği maksimum yer ivmesi arasındaki ilişkiyi saptamak için basitleştirilmiş bir yöntem geliştirmiştir. Venkatramaiah (1993)'nin belirttiği gibi, klasik yer basıncı teorisi ile sınır taşıma kapasitesi saptanmasında Pauker yöntemi zeminin sınır taşıma kapasitesi yerine bir eşdeğer yükseklikli aynı zemin sütunu yerleştirilmesine dayanır. Benzer olarak, düzgün katı bir kütle gibi davranan bir zemin sütunu kabul ederek sınır taşıma basıncı, q_u , yerine temel zemin ile aynı birim ağırlıklı, γ , eşdeğer derinlikli d_e , bir zemin sütunu, q_{us} , veya eşdeğer ağırlıklı zemin sütunu aşağıdaki gibi verilebilir.

$$q_{us} = \gamma \cdot d_e \quad (3)$$

Şekil 2 birim alan kesitli, eşdeğer ağırlıklı kabul edilen d_e derinlikli zemin sütununun içinde bulunduğu türdeş, tekdüze ve doğrusal elastik yarı sonsuz ortam üzerindeki düşey yükü göstermektedir. Düşey olarak sismik dalga yayılımı esnasında, d_e derinliği, kayma dalgası V_s , ve sabit bir zaman T_0 , cinsinden aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$d_e = V_s T_0 \quad (4)$$

Burada V_s , m/s biriminde kayma dalgası hızıdır ve T_0 , saniye biriminde zaman süresini göstermektedir. T_0 , sismik kayma dalgası yayılım denklemlerinden veya çeyrek dalga periyodu prensibinden elde edilen zemin hakim periyodu (predominant period: $T_p = 4h/(V_s(2n+1))$, $n=0,1,2,3$) T_p 'den farklı anlam taşımaktadır. Bu durumda d_e derinlikli, eşdeğer ağırlıklı ve V_s kayma dalgası hı-

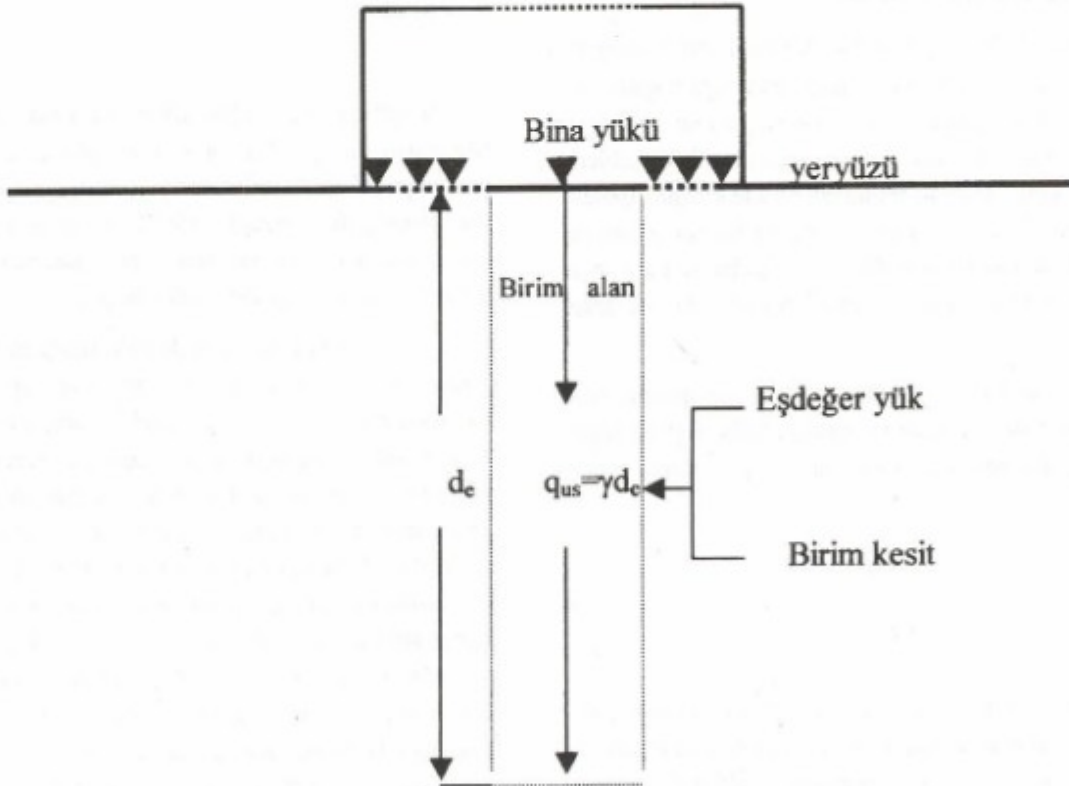
zına sahip zemin sütununun meydana getirdiği sismik sınır taşıma basıncı, q_{us} , aşağıdaki şekilde ifade edilebilir.

$$q_{us} = \gamma d_e = \rho g V_s T_0 \quad (5)$$

Burada sınır taşıma basıncı, q_{us} , aynı ağırlığa sahip yer basıncına eşdeğer olmaktadır.

Basit koşullar altında normal kabul, eşdeğer derinliğin d_e , yerin taşıma kapasitesi ile artmasıdır. Taşıma kapasitesi, birim ağırlık ve sismik kayma dalga hızı farklı zemin birimleri için karakteristik parametreler olduklarından eşdeğer derinlik d_e , T_0 zamanı sabit seçildiğinde, (5) eşitliğine göre karakteristik olmalıdır. T_0 , zaman miktarı sabit olduğunda, aşağıda gösterileceği gibi, taşıma basıncının sadece birim ağırlık ve kayma dalgası hızına bağlı olduğu görülür.

Temel düzenlemede kullanılacak güvenli taşıma kapasitesini (q_s) elde etme işleminde sınır taşıma kapasitesi bir güven faktörüne bölünür. Güven faktörü yapının



Şekil 2. Kabul edilen eşdeğer yüklü zemin sütunu taşıma basıncı modeli.

Figure 2. The bearing pressure model considered column of ground of equivalent weight.

önemine ve zeminden zemine bağlı olarak 1.5 ile 5 arasında değişebilir (Venkatramiah 1993). Keza, sismik sıkışma dalga hızının, V_p , kayma dalgası hızına, V_s , oranı da yeraltısuyuna doygun olmayan ortamlarda genelde 1.5 ile 5 arasında değişmektedir. V_p/V_s oranı, esasen, zeminin doğasına ve onun fiziksel ve mühendislik özelliklerine bağlıdır. Örneğin; oturmuş büyük derinlikli çökel ortamlarda 1.6 ile 2.2 arasında, onun üzerinde bulunan küçük kalınlıklı çökellerde 2.8, ve gevşek çökellerde 5 veya daha yüksek olabilmektedir (Tatham 1982, Prakla-seismos 1986). Yeraltısuyu seviyesi derinliği taşıma kapasitesi üzerine önemli şekilde etkiye sahiptir. Bu nedenle, zemin mekaniğinde taşıma kapasitesi değerleri, su seviyesi temel tabanı seviyesinde ise yüzde 50 küçültülür (Terzaghi et al 1967, Wyllie 1992). Ancak, V_p/V_s oranı değeri üzerinde gözeneklilik, suya doygunluk, çatlaklık derecesi, kil içeriği ve etkin basınç önemli fonksiyonlardır (Tatham 1982, Wilkens et al 1984, Prakla 1986 ve Phillips et al 1989). Doygunluğun sıkışma dalgası hızını artırması ve kayma dalgası hızını azaltması V_p/V_s oranı üzerinde belirgin olması önemli sonuç ortaya çıkarmaktadır. V_p/V_s hız oranında artış miktarı 2 civarında olabilmektedir. Keza, V_s hızı kaya çatlağına V_p hızından daha duyarlılık olduğundan kırıklık derecesi arttıkça V_p/V_s , hız oranı artmaktadır. Bu nedenle zemin ve kaya mekaniğindeki gibi herhangi bir indirgeme faktörü kullanmaya gerek olmamaktadır. Bu durumda, V_p/V_s oranı güven faktörüne eşdeğer olarak kullanılabilir. güven faktörü değerleri ile V_p/V_s hız oranı değerlerinin benzerliğinden yararlanarak kabul edilebilir taşıma basıncı, q_s , sismik yöntemde (5) eşitliğinden aşağıdaki gibi elde edilebilir:

$$q_s = (q_{us}) / (V_p/V_s) = (\gamma d_e) / (V_p/V_s) \\ = (\rho g V_s T_0) / (V_p/V_s) = \frac{g T_0}{V_p} \rho V_s^2 = k G \quad (6)$$

Burada $k (=gT/V_p)$ kayaç türüne bağlı boyutsuz bir sabittir ve $G (= \rho V_s^2)$ kPa biriminde kayma veya makaslanmaya karşı direnç anlamında olan kayma (direnci) modülüdür. T_0 , zaman miktarının sabit değeri aşağıdaki gibi elde edilebilir: Örneğin, Çizelge 1'de görüldüğü gibi, Building Code'larda ve yayınlanmış çizelgelerde en sert ve masif genç kayaların güvenli taşıma kapasiteleri üst sınır olarak yaklaşık 10 Mpa veya 100 kg/cm² olarak

verilmektedir (Bowles 1984, Wyllie 1992). En yüksek sıkışma dalga hızı V_p ve kayma dalga hızı V_s , sırasıyla 6000 m/s; ve 4000 m/s, birim ağırlığı da 3.5 g/cm³ veya 35 kN/m³ civarında verilir. Bu değerler (6) eşitliğinde yerine konursa,

$$q_s = \frac{g T_0}{V_p} G \equiv \frac{T_0}{6000} (35) (4000)^2 \equiv 10 \text{ M Pa} \quad (7)$$

(7) eşitliğinin sayısal sadeleştirilmesinden, T_0 zaman miktarı 0.1 saniye olarak elde edilir. O zaman, $T_0=0.1$ değeri (5) ve (6) eşitliklerinde yerine konursa sınır taşıma basıncı ve müsaade edilebilir taşıma basıncı sırasıyla

$$q_{us} = \rho (T/m^3) g (10 (m/s^2)) T (0.1 (s)) V_s (m/s) \\ = \rho V_s (kPa) \quad (8)$$

$$q_s = \rho (T/m^3) g (10 (m/s^2)) T (0.1 (s)) \frac{V_s^2 (m/s)^2}{V_p (m/s)} \\ = \frac{\rho V_s^2}{V_p} (kPa) \quad (9)$$

veya

$$q_{us} = (\rho V_s) / 100 \quad (kg/cm^2) \quad (10)$$

$$q_s = \left(\frac{\rho V_s^2}{V_p} \right) / 100 (kg/cm^2) \quad (11)$$

olarak elde edilir. (8) eşitliği Cernica (1995) tarafından da ifade edildiği gibi, sınır taşıma basıncının zeminin sınır kayma direnci cinsinden ifade edilebileceğini göstermektedir. Diğer yandan sismikte kayma dalgası empe-

Çizelge 1. Building Code'lara göre genç kayalar için müsaade edilebilir taşıma basınçları (Wyllie 1992'den alınmıştır).

Table 1. Allowable bearing pressures for fresh rocks according to typical building codes (after Wyllie 1992).

Kaya Türü	Yaşı	Yeri	Müsaade edilebilir taşıma basıncı (Mpa)									
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Granit		Ontario										
Manhattan şisti	Pre.Kamb.	New York										
Fordham gnaysı	<<	<<										
Dolomit	L.Paleoz	Chicago										
Masif yataklanmış kireçtaşı		İngiltere										
Mika şist	Pre.Kamb.	Philadelphia										
Kireçtaşı	U.Paleoz	St.Luis										
Sert, çimentolu şeyl		İngiltere										
Austin tebeşir	Kretase	Dallas										
Dolomit	L.Pleoz.	Detroit										
Killi şeyl		İngiltere										
Pierri şeyli	Kretase	Denver										
Fox Hill kumtaşı	Tersiyer	Denver										
Sert, çok sıkı buzul mili		Ontario										
Eagleford şeyli	Kretase	Dallas										
Katı tebeşir	<<	İngiltere										
Kireçtaşı	U.Pleoz.	Kansas City										
Mika şist	Pre.Kamb.	Washington										
Şist ve sleyt		İngiltere										
Arjil	Pre.Kamb.	Cambridge										
Newark şeyli	Triyas	Philadelphia										
Fiabile kumtaşı	Kuvaterner	Los Angeles										
Fiabile kiltası ve kumtaşı	Tersiyer	Oakland										

dansı olarak tanımlanan ρV_s ifadesi ile (8) eşitliğindeki zeminin birim alanının deformasyon olmadan gösterdiği sınır taşıma basıncı veya sınır sismik direnci anlamında olan $q_{us} = \rho V_s$ ifadesi arasında birim farklılığı vardır.

Burada elde edilen ifadelerde her ne kadar temel şekil faktörü görünmüyorsa da, (12) eşitliğinde SPT vuruş sayılarının yer basıncı etkisinin düzeltilmesiyle elde edilen değerleri ile karşılaştırılması sonucu temel şekil faktörünün işleme girdiği (14) eşitliğinde gösterilmiştir.

Jeofizik ve jeoteknik yazında verilen çeşitli zemin türleri için yaklaşık hız sınırları kullanarak saptanan yoğunluk ve kabul edilebilir taşıma basıncı, q_s , değerleri Çizelge 2'de verilmiştir. Çizelge 2'deki q_s değerlerinin, Çizelge 1'deki American Standart Building Code'larında verilen güvenli taşıma kapasitesi veya müsaade edilebilir taşıma basıncı değerleri ile uyumlu olduğu görülmektedir (Craig 1989, Wyllie 1992).

Çizelge 2. Sismik hızlardan elde edilen kabul edilebilir veya güvenli taşıma kapasiteleri.

Table 2. Presumptive or safe bearing capacities obtained from seismic velocities.

Zemin cinsi	Sıkışma dalgası hızı V_p (m/s)	kayma dalgası hızı V_s (m/s)	yoğunluk ρ (T/m ³)	Güvenli taşıma kapasitesi q_s (kPa)
Alüvyon kili	210-600	70-150	1.2-1.5	28-58
Sel kili	500-1800	100-350	1.5-2	30-137
Alüvyon çakılı	400-1900	100-430	1.4-2	35-199
Gevşek kum	600-1800	150-500	1.5-2	57-280
Çakıl, kuru kum	500-1000	200-300	1.5-1.7	117-156
Sel çakılı	900-2200	250-600	1.7-2.1	117-347
Çamurtaşı	600-1900	300-700	1.5-2	230-527
Kireçtaşı	1200-6190	600-3350	1.8-2.8	547-4985
Şist	3200-5200	1454-3500	2.3-2.6	1540-6201
Granit	3300-5640	2000-3760	2.3-2.8	2857-7019
Gabro	4500-6500	2730-4300	2.5-3.5	4140-9956

Burada kabul edilebilir taşıma basıncını hesaplama-
da önemli parametrelerden biri de yoğunluk parametre-
sidir. Telford ve diğ. (1976) daneli ve kaya zeminlerin
 V_p hızları ile yoğunlukları arasında aşağıdaki deneysel
ilişkiyi aşağıdaki gibi vermiştir.

$$\rho = 0.31 (V_p^{0.25} \text{ (m/s)}) \quad (12)$$

veya kaya zeminler için

$$\rho = 1.6 + 0.2 (V_p \text{ (km/s)}) \quad (13)$$

(12) ve (13) eşitliklerindeki (yoğunluk değeri
gr/cm³ birimi ile ifade edilmektedir.

Sonuç olarak, bir zeminin V_p ve V_s sismik hızları
elde edildiğinde kabul edilebilir taşıma basıncı veya mü-
saade edilebilir taşıma kapasitesi mekanik sondaja gerek
olmadan tahmin edilebilir.

LABORATUVAR UYGULAMASI

Sismik hızlardan elde edilen kabul edilebilir taşıma
basıncının sonuçlarının güvenilirliğini göstermek ama-
cıyla, Çizelge 3'deki kaya mekaniği laboratuvarı verile-
ri Elektrik İşleri Etüde İdaresi (EİEİ) tarafından hazırla-
nan Limonlu Lamos Barajı Raporu'ndan temin edilmiş-
tir. Baraj sahasının çeşitli derinliklerinden alınan numu-
neler üzerinde sıkışma ve kayma dalgası hızları yol-za-
man yöntemiyle ölçüldükten sonra tek eksenli basınç
dayanımı (uniaxial compression strength), Brazilian ve
nokta yükleme (Point load) testleri yapılmıştır. Çizelge
3, ayrıca laboratuvar test sonuçlarıyla (9) eşitliğinden
elde edilen kabul edilebilir taşıma basıncının, q_s , uygun
değişimlerini göstermektedir. q_s değerlerinin özellikle
nokta yükleme değerleri ile hemen hemen aynı seviyede
uyumlu değişimleri açıkça görülmektedir. Bu test sonu-
cuna göre, q_s makul sınır içinde olan değerleri dayanım
ve deformasyon için kaya sınıflamasında kullanılabilir.

Çizelge 3. Kaya numuneleri için laboratuvar mukavemet testleri sonuçları ve sismik hızlarından elde edilen güvenli taşıma kapasiteleri.

Table 3. Laboratory strength tests results for specimens of rocks and safe bearing capacity obtained from their seismic velocities.

Sondaj No :	Numune No :	Litoloji	Tek eksli.basınç ger. MPa	Brezilyan MPa	Nokta yükleme MPa	q_u MPa	V_p m/s	V_s m/s
BH1	1	Dol.kireçtaşı	99.1	-	3	4	5983	2966
BH2	1	M.kireçtaşı	86.7	-	-	3.9	5534	2832
BH3	1	M.kireçtaşı	74.7	-	1.1	2.8	3591	1806
BH3	2	Dol.kireçtaşı	66.8	6.2	-	4.4	5977	3110
BH5	2	<<	81.4	8.4	3.7	4.1	6027	3013
BH5	3	<<	77.4	3.7	-	4	6190	3009
BH5	4	<<	88	-	3	5.4	6351	3525
BH6	4	<<	77.7	4	-	3.4	6179	2794
BH7	4	<<	78.7	6.3	-	3.9	5909	2902
BH9	1	<<	84.7	9.1	-	4	606	3008
BH9	4	<<	67.8	6.3	-	4.4	6314	3157
BH10	1	<<	66.3	8.4	-	3.8	5625	2832
BH11	1	M. Kireçtaşı	46.3	5.6	-	2.6	4348	2116
BH13	2	Dol.kireçtaşı	47.8	5.9	3.5	4	5906	2932
BH14	2	M.kireçtaşı	50.8	2	3.3	3	5479	2395
BH17	1	<<	56.3	3.9	-	3.3	6368	2744
BH18	7	Killi kireçtaşı	77.2	5.3	-	3.3	4000	2299
BH18	9	<<	69.8	3.7	-	2.2	3223	1748
BH18	10	<<	45.8	3.2	1.7	1.6	2788	1427
BH19	1	Killi silttaşı	17.4	0.5	1	1.5	2764	1369
BH19	2	Killi kireçtaşı	37.9	3.7	1.8	1.9	3433	1676

ARAZİ UYGULAMASI

Geliştirilen bu teknik on yıldan beri yüzlerce arazi-de birçok jeofizik mühendisi tarafından SPT verileri ile karşılaştırmalı olarak kullanılmış ve kullanılmaya devam edilmektedir. Kabul edilebilir taşıma basıncı değerlerinin doğruluğunu değerlendirmek amacıyla mekanik sondaj kuyusu üzerinde sismik refraksiyon ölçüsü olan çalışmalar temin edilmiştir. Bunun için Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Mutlutürk ve diğerleri (1997)

tarafından hazırlanan jeoteknik rapor verileri seçilmiştir. Jeoteknik rapor üniversite hastanesi inşaat alanı için 1997 de hazırlanmıştır. Üniversite kampus sahası Kuva-terner yaşlı alüvyonla kaplıdır. Hakim litoloji kötü dere-celenmiş kumdur. Bununla beraber, temel çökelleri üç alüvyon seviyesi oluşturmaktadır. En üst birimi gevşek kum ve silt teşkil eder. Ara birim başlıca killi silt ve çakıllı kumdan oluşmuştur. Alt birim ince taneli kumlu silt ve kilden oluşmuştur. İnşaat sahasında iki mekanik son-daj kuyusu açılmıştır. Bu iki sondaj kuyusu üzerinde iki sismik profil ölçüsü alınmıştır. Herbirinde sıkışma V_p ve

Çizelge 4. S.D.Ü . Kampüsü alüvyon ortamından elde edilen SPT vuruş sayıları ile sismik verilerin karşılaştırılması.
Table 4. The comparison of seismic data with SPT blowcounts obtained from alluvial medium at S.D.U. campus area

Sondaj No:	SPT derinlik m	Birim ağırlık T/m ³	SPT vuruş sayıları	SPT düzleşim sayısı T/m ²	SPT ortalama kPa	Sismik q _s kPa		Sismik derinlik m	V _p m/s	V _s m/s	katman sayısı
						a*	b*				
	1.95	1.9	13	16.5	165	160	140	0-2.7	266	150	1
1	3.45	1.81	36	40	357	465	351	2.7-10.4	600	350	2
	4.95	2.45	39	36							
	6.45	2.6	49	40							
	7.95	2.08	36	30							
	9.45	2.39	50	35							
	10.55	2.39	50	33							
	-	-	-	-	-	750	586	10.4-	1000	571	3
2	2.25	1.9	7	9	90	106	92	0-2.5	266	122	1
	3.45	22.8	33	36	335	380	281	2.5-10.5	444	272	2
	4.95		50	47							
	6.45		38	33							
	7.95		50	39							
	9.45		29	21							
	10.55		37	25							
	-	-	-	-	-	350	280	10.55-	1200	429	3

a* laboratuvarda saptanan ortalama birim ağırlık ve b* (12) eşitliğinden saptanan birim ağırlıktır.

yatay polarizlenen kayma dalgası VSH hızları ölçülmüştür. Ölçü cihazı Geometrics model 1210F, 12 kanallı sayısal sinyal biriktirmeli sismoğrafıdır. Çizelge 4, sismik hızlardan elde edilen kabul edilebilir taşıma basıncı ile SPT vuruş sayılarının karşılaştırmasını göstermektedir. Çizelge 4’de ortalama N değerleri sıkışma dalga hızı V_p’den elde edilen ile hemen hemen aynı kalınlığa sahip SPT tabaka kalınlıkları için kullanılmıştır. SPT nin yer basıncı etkisi düzeltilmiş vuruş sayılarının bir katman içindeki aritmetik ortalama değeri (q_{an})_{ort.} ile aynı katmanın sismik hızlardan elde edilen kabul edilebilir taşıma basıncı q_s değerlerinin birbirine yakın değerler oldu-

ğu görülmektedir. Küçük farklılıklar sismik ölçülerde genelde bir katmanın ortalama hız değerinin ölçülmesinden veya SPT vuruş sayılarının katman içindeki tane dağılımı ve sıklık farklılıklarından dolayıdır. Bu benzer sonuçlardan yararlanarak aşağıdaki temel şekil faktörü içeren ifadeler geliştirilebilir.

Örneğin d_r temel derinliği olmak üzere temel şekil faktörüne bağlı olarak, B temel genişliği 1.22 metreden küçük olması durumu için Meyerhof SPT müsaade edilebilir taşıma kapasitesi, q_{an}, deneysel tanımını Bowles, (1984) aşağıdaki gibi vermiştir.

$$q_{aN} = 12N k_d \quad \text{kPa} \quad (14)$$

Jeoteknik yazın, yukarıdaki koşullarda $k_d = 1 + 0.33(d_f / B) \leq 1.33$ olmasını önermektedir. Çizelge 4'deki q_{aN} ve q_s değerleri birbirine yakın sonuçlar vermesi ve aynı birimde olmaları özelliğinden yararlanarak, (14) eşitliğinde N yerine q_s konursa, sismik yöntemde de temel şekil faktörüne bağlı müsaade edilebilir taşıma kapasitesi veya basıncı, q_{as} , benzer şekilde aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$q_{as} = 12 q_s k_d \quad \text{kPa} \quad (15)$$

$$q_{as} \cong 0.12 q_s k_d \quad \text{kg/cm}^2 \quad (16)$$

Buradan, temel şekil faktörlerine bağlı olarak aşağıdaki değerler elde edilir.

$B = 1$ metre için $k_d \leq 1.33$ koşulunda

$$q_{as} = 1.5 N \Leftrightarrow 1.5 q_s,$$

$d_f = 0$ yani yeryüzünde $k_d = 1$ koşulunda

$$q_{as} = 1.2 N \Leftrightarrow 1.2 q_s,$$

$B = 2$ metre ve $d_f = 0$ için $k_d = 0.5$ koşulunda

$$q_{as} = 0.6 N \Leftrightarrow 0.6 q_s,$$

Çalışmanın başlangıcında dikkate alınmayan temel şekil faktörü bu şekilde işleme sokulabilir.

Sonuç olarak, SPT yönteminde olduğu gibi, geliştirilen bu teknikte de temelin zemine aktaracağı müsaade edilebilir taşıma basıncı (15) ve (16) eşitliklerinde yer alan k_d içindeki B temel genişliği büyüdükçe azalacağı, d_f temel derinliği büyüdükçe artacağı sonucu benzerdir.

SONUÇLARIN TARTIŞMASI

Geliştirilen tekniğin mühendislik etüdlerinde özel yararları ve sınırları aşağıdaki şekilde tartışılabilir:

1. Zemin mekaniğinde taşıma kapasitesi yarı deneysel bağıntıları daneli zeminlerin her türüne uygulanmasına rağmen, genelde kohezyonsuz daneli zeminler için pratik değildir. Çünkü laboratuvarında arazi koşu-

lunu sağlayacak bozulmamış numune elde etmek hemen hemen imkansızdır. Ayrıca, Craig (1989)'un da belirttiği gibi, laboratuvar testinin diğer bir dezavantajı zeminin çok küçük bir hacminin test edilmesidir. Keza, SPT çakıl tabakası ve blokların olması durumunda bazı dezavantajlara sahiptir. Diğer taraftan, sismik yöntemle arazi ölçüleri zeminin geniş bir hacmine yerinde uygulanabilmektedir. Ayrıca, Wyllie (1992)'nin de belirttiği gibi, kaya zeminlerin taşıma kapasitesi için genelleştirilmiş bir eşitlik yoktur. Buna karşın, sismik hızlar yardımıyla saptanan kabuledilebilir taşıma bağıntısı daneli ve kaya zeminlerin her türüne uygulanabilir.

Genel olarak, kaya türü zeminlerin dışında kalan zeminlerin davranışı elastik zeminlerinkinden önemli bir şekilde saptamakla beraber; sismik yöntem uygulamalarındaki gibi çok küçük gerilime karşın çok küçük deformasyon seviyelerinde, tutturulmamış daneli zeminlerin de elastik davranış gösterdikleri makul bir yaklaşım ile kabul edilmektedir (Das 1993).

2. Zemin mekaniğinde, Terzaghi ve diğ. (1967) ve Wyllie (1992)'nin de ifade ettiği gibi, taşıma kapasitesi üzerine su seviyesinin etkisinden dolayı % 50 civarında indirgeme faktörü değerleri kullanılır. Diğer taraftan, kırık derecesi ve yeraltısu seviyesi V_p/V_s hız oranı üzerinde önemli etkiye sahiptir. Bu nedenle, V_p/V_s oranı güven faktörü olarak kullanıldığında sismik hızlarla saptanan sınır taşıma kapasitesini indirmek için ayrıca herhangi bir indirgeme faktörü kullanmaya gerek yoktur.

3. Deprem hasarlarını yaratan faktörlerden biri olan rezonans frekansının önceden kestirilebilmesinde, zemin hakim periyodunun kayma dalgası hızının yerinde ölçülmesi ile saptanabilmesi, sismik yöntemi daha avantajlı kılmaktadır. Kanai (1984)'de zemin sıvılaşmasından dolayı deprem hasarlarının V_p/V_s oranının büyük olduğu yerlerdeki kum zeminlerde büyük olacağını göstermiştir. Bu nedenle, V_p/V_s hız oranının güven faktörü olarak kullanımı çok yararlı olacaktır. Çünkü, deprem esnasında taşıma kapasitesi önemli şekilde küçüldüğü için, kohezyonsuz suya doygun ince daneli zeminlere özel önem verilmektedir. Yani, V_p/V_s oranının 4'den büyük değerleri, suya doygun kum yataklarının potansiyel zemin sıvılaşması özelliklerini tanımlamada kullanılabilir.

4. Doğada zeminin katmanlı olduğu veya olmadığı

ğında, özellikleri noktadan noktaya değiştiğinde, her bir ortamın sismik hızları vasıtasıyla taşıma kapasitelerini ayrı ayrı elde etmek olanaklıdır. Bilindiği gibi, geometrileri farklı ortamlar için sismik kırılma çalışmaları yapılabilmektedir (Mooney 1977, Ward 1990, Lankston 1990 ve Pyrak-Nolte et al. 1996). Bununla beraber, burada geliştirilen teknik alttakine göre daha yüksek sismik hıza sahip bir üst tabaka bulunması durumunda da sismik yöntemdeki gibi aynı sınırlamaya sahiptir. Ancak bu sorun da, kuyu içi sismik çalışması tekniği ile yenilebilir.

5. Bracinac ve diğ. (1978); Sternberg ve diğ. (1990), Ondrasyk ve diğ. (1992)'nin yayınlarında görüldüğü gibi, eğer bir şehirde imara açılacak bölge varsa, bu yöntem yeşil alanların farklı inşaat yükseklik düzenlemesi gerektiren geniş arazilerin sismik mikrobölgelerdirmelerini içeren mühendislik jeolojisi haritalarının hazırlanması için kullanılabilir. Hiç olmazsa, geniş alanlara hızlı uygulanabilme özelliği ile zaman ve parasal kazanç sağlar.

SONUÇ

Bu araştırma, sismik dalga hızları ve güvenli taşıma kapasitesinin çizelge değerleri arasında doğrudan bir ilişki elde etmek için ilk adımdır. Bu çalışmada, sınır taşıma kapasitesinin eşdeğer ağırlıklı birim alana sahip zemin sütunu tarafından meydana getirilen eşdeğer yer basıncı ile ifade edilebileceği ve daha sonra, güvenli taşıma kapasitesi veya kabul edilebilir taşıma basıncının sınır taşıma basıncının güven faktörü olarak kullanılan V_p/V_s hız oranına bölümüyle elde edilebileceği gösterilmiştir. Sismik kırılma yöntemine dayanan teknik, mekanik sondaj ve yeraltısuyu veya çatlaklık indirgeme faktörü kullanımını gerektirmemektedir.

Laboratuvar ve SPT verileri ile sismik hızlardan elde edilen veriler uyum içinde olmaktadır. Farklılık küçük ve güvenli tarafta bulunmaktadır. Bu çalışmada elde edilen taşıma basıncı değerleri başlangıçta temel şekil faktörüne bağlı olmamakla beraber, SPT vuruş sayısı ile birlikte kullanılan temel şekil faktörleri sismik hızlardan elde edilen taşıma basıncı için de benzer şekilde kullanılabilir. Bu nedenle temel şekil faktörü sorunu bulunmamaktadır.

Sonuç olarak, zemin ve kaya mekaniği sonuçlarıyla sismik sonuçların birlikte kullanımıyla taşıma kapasitesi yanında yapısal jeoloji, litoloji, zemin hakim periyodu, zemin sıvılaşması ve deprem şiddeti artımı hakkında ilave bilgiler sağlamak mümkün olduğundan, önerilen teknik, güvenli taşıma kapasitesi ve müsaade edilebilir taşıma basıncı çizelge değerlerinden daha yüksek çözünürlüğe sahiptir. Geliştirilen teknik pratikte deprem ve yeraraştırmalarında yüzlerce noktada mekanik sondaj ile birlikte, birçok uygulayıcı tarafından kullanılmış ve uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Bu nedenle, sismik hızlar vasıtasıyla müsaade edilebilir taşıma basıncı saptanması yeraraştırmalarında gelecekte yararlı bir teknik olarak kullanılabilecektir.

KAYNAKLAR

- Bowles, J.E. 1984, Physical and Geotechnical Properties of Soils, McGraw-Hill.
- Bracinac, Z., & Janjic, M. 1978, Engineering-Geological Maps of Seismic Regions, Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 18: 27-32.
- Cernica, J. N. 1995, Geotechnical Engineering: Soil Mechanics, John Wiley & Sons, Inc.,
- Coates D.F. 1970, Rock Mechanics Principles, Mines Branch Monograph 874.
- Craig, R.F. 1989, Soil Mechanics, English Language Book Society, Van Nostrand.
- Das, M.B. 1993, Principles of Soil Dynamics, 2nd edn. PWS-KENT Publishing Company.
- Elektrik İşleri Etüd İdaresi Genel Müdürlüğü 1999, Limonlu Lamos Barajı Sahası Etüt Raporu.
- Hardin, B.O., & Black, W.L. 1968, Vibration Modulus of Normally Consolidated Clays, Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE, Vol.94, No.SM2, pp.353-369.
- Hardin, B.O. & Drnevich, V.P. 1972, Shear Modulus and Damping in Soils, J. Soil Mech. and Found. Div., ASCE, 98 SM7: 667-692.
- Imai, T. & Yoshimura, M. 1976, The relation of Mechanical Properties of Soils to P and S Wave Velociti-

- es for Soil Ground in Japan, Urana Research Institute, OYO Corp.
- Jongmans, D. 1992, The application of Seismic Methods for Dynamic Characterization of Soils, Bulletin of International Association of Engineering Geology, 46: 63-69.
- Kanai, K. 1984, Engineering Seismology, I.I.S.E.E. in Japan.
- Keçeli, A. D. 1990), The determination of the Bearing Capacity by means of the seismic method, (in Turkish), Jeofizik 4, 83-92.
- Lankston, R. W. 1990, High-Resolution Refraction Seismic Data Acquisition and Interpretation: in Geotechnical and environmental Geophysics. Soc. Expl. Geophys, Vol., I, 45-73.
- Mutlutürk, M., Saraç, L. & Kamacy, Z. 1997, The geotechnical investigation of the building area of hospital, Süleyman Demirel University (SDU).
- Medvedev, S.V. 1962, Engineering Seismology (in Russian)- Moskova.
- Mooney, M.H. 1977, Handbook of Engineering Geophysics, Bison Instruments, Inc..
- Ohkubo, T. & Terasaki, A. 1976, Physical Property and Seismic Wave Velocity of Rock, OYO Corp.
- Ondrasyk, R., Matys, M. & Vyskup, J. 1992, Engineering Geological Zoning and Seismic Microzoning, Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 46: 89-92.
- Phillips, D. E., Han, D. H. & Zoback, M. D. 1989, Empirical Relationships among Seismic Velocity, Effect Pressure, Porosity, and Clay Content in Sandstone. Geophysics, 54: 1, 82-89.
- Prakla - , 1986, Seismos AG, Buchholzer Str. 100 P.O.B. 510530 D-300 Hannover 51.
- Pyrak-Nolte, L.J., Roy, S. & Mullenbach, B.L. 1996, Interface waves propagated along a fracture. Journal of Applied Geophysics, 35: 79-87.
- Seed, B., and Idriss, I. M. 1971, Simplified Procedure for Evaluating Soil Liquefaction Potential, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol. 97, No. SM9, 1249-1273.
- Seed, H. B., Wong, R.T., Idriss, I.M., & Tokimatsu, K. 1986, Moduli and Damping Factors for Dynamic Analyses of cohesive Soils, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 112, N. GT11, 1016-1032.
- Sternberg, B. K., Poulton, M. M. & Thomas, S. J. 1990, Geophysical investigations in Support of the Arizona SSC project, (In Geotechnical and Environmental Geophysics, S.E.G. V.III:211-228).
- Sully, J. P. & Campanella, R. G. 1995, Evaluation of in situ anisotropy from crosshole and downhole shear wave velocity measurements, Geotechnique, 45(2) 267-282.
- Tatham, R.H. 1982, Vp/Vs and Lithology, Geophysics, 47: 336-344.
- Telford, W.M., Geldart, L. P., Sherff, R.E. & Keys, D.A. 1976, Applied Geophysics, Cambridge University Press.
- Terzaghi, K. & Peck, R.B. 1967, Soil Mechanics in Engineering Practice, Second Edition, John Wiley & Sons, London.
- Tomlinson, M.J. 1986, Foundation design and construction, Longman Scientific & Technical.
- Türker, E. 1988, Sismik Yöntemlerle Zemin Taşıma Gücünün Saptanması, Doktora Tezi, A.Ü. Isparta Mühendislik Fakültesi.
- Venkatramaiah, C. 1993, Geotechnical Engineering, John Wiley & Sons.
- Ward, S.H. 1990, Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol.(I-II), Soc. Expl. Geophys.
- Willkens, R., Simmons G. & Caruso, L. 1984, The ratio V_p/V_s as a Discriminant of Composition for Siliceous Limestones. Geophysics, 49(11) 1850-1860.
- Wyllie, D. C. 1992, Foundations on Rock, E & FN Spon, London.

GRAVİTE ANOMALİLERİNİN ANDREEV-GRİFFİN DEĞİŞİM YÖNTEMİ İLE DEĞERLENDİRİLMESİ

Evaluation of Gravity Anomalies by Andreev-Griffin Variation Method

Nafiz MADEN*, Fahrettin KADİR* ve Kenan GELİŞLİ*

ÖZET

Petrol ve gaz rezervuarları ile madenlerin oluşturdukları gravite anomalileri çok küçük olduklarından, bunların incelenmesi için özel yöntemler kullanılmaktadır. Andreev-Griffin değişim yöntemi, yer altı jeolojik yapısının fiziksel özelliklerindeki (yoğunluk) küçük değişimler sebebiyle gravite alanlarında meydana gelen küçük farklılıkları ayırt etmek için kullanılan yöntemlerden birisidir. Fiziksel özelliklerin azalım gösterdiği yerlerde Andreev-Griffin yöntemi minimum anomali, yükselim gösterdiği yerlerde ise maksimum bir anomali vermektedir. Bu nedenle, ölçülmüş gravite alanından petrol ve gaz hazne yapılarının anomalilerini ayırmada kullanılabilecek bu yöntem model ve arazi verileri üzerinde denenmiş ve başarılı sonuçlar elde edilmiştir.

ABSTRACT

The special methods have been used to evaluate gravity anomalies, since these anomalies caused by mines and hydrocarbon reservoirs is so small. Andreev-Griffin method is one of them in order to separate these small variations in the gravity fields owing to small changes of the physical properties (density) of the subsurface geological structure. Andreev-Griffin method shows the negative anomalies where the physical properties decrease and positive anomalies where the physical properties increase. For that reason, the anomaly separating method of the hydrocarbon reservoir structures and mines have been tested on the model and survey data.

GİRİŞ

Bouguer gravite anomalisinde, yeraltında değişik seviyelerdeki kütlelerden ileri gelen anomalilerin birbirlerinden ayrılması gerekir. Bölgesel-yerel (rejyonal-rezidüel) ayrımı ile ilgili pek çok araştırmacı yıllardır çalışmaktadır (Elkins 1951, Nettleton 1954, Skeels 1967, Blakely 1995, Mallick ve Sharma 1999). Ancak bu ça-

lışmalarda rezidüel anomaliler ile bu anomalileri oluşturan kütlelerin derinlikleri arasındaki ilişki hep ihmal edilmiştir. Yıllardır gravite verilerinin yorumunda profil yöntemi veya yuvarlatma yöntemleri kullanıla gelmiştir. Bu yöntemlerle aynı alanda değişik kişiler tarafından farklı sonuçlar üretmek her zaman mümkündür. Bu makalede bölgesel anomaliyi yerel anomaliden

*KTÜ, Müh. Mim. Fak., Jeofizik Mühendisliği Böl., 61080 Trabzon

ayırın yöntemlerden biri olan Andreev-Griffin yöntemi (Andreev 1938, Griffin 1949, Andreev ve Klushin 1962, Mudretsova ve diğ. 1979) incelenerek model ve arazi verileri üzerinde denenmiştir.

ANDREEV-GRIFFIN DEĞİŞİM YÖNTEMİ

Andreev-Griffin (AG) yöntemi, Bouguer gravite verilerinden Rejyonal-Rezidüel anomali ayırımında kullanılan yöntemlerden birisidir. Andreev (1938), ilk kez jeolojik kesitteki yoğunluk değişimlerini ortaya çıkarmak amacıyla bir profil boyunca alınmış yüksek duyarlılıktaki gravite verilerinden,

$$\delta\Delta g(x, r) = \Delta g(x) - \frac{\Delta g(x+r) + (\Delta g(x-r))}{2} \quad (1)$$

bağıntısıyla değişim hesaplamayı teklif etmiştir. Burada r değişim hesaplama aralığını göstermekte olup, bölgenin jeolojik durumuna, anomalinin karakterine bağlı olarak seçilir ve ölçüm aralığının birkaç katı olabilir ($r = n\Delta x$, $n = 1, 2, 3, \dots, 10$). Daha sonraları bu yöntem iki boyutlu alanlar için genelleştirilmiştir (Griffin 1949). Koordinat başlangıcı, değişimi hesaplanacak noktaya yerleştirildiğinde, iki boyutlu alan için değişim değeri,

$$\delta\Delta g = g(0) - \bar{g}(r) \quad (2)$$

formülüyle bulunmaktadır. (2) denkleminde elde edilen değerler pratikte rezidüel anomali olarak bilinir. Burada $g(0)$ değişim hesaplanacak noktanın gravite değeri ve $\bar{g}(r)$ ise,

$$\bar{g}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(r, \theta) d\theta \quad (3)$$

formülüyle verilmekte olup, $g(0)$ gravite değerli nokta merkez olmak üzere r yarıçaplı daire üzerindeki gravite değerlerinin ortalamasıdır.

Genelde $g(r, \theta)$ 'nin integrallenebilir şekli bilinmediğinden, araştırmacılar bazı sayısal yöntemler geliştirmişlerdir. Dahası sayısal yöntemler zaman bakımından da ekonomiktirler. Bu durumda $\bar{g}(r)$, r yarıçaplı dairenin çevresindeki sonsuz sayıda noktadaki değerlerin aritmetik ortalaması olarak alınabilir. Yani n adet noktadaki gravite değerlerinin aritmetik ortalaması,

$$\bar{g}(r) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n g_i(r) \quad (4)$$

bağıntısıyla hesaplanabilir.

Derinlikle AG eğrisindeki değişimin ilişkisi ile ilgili olarak yapılan değerlendirmeler sonucunda eğride artım aralığına bağlı olarak 0 ile $0.5r-0.7r$ aralığındaki kütlelerin etkisinin belirgin olarak gözlemlendiği onun dışındaki kütlelerin etkisinin görülmediği anlaşılmıştır (Andreev ve Klushin 1962, Maden 1998).

MODEL VE ARAZİ ÇALIŞMALARI

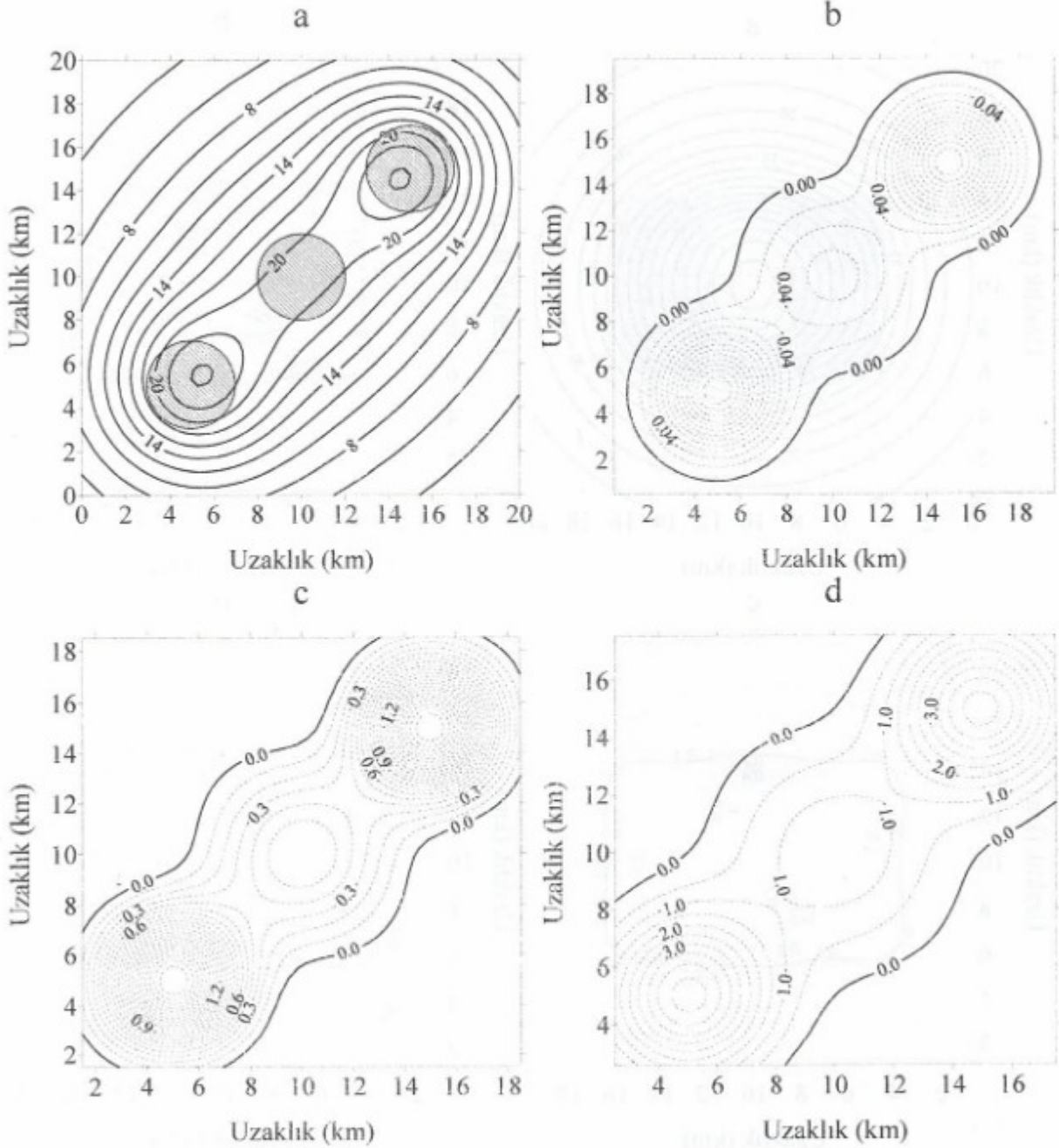
Direkt arama yöntemleri haznenin bulunduğu ortamın fiziksel özelliklerinin farklı olması esasına dayanmaktadır. Hazne bölgesinde; Hazne kayaç içerisinde petrol olması durumunda yoğunlukta $0.10-0.15 \text{ gr/cm}^3$ azalma meydana gelmektedir (Nettleton 1976). Hazne yapılarına ait anomalilerin bulunup ayırt edilmesi, başlangıç verilerinin yüksek duyarlılıkla ölçülmesini ve detaylı incelenmesini gerektirmektedir. Uygulamada bu işlemler için gravite ölçüm duyarlılığının $0.03-0.05 \text{ mGal}$ aralığında veya daha küçük olması gerekmektedir. Bu duyarlılıkta gravite ölçümleri amaca, arazi şartlarına, hedef kütlelerin büyüklüğüne ve derinliğine bağlı olarak $100-500$ metre aralıklarda alınmalıdır.

Andreev-Griffin değişim yönteminin önce değişik jeolojik modeller üzerinde verdiği sonuçlar incelenmiştir. Bu çalışmalardan elde edilen sonuçlar, arazi verilerinin yorumuna katkı sağlayacaktır. Modellemelerde prizma, küre, fay ve antiklinal gibi yapılar kullanılmıştır. Önce ele alınan yapıların gravite anomalileri teorik olarak hesaplanmıştır. Daha sonra bu gravite alanından hareketle cisimlerin AG değişim alanları incelenmiş ve ne tür bir davranış sergilediği gözlenmiştir. Buradan saha verilerinin yorumuna yardımcı olabilecek sonuçlar elde edilmeye çalışılmıştır.

Şekil 1'de üç tane küre şekilli cisim ile oluşturulan modelin gravite alanı ve bu alandan değişik artım aralıkları için hesaplanmış AG değişim alanları görülmektedir. Modelde birinci cisim ($5, 5, 5 \text{ km}$), ikinci cisim ($15, 15, 5 \text{ km}$) koordinatlarında yer almıştır. İki cisim de 2 km yarıçapa ve 2 gr/cm^3 yoğunluğa sahiptir. Üçüncü cismin merkezi bu iki cismin merkezlerini birleştiren doğrunun tam orta noktasındadır. 2 km yarıçapa ve 3.5 gr/cm^3 yoğunluğa sahip olan bu cisim ($10, 10, 7.5 \text{ km}$) koordinatına yerleştirilmiştir. Bu üç cismin gravite alanı hesaplan-

dışında derinde olan cismin etkisi diğer iki yanındaki cisimler tarafından örtülmekte ve anomali köşelere yerleşmiş iki maksimum ve ortada kıvrım yaparak kapanım vermektedir. Gravite alanından hesaplanan AG değişim

alanı haritasında cisimlerin merkezleri üzerinde yüzeye yakın cisimler sebebiyle büyük genlikli iki maksimum bölge ve bunların ortasında derin cismin etkisi sebebiyle daha düşük genlikli bir diğer maksimum bölge görül-



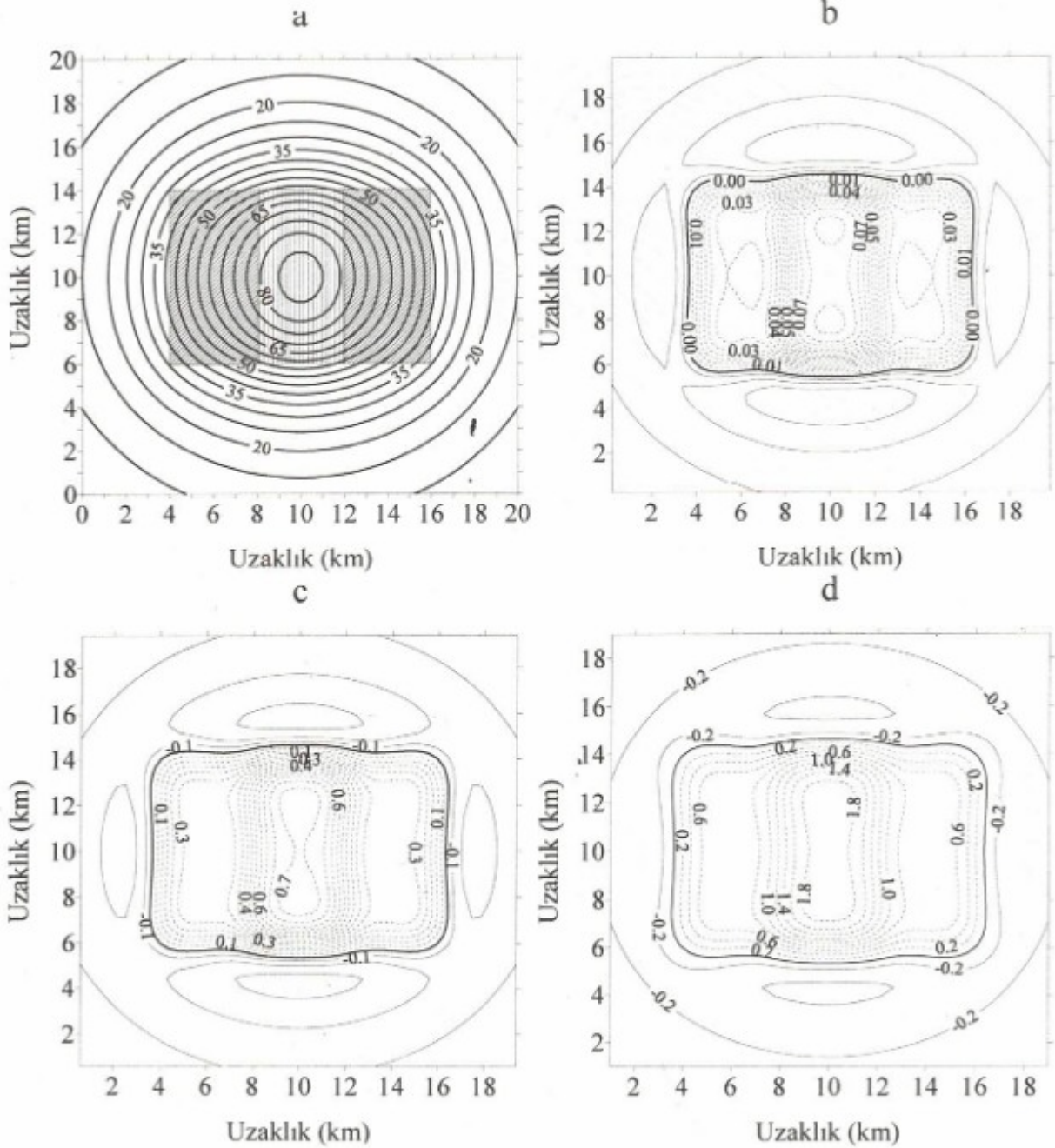
Şekil 1. Küre şekilli üç cisme ait gravite alanı (a) ve değişik artım aralıkları için AG değişim alanları: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$.

Figure 1. Gravite field of the model consisting of three sphere shaped body (a) and AG variation fields for the various interval: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$.

mektedir. Artım aralığının artışı ortadaki cismin etkisini artırmaktadır (Şekil 1 b, c, d).

Şekil 2 a'da yan yana farklı yoğunluklu dikdörtgen şeklinde üç kütle için 0.2 km aralıkla 101x101 grid ara-

lığı kullanılarak hesaplanan gravite alanı görülmektedir. Cisimlerden iki yandakiler 0.5 gr/cm³ ve ortadaki 1.0 gr/cm³ yoğunlukludur. Modelde cisimler yeryüzünden 1.5 km aşağıdan başlayarak 10 km derinliğe kadar in-



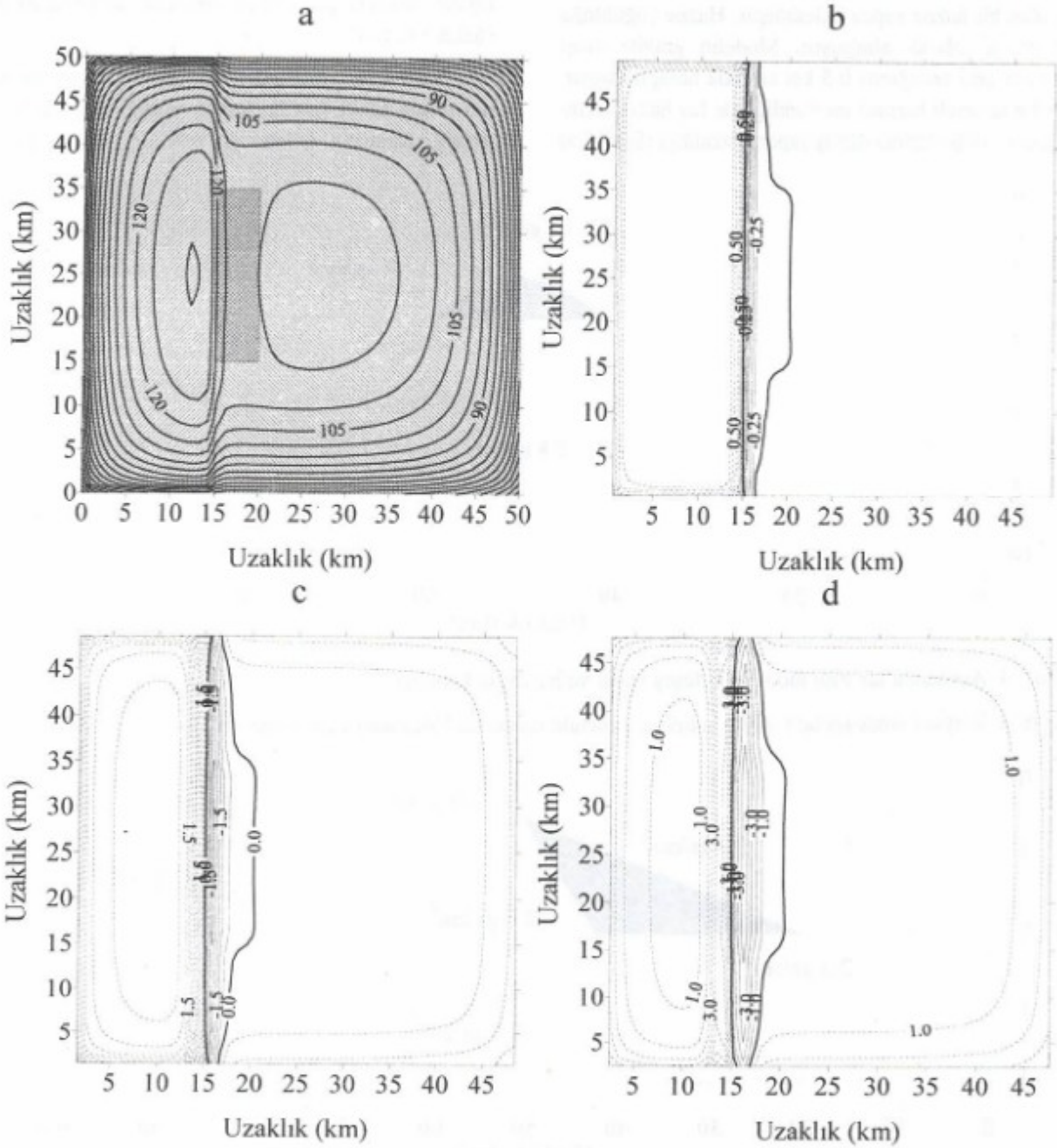
Şekil 2. Yan yana üç kütleli modelin gravite alanı (a) ve değişik artım değerleri için AG değişim alanları: b) n=1, c) n=3, d) n=5.

Figure 2. Gravity field of the model composed of three prism shaped structure (a) and AG variations fields for various interval: b) n=1, c) n=3, d) n=5.

mektedirler. Modelin gravite alanına bakıldığında tek bir maksimuma sahip kapanımdan oluştuğu görülmektedir. Değişim alanlarında ortadaki cisim daha yüksek yoğunluklu olduğundan daha büyük bir göreceli maksimumla kendini göstermektedir. İki yandaki cisimler ise ortadaki

cisme göre daha düşük yoğunluklu olması sebebiyle daha düşük bir göreceli maksimum vermiştir (Şekil 2).

Şekil 3'te üç boyutlu bir düşey fay modelinin gravite alanı ve AG değişim alanları görülmektedir. Modelde gösterilen fay yapısı prizmalardan oluşturulmuştur. Priz-



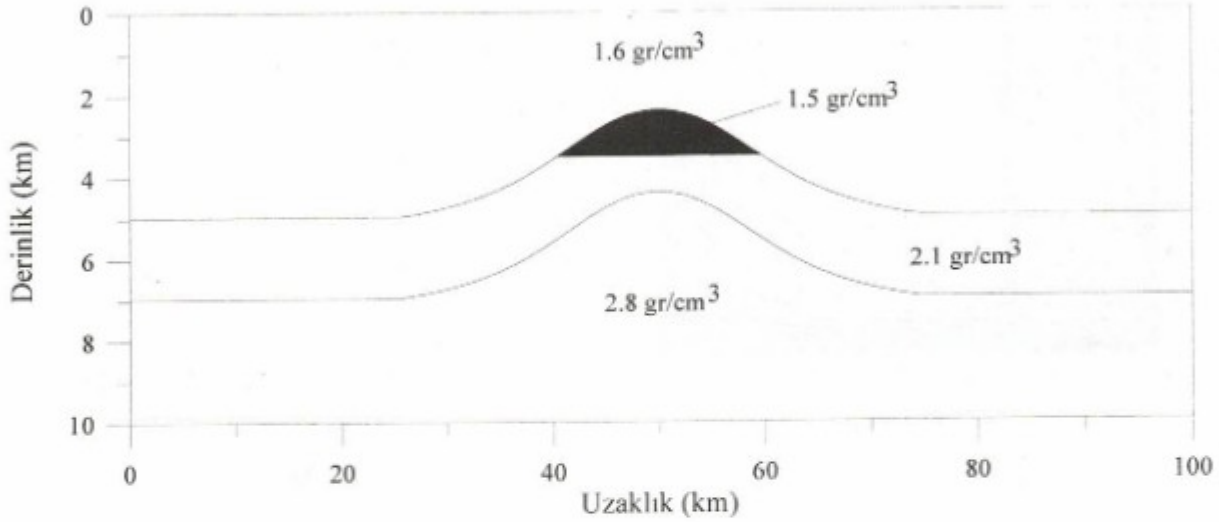
Şekil 3. Üç boyutlu fay hazne modeli üzerinde gravite alanı (a) ve AG değişim alanları: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$.

Figure 3. Gravity field over the three dimensional vertical fault (a) and AG variation fields for the various interval: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$.

malardan sol taraftaki düşey yönde 0 km ile 10 km derinlikleri arasında uzanmakta, genişliği 15 km, boyu 50 km'dir. Diğer prizma düşey yönde 1.2 km ile 10 km derinlikleri arasında uzanmakta, genişliği 35 km, uzunluğu ise 50 km'dir. Her iki cismin yoğunluğu 0.4 gr/cm^3 'tür. Bu modelde fay üzerine genişliği 5 km ve uzunluğu 20 km olan bir hazne yapısı eklenmiştir. Hazne yoğunluğu 0.3 gr/cm^3 olarak alınmıştır. Modelin gravite alanı 101×101 grid aralığında 0.5 km aralıkla hesaplanmıştır. Gravite anomali haritası incelendiğinde fay hattı üzerinde gravite değerlerinin düşüş yaparak azaldığı (Şekil 3 a)

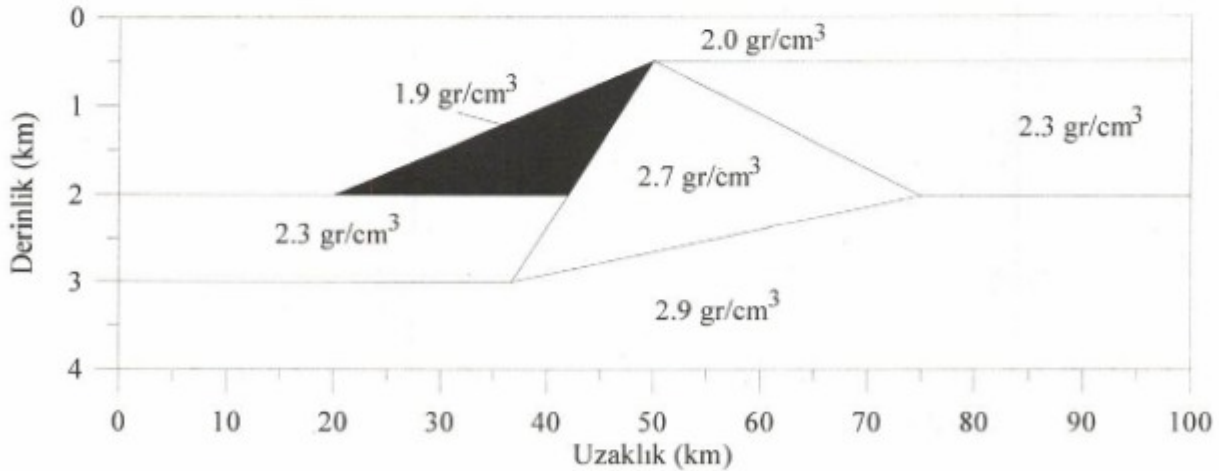
ancak, hazne etkisinin görülmediği anlaşılmaktadır. Gravite alanından hareketle değişik artım aralıkları kullanılarak AG değişim alanları hesaplandığında kütle eksikliği sebebiyle fay hattı boyunca bir göreceli minimum bölge, hazne üzerinde ise yoğunluk düşüşü sebebiyle ikinci bir göreceli minimum bölge ortaya çıkmıştır. Artım aralığının artışıyla göreceli minimumlar derinleşmektedir (Şekil 3 b, c, d).

Şekil 4'de hazne içeren bir antiklinal yapı modelinin düşey kesiti görülmektedir. Hazne yoğunluğu 1.5 gr/cm^3 , haznenin bulunduğu ortamın yoğunluğu 2.1 gr/cm^3



Şekil 4. Antiklinal bir yapı modelinin düşey kesiti ve haznenin konumu.

Figure 4. Vertical cross-section of the anticline structure model and location of the reservoir.

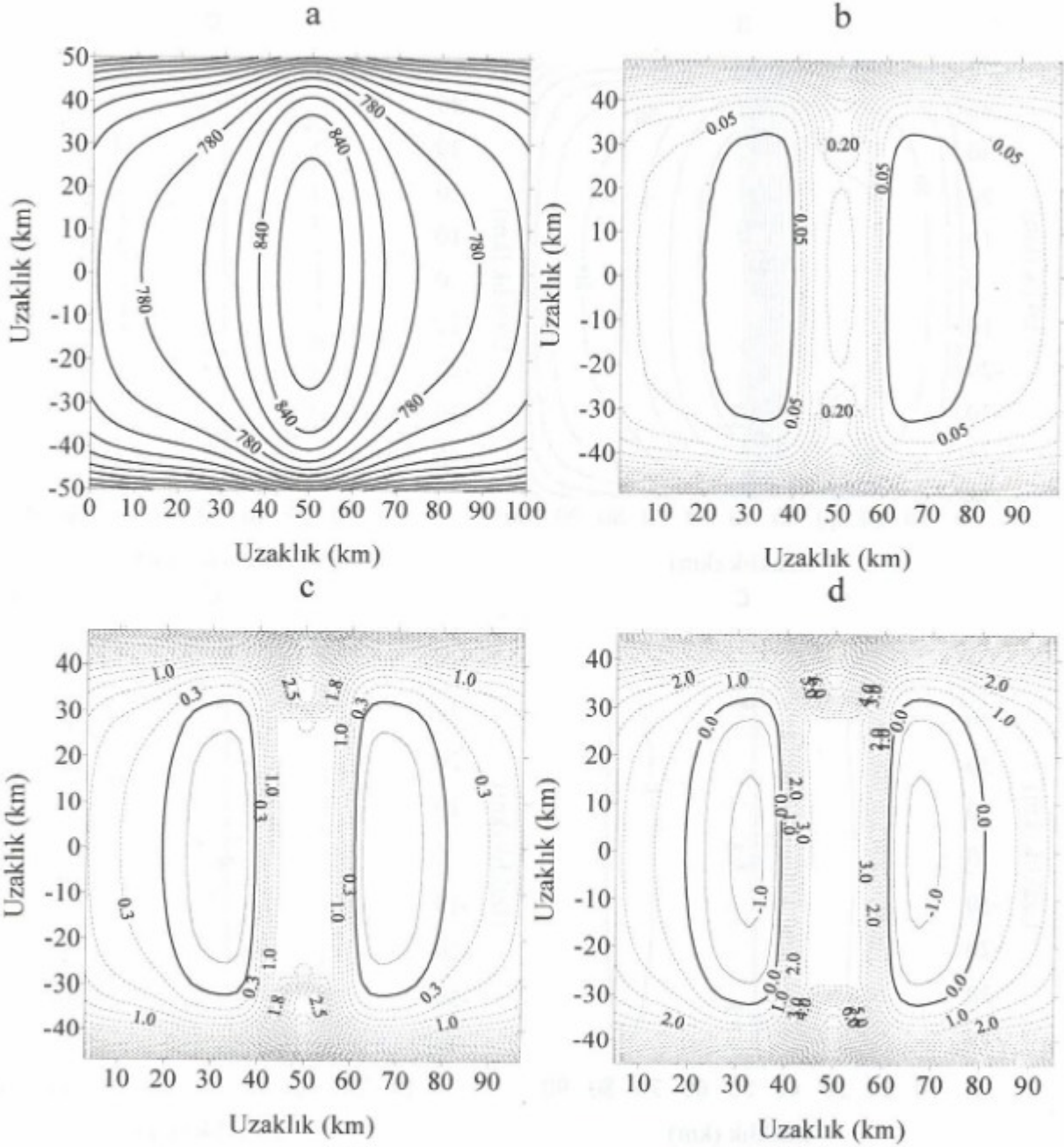


Şekil 5. Antiklinal bir yapı modelinin düşey kesiti ve haznenin konumu.

Figure 5. Hazne içeren tabakalı bir yer yapısının düşey kesitinin görünümü.

gr/cm³, antiklinalin altındaki tabakanın yoğunluğu 2.8 gr/cm³ ve örtü tabakasının yoğunluğu 1.6 gr/cm³ alınmıştır. Antiklinalin tepesi üzerindeki haznenin genişliği 30 km, uzunluğu ise 20 km'dir. Modelin gravite alanında hazne yapısını gösterecek hiçbir anomali değişimi göz-

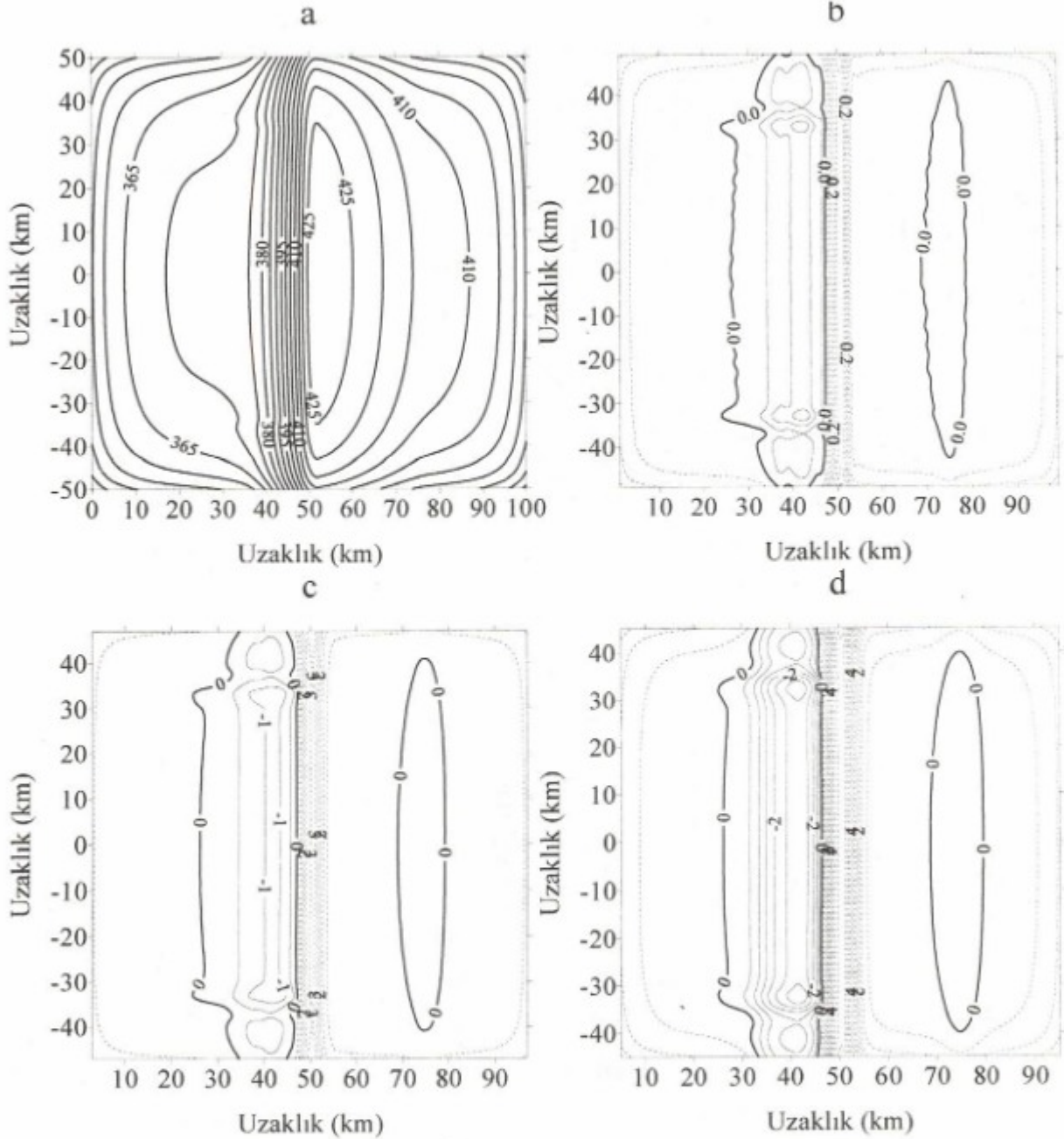
lenmemektedir (Şekil 6 a). Gravite alanının değişik aralıkları için, değişim alanları hesaplandığında, her iki yandaki maksimumların ortasında hazne etkisiyle görülen bir minimum kapanımın yerleştiği görülmektedir (Şekil 6 b, c, d).



Şekil 6. Şekil 4'de gösterilen hazneli antiklinal modelin gravite alanı (a) ve AG değişim alanları: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$
 Figure 6. Gravity field of the anticline model with reservoir seen in fig. 4. (a) and AG variation fields for the various interval: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$

Şekil 5'de yoğunlukları model üzerinde gösterilen ve hazne içeren tabakalı bir yer modeli gösterilmiştir. Bu model için hesaplanan gravite alanında (Şekil 7 a) ortadaki yüksek yoğunluklu kütle nedeniyle bir maksimum anomali elde edilmiştir. Ancak haznenin varlığını gösterecek bir gravite düşüşü gözlenmemiştir. Değişik artım

aralıkları için elde edilen değişim alanlarında da yüksek yoğunluklu kütle varlığı sebebiyle göreceli maksimum bölge görülmektedir. Ancak, AG değişim haritasında 2.7 gr/cm^3 yoğunluklu bu tabaka üzerindeki hazne sebebiyle göreceli maksimumun sol tarafında göreceli minimum bir bölge ortaya çıkmıştır (Şekil 7 b, c, d).



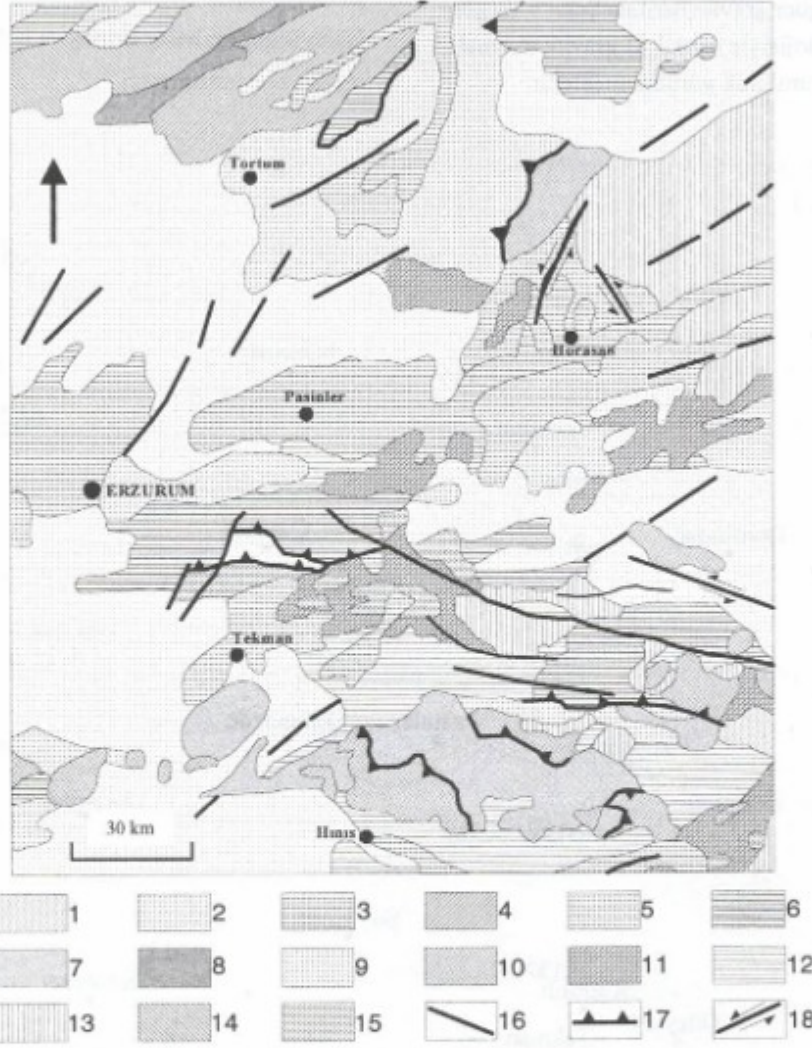
Şekil 7. Şekil 5'de gösterilen tabakalı yer yapısının gravite alanı (a) ve değişim aralıkları için AG değişim alanları: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$.

Figure 7. Gravity field of the layered earth model seen in fig. 5. (a) and AG variation fields for the various interval: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$.

ARAZİ VERİLERİNİN AG DEĞİŞİM YÖNTEMİ İLE DEĞERLENDİRİLMESİ

İnceleme alanı Doğu Anadolu'nun kuzeyinde yer almakta ve Erzurum, Horasan, Pasinler olmak üzere üç ayrı havzayı kapsamaktadır. Çalışma alanının büyük kıs-

mında topografya düz olup sadece güney ve kuzey kenarlarında engebeldir. Bölgede MTA ve TPAO ekiple-rince yapılan çalışmalar sahanın petrol açısından önemli bir bölge olduğunu ortaya koymuştur. Bölgenin jeoloji haritası Şekil 8'de gösterilmektedir.

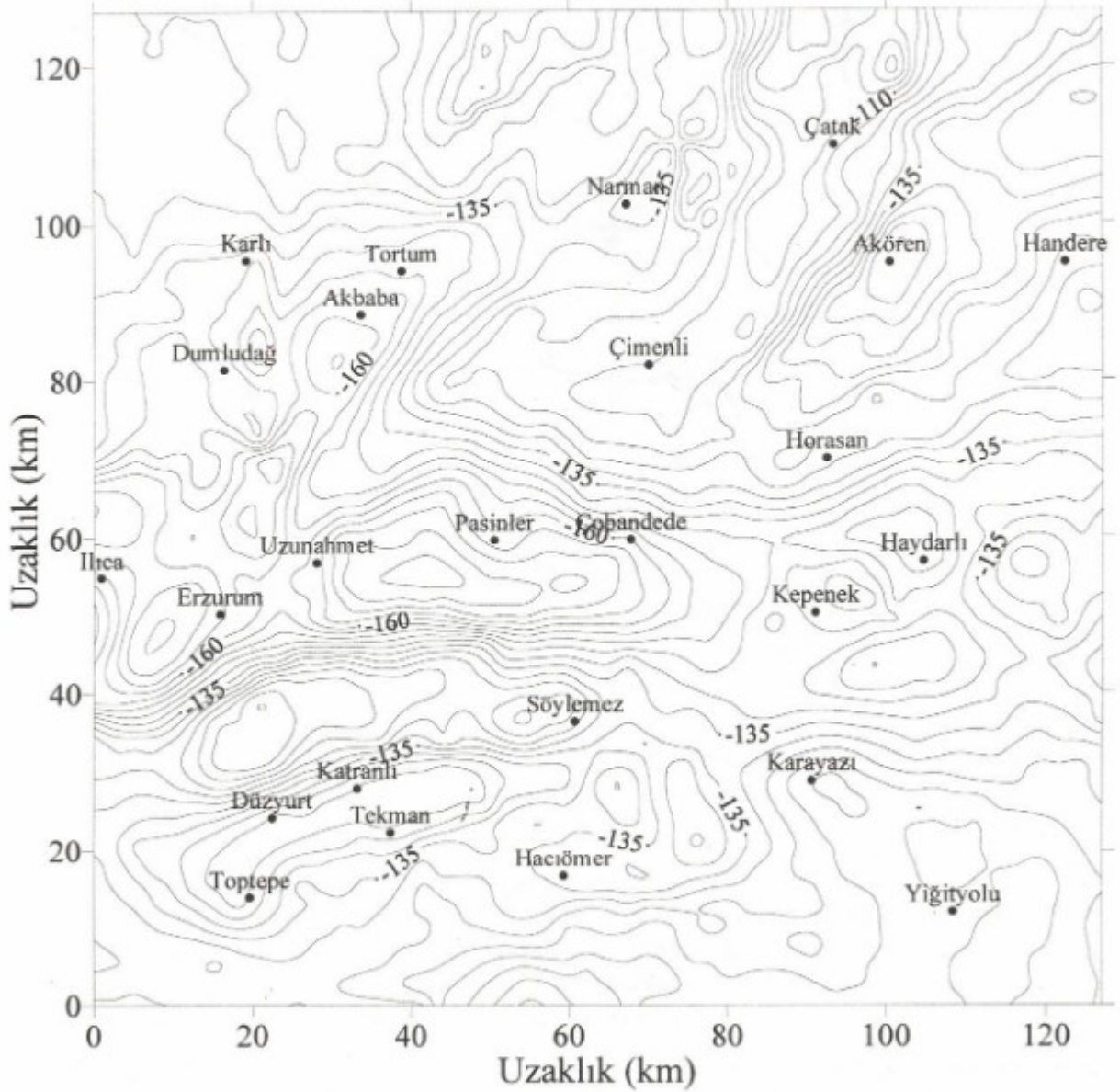


Şekil 8. Bölgenin jeoloji haritası. 1. Pliyosen: Karasal volkanikler; 2. Eosen: Evaporitli sedimentler; 3. Kuvaterner; 4. Mesozoyik: Denizaltı volkanikli filiş veya vahşi filiş; 5. Pliyosen; 6. Üst Kretase: Denizaltı volkanikli filiş veya vahşi filiş; 7. Prekambriyen: Yeşil şist; 8. Alt Kretase; 9. Eosen; 10. Bazaltit ve Ultrabazaltitler; 11. Miyo-sen: Sediment ara katkılı denizaltı volkanikleri; 12. Neojen; 13. Pliyo-Kuvaterner; 14. Jura Kretase; 15. Oligo-sen; 16. Tanımlanmamış fay; 17. Ters veya bindirme fayı; 18. Doğrultu atımlı fay.

Figure 8. Geology map of the area. 1. Pliocene: continental volcanic; 2. Eocene: sediments with evaporit; 3. Quaternary; 4. Mesozoic: flysch with volcanic or wild flysch; 5. Pliocene; 6. Upper Cretaceous: flysch with volcanic or wild flysch; 7. Precambrian: Green schist; 8. Lower Cretaceous; 9. Eocene; 10. Basaltit and Ultrabazaltit; 11. Miocene: Marine volcanics with sediments; 12. Neogene; 13. Plio-Quaternary; 14. Jura-Cretaceous; 15. Oligocene; 16. Undefined fault; 17. Reverse or upthrust fault; 18. Transform fault.

İnceleme alanında detaylı gravite çalışmaları MTA ve TPAO elemanları tarafından yapılmış olup, toplam 2138 noktada gravite ölçümü alınmıştır. Nokta aralıkları 500 metre ve ölçümler 0.01 mGal duyarlılıkla alınmıştır. Ölçü değerlerine gerekli düzeltmeler yapıldıktan sonra 1 km grid aralıklı Bouguer gravite değerleri elde edilmiştir. Bölgenin Bouguer gravite haritası Şekil 9'da gösterilmiştir. Yüzey jeolojisiyle (Şekil 8) gravite anomalisi arasında tam bir uyumluluk görülmemektedir.

Çalışma alanı gravite verilerine, petrol haznelerinin bulunabileceği derinlik aralıkları için yukarıdaki ölçütler altında, değişik yarıçaplar kullanılarak AG dönüşümü uygulanmış ve yerel anomali haritaları elde edilerek bölge, petrol-gaz bulunabilirliği açısından değerlendirilmeye çalışılmıştır. Bunun için $r=4$ ve 6 km alınarak AG değişim değerleri hesaplanmış ve bölgenin AG değişim haritaları oluşturulmuştur.

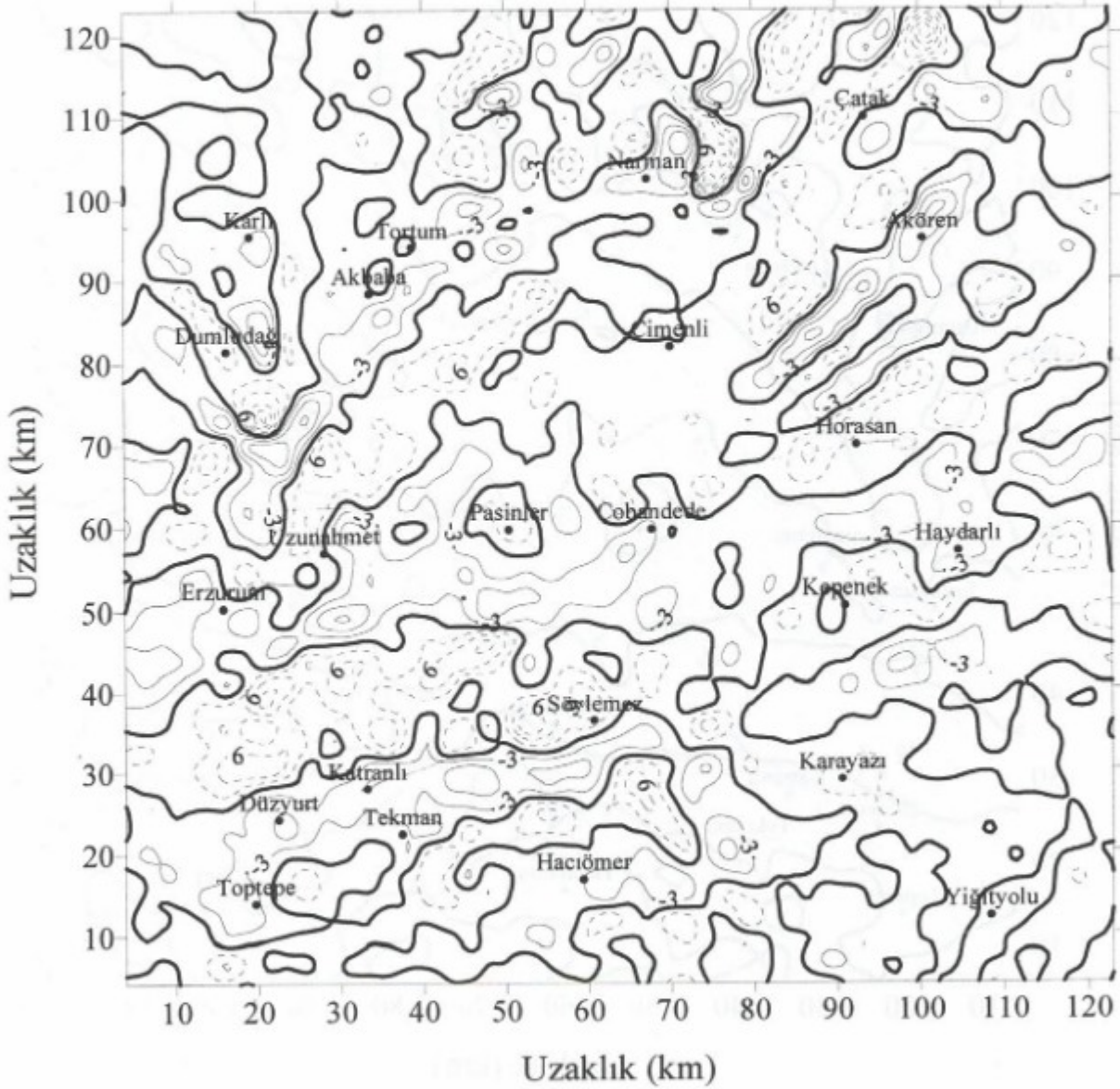


Şekil 9. Çalışma alanının Bouguer gravite anomali haritası. Kontur aralığı 5 mGal'dir.

Figure 9. Bouguer gravity anomaly map of the study area. Contour interval 5 mGal.

Şekil 10'da bölgenin Bouguer anomalisinden $n=4$ artım aralığı için hesaplanmış AG değişim alanları görülmektedir. Bu alan yaklaşık olarak 2-2.8 km ve daha sığ yapıların etkilerine karşılık gelmektedir. Hesaplanan haritada Bouguer anomali haritasında görülmeyen birçok göreceli minimum ve maksimum alanlar ortaya çıkmıştır. Bunlardan bir tanesi, Toptepe, Düzyurt, Katranlı

ve Tekman bölgelerini içine alarak doğuya doğru ilerleyen Katranlı minimum bölgesidir. Bu minimum bölge içinde yer yer daha derin göreceli minimum bölgeler görülmektedir. Diğer bir minimum bölge olan Erzurum-Haydarlı minimum bölgesi yaklaşık doğu-batı yönlü uzanmaktadır. Bu bölge içinde de derin minimumlar kendilerini göstermektedir. Aynı şekilde Horasan'ın ku-

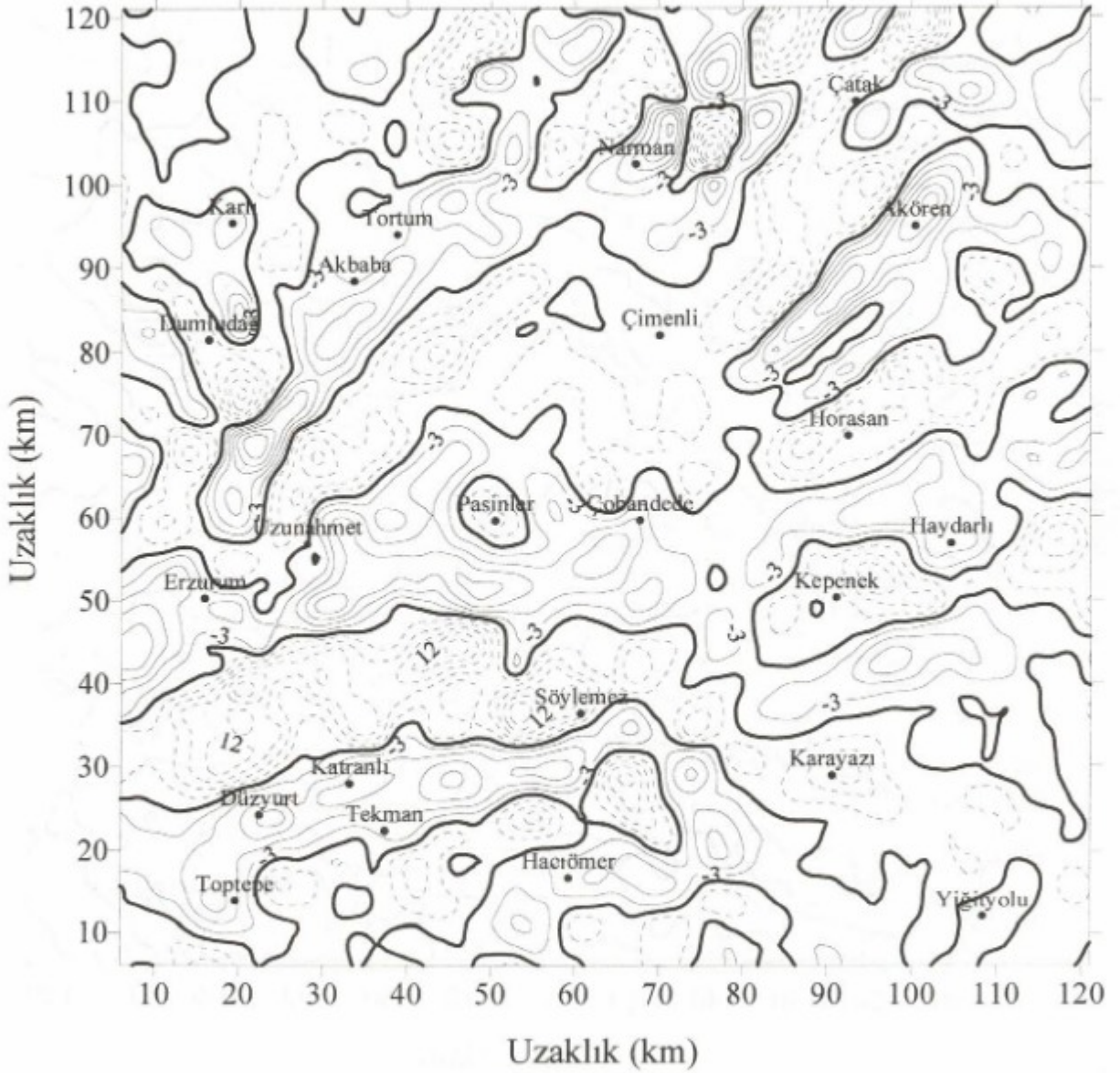


Şekil 10. Çalışma alanı Bouguer gravite alanının $n=4$ artım aralığı kullanılarak hesaplanmış Andreev-Griffin değişim haritası. Kontur aralığı 3 mGal'dir.

Figure 10. Andreev-Griffin variation map of the Bouguer gravity anomaly field of the study area calculated for the $n=4$ interval. Contour interval 3 mGal.

zeyinde yer alan KD-GB uzanımlı Akören minimum bölgesi üzerinde derin göreceli minimumlar bulunmaktadır. Bundan başka Erzurum'un kuzeyinden başlayıp Akbaba, Tortum minimum bölgesi KD-GB yönünde bir çizgisellik göstermektedir. Bu minimum bölgeler birbirlerinden maksimum bölgelerle ayrılmışlardır. Bu maksimum bölgeler üzerindeki göreceli maksimum bölgeler

yoğunluk yükselimine ait olabilir. $N=4$ artım aralığı için hesaplanan değişim alanları haritasında Erzurum, Katranlı, Tekman, Düzyurt, Narman, Haydarlı ve Akören derin minimum bölgeler içine düşerken, Pasinler, Horasan, Söylemez, Kepenek, Karayazı ve Dumludağ maksimum bölge içine düşmektedirler. Bu yöntemle elde edilen minimum bölgeler yoğunluk düşüşünün varlığını



Şekil 11. Bouguer gravite alanının $n=6$ artım aralığı kullanılarak hesaplanmış AG değişim haritası. Kontur aralığı 3 mGal'dir.

Figure 11. Andreev-Griffin variation map of the Bouguer gravity anomaly field of the study area calculated for the $n=6$ interval. Contour interval 3 mGal.

göstermektedirler. Buradaki minimum bölgelerin Şekil 8'de verilen jeoloji haritasındaki faylı alanlara karşılık geldiğine dikkat edilirse bu bölgelerde kayalardan daha düşük yoğunluklu hidrokarbon içeren bir jeolojik yapının varlığı düşünülebilir.

Şekil 11'de $n=6$ artım aralığı için hesaplanan AG değişim alanının minimumlar arasında iki maksimum bölge olan dört minimum bölgeye ayrılmış olduğu görülmektedir. Maksimum ve minimum bölgelerin uzunluğu D-B ve KD-GB yönündedir. En güneyde yer alan Hacıömer, Tekman, Toptepe ve Katranlı bölgelerini içeren D-B yönünde uzanan minimum bölge etkisini belirgin şekilde göstermektedir. Daha üstte Erzurum'dan Haydarlı'ya kadar uzanan Erzurum-Haydarlı minimum bölgesi Kepenek'e gelmeden iki kola ayrılmaktadır. En kuzeyde ise KD-GB yönünden ilerleyen iki minimum bölge yer almaktadır. Bunlardan batıdaki Narman minimum bölgesiyle birleşen Akbaba-Tortum minimum bölgesi ve doğudaki ise Akören minimum bölgesidir. Bu minimum bölge içindeki derin göreceli minimumlar artım aralığının artışıyla genişlemektedirler.

SONUÇLAR

Andreev-Griffin yöntemi Bouguer gravite anomalilerinde ayırt edilemeyen, düşük yoğunluklu yapıların varlığını ortaya çıkarmaya yönelik geliştirilmiş yöntemlerden biridir.

Yapılan model çalışmaları sonucunda, fay ve hazne yapılarının yoğunluk düşüşü veya kütle eksikliği sebebiyle AG değişim alanlarında göreceli minimumlar verdiği, antiklinal ve intrüzyon gibi yükselimlerin ise yoğunluk artışı veya kütle fazlalığı sebebiyle göreceli maksimumlar verdiği anlaşılmıştır.

AG yöntemiyle değişik artım aralıkları kullanılarak Erzurum-Horasan-Pasinler havzalarını kapsayan bölgenin Bouguer gravite değerlerinin değişim alanları hesaplanmıştır. Değişim alanlarında görülen göreceli minimum anomaliler jeoloji haritasında gösterilen fayların üzerlerine düşmektedir. Ancak, jeoloji haritasında görülmeyen yerlerde de minimum ve maksimum anomaliler ortaya çıkmıştır. Belirlenen göreceli minimum ve maksimumlar DB, KD ve KB olmak üzere üç yönde uzanmaktadır. Bu minimum ve maksimum bölgeler aynı yönde gelişmiş kırık sistemleriyle ilgilidirler. Değişim alanlarında görülen göreceli minimum bölgelerin gömülü fay, tortullarla dolmuş bir çöküntü alanı (graben) yada hidrokarbon içeren bir jeolojik yapı, maksimum anomalilerin ise kıvrım, yüzeye doğru sokulum

yapmış intrüzyon, antiklinal veya graben yapılarına eşlik eden bir horst sebebiyle oluştuğu düşünülebilir. Ancak, bu yöntemle belirlenmiş yoğunluk azalımı olan yerlerin doğrudan fay veya hazne yapılarına bağlı olduğunu söylemek mümkün değildir. Bu nedenle elde edilen sonuçlar manyetik, sismik, kuyu logu, jeokimyasal ve jeolojik yöntemlerle bir arada yorumlanmalıdır.

Hızlı ve kolay uygulanabilen AG değişim yöntemi, petrol-gaz arama amaçlı sismik çalışmalarda, kuyu yerlerinin belirlenmesinde ön etüd olarak kolaylıkla kullanılabilir. Buradan elde edilen sonuçların iki ve üç boyutlu sismik kesitlerle korelasyonunun yapılması sonuçların güvenilirliğini artıracaktır.

KAYNAKLAR

- Andreev B.D. 1938, The Interpretation of Gravity Data, SNIGRI Geofizika, 5: 12-20.
- Andreev, B.D. and Klushin, I.G. 1962, Geological Exploration of Gravity Anomalies, Gostoptekhizdat, Leningrad.
- Blakely, R.J. 1995, Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications, Cambridge Univ. Press.
- Elkins, T.A. 1951, The Second Derivative Method of Gravity Interpretation, Geophysics, 16: 29-50.
- Griffin, W.R., 1949, Residual Gravity in Theory and Practice, Geophysics, 14: 39-50.
- Maden, N. 1998, Horasan-Pasinler-Havzası Gravite Alanının Andreev-Griffin, Saxov-Nygaard Yöntemleri Uygulanarak Yorumlanması (Model ve Arazi Çalışmaları), KTİ, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi (Yayınlanmamış).
- Mallick, K. and Sharma, K.K. 1999, A Finite Element Method for Computation of the Regional Gravity Anomaly, Geophysics, 64: 461-469.
- Mudretsova, E.A., Varlamov, A.S., Filatov, V.G. and Komarova, G.M. 1979, The Interpretation of Detailed Gravity Data Over the Nonstructural Oil and Gas Reservoirs, Nefti Gaza, Nedra, Moscow.
- Nettleton, L. L. 1954, Regional, Residual and Structures, Geophysics, 19: 1-12.
- Nettleton, L. L. 1976, Gravity and Magnetic in Oil Prospecting, McGraw-Hill Inc., USA.
- Skeels, D.C. 1967, What is the residual gravity?, Geophysics, 32: 872-876.

ANTAKYA ve ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİ VE ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ

Focal Mechanism Solutions and Seismicity for Antakya Region and Its Surrounding

Filiz ÖZTEMİR*, Altan NECİOĞLU** ve Günruh BAĞCI***

ÖZET

36.00-38.00° K enlemleri ve 35.00- 38.00° D boylamları arasında yer alan Antakya ve çevresi DAFZ (Doğu Anadolu Fay Zonu)'nun sismik bakımdan en etkin bölgesidir.

İnceleme bölgesinin sismisitesi ile tektoniği arasındaki ilişkinin kurulabilmesi için magnitüdüleri $M \geq 4$ olan 12 depremin P dalgası ilk hareket yönleri kullanılarak odak mekanizması çözümleri yapılmıştır. Yapılan mekanizma çözümlerinin bölgenin mevcut tektoniği ile uyumlu olduğu görülmektedir.

Bölgenin sismik riskini belirlemede önemli parametreler olan depremlerin yıllara göre oluş sayıları, açığa çıkan enerji miktarları ve sismotektonik kat sayı hesaplanmıştır.

Antakya ve çevresinin depremselliği, magnitüdü $M \geq 4$ olan depremlerden yararlanılarak incelenmiştir. En Küçük Kareler Yöntemi kullanılarak magnitüd-frekans ilişkisindeki a ve b parametreleri hesaplanmıştır. Bulunan bu değerlerden yararlanılarak saptanan, belirli büyüklükteki ve daha fazla olan depremlerin gelecekte oluşma ihtimalleri ve dönüş periyotları kullanılarak Antakya'nın deprem riski belirlenmiştir. Buna göre inceleme alanında büyük magnitüdü bir depremin oluşma olasılığının çok az olduğu fakat çevresindeki DAFZ gibi aktif zonlarda meydana gelebilecek büyük magnitüdü depremlerden önemli ölçüde etkilenebileceği düşünülmektedir.

ABSTRACT

Antakya and provinces are located between 36.00- 38.00° N longitudes and 35.00- 38.00° E latitudes are the most effective area of the East Anatolian Fault Zone (EAFZ).

The focal mechanisms of 12 earthquakes with magnitudes $M \geq 4.0$ were obtained using the P wave first motion directions. These solutions were used to establish the relation between the seismicity and the tectonism of the region.

Some useful parameters for earthquake hazard of the region such as number of earthquakes per year, energy release and b value were calculated.

The seismicity of Antakya and its surrounding was investigated by using the earthquakes, which had magnitude larger than $M \geq 4.0$. The earthquake hazard of Antakya has been determined using a and b parameters that are calculated from the relation between magnitude and frequency of earthquakes by the use of least square method. Consequently, the probability of occurrence of large earthquakes seems to be very low. However, Antakya region may be affected by the large earthquakes generated by the big faults, such as the East Anatolian Fault.

* İller Bankası, Makina ve Sondaj Dairesi, Ankara

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

*** Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü

GİRİŞ

Alp- Himalaya deprem kuşağı üzerinde bulunan Türkiye ve yakın çevresinin depremselliği ve tektoniği bugüne kadar birçok araştırmaya konu olmuş ve yer bilimcilerin dikkatini çekmiştir. 36.00°- 38.00° K enlemleri ve 35.00°-38.00° D boylamları arasında yeralan Antakya ve çevresinde bu kuşak üzerinde bulunmaktadır.

İnceleme bölgesi G-K yönlü ÖDFZ (Ölü Deniz Fay Zonu), GB'dan gelen ve İskenderun Körfezi'nden geçen Kıbrıs Yayı ve B-D uzanımlı Bitlis Bindirme Kuşağının birleştikleri ve tektonik aktivitenin sürekli olarak meydana geldiği bir yöredir. Yörenin sismik aktivitesine Arap ve Afrika levhalarının kuzeye doğru olan bağlı hareketleri neden olmaktadır. Dolayısıyla Antakya ve çevresi bu kuşak üzerinde jeotektonik olarak oldukça önemli bir konumda bulunmaktadır.

İsrail-Lübnan-Suriye-Türkiye üzerinden geçen ÖDFZ, Antakya il sınırları içerisinde itibaren DAFZ adını almakta ve KD yönünde uzanarak KAFZ (Kuzey Anadolu Fay Zonu) ile Karlıova civarında birleşmektedir. Antakya ve çevresi yaklaşık 550 km uzunluğunda, sol yönlü doğrultu atılımı ve Karlıova-İskenderun arasında uzanan DAFZ'nun sismik bakımdan en etkin bölgeleridir.

Bölgede başlıca iki büyük fay hattı vardır. Bunlardan biri, Hassa-Kırıkhan-Antakya-Samandağ'ı'nı izleyerek Akdeniz'e uzanır. Diğer ikinci fay ise, Antakya'nın doğusundan geçerek Reyhanlı üzerinden ÖDFZ ile birleşir.

Antakya ili coğrafik olarak Türkiye'nin en güneyinde yer almaktadır. Tarihsel dönemlerde bölgede yıkıcı ve çok fazla can kaybının olduğu şiddetli depremler meydana gelmiştir ve bölge tarihsel dönemde sismik bakımdan bugüne göre çok daha aktif olmuştur.

İNCELENEN BÖLGENİN TEKTONİK KONUMU ve SİSMOTEKTONİĞİ

Antakya ilinin ortasında Antakya-İslahiye arasında yaklaşık K-G yönlü Amik Ovası yeralır. Amik Ovası'nın batısında Toros Sıradağları'nın doğu kolu olan Amanos Dağları ova ile sahili bir duvar gibi birbirinden ayırır (Şekil 1). Amanos Dağları'nda ve Amik Ovası'nın altında genç volkanitler ve bazaltlar bulunmaktadır. Bunlar iyi gelişmiş çatlak sistemlerine sahiptirler. Bazaltlar karadaki faylar genç boyunca ortaya çıkmışlardır (Bilgin 1959, Ardos 1984). Amik Ovası tektonizmaya bağlı olarak çok fazla faylanmıştır (D.S.İ. Asi Raporu 1975). Bölgede genel bir alçalmadan sonra meydana ge-

len yükselme sırasında oluşan tansiyon çatlaklarından Pleistosen yaşlı lavlar açığa çıkmıştır (Yüngül 1951). Antakya bölgesindeki bazaltik erüpsiyonlar horst- graben kırık sistemine bağlı olarak gelişmiştir (Brinkmann 1976). Karışık bir jeolojik ve tektonik yapıya sahip olan inceleme bölgesi Kretase ve Eosen sonu faylanmalarla çökmüş ve bu çökme yavaş bir biçimde devam etmiştir. Çöken kısma önce Miyosen sonra Pliyosen denizleri sokulmuştur.

Karlıova-Bingöl fayının GB doğrultusunda devam ederek Hazar Gölü kenarından, Gölbaşı'ndan ve K. Maraş'ın yaklaşık 15 km GD'sundan geçerek Amik Ovası'na ve oradan da Türkiye sınırlarını aşarak Teberya Gölü-Ürdün Nehri-Lut Gölü üzerinden Kızıldeniz'e kadar uzanan fay zonunun Türkiye sınırları içerisinde kalan kısmına DAFZ adı verilmiştir (Arpat ve Şaroğlu 1972, 1975). Eğim atımlı faylar Amanos Dağları doğu kenarında (Amik Ovası çevresinde), Antakya-K. Maraş arasında ve Mardin Derik güneyinde ve bunun kuzey ve güney yönündeki uzantılarında graben, Doğu Toroslarda ise KD ve G yönünde bindirmeler meydana gelmiştir.

Antakya-K. Maraş arası Türkiye'de yıkıcı depremlerin olduğu birinci derecede deprem bölgeleridir. Ayrıca, İskenderun Körfezi ve Amik Ovası kenarlarında da şiddetli depremler olmuştur (Ketin 1968).

ALETSEL ve TARİHSEL DÖNEM DEPREMLERİ

İnceleme bölgesinde M.Ö. 148-M.S. 1900 yılları arasında oluşmuş en şiddetli deprem Antakya'nın içinde 245 yılında meydana gelmiş olup şiddeti $I_0 = X(M=7.5)$ 'dur (Çizelge 1) (Şekil 2). Aletsel dönemde (1900-1998) oluşmuş depremlerin en büyük magnitudü olanı ise Kıbrıs Adası'nın GD'da, 29. 09. 1981 tarihinde denizin içinde meydana gelmiş olup magnitudü $M=6.5$ 'dir.

1900-1998 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin yıllara göre dağılımına baktığımızda ise en fazla depremin 1971 ve 1986 yıllarında meydana geldiği görülmektedir (Şekil 3).

Tarihsel dönem deprem verilerinin gözlemsel dış merkezleri bölgenin kırık haritası üzerine işaretlendiğinde fay zonu boyunca düzgün bir dağılım göstermemekte ve Halep, Lazkiye, Kilis ve Antakya'da kümeler oluşturmaktadır (Şekil 4).

Aletsel dönem depremlerinin dış merkezleri bölgenin kırık haritası üzerine işaretlendiğinde ise aşırı kümelennmelerin olmadığı ve bölgedeki tektonik yapılarla uyumlu olduğu görülmektedir (Şekil 5).

Çizelge 1. İnceleme alanında tarihsel depremler

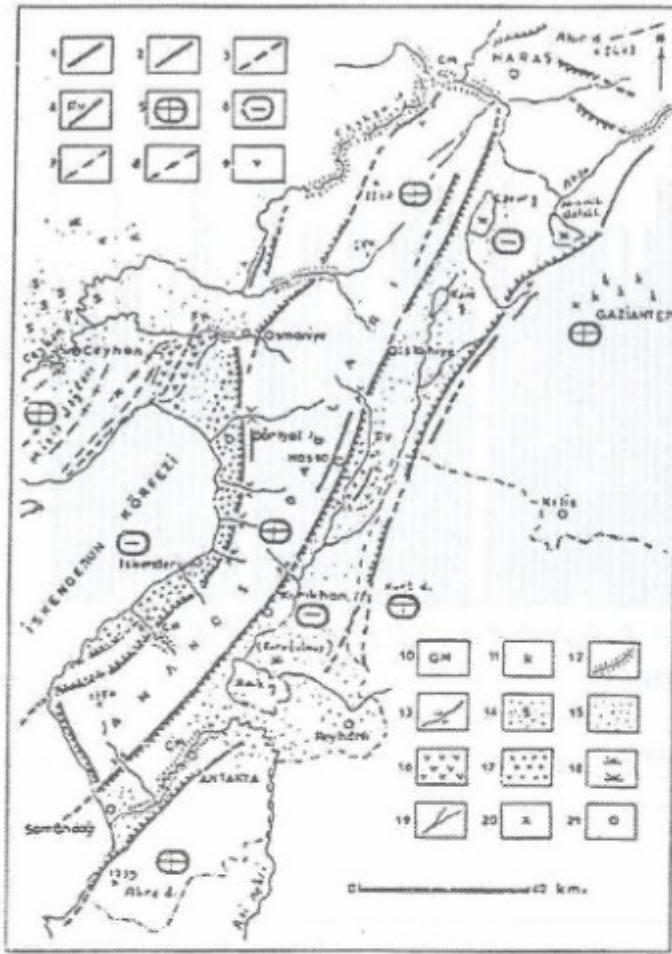
Table 1. Historical earthquakes.

NO	TARİH	AY ve GÜN	SAAT	ENLEM	BOYLAM	YER	ŞİDDET
1	MÖ 148			36,25	36,10	Antakya	(VIII)
2	MÖ 131			37,05	36,60	İslahiye	(VII)
3	MÖ 69			36,25	36,10	Antakya	(IX)
4	MÖ 37			36,25	36,10	Antakya	(VIII)
5	37			36,24	36,10	Antakya	(VIII)
6	79			36,25	36,10	Antakya	(VII)
7	110			36,25	36,10	Antakya, Samandağ	(VIII)
8	115	12 13		36,25	36,10	Antakya ve Yöresi	(IX)
9	117			36,25	36,10	Antakya	(VII)
10	128			37,30	36,80	İslahiye, Maraş	(VIII)
11	220			36,25	36,10	Antakya	(VIII)
12	245			36,25	36,10	Antakya	(X)
13	272			36,25	36,10	Antakya	(VIII)
14	290	05 14		37,06	35,80	Ceyhan,Tarsus,İçel	(VIII)
15	334			36,25	36,10	Antakya, Beyrut, Magosa	(IX)
16	341			36,25	36,10	Antakya	(VIII)
17	345			36,25	36,10	Antakya	(VII)
18	363			36,25	36,10	Antakya	(V)
19	387			36,25	36,10	Antakya	(VI)
20	396			36,25	36,10	Antakya	(VIII)
21	458	09 14		36,25	36,10	Antakya ve Kuzey Suriye	(IX)
22	506	09 10	4	36,25	36,10	Antakya,Samandağ	(IX)
23	517			37,20	35,90	Anazarba-Adana	(VIII)
24	518	05 ?		36,88	36,60	Antakya	(VIII)
25	524			37,20	35,90	Anazarba-Adana	(VIII)
26	526	05 29		36,25	36,10	Antakya, Samandağ	(IX)
27	526	10 04		36,25	36,10	Antakya	(VI)
28	527	03 ?		36,25	36,10	Antakya	(VI)
29	529	11 29		36,25	36,10	Antakya ve yöresi	(IX)
30	553			36,25	36,10	Antakya	(VII)
31	557			36,25	36,10	Antakya	(VII)
32	561			37,20	35,90	Anazarba,Antakya	(VIII)
33	579			36,25	36,10	Antakya ve yöresi	(VII)
34	581			36,25	36,10	Antakya	(VI)
35	583			36,25	36,10	Antakya	?
36	587	09 30		36,25	36,10	Antakya	(IX)
37	715			36,50	37,90	MÂmbiç-Suriye	(IX)
38	716			36,25	36,10	Antakya	(VII)
39	775			36,25	36,10	Antakya, Halep	(VII)
40	791			36,20	37,10	Halep	(VIII)
41	835			36,25	36,10	Antakya	(VII)
42	859	04 08		36,25	36,10	Antakya,Lazkiye,Şam,Hama	(IX)
43	867			36,25	36,10	Antakya	(IX)
44	963	07 22		36,60	37,00	Halep-Kuzey Suriye	(VIII)
45	972			36,25	36,10	Antakya	(VII)

Çizelge 1. İnceleme alanında tarihsel depremler (devam).

Table 1. Historical earthquakes.

NO	TARİH	AY ve GÜN	SAAT	ENLEM	BOYLAM	YER	ŞİDDET
46	1042			36,50	37,90	MÂmbiç-Suriye	(VIII)
47	1053			36,25	36,10	Antakya	(VIII)
48	1072			36,25	36,10	Antakya	(VIII)
49	1089			36,50	37,90	MÂmbiç-Suriye	(VIII)
50	1091	9		36,25	36,10	Antakya ve Urfa	(VII)
51	1109			36,50	37,90	MÂmbiç, Antakya	(VIII)
52	1114	08 10		36,50	35,50	Ceyhan, Antakya, Maraş	(IX)
53	1114	11 13		36,25	36,10	Antakya	?
54	1114	11 29		37,60	36,90	Maraş, Urfa, Harran	(VIII)
55	1138	09 08		36,30	37,20	Halep, Mezopotamya	(VIII)
56	1139			36,20	37,10	Halep	?
57	1190	9		36,25	36,10	Antakya ve geniş yöresi	(VIII)
58	1204			36,20	37,10	Halep, Tyr	(VIII)
59	1212			36,25	36,10	Antakya	(VI)
60	1222			36,74	37,10	Kilis	(VI)
61	1268			37,35	35,80	Kozan, Ceyhan ve yöresi	(IX)
62	1719	3		36,20	37,10	Halep ve Kuzey Suriye	(VIII)
63	1726			36,25	36,10	İskenderun ve yöresi	(VI)
64	1737			36,25	36,10	Antakya	(VII)
65	1759	06 10		36,20	37,10	Halep-Suriye	?
66	1759	11 26		36,20	37,10	Halep-Suriye	?
67	1759	11 28		36,20	37,10	Halep-Suriye	?
68	1764			36,20	37,10	Halep-Suriye	?
69	1778	05 05		36,20	37,10	Halep	?
70	1783	12 14		36,20	37,10	Halep	(V)
71	1795	12		36,20	37,10	Halep	(VII)
72	1822	08 13		36,40	36,20	Antakya, İskenderun, Kilis, Halep	(IX)
73	1822	09 02		36,20	37,10	Halep	?
74	1830			36,20	37,10	Halep	(V)
75	1831	02 22		36,20	37,10	Halep	(VII)
76	1844	09 19		36,20	37,10	Halep-Suriye	?
77	1844	09 30		36,20	37,10	Halep-Suriye	(V)
78	1846	12 03		36,20	37,10	Halep	(VI)
79	1847			36,60	36,10	İskenderun	(VII)
80	1854			36,20	36,60	Antakya, Samandağ, Halep	(VII)
81	1855			37,60	35,75	Ceyhan-Adana	(VI)
82	1872	04 02	07 45	36,25	36,10	Antakya, Samandağ	(IX)
83	1872	05 15	Gece	36,20	36,10	Antakya	(VII)
84	1873	06 02		36,50	37,20	Nisiroş Ad.-Ege D.	(VII)
85	1873			36,10	35,90	Samandağ - Antakya	(VI)
86	1875	08 21		36,20	36,10	Antakya Yöresi	(VII)
87	1884	06 06		36,30	37,20	Halep ve Kuzey Suriye	(VII)
88	1894			36,20	36,10	Antakya Yöresi	(V)
89	1896	1		37,00	35,30	Adana ve Mersin Yöreleri	(VI)



Şekil 1. Hatay İlinin morfotektonik haritası (Ardos 1984).

Figure 1. Morphotectonic map of Antakya (after Ardos 1984).

İNCELEME BÖLGESİNİN EPİSANTR DAĞILIMI

1900-1998 yılları arasında inceleme bölgesinde meydana gelmiş ve magnitüdüleri $M \geq 4$ olan depremlerin dağılımları Şekil 5'de gösterilmiştir. Bu depremlerden odak mekanizması çözümü yapılmış olanların oluş zamanları, enlem ve boylamları, derinlikleri vb bilgileri International Seismological Center (ISC) tarafından yayınlanan Regional Catalogue of Earthquakes, U.S. Geological Survey'in Preliminary Determination of Epicenters (PDE) aylık listeleri ve Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi (IK) listelerinden derlenmiş ve Çizelge 2'de verilmiştir.

İnceleme bölgesi içerisindeki depremlerin dış merkezleri bölgenin kırık haritası üzerine işaretlendiğinde bunların bölgedeki tektonik yapılarla uyumlu oldukları görülmektedir. Bölge içindeki depremlerin çoğunluğunun DAFZ çevresinde olduğu görülmektedir. Deprem oluşumunun yoğun olduğu diğer yerler ise Karataş- Os-

1. Tekrar oynamış genç faylar
2. Fay diklikleri
3. Olası faylar
4. Volkanizmaya neden olmuş genç faylar
5. Genç yükselimler
6. Grabenler
7. Belirlenen antiklinal eksenleri
8. Belirlenen senklinal eksenleri
9. Fay vadileri
10. Gömük menderesler
11. Genç yükselimle oluşan karst alanı
12. Yarma vadiler
13. Genç faylanmayla oluşan asılı vadiler
14. Çukurova subsidans havzaları
15. Yeni alüvyonlar
16. Bazaltlar
17. Piedmont ovası
18. Bataklıklar
19. Akarsular
20. Doruklar
21. Yerleşim alanı

maniye Fay Zonu, İskenderun Körfezi civarı ve Karasanti- Karaisalı Fay Zonu çevresidir.

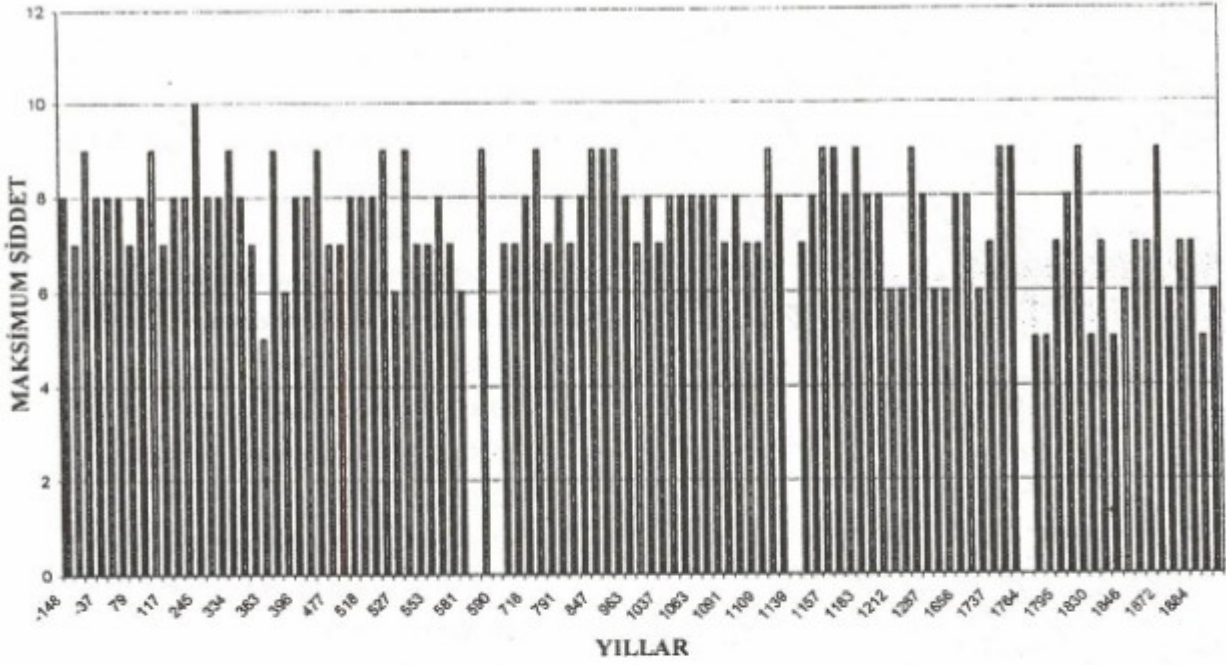
DEPREMLERLE AÇIĞA ÇIKAN ENERJİ

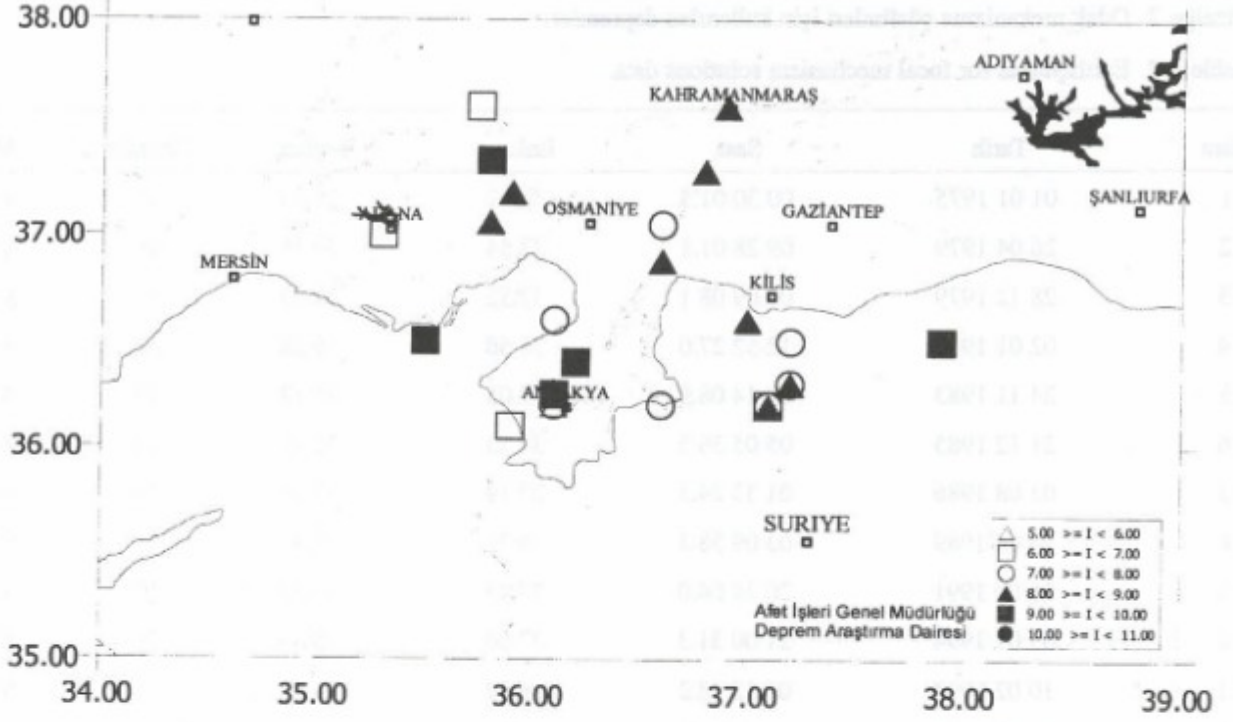
İnceleme alanında oluşan depremlerden açığa çıkan enerji miktarları Bath (1960) tarafından yüzey dalgası magnitüdü için geliştirilmiş

$$\text{Log}E = 1.44 M_s + 12.24$$

eşitliği kullanılarak hesaplanmıştır (Bath 1960).

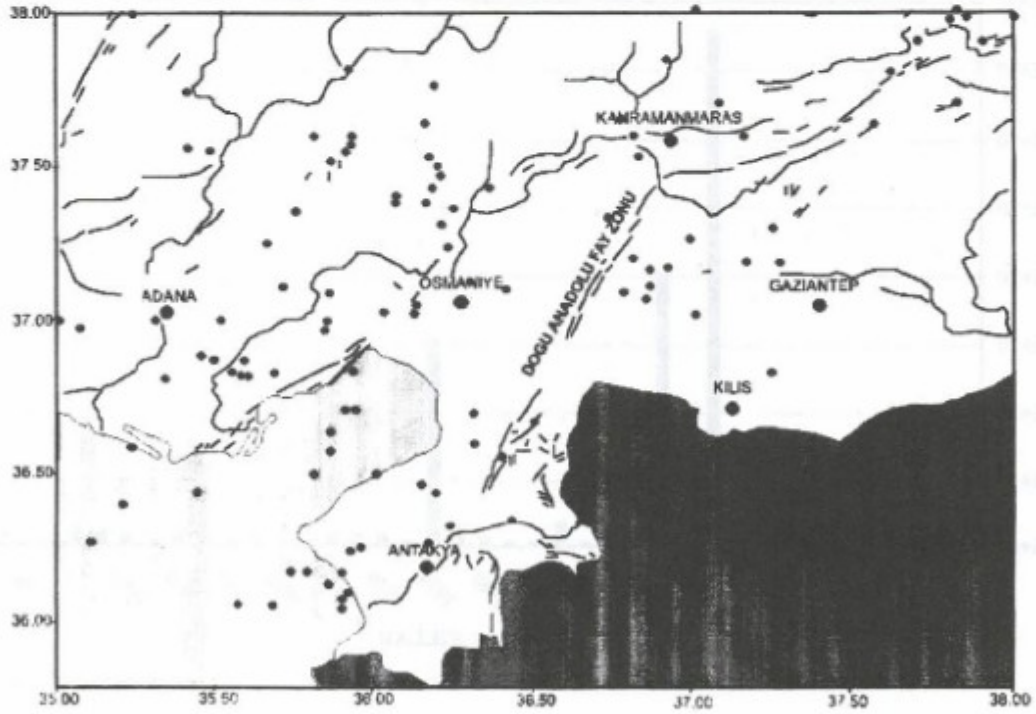
Depremlerden açığa çıkan enerjinin yıllara göre dağılımı Şekil 6'da gösterilmiştir. Buna göre en fazla deprem oluşumunun 1971 ve 1986 yıllarında (Şekil 3) olmasına rağmen enerji boşalımının en fazla olduğu yıl 1945 yılı olup açığa çıkan enerji miktarı 7.6×10^{20} Erg'dir.





Şekil 4. Tarihsel depremlerin dış merkez haritası.

Figure 4. Epicenter map of the historical earthquakes.



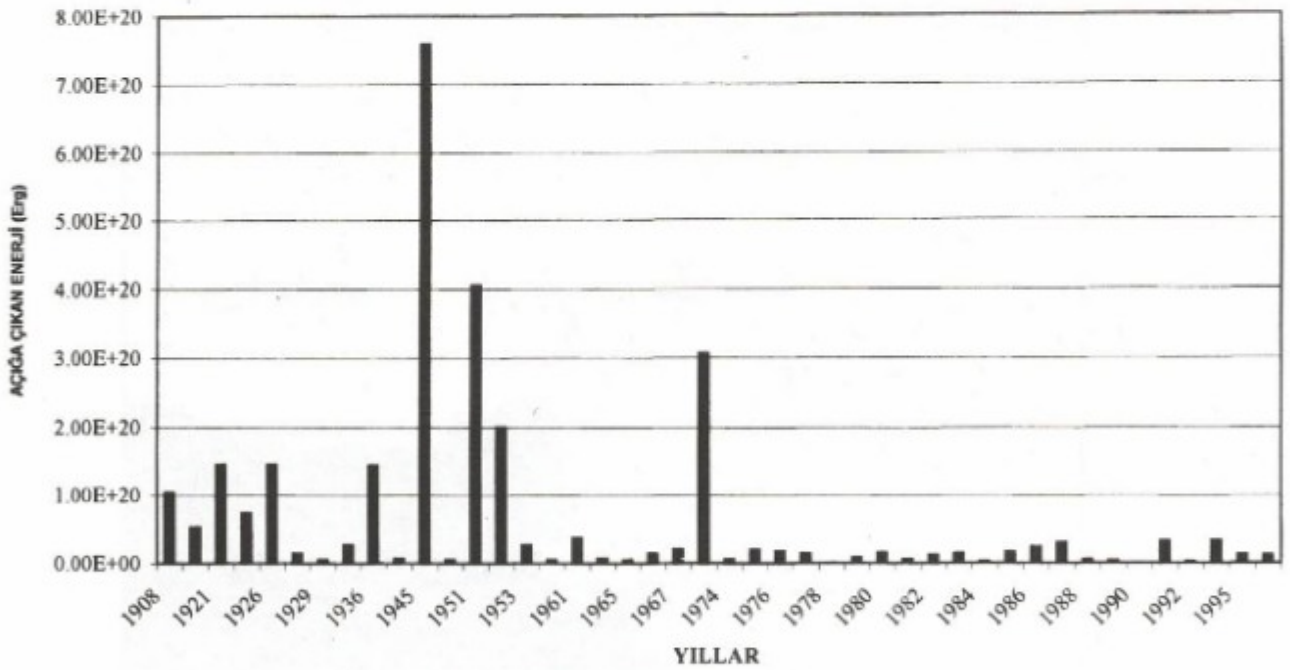
Şekil 5. Bölgenin Depremselliği (1900-1998 $M \geq 4.0$).

Figure 5. Seismicity in the region (1900-1998 $M \geq 4.0$).

Çizelge 2. Odak mekanizma çözümleri için kullanılan depremler.

Table 2. Earthquakes for focal mechanism solutions data.

Sıra	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	Derinlik	M _s
1	01 01 1975	00 30 01.3	36.67	36.49	35	4.9
2	26 04 1979	09 28 01.1	37.54	36.16	45	4.7
3	28 12 1979	03 09 08.1	37.52	35.85	47	5.2
4	02 01 1980	12 52 27.0	36.56	36.38	32	4.7
5	24 11 1983	00 14 08.9	37.05	36.12	37	4.7
6	21 12 1985	05 05 36.5	37.55	35.47	33	4.6
7	03 08 1986	01 33 24.5	37.19	37.16	39	5.1
8	24 06 1989	03 09 58.3	36.71	35.93	46	5.0
9	26 09 1991	20 24 04.0	37.43	36.35	10	4.9
10	03 01 1994	21 00 31.3	37.00	35.84	26	5.1
11	10 02 1994	06 15 18.2	36.97	35.83	17	5.0
12	30 07 1994	10 37 45.1	37.50	36.19	10	4.7



Şekil 6. 1900- 1998 yılları arasında oluşan depremlerden açığa çıkan enerjilerin yıllara göre değişimi.

Figure 6. Energie-frequency relationship in the period 1900-1998.

MAGNİTÜD- FREKANS İLİŞKİSİ

Depremlerin oluş sayıları magnitüdün fonksiyonu olarak incelendiğinde genellikle doğrusal bir ilişki olduğu görülür. Magnitüd-frekans ilişkisi olarak tanımlanan bu doğrusal ilişki,

$$\text{LogN} = a - bM$$

olarak geliştirilmiş olup, deprem oluşumunun fiziki ile doğrudan ilişkisi olması sebebiyle depremselliğin belirlenmesi çalışmalarında oldukça önemli bir yere sahiptir (Gutenberg ve Richter 1954).

Burada N birikimli deprem sayısını, M magnitüdü göstermektedir. a ve b ise sabit katsayılardır. a katsayısı, incelenen bölgenin büyüklüğüne, gözlem süresine ve gözlem süresindeki deprem etkinliğine bağlı olarak değişir. b katsayısı ise sismotektonik parametredir ve incelenen bölgenin tektonik özelliklerine bağlı olarak değişir. b değerindeki değişimler, sismotektonik bölgeleme ve depremlerin önceden belirlenmesi çalışmalarında kullanılmaktadır. Weeks ve diğ. (1978), tarafından kayalar üzerinde yapılmış çalışmalar b katsayısının değerinde depremlerden önce azalma kaydedildiğini göstermiştir. Yapılan araştırmalara göre büyük b katsayısı enerji birikimini, küçük b katsayısı ise enerji boşalımını göstermektedir.

Antakya ve çevresindeki magnitüd-frekans ilişkisinin belirlenmesi için a ve b parametrelerinin hesaplanmasında En Küçük Kareler Yöntemi (EKKY) kullanılmıştır. Hesaplamalar için magnitüdü $M_s \geq 4$ olan depremler dikkate alınmıştır. 0.1 birim magnitüd aralıkları ile sıralanan depremlerin oluş sayıları ve normal frekans değerleri Çizelge 3'de verilmiştir.

Çizelge 3'deki değerler kullanılarak, $\text{LogN} = 6.57 - 1.07$ olarak bulunmuş ve ilişki Şekil 7'de gösterilmiştir.

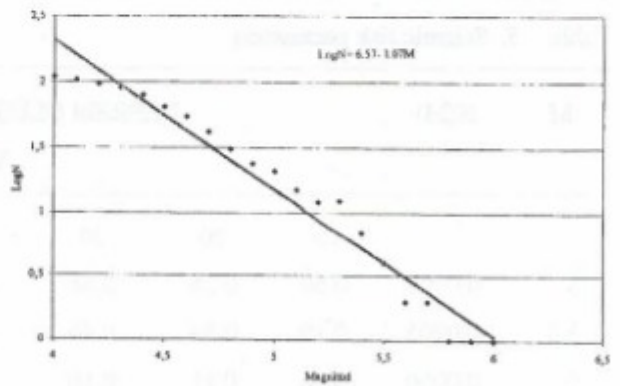
POISSON MODELİ

Deprem oluşumunu modellemekte en çok kullanılan model Poisson modelidir. Bu modelde, deprem oluşumunun bir Poisson dağılımı olduğu kabul edilmekte ve deprem olma olasılığı (1) nolu bağıntı ile ifade edilmektedir. Böyle bir modelde, kümülatif frekans dağılımı, yani t zaman aralığında N veya daha az deprem bulunma olasılığı,

Çizelge 3. Magnitüd-Deprem Sayıları.

Table 3. Magnitude-Number of Earthquake.

M (Magnitüd)	N	TopN	LogN
4.0	6	110	2.041
4.1	7	104	2.017
4.2	6	97	1.987
4.3	11	91	1.959
4.4	15	80	1.903
4.5	10	65	1.813
4.6	13	55	1.74
4.7	11	42	1.623
4.8	7	31	1.491
4.9	3	24	1.38
5.0	6	21	1.322
5.1	3	15	1.176
5.2	2	12	1.079
5.3	2	10	1.090
5.4	1	8	0.845
5.5	3	7	0.602
5.6	2	4	0.301
5.7	0	2	0.301
5.8	1	2	0
5.9	0	1	0
6.0	1	1	0



Şekil 7. Magnitüd- frekans ilişkisi ($M \geq 4.0$).

Figure 7. Magnitude-Frequency relationship ($M \geq 4.0$).

$$F(N, t) = \sum_{\lambda=0}^N \frac{t^\lambda}{k!} e^{-t\lambda} \quad (1)$$

ile verilir. Poisson dağılımında deprem oluşumları arasındaki zamanlar negatif üstel dağılımı gösterirler.

$$P(t) = -\lambda e^{-\lambda t} dt \quad (2)$$

Burada P, iki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının, (t, t+dt) zaman aralığı içerisine düşme olasılığıdır. Buna karşılık gelen kümülatif dağılım fonksiyonu,

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (3)$$

dir. F(t), iki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının t veya daha az olma olasılığıdır. Poisson modeline göre bir sonraki depremin oluşması için geçen bekleme zamanının dağılımı, bir önceki depremin oluşundan itibaren geçen zamandan etkilenmez ve istatistik veriler Poisson modelinin büyük depremler için geçerli olduğunu göstermektedir. Verilen bir zaman diliminde, magnitüdleri M_1 değerinden büyük veya ona eşit olan depremlerin yıllık ortalama sayısı $n(M \geq M_1)$ (Tutsal 1976) ve sismik risk değerleri hesaplanabilmektedir (Gençoğlu 1972, Tabban ve Gençoğlu 1975). Hesaplanan depremsellik parametreleri Çizelge 4'de gösterilmiştir. Antakya

Çizelge 4. Depremsellik parametreleri.

Table 4. Seismicity parameters.

a	b	a'	a ₁	a ₁ '
6.57	1.07	6.178	4.583	4.196

ve çevresinin sismik risk değerleri,

$$RM) = 1 - e^{-n(M)T} \quad (4)$$

bağıntısından bulunabilmekte ve n(M) değerlerinden dönüş periyodu yıl olarak aşağıdaki bağıntı kullanılarak hesaplanabilmektedir,

$$Q = \frac{1}{n(M)} \quad (5)$$

Hesaplanan sismik risk değerleri Çizelge 5'te verilmiştir. Bu çizelgeden, magnitüdü $M=5$ veya daha büyük olan bir depremin 30 yıllık bir süre içinde olma ihtimali % 88, dönüş periyodu ise 14 yıl olarak, $M=6$ veya daha büyük olan bir depremin 30 yıllık bir süre içinde olma ihtimali % 16 ve dönüş periyodu da 167 yıl olarak bulunmuştur.

Çizelge 5. Sismik risk değerleri.

Table 5. Seismic risk parameters.

M	N(M)	DEPREM OLUŞUM OLASILIKLARI							DÖNÜŞ PERİYODU
		10	20	30	40	50	75	100	
5	0.0702	0.50	0.75	0.88	0.94	0.97	0.99	1.00	14.3
5.5	0.0205	0.19	0.34	0.46	0.56	0.64	0.78	0.87	48.9
6	0.0060	0.06	0.11	0.16	0.21	0.26	0.36	0.45	167.4
6.5	0.0017	0.02	0.03	0.05	0.07	0.08	0.12	0.16	573.9
7	0.0005	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	1967.3
7.5	0.0001	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	6743.3

ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ

Depremler ile tektonik olaylar arasında nasıl bir ilişkinin varolduğu içinde bulunduğumuz yüzyılın başlarından beri deprembilimcilerin en önemli uğraşlarından biri olmuştur.

İlk kez B. Koto tarafından 1891'de Japonya'da meydana gelen Mino-Owari depremi ile sismik etkinlik ile faylanmanın birbiri ile yakın ilişki içinde oldukları fikri ortaya konulmuştur (Richter 1958). Reid (1910), 1906 yılında San Francisco depreminden önce ve bu depremden sonra San Andreas Fay Zonunda yaptığı jeodezik ölçümlere dayanarak depremlerin ve fayların oluşum mekanizmalarını açıklayan "Elastik Rebound" teorisini ortaya atmıştır. Bu teoriye göre depremlere neden olan enerji kabukdaki bloklarda biriken elastik deformasyon enerjisidir. Eğer bloklarda daha önceden oluşmuş faylar yoksa enerji kabuğu oluşturan kayaçların makaslama stresini aşana kadar yer kabuğu içinde birikmeye devam eder. Biriken enerjinin makaslama stresini aştığı anda ise kopma ve ani bir yer değiştirme yani, faylanma oluşur. Eğer bu olay daha önce oluşmuş bir fayın üzerinde geliyorsa makaslama stresinin fayın iki kanadı arasındaki sürtünme kuvvetini aştığı anda ani bir yer değiştirme meydana gelir. Yırtılma sırasında, direncin yenildiği anda birikmiş olan elastik deformasyon enerjisi açığa çıkar ve fayın iki kanadı da deformasyonun olmadığı duruma geri döner. Açığa çıkan enerjinin bir kısmı ısıya dönüşürken bir kısmı da odak bölgesindeki kayaçların ezilme ve kırılması sırasında harcanır. Büyük bir kısmı da elastik deprem dalgaları halinde uzak mesafelere kadar yayılırlar. Bu nedenledir ki deprem dalgaları, depremin kaynağı hakkında önemli bilgiler taşırlar.

Deprem dalgalarının ışınlam biçimlerini izlemek suretiyle depremin odak mekanizmasını çözümlemek mümkündür. Odak mekanizması çözümlerinde sismik dalgaların ilk hareket bilgilerinden yararlanılır. Bu araştırmada depremlerin odak mekanizmasının incelenmesinde P dalgası ilk hareket bilgisi kullanılmıştır.

Bir bölgede meydana gelen depremlerin odak mekanizmalarını tek tek çözümlemek suretiyle bu depremlere ait elde edilecek dinamik odak parametreleri ile fay düzlemi çözümlerinin bir arada ele alınarak sistematik bir şekilde değerlendirilmesi ve korelasyonu o bölgenin güncel tektoniğinin ve bunun mekanizmasının aydınlatılması için son derece elverişli bir yöntem oluşturmaktadır.

İnceleme bölgesinde en son 22 Ocak 1997 tarihinde magnitüdü $M=5.5$ olan bir deprem meydana gelmiştir.

Deprem Türkiye'de Adana, Malatya, Mersin ve Gaziantep'te kuvvetli şekilde hissedilirken, Suriye, Lübnan ve Kıbrıs Adası'nda da hissedilmiştir (Şekil 8). Bölgede oluşmuş ve magnitüdü $M_s \geq 4$ olan 12 ana depremin P-dalgası ilk hareket yönleri kullanılarak odak mekanizması çözümleri yapılmıştır (Şekil 8) (Çizelge 6). Şekil 9'da ise inceleme bölgesinde MSS görüntüsünde gözlemlenen tektonik hatlar görülmektedir.

01. 01. 1975 tarihinde Hassa- Kırıkhan arasında meydana gelmiş depremin odak mekanizması çözümü normal bileşene sahip sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak bulunmuştur.

26. 04. 1979 tarihinde Kesiksuyu Barajı civarında meydana gelmiş olan bu depremin odak mekanizması çözümü normal bileşene sahip sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak bulunmuştur.

28. 12. 1979 Kozan-Adana' da meydana gelmiş olan depremin mekanizma çözümü ters faylanma olarak bulunmuştur.

02. 01. 1980 tarihinde DAFZ üzerinde meydana gelmiş olan bu depremin mekanizma çözümü ters bileşene sahip sol yönlü doğrultu atımlı faylanma olarak bulunmuştur.

24. 11 1983 Osmaniye-Ceyhan depremi için yapılmış olan mekanizma çözümü normal bileşene sahip sol yönlü doğrultu atımlı faylanma olarak bulunmuştur.

21. 12. 1985 tarihinde Karaisalı Fay Zonu civarında meydana gelmiş olan bu depremin odak mekanizması çözümü normal bileşene sahip sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma olarak bulunmuştur.

03. 08. 1986 da Gaziantep depremi için yapılmış olan mekanizma çözümü normal bileşene sahip sol yönlü doğrultu atımlı faylanma olarak bulunmuştur.

24. 06. 1989 de İskenderun Körfezi' nde meydana gelmiş olan depremin mekanizma çözümü sol yönlü doğrultu atımlı faylanma olarak bulunmuştur.

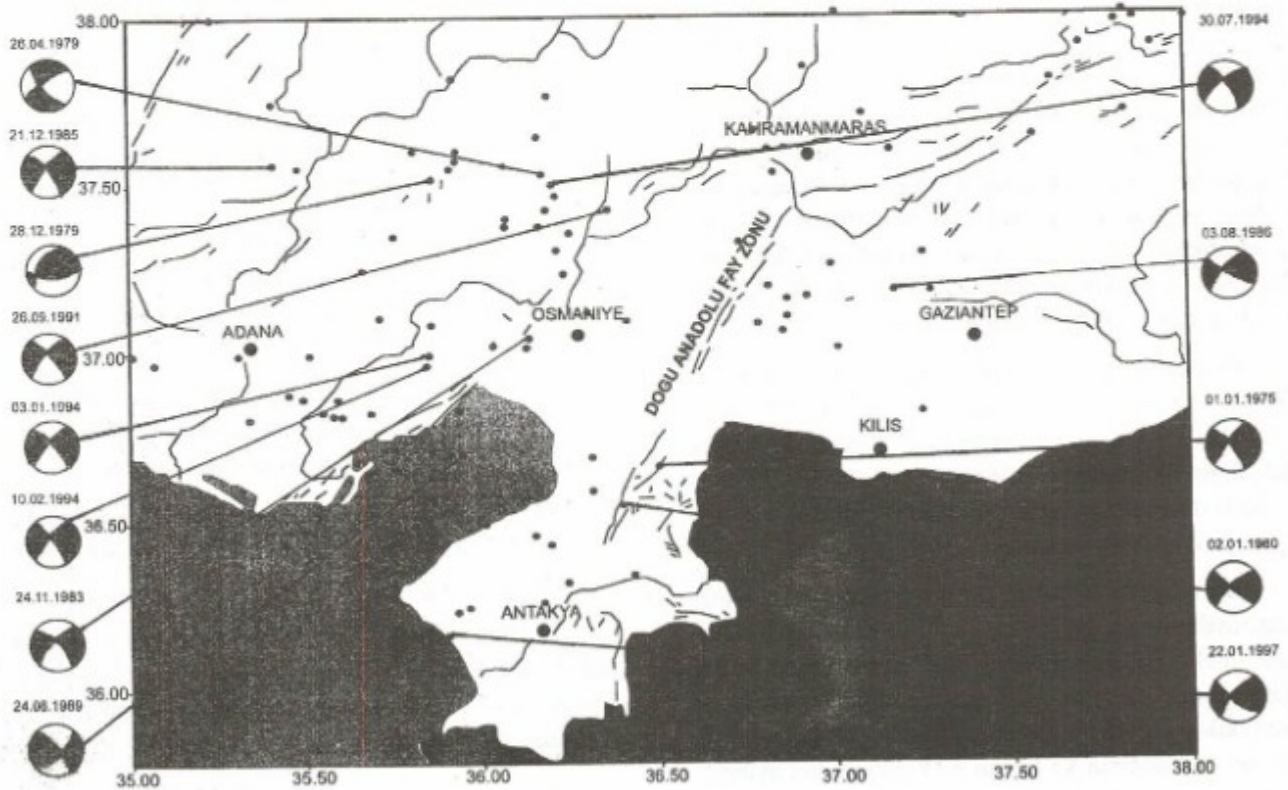
26. 09. 1991 tarihinde Aslantaş Barajı civarında meydana gelmiş olan bu depremin odak mekanizması çözümü normal bileşene sahip sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma olarak bulunmuştur.

10. 02. 1994 tarihinde Adana-Ceyhan' da meydana gelmiş olan depremin mekanizma çözümü normal bileşene sahip sol yönlü doğrultu atımlı faylanma olarak bulunmuştur.

Çizelge 6. Odak mekanizma çözümleri.

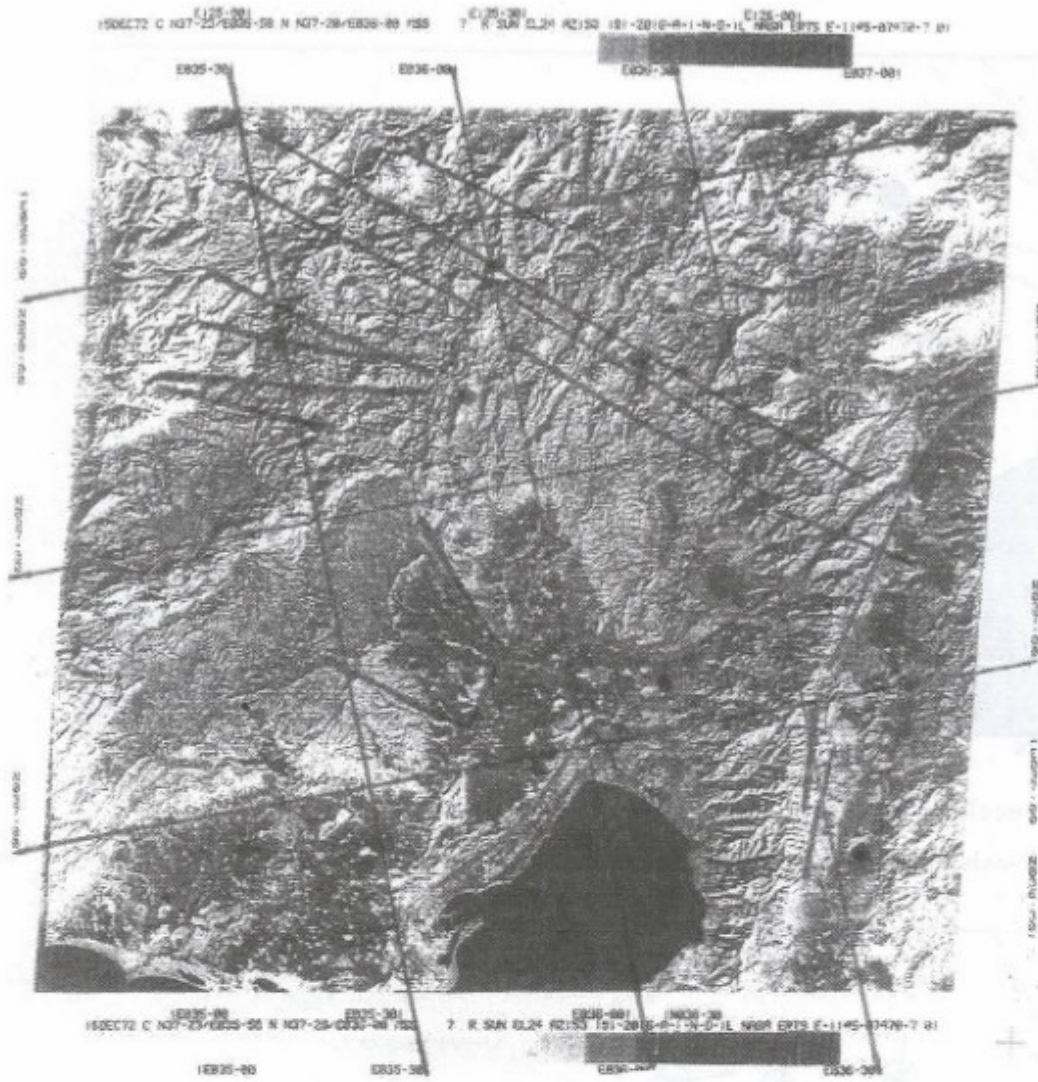
Table 6. Focal mechanism solutions.

SIRA	TARİH	I. DÜZLEM		II. DÜZLEM		P- EKSRENİ		T- EKSENİ	
		Doğ.	Eğim	Doğ.	Eğim	Azimet	Dalım	Azimet	Dalım
1	01.01.1975	219	86	310	82	174	8	-95	2
2	26.04.1979	233	80	140	76	97	17	6	2
3	28.12.1979	89	76	226	18	169	30	15	57
4	02.01.1980	233	83	143	88	188	4	98	6
5	24.11.1983	215	78	309	72	171	21	-97	5
6	21.12.1985	223	82	314	83	178	11	88	1
7	03.08.1986	217	80	307	89	172	8	81	6
8	24.06.1989	314	83	46	77	0	4	269	14
9	26.09.1991	218	76	309	84	174	14	83	5
10	03.01.1994	216	81	308	81	172	13	82	0
11	10.02.1994	224	84	315	81	179	10	-90	2
12	30.07.1994	224	75	319	72	181	224	-88	2



Şekil 8. Odak mekanizma çözümleri yapılan depremler.

Figure 8. Focal mechanism solutions and their distribution in the study region.



Şekil 9. İnceleme bölgesinde MSS görüntüsünde gözlenebilen tektonik hatlar.

Figure 9. Tectonic lineations derived from the MSS images.

03. 01. 1994 de Adana-Ceyhan' da meydana gelmiş olan depremin odak mekanizması çözümü normal bileşene sahip sol yönlü doğrultu atımlı faylanma olarak bulunmuştur.

30. 07. 1994 tarihinde Kesiksuyu Barajı civarında meydana gelmiş olan depremin mekanizma çözümü normal bileşene sahip sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma olarak bulunmuştur.

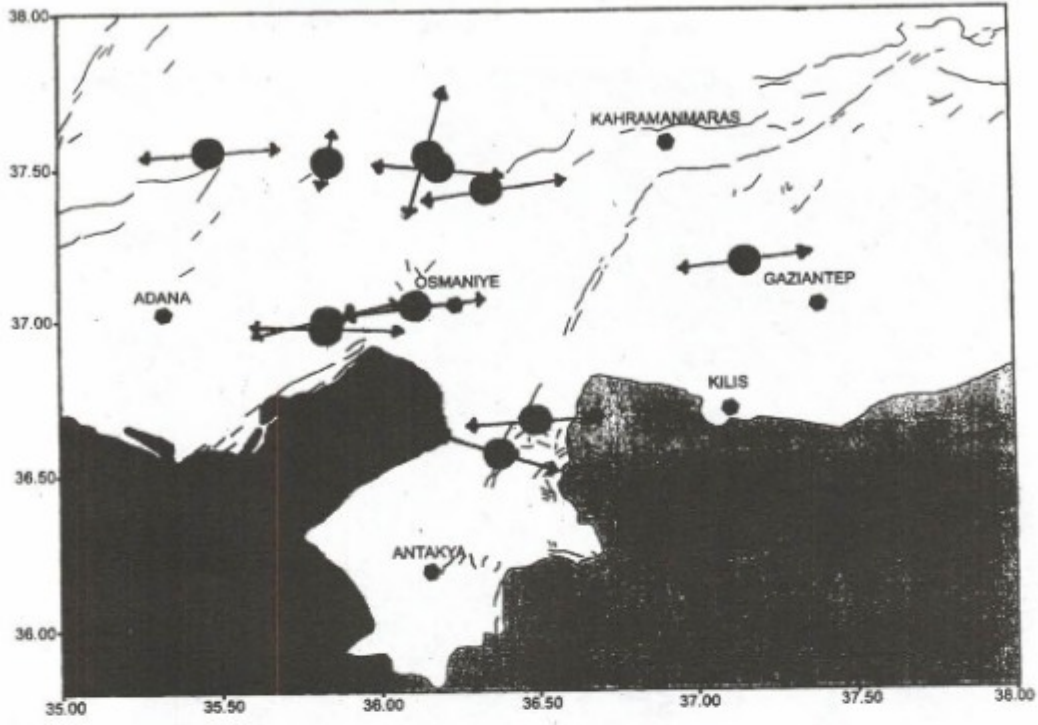
İnceleme bölgesindeki gerilme eksenlerinin (T-ekseni) dağılımına bakıldığında (Şekil 10) bölgedeki hakim yönün KD-GB istikametinde olduğu gözlenmektedir. Basınç eksenlerinin dağılımına bakıldığında ise (Şekil 11) genelde KB-GD yönünde olduğu gözlenmektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada Antakya ve çevresinin depremselliği ve odak mekanizması çözümleri incelenerek, elde edilen sonuçlar ile bölgenin tektoniği arasındaki ilişki açıklanmaya çalışılmıştır.

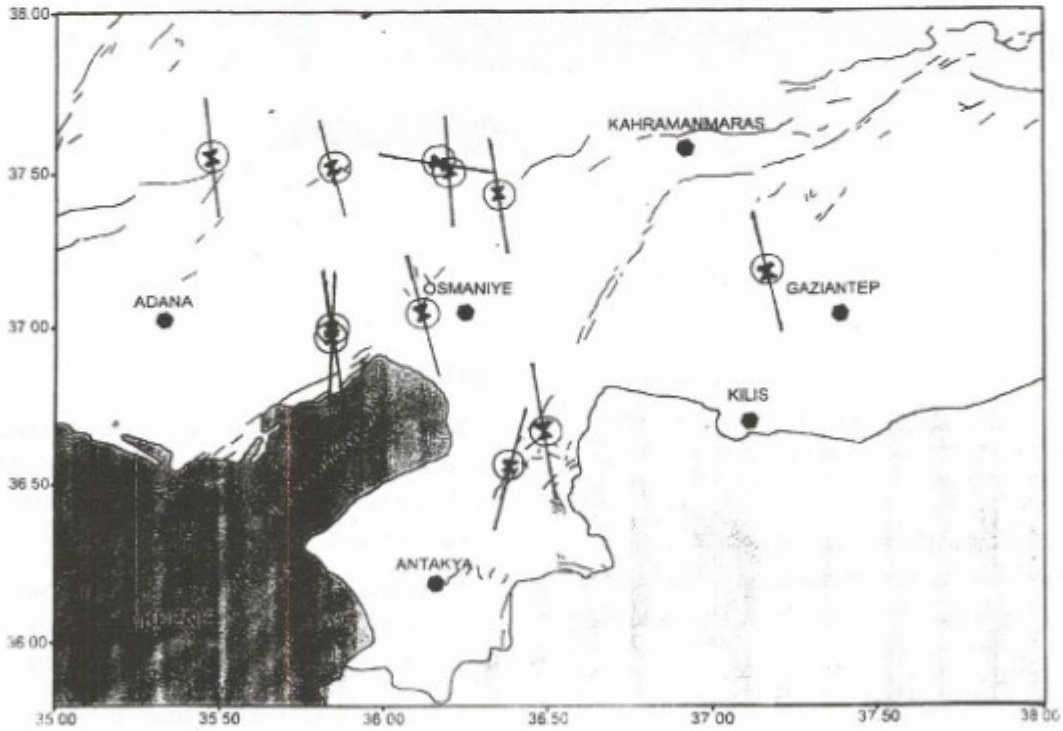
Bölgedeki gerilme eksenlerinin (T-ekseni) dağılımına bakıldığında (Şekil 10) bölgedeki hakim yönün KD-GB istikametinde olduğu gözlenmektedir.

Bölgedeki basınç eksenlerinin (P-ekseni) dağılımına baktığımızda ise (Şekil 11), genelde KB-GD yönünde basınç kuvvetlerinin etkili olduğu gözlenmektedir. Iskenderun Körfezi-Kırıkhan arasında ise P-eksenleri KD-GB yönündedir.



Şekil 10. İnceleme bölgesinde T-eksenlerinin dağılımı.

Figure 10. T-axes in the study region.



Şekil 11. İnceleme bölgesinde p-eksenlerinin dağılımı.

Figure 11. P-axes in the study region.

İnceleme bölgesinde oluşmuş ve magnitudü $M_s \geq 4$ olan 12 ana depremin, P-dalgası ilk hareket yönleri kullanılarak odak mekanizması çözümleri yapılmıştır. Yapılmış olan odak mekanizması çözümleri sonucunda, genelde bölgenin tektoniği ile uyumlu sonuçlar elde edilmiştir.

Depremlerden açığa çıkan enerjilerin yıllara göre dağılımları Şekil 6' da görülmektedir. 1945 yılında maksimum olan enerji boşalımı 1967 yılına kadar azalmış ve 1971 yılında tekrar artış göstermiştir. Açığa çıkan enerjinin 1945 yılında yüksek olmasının nedeni, bu dönemde kaydedilmiş olan depremin magnitudünün büyük ($M_s = 6$) olmasıdır. 1971 yılında açığa çıkan enerjinin yüksek olma nedeni de yine bu yılda meydana gelmiş depremin magnitudünün büyük ($M_s = 5.6$) olmasından kaynaklanmaktadır.

İnceleme bölgesinde magnitud-frekans ilişkisini belirlemek için, Gençoğlu ve diğ. (1990) tarafından 1881-1986 zaman aralığı için yapılan çalışma ile En Küçük Kareler Yöntemi kullanılıp $a = 3.60$ ve $b = 0.54$ olarak bulunmuştur. Bu çalışmada ise 1900-1997 zaman aralığı için En Küçük Kareler Yöntemi kullanılarak, $a = 3.60$ ve $b = 1.07$ olarak bulunmuştur (Şekil 7). b değeri bölgede sismik faaliyetin yüksek olduğunu ve enerjinin sürekli olarak boşaldığını göstermektedir.

Magnitudü $M \geq 4$ olan depremler kullanılarak inceleme bölgesinin deprem riski belirlenmiştir. Magnitudü $M = 5.0$ veya daha büyük olan bir depremin 10 yıllık bir süre içinde olma ihtimali %50, dönüş periyodu ise 14 yıl olarak, $M = 7.0$ veya daha büyük olan bir depremin 10 yıllık bir süre içinde olma ihtimali %1 ve dönüş periyodu da olarak bulunmuştur. Buda inceleme alanında büyük magnitudü bir depremin oluşma olasılığının çok az olduğunu fakat çevresindeki DAFZ gibi aktif zonlarda meydana gelebilecek büyük magnitudü depremlerden önemli ölçüde etkilenebileceğini göstermektedir.

İnceleme bölgesi tarihsel dönemlerde sismik bakımdan bugüne göre çok daha aktif olmuştur. Tarihsel dönem deprem verilerinin gözlemsel dış merkezleri bölgenin kırık haritası üzerine işaretlendiğinde fay zonu boyunca düzgün bir dağılım göstermemekte ve Halep, Lazkiye, Kilis ve Antakya üzerinde kümelenmektedir (Şekil 4). Aletsel dönem deprem verileri bölgenin kırık haritası üzerine işaretlendiğinde ise aşırı kümelenmelerin olmadığı ve bölgedeki tektonik yapılarla uyumlu oldukları görülmektedir (Şekil 5).

Antakya ve yakın çevresi yaklaşık 550 km uzunlu-

ğunda, sol yönlü doğrultu atımlı DAFZ'nun sismik olarak en etkin bölgesidir. Adana baseni ile İskenderun baseni arasında kalan bölge, Doğu Anadolu Fay sisteminin doğrultu atımlı hareketlerinden etkilenecek deformasyona uğramaktadır. Bu deformasyon bindirme ve doğrultu atımlı faylanmalar şeklinde görülmektedir. DAFZ'nun uç notalarından birinde yer alan Antakya ve çevresine ait düzenli çalışmalar DAFZ ve dolayısıyla KAFZ hakkında önemli bilgiler sağlayacaktır. Bölgede jeofizik, sismolojik ve jeodezik ölçümlerin sürekli yapılması, gözlem istasyonlarının kurulması, uzaktan algılama görüntülerinin değerlendirilmesi ve belirli hatlar boyunca belli sürelerde sürekli alınan hava fotoğraflarının değerlendirilmesi bölgedeki yatay ve düşey hareketlerin daha duyarlılıkla belirlenmesini sağlayacaktır.

KAYNAKLAR

- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. 1972, Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlemler ve Düşünceler, M.T.A. Dergisi, 78, 44-50.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. 1975, Türkiye' de bazı genç tektonik olaylar, T.J.K. Bülteni, 18, 91-100.
- Ardos, M. 1984, Türkiye Ovalarının Jeomorfolojisi I, İstanbul Üniversitesi Edeb. Fak. Yay., İstanbul.
- Bath, M. 1979, Introduction to Seismology, Basel, Boston, Stuttgart.
- Bilgin, T. 1959, Ceyhan' ın doğusunda volkanik şekiller ve Hassa İlçesi, İ.Ü. Coğ. Enst. Yayını, İstanbul.
- Brinkmann, R. 1976, Türkiye Jeolojisine Giriş, Ege Üniv. Fen Fak., İzmir.
- D.S.İ. 1975, Asi havzası hidrojeolojik etüt raporu, Devlet Su İşleri Yayını, Ankara.
- Gencoğlu, S. 1972, Kuzey Anadolu Fay hattının sismisitesi ve bu zon üzerinde sismik risk çalışmaları, Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu, M.T.A. Enstitüsü, Ankara.
- Gençoğlu, S., İnan, E. ve Güler, H. 1990, Türkiye' nin Deprem Tehlikesi, TMOOB Jeofizik Müh. Odası Yayını, Ankara.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. 1954, Seismicity of Earth and Related Phenomena, 2nd. ed. Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey.
- Ketin, İ. 1968, Türkiye' nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişki-

- ler, M.T.A. Enst. Bült., 71, 129-134.
- Reid, H. F. 1910, The mechanics of the earthquake of April 18, 1906, Rept. Stateninues. Commit., Carnige Ins., San Francisco.
- Richter, C. F. 1958, Elementary Seismology, W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Tabban, A. ve Gençoğlu, S. 1975, Deprem ve parametreleri, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 11, 7-93.
- Tutsal, İ. 1976, Seismicity of the North Anatolian Fault system in the domain of space, time and magnitude, M. S. Thesis, Saint- Louis University, Saint- Louis, Missouri.
- Weeks, J., Lockner, D. and Byerlee, J. 1978, Change in b- values during movement on cut surfaces in granite, Bull. Seismol. Soc. Am., 68, 333- 341.
- Yüksel, F. A. ve Esnaf, Ş. 1993, Antakya' nın tarihsel ve aletsel dönem depremselliği ve sismotektoniği, TUJJB Genel Kurulu Bildiri Kitabı, Ankara.
- Yüngül, S. 1951, "Rift vadileri" ve Hatay gravimetre etüdünün bazı tektonik neticeleri, TJK Bült., 1, 1-17.

MARKOV MODELİ KULLANILARAK ÇUKUROVA BÖLGESİNİN DEPREM TEHLİKESİNİN BELİRLENMESİ⁽¹⁾

Seismic Hazard Estimation of Çukurova Region by using Markov Model

Ergin ULUTAŞ* ve M. Fırat ÖZER*

ÖZET

Bu çalışmada (35.5°-38.0°K ve 34.5°-37.0°D) koordinatları ile sınırlanan Çukurova Bölgesinin deprem tehlikesi Markov Modeli kullanılarak belirlenmiştir.

Markov modelinin uygulanmasında 1900-1909 yılları arasında oluşan aletsel dönem depremleri kullanılmıştır. Deprem verileri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi veri kütüklerinden alınmıştır. İnceleme alanı önce bütünüyle sonra tektonik özellikler dikkate alınarak Batı (35.5°-38.0°K ve 34.5°-36.0°D) ve Doğu (35.5°-38.0°K-36.0°-37.0°D) olmak üzere iki alt bölgeye ayrılarak ele alınmıştır. Depremlerin olma ve olmama olasılıkları magnitüdlerin geçiş olasılık matrisleri ile elde edilmiştir. Sonuçlardan bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda, gelecekteki zaman aralıklarında depremin olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuştur.

ABSTRACT

In this study, Seismic hazard has been determined by application of Markov in Çukurova Region with 35.5°-38.0°N latitude and 34.5°-36.0°E longitude.

Earthquake occurrences have been used between 1900-1998 for Markov model. The data used in this study have been obtained by Kandilli Observatory. Çukurova region has been divided into two adjacent subregions due to tectonic features from west to east such as A (35.5°-38.0°N and 34.5°-36.0°E), B(35.5°-38.0°N and 36.0°-37.0°E). Occurrence and nonoccurrence probabilities of earthquakes have been determined from transition matrices of magnitudes. According to the results, if there is an earthquake in previous time interval, the probability of the nonoccurrences of earthquakes is high in the region for the next time intervals.

GİRİŞ

Gelecekte oluşabilecek deprem etkinliğinin ve geri dönüş periyodunun belirlenmesi için geçmişte meydana gelen depremlerin zaman ve uzay dağılımlarından yararlanılır. Bu verilerin kullanılmasıyla bir bölgenin deprem-

selliliğinden ve sismik tehlikesinden sözedilebilir. Bu tür veriler kullanılarak yapılan olasılık çalışmaları ile tam olarak ne zaman deprem olacağı anlaşılmaz. Ancak gelecekte meydana gelebilecek depremin olası büyüklüğü ve tekrarlılığı belirlenerek önlemler alınabilir.

*Kocaeli Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 41100 KOCAELİ

(1) 23-25 Kasım 2000 Ankara Ulusal Jeofizik Toplantısı sırasında sunulan bildirinin bir bölümüdür.

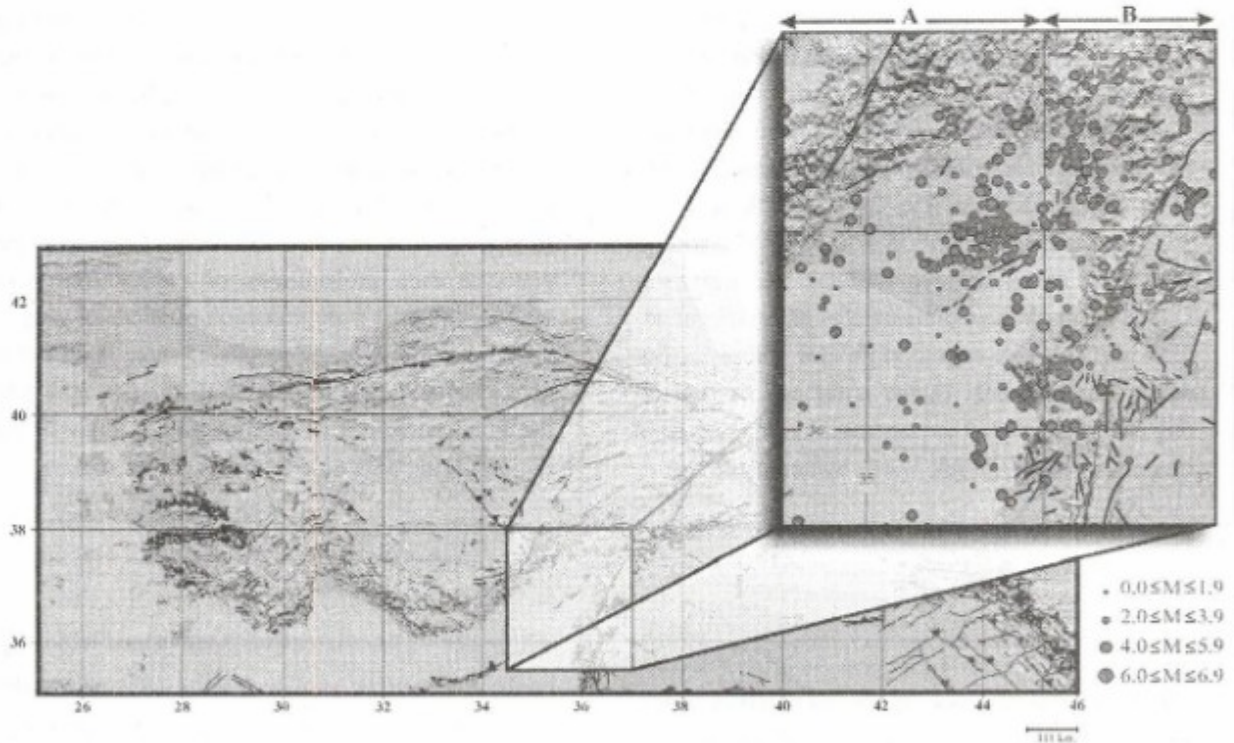
Bu çalışmanın amacı; koordinatları 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D ile sınırlı alanda (Şekil 1) Markov modeli ile aletsel döneme ait sismik tehlikenin hesaplanmasıdır. Çalışmada Markov modeline göre magnitüdlerin geçiş olasılıklarından yararlanarak depremlerin olma ve olmama olasılıkları incelenmiştir. Veriler Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesinden sağlanmıştır.

Markov Modeli oluşturulurken bölge tektonik aktiviteye göre iki ayrı bölüme ayrılmış ve aletsel döneme ait ≥ 5.0 olan deprem oluşumları kullanılmıştır.

İstatistiksel bir yöntem olan Markov yöntemini deprem oluşumlarına ilk olarak Hagiwara (1975) uygulamıştır. Yöntemi ülkemizde ise Altınok (1988) Kuzey Anadolu Fay Zonu'na ve Bağcı (1996) Batı Anadolu'ya uygulamışlardır.

DEPREM OLUŞUMU İÇİN MARKOV MODELİ

Modelin temel özelliği, Poisson modelinin aksine olayların zaman ve uzay boyutlarına bağımlı olmasıdır. Hagiwara (1975) modeli şekil değiştirme enerjisinin açığa çıkma mekanizmasında; Kremidjian ve Anagnos (1980) ile Grivas ve diğ. (1980)'de deprem oluşumuyla ilgili olarak kullanmışlardır. Olayların sıralanışlarındaki bağımlılık özelliğinden dolayı, başka bir deyişle, olayların kendinden öncekilere bağımlı olmaları nedeniyle Markov modelinin belirli alanlarda ve aynı yapısal süreksizlikteki bölgelerde uygulanması yararlıdır. Markov modeli Reid tarafından önerilen elastik yenileme kuramına uymaktadır. Reid'in sığ depremlerin oluşumunu açıklayabilen bu kuramı kısaca şöyle özetlenebilir: Yer kabuğunda meydana gelen hareketler kayalarda gerilmelere neden olur. Kayalar ancak belirli bir gerilmeye kadar dayanır ve sonra kırılırlar. Depremler bu kırılmalar nedeniyle oluşurlar ve kayalarda birikmiş olan



Şekil 1. Yer Bulduru haritası.

Figure 1. Location map of study area.

gerilmelerin tümünün veya bir bölümünün giderilmesini sağlarlar. Geçmiş depremlerde bu gerilmelerin ne oranda giderildiği daha sonraki depremlerin oluş zamanlarını ve şiddetlerini etkileyecektir. Buna göre de gelecekteki deprem olayları geçmiş depremlere bağımlı olacaktır.

Markov modeli istatistiksel bir modeldir. Bu modelin depremlere uygulanmasından önce modeli tanımlayıcı rasgele süreç, stokastik süreç, Markovien özellik, Markov zincirleri gibi kavramları açıklamak yararlı olacaktır.

Rastgele süreç

Rastgele süreç tekrarlanabilen bir gözlem dizisidir. Stokastik süreç ise bir gözlem dizisi içerisinde bir t zamanına bağlı olarak $\{X_t\}$ rasgele değişkenler kümesi olarak tanımlanır. Örneğin her bir yıl sonunda meydana gelen deprem sayısı X_t ile tanımlanırsa beş yıl sonunda stokastik bir süreç $\{X_1, X_2, X_3, X_4, X_5\}$ ile gösterilir; sayısal olarak ilk yıl sonunda 20, ikinci yıl sonunda 35 depremin v.b. olduğu gözlenirse bu süreç $\{20, 35, 41, 57, 38\}$ şeklinde yazılır.

Rasgele değişkenlerin her bir değeri "durum (state)" olarak adlandırılır. $\{S\}$, X_t 'nin tüm olası değerleri için örnek uzayını tanımlar. S tam sayılı ayırık değerleri içerirse $\{X_t\}$ "ayırık durumlu stokastik süreç" adını alır. S , sürekli değerlerle tanımlanırsa, X_t , "sürekli değerli stokastik süreç" olarak sınıflandır. S sürekli değerli olduğu zaman iki veya daha fazla boyut ile tanımlanabilir. Örneğin durum uzayı belirtilirken sadece 5.0 magnitudü depremlerin t zamanında oluşma sayısı gibi.

Stokastik süreç grupları belirlendikten sonra küme içinde bulunan rasgele değişkenler arasında bağımlılık ilişkileri, uygun olasılık dağılımları saptanarak açıklanır. Bu işlem yapıldığı zaman süreç iyi tanımlanmış olur. Stokastik süreç iyi tanımlanırsa, analitik olarak model kurulabilir (Halaç 1991).

Markovien özellik

Mevcut durum verilerek bir sonraki durumun koşullu olasılığı daha önceki durumlardan bağımsızdır.

Ayrık durumlu ve ayrık parametrelili stokastik süreçler için mevcut durum ($x=x_t$) ve mevcut duruma göre ön-

celikli olan durumlar $x_0=x_0, x_1=x_1, \dots, x_{t-1}=x_{t-1}$ verilerek bir sonraki durumun koşullu olasılığına özdeşdir ve $t=0, 1, \dots$ değerlerini alarak Markovien özellik;

$$P(X_{t+1} = x_{t+1} | X_0 = x_0, X_1 = x_1, \dots, X_t = x_t) =$$

$$P(X_{t+1} = x_{t+1} | X_t = x_t) \quad (1)$$

olarak yazılır. Bu ifadede büyük harfler rasgele değişkeni, küçük harfler ise rasgele değişkenin alacağı değeri gösterir.

a ve b rasgele değişkenin değişim aralığı, t_k durumun bir önce gerçekleştiği zaman içindeki nokta, t_{k+1} durumun onu takiben gerçekleştiği nokta ve $t_0 < t_1 < \dots < t_k < t_{k+1}$ olmak üzere gerçek değerli ve sürekli parametrelili süreç için matematik ifade;

$$P(a < x_{k+1} \leq b | x_{t_0} = x_0, x_{t_1} = x_1, \dots, x_{t_k} = x_k) =$$

$$P(a < x_{k+1} \leq b | x_{t_k} = x_k) \quad (2)$$

yazılır.

Birinci derece Markov zincirleri,

- Olaylar seti sonlu (durum uzayı $(S_1, S_2, \dots, S_m)$),
- Gelecek olayın olasılığı yalnız bir önceki olaya bağlı,
- Zaman içinde olasılıkları sabit olan fizik veya ekonomik süreçlerin modellerini kurmakta kullanılabirler.

Her bir olaya durum adı verilir. Dolayısıyla olay sayısı kadar durum bulunacaktır.

Her bir denemede veya her bir anda yeni bir sonuç ortaya çıkar ve süreç "adım adımdır" denilir. Bu işlem istenildiği kadar tekrarlanabilir. Bir adım bir zaman dönemini belirler veya diğer olası olaylarla sonuçlanacak olan diğer koşulları tanımlar. (n) simgesi, adım sayılarını veya zaman dilimlerini göstermek üzere, şimdiki durumu ($n=0$), bir sonraki olası olay ($n=1$), daha sonraki olay ($n=2$) şeklinde tanımlanır. Bir durumdan diğer duruma geçme olasılığı ise geçiş matrisi (P) ile verilir.

$m \times m$ boyutlu P geçiş olasılıkları matrisi ve $1 \times m$ boyutlu V^0 ($n=0$ şimdiki anda) başlama vektörü verilirse izleyen periyotlarda ($n=1, 2, \dots, n$) sürecin S_i ($i=1, 2, \dots, m$) durumlarında bulunma olasılıkları için;

$$\begin{aligned} V^1 &= V^0 P \\ V^2 &= V^1 P = V^0 P^2 \\ V^3 &= V^2 P = V^0 P^3 \\ &\dots\dots\dots \\ V^n &= V^{n-1} P = V^0 P^n \end{aligned} \quad (9)$$

bağıntıları yazılır (Halaç 1991).

Markov Modelinin İnceleme Alanına Uygulanması

Araştırma alanımız olan 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 37.0° koordinatlarıyla sınırlı olan bölge tektonik özellikler açısından oldukça karmaşık bir bölgedir. Batıda Ecemiş Fayı'nın, doğuda ise Bitlis Bindirmesi ve Doğu Anadolu Fay Zon'larını kapsayan tektonik açıdan bir geçiş zonunda bulunmaktadır. Böylece hem Güneydoğu Anadolu'nun hem de Doğu Torosların tektonik özelliklerini taşımaktadır. Bu tektonik özellikler dikkate alınarak bölge Batı (35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D) ve Doğu (35.5° - 38.0° K- 36.0° - 37.0° D) olmak üzere iki bölüme ayrılmıştır (Şekil 1). Önce bölgenin tümüne Markov modeli uygulanmış sonra ise diğer iki alt bölgeye uygulanmıştır.

Bölgede 1908-1998 yılları arasında oluşan depremler magnitüdlerine göre üç gruba ayrılmıştır ($5.0 \leq M \leq 5.4$, $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$). Aletsel dönemde Kandilli Rasathanesinin verdiği M_d magnitüd türü kullanılmıştır. Aletsel dönem deprem verilerine tamamlılık analizi uygulanarak $1/\sqrt{T}$ uyumuna bakılıp $M \geq 5.0$ olan depremlerin 1998'den geriye doğru 50 yıl tam olduğu görülmüştür. Geri kalan yıllar içinde $M \geq 5.0$ olan depremlerin küçük magnitüdü depremlere göre daha doğru bir biçimde kaydedileceği düşünülerek inceleme periyodunda kısıtlama yapılmadan tamam kabul edilmiştir. Bu gruplar içerisinde her beş yıl için oluşan her bir depreme a, oluşmayan depreme de b denilmiştir. Sonrasında a'dan a'ya, b'den b'ye, a'dan b'ye ve b'den a'ya (4) ba-

ğıntısını kullanarak geçiş matrisi oluşturulmuştur. Bu matrise göre;

$$P = \begin{bmatrix} 1-a & a \\ b & 1-b \end{bmatrix} \quad (10)$$

olur. Burada:

(1-a), bir önceki zaman aralığında deprem olmamışsa deprem olmama olasılığı,

(a), bir önceki zaman aralığında deprem olmamışsa deprem olma olasılığı,

(1-b), bir önceki zaman aralığında olmuşsa deprem olma olasılığı,

(b), bir önceki zaman aralığında deprem olmuşsa deprem olmama olasılığını ifade eder.

İnceleme alanı bölgenin tektonik özelliklerine Batı ve Doğu olmak üzere iki alt bölgeye ayrılmış, önce tüm bölgeye sonra sırasıyla batı ve doğu bölgelerine Markov modeli uygulanmıştır. Çalışmada Markov modeli için birim zaman beş yıl alınmıştır. Bunun nedeni gözlem periyodu içerisinde her yılda $M \geq 5.0$ deprem oluşmamasıdır. Çizelge 1'de bölgenin tümüne Markov modeli uygulandığında depremlerin olma ve olmama olasılıkları, Çizelge 2'de, batı bölgesi için depremlerin olma ve olmama olasılıkları, Çizelge 3'de ise doğu bölgesi için depremlerin olma ve olmama olasılıkları gösterilmiştir. Bölgenin geneli ve bölgeyi ayırdığımız iki ayrı bölüm için 30 yıla kadar hesaplanan bu olasılıklar Şekil (2,3,4,5,6,7)'de çizilmiştir. Tüm bölgeye bakıldığında bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda gelecekteki zaman aralıklarında deprem olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuştur.

Batı ve doğu bölgesi için bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda deprem olmama olasılığı zamanla azalmakta bir önceki zaman aralığında deprem olmadığında olmama olasılığı zamanla artmakta ve yaklaşık 10 yıl sonra her iki durum eşitlenmektedir. Yine her iki bölge için bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda deprem olma olasılıkları artmakta, bir önceki zaman aralığında deprem olmadığında olma olasılıkları azalmakta ve yaklaşık 10 yıl sonra her iki durum eşitlenmektedir.

Çizelge 1. 35.5°-38.0° K ve 34.5°-37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma ve olmama olasılıkları.

Table 1. The probability of the occurrence and nonoccurrence of the earthquakes (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ and (c) $M \geq 6.0$ in 35.5°-38.0° N ve 34.5°-37.0° E.

a)					b)					c)				
n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.2222	0.7778	0.7778	0.2222	0	0.6923	0.3077	0.8000	0.2000	0	0.8750	0.1250	1.0000	0.0000
5	0.6543	0.3457	0.3457	0.6543	5	0.7254	0.2746	0.7138	0.2862	5	0.8906	0.1094	0.8750	0.1250
10	0.4143	0.5857	0.5857	0.4143	10	0.7219	0.2781	0.7231	0.2769	10	0.8887	0.1113	0.8906	0.1094
15	0.5476	0.4524	0.4524	0.5476	15	0.7223	0.2777	0.7221	0.2779	15	0.8889	0.1111	0.8887	0.1113
20	0.4735	0.5265	0.5265	0.4735	20	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778	20	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
25	0.5147	0.4853	0.4853	0.5147	25	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778	25	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
30	0.4918	0.5082	0.5082	0.4918	30	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778	30	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111

Çizelge 2. 35.5°-38.0° K ve 34.5°-36.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma ve olmama olasılıkları (Batı Bölgesi).

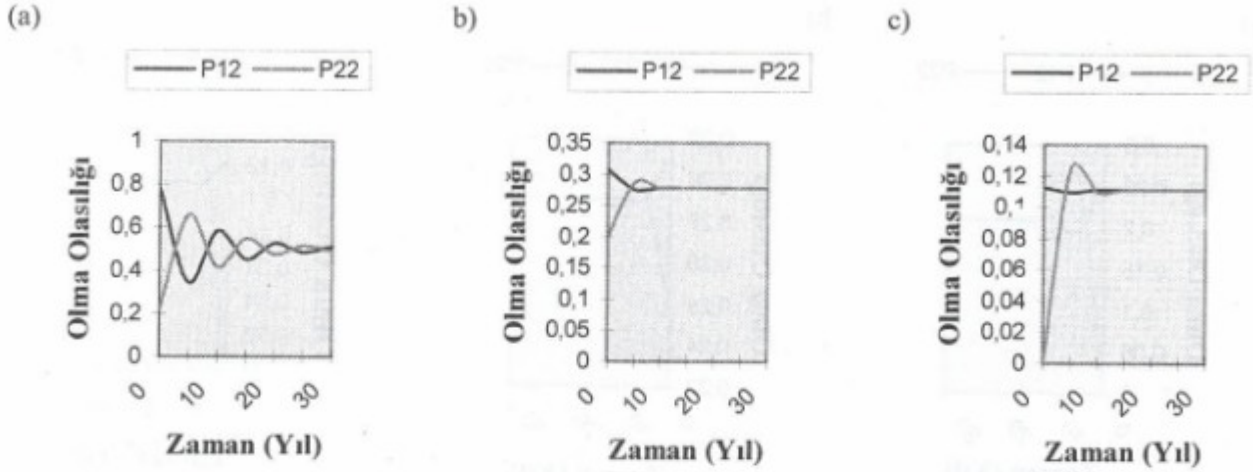
Table 2. The probability of the occurrence and nonoccurrence of the earthquakes (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ and (c) $M \geq 6.0$ in 35.5°-38.0° N and 34.5°-36.0° E (Region West).

a)					b)					c)				
n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.2222	0.7778	0.7778	0.2222	0	0.6923	0.3077	0.8000	0.2000	0	0.8750	0.1250	1.0000	0.0000
5	0.6543	0.3457	0.3457	0.6543	5	0.7254	0.2746	0.7138	0.2862	5	0.8906	0.1094	0.8750	0.1250
10	0.4143	0.5857	0.5857	0.4143	10	0.7219	0.2781	0.7231	0.2769	10	0.8887	0.1113	0.8906	0.1094
15	0.5476	0.4524	0.4524	0.5476	15	0.7223	0.2777	0.7221	0.2779	15	0.8889	0.1111	0.8887	0.1113
20	0.4735	0.5265	0.5265	0.4735	20	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778	20	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
25	0.5147	0.4853	0.4853	0.5147	25	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778	25	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
30	0.4918	0.5082	0.5082	0.4918	30	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778	30	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111

Çizelge 3. 35.5°-38.0° K ve 36.0°-37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma ve olmama olasılıkları (Doğu Bölgesi).

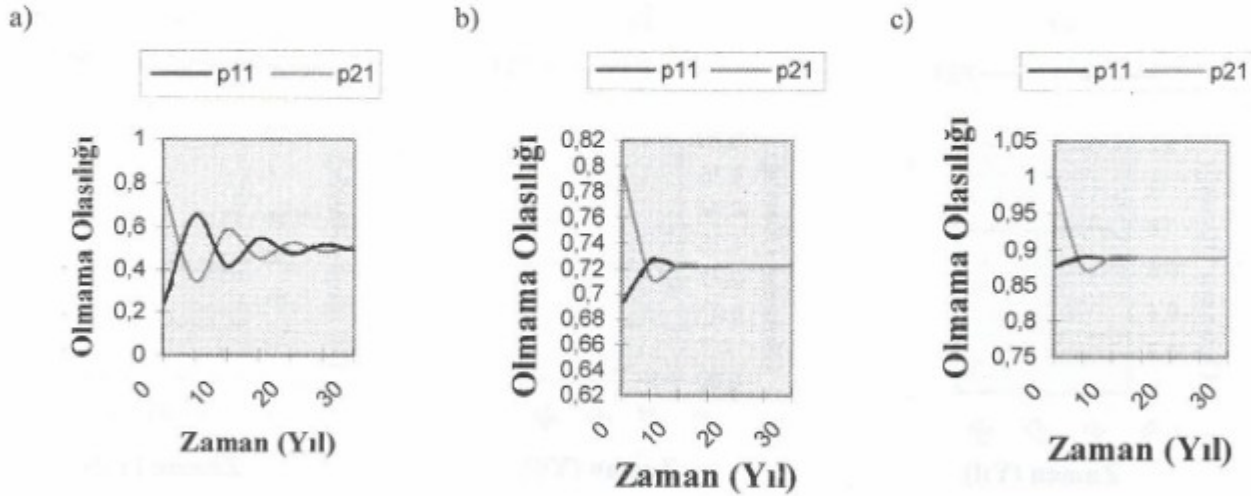
Table 3. The probability of the occurrence and nonoccurrence of the earthquakes (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ and (c) $M \geq 6.0$ in 36.0°-38.0° N and 34.5°-36.0° E (Region East).

a)					b)					c)				
n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.2222	0.7778	0.7778	0.2222	0	0.6923	0.3077	0.8000	0.2000	0	0.8750	0.1250	1.0000	0.0000
5	0.6543	0.3457	0.3457	0.6543	5	0.7254	0.2746	0.7138	0.2862	5	0.8906	0.1094	0.8750	0.1250
10	0.4143	0.5857	0.5857	0.4143	10	0.7219	0.2781	0.7231	0.2769	10	0.8887	0.1113	0.8906	0.1094
15	0.5476	0.4524	0.4524	0.5476	15	0.7223	0.2777	0.7221	0.2779	15	0.8889	0.1111	0.8887	0.1113
20	0.4735	0.5265	0.5265	0.4735	20	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778	20	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
25	0.5147	0.4853	0.4853	0.5147	25	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778	25	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111
30	0.4918	0.5082	0.5082	0.4918	30	0.7222	0.2778	0.7222	0.2778	30	0.8889	0.1111	0.8889	0.1111



Şekil 2. 35.5°-38.0° K ve 34.5°-37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıkları.

Figure 2. The probability of the occurrence of the earthquakes (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ and (c) $M \geq 6.0$ in 35.5°-38.0° N and 34.5°-37.0° E

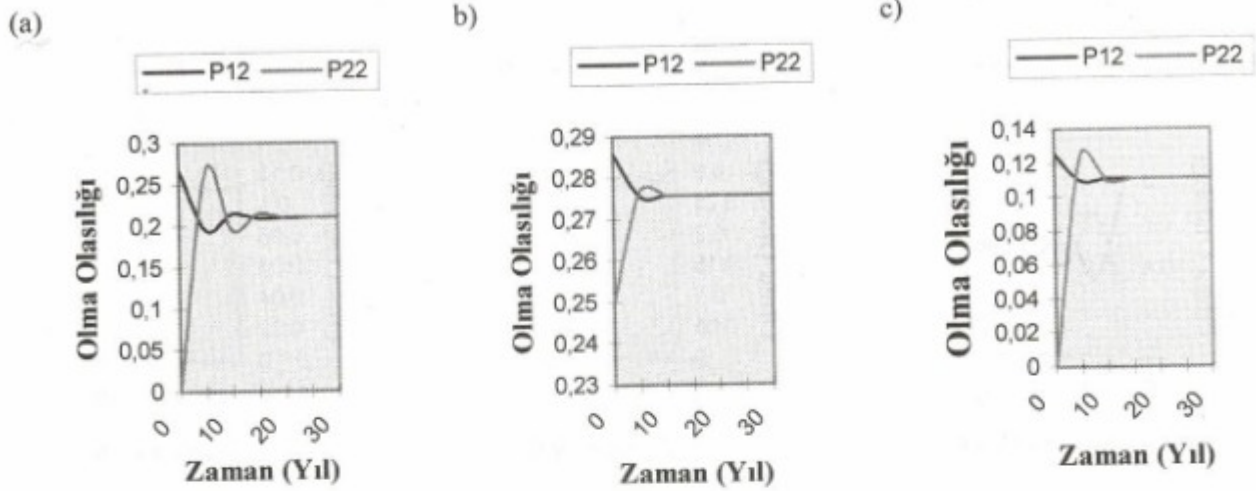


Şekil 3. 35.5°-38.0° K ve 34.5°-37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.

Figure 3. The probability of the occurrence of the earthquakes (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ and (c) $M \geq 6.0$ in 35.5°-38.0° N and 34.5°-37.0° E

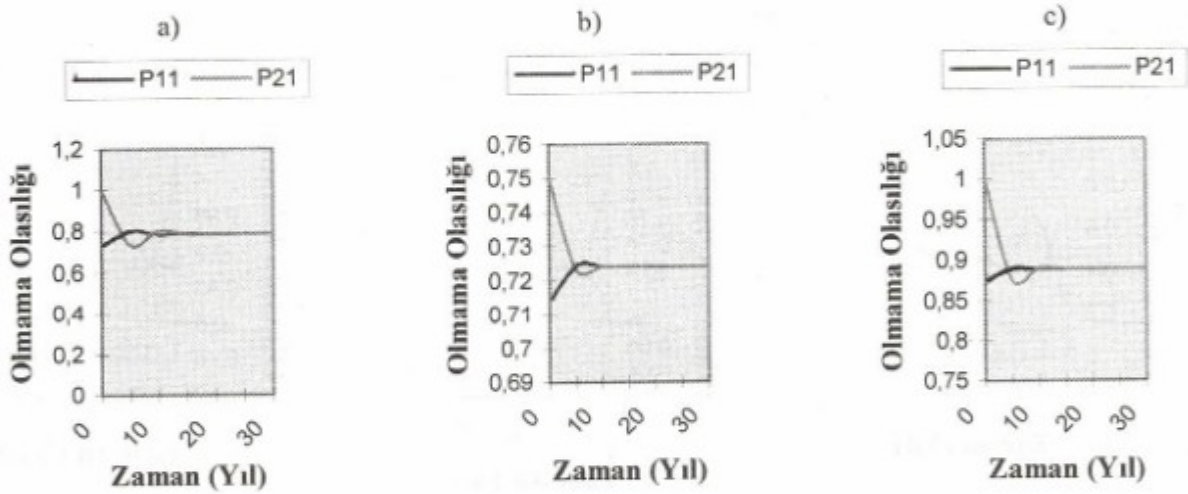
Batı ve doğu bölgesi 0-10 yıl içerisinde karşılaştırıldığında batı bölgesi, bir önceki zaman aralığında deprem olmuşsa $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olma olasılığı doğu bölgesine göre daha düşük $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha yüksektir. Batı bölgesinde deprem olmamışsa

$5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olma olasılığı doğu bölgesine göre daha düşük $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha yüksektir. Bir önceki zaman aralığında deprem olsun ya da olmasın her iki durumda da $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olma olasılığı batı bölgesinde doğu bölgesine göre daha



Şekil 4. 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıkları.

Figure 4. The probability of the occurrence of the earthquakes (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ and (c) $M \geq 6.0$ in 35.5° - 38.0° N ve 34.5° - 37.0° E in 35.5° - 38.0° N and 34.5° - 36.0° E.

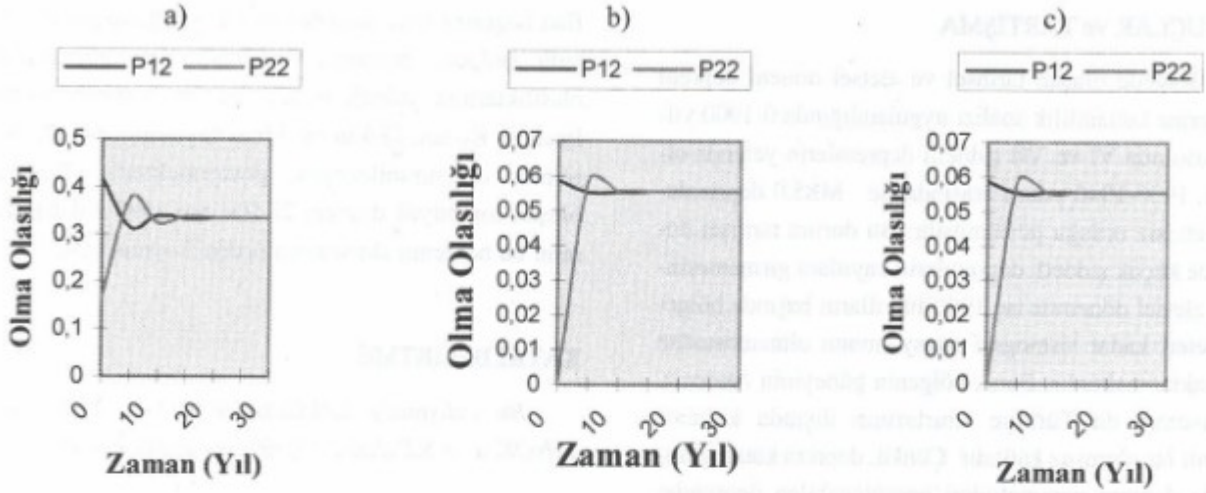


Şekil 5. 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.

Figure 5. The probability of the nonoccurrence of the earthquakes (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ and (c) $M \geq 6.0$ in 35.5° - 38.0° N and 34.5° - 36.0° E.

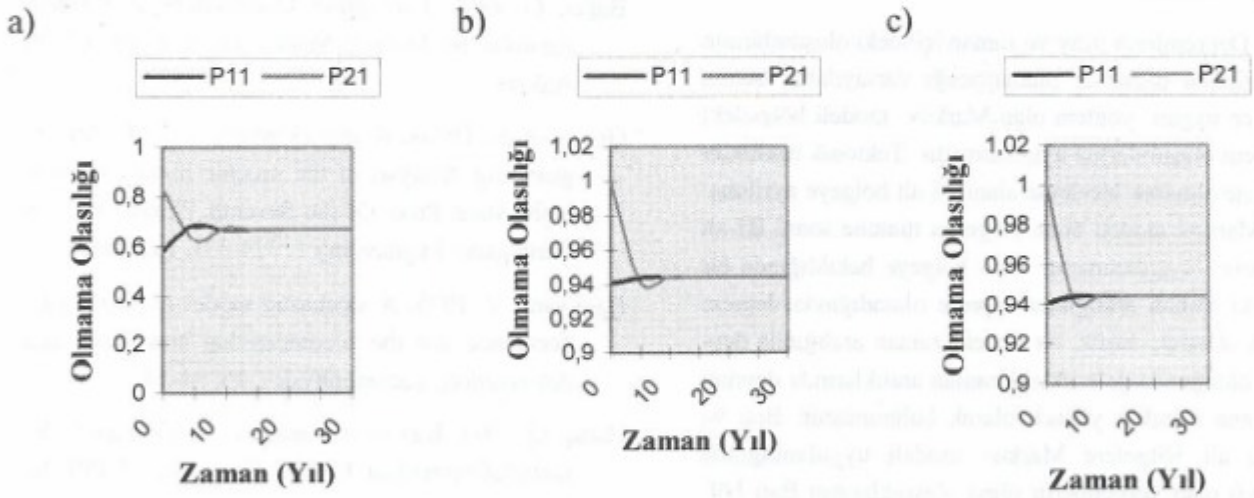
düşük $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha yüksektir. Bu durum bize $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin çoğunlukla B bölgesinde oluştuğunu, $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$ depremlerin batı bölgesinde oluştuğunu göstermektedir.

Bir başka açıdan bakacak olursak batı bölgesinde bir önceki zaman aralığında deprem olmamışsa yaklaşık 0-10 yıl içerisinde $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olmama olasılığı doğu bölgesine göre yüksek, $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha düşüktür. Batı bölgesinde bir önceki za-



Şekil 6. 35.5° - 38.0° K ve 36.0° - 37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıkları.

Figure 6. The probability of the occurrence of the earthquakes (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ and (c) $M \geq 6.0$ in 35.5° - 38.0° N and 36.0° - 37.0° E.



Şekil 7. 35.5° - 38.0° K ve 36.0° - 37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.

Figure 7. The probability of the nonoccurrence of the earthquakes (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ and (c) $M \geq 6.0$ in 35.5° - 38.0° N and 36.0° - 37.0° E.

man aralığında deprem olmuşsa yaklaşık 0-10 yıl içerisinde $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olmama olasılığı doğu bölgesine göre yüksek $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha düşüktür.

Sonuçlardan $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$ depremlerin Batı bölgesinde olma olasılıklarının daha fazla, $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin ise olma olasılıklarının doğu bölgesinde daha fazla oldukları anlaşılmaktadır.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Bölgede oluşan tarihsel ve aletsel dönem deprem verilerine tamamlılık analizi uygulandığında 0-1900 yılları arasında VI ve VII şiddetli depremlerin yetersiz olduğu, 1900-1940 yılları arasında ise $M \leq 5.0$ depremlerin yetersiz olduğu görülmüştür. Bu durum tarihsel dönemde küçük şiddetli depremlerin kayıtlara girmemesinden, aletsel dönemde ise 1900'lü yılların başında bölgede yeteri kadar sismograf istasyonunun olmamasından kaynaklanmaktadır. Buna, bölgenin güneyinin Akdeniz, doğusunun da Türkiye sınırlarının dışında kalması önemli bir olumsuz katkıdır. Çünkü, deprem kataloglarımızda deprem parametreleri hesaplanabilen depremler yer almaktadır. Bu hesaplamaları yapabilmek için yeter sayıda gözlem yapılamamış ise bu tür depremler kataloglara girmemektedir. Bölgenin aktivitesi düşünüldüğünde ileri çalışmaların daha sağlıklı sonuçlar verebilmesi için bölgenin daha sık gözlem ağıyla donatılması yararlı olacaktır.

Depremlerin uzay ve zaman içindeki oluşumlarının birbirinden bağımsız olamayacağı varsayılarak bunun için en uygun yöntem olan Markov modeli bölgedeki deprem oluşumlarına uygulanmıştır. Tektonik özellikler dikkate alınarak inceleme alanı iki alt bölgeye ayrılmıştır. Markov modeli önce bölgenin tümüne sonra iki alt bölgeye uygulanmıştır. Tüm bölgeye bakıldığında bir önceki zaman aralığında deprem olmadığında deprem olma olasılığı düşük, bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda gelecekteki zaman aralıklarında deprem olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuştur. Batı ve doğu alt bölgelere Markov modeli uygulandığında $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıklarının Batı bölgesinde yüksek olduğu, $M \geq 5.0$ olan depremlerin olma olasılıklarının ise doğu bölgesinde yüksek olduğu sonucu ortaya çıkmıştır. Bu durum inceleme alanının doğu bölgesinde yeralan Doğu Anadolu Fay Zonu'nda ve Bitlis Bindirme Zonu'nda küçük magnitüdü depremlerin

Batı bölgesine göre daha çok ve sık olduğunu göstermektedir. Bölgenin batısında $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıklarının yüksek olması ise bu bölgede yeralan Ecemiş, Kozan, Göksu ve Misis faylarının büyük depremler oluşturabileceğini göstermektedir. Bölgede oluşan son büyük deprem 27 Haziran 1998 Adana depremi bu bölgenin aktivitesini ortaya koymaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada katkılarından dolayı Yıldız ALTINOK'a ve S.Balamir ÜÇER'e teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Altınok, Y. 1988, Semi-Markov Modelinin Kuzey Anadolu Fay Zonunda Deprem Riskine Uygulanması, Jeofizik, 2, 44-48, Ankara.
- Bağcı, G. 1996, Earthquake Occurrences in Western Anatolia by Markov Model, Jeofizik, 10, 67-75, Ankara.
- Grivas, A.A., Dyvik, R. and Howland, J. 1980, An Engineering Analysis of the seismic history of New York State, Proc. Of the Seventh World Conf. on Earthquake Engineering 1, 324-331, İstanbul.
- Hagiwara, Y. 1975, A stochastic model of earthquake occurrence and the accompanying horizontal land deformation, Tectonophysics, 26, 91-101.
- Halaç, O. 1991, Kantitatif Karar Verme Teknikleri, İstanbul Üniversitesi İşletme Fakültesi, 99-150, İstanbul.
- Kremidjian, A.S. and Anagnos, T. 1980, A homogeneous stochastic model for earthquake occurrences. Contract No. 14-08-0001-17766, Dept. of Civil Engineering, Stanford University, Stanford.

YAYIM KOŞULLARI

JEOFİZİK dergisinde yayımlanacak yazıların aşağıda belirtilen koşullara uygun olarak hazırlanması gerekmektedir. Biçim olarak yayım koşullarına uymayan yazılar incelemeye alınmadan geri verilecektir. Gönderilecek yazılar, bir asıl ve üç kopya olmak üzere, özet, abstract, ana yazı, kaynaklar, şekil ve çizelge yazıları ayrı bölümler halinde hazırlanmaktadır. Bu üç kopyaya Word kelime işlemcisiyle hazırlanmış bir disketi eklenmelidir.

JEOFİZİK dergisinde yayımlanmak üzere gönderilmiş makalelerle ilgili bütün yazışmalar TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası ile yapılır.

Başka yayın organlarında yayımlanmış veya yayım için gönderilmiş makaleler basılmayacaktır. Yazarlar, makalenin Yayın Kurulu'na ilk gönderilişinde bir sunuş mektubu ile yazının başka bir yerde yayımlanmadığını ve bundan sonra da yayım için sunulmayacağını belirtmelidir. İki kez farklı toplantılarda sunulmuş ve özetler kitabında yer almış makaleler kabul edilmez.

YAYINA KABUL

Dergiye basım için gönderilen herhangi bir yazı öncelikle Editör tarafından incelenecektir. Ancak, bu ilk inceleme yazının bilimsel özü ile ilgili olmayıp, yayım amaçlarına ve yayım kurallarına uygunluğunun araştırılması şeklindedir. İlk seçimden sonra, makalenin konusunda uzmanlığı ile tanınmış üç hakeme başvurulmaktadır. İki olumlu görüşün bildirilmesi yazının basılması için yeterlidir. Genellikle, hakemler düzeltme önermekte, hakemlerden gelen öneriler Yayın Kurulu'na süzgeçten geçirilerek birleştirilmekte ve yazarlara bildirilmektedir. Kolay anlaşılabilirlik ve bilimsel yeterliliğin sağlanması ile yazı basım için sıraya konmaktadır.

DİL VE ANLATIM

Yazılarda konunun özlu bir anlatımla verilmesine çalışılmalı ve konu gereksiz yere uzatılmamalıdır. Ancak, yazı anlaşılacak kadar kısa veya matematiksel bağıntı listesi şeklinde de hazırlanmamalıdır. Yazıda düzgün bir Türkçe kullanılmalı ve dilbilgisi kurallarına uyulmalıdır. Özellikle yeni bir konunun anlatımında, kullanılacak sözcüklerin seçimine özen gösterilmelidir. Dilimizde karşılığı olmayan terimler için öneri yapıldığında, yazı içerisinde ilk kullanılışında karşılığı ayraç içinde verilmelidir. YKaygın olarak kullanılan ve geniş bir kesim tarafından kabul edilen Türkçe terimler için yeniden terim önerisi gerekli olmadıkça yapılmamalıdır.

YAZININ DAKTİLO EDİLMESİ

Yazılar bir asıl ve üç kopya olmak üzere hazırlanmalı ve 1.5 satır aralıklı yazılmalı, sayfaların üst, alt, sol ve sağ yanlarında boşluklar bırakılmalıdır. Şekiller, çizelgeler ve alt yazılar yazı içerisinde konulmamalı, ayrıca yazılmalıdır. Yerleştirme ve yazılım açısından güçlük çıkarttığından rolayı dipnotlardan kaçınılmalıdır. Özet, Abstract, Anabasklıklar, Kaynaklar sayfa başından başlamak üzere yazılmalı ve bütün sayfalar numaralandırılmalıdır.

Yazım hataları mutlaka el yazısıyla da olsa ydüzeltmeli ve gözden kaçabilecek düzeltmelere olanak sağlamak amacıyla yukarıda da belirtildiği gibi 1.5 satır aralıklı yazılmalıdır. Bilgisayarda Word kelime işlemcisiyle yazılmış yazılar yayım için kabul edilir.

BAŞLIK VE ÖZET

Yazının başlığı mümkün olduğu kadar kısa olmalı, konuyu en iyi şekilde belirtmelidir. Özet 200 sözcüğü geçmemeli ve formül içermemelidir. Özeti İngilizcesi Abstract başlığı ile verilmeli ve özetten kesinlikle farklı olmamalıdır.

ANA METİN

Yazı üç aşamada kaleme alınmalıdır. Bunlar giriş, ana başlıklar ve sonuçlar bölümleridir. Yazı, giriş bölümüyle başlamalı ve daha önce yapılan çalışmalar ve yazının amacı tanıtılmalıdır. Daha sonra yazı ana başlıklara bölünerek, okuyucuya aktarılacak istenen düşünceler bir gelişim planına göre kaleme alınmalıdır. Sonuçlar bölümünde, elde edilen sonuçlar ve önerilen yöntemin kullanılmasıyla okuyucunun ne gibi yararlar elde edeceği özetlenmelidir. Ana başlıklar büyük harfle ve paragrafbaşı yapılmadan yazılmalıdır. Giriş ve sonuçlar dışında diğer ana başlıklar gerekirse alt başlıklara ayrılabilir. Alt bölüm başlıkları küçük harflerle ve ana başlıklarla aynı hizada yazılmalı ve dizgi sırasında farklı punto ile dizileceğinden altı çizilmelidir. Hem ana hem de alt başlıklardan sonra yazıya paragraf başı yapılarak devam edilmelidir.

Yazı içerisinde yazar adlarına değinim iki türlü gerçekleştirilebilir. Eğer, yazar adı cümlelerin öznesi olarak kullanılıyorsa, yazılmalı verilen örnekteki gibi olmalıdır. "Baker ve Carter (1972) bu konuda çeşitli araştırmalar yapmışlardır". Eğer, yazar adları cümlelerin bir parçası olarak kullanılmıyorsa izleyen örnekte olduğu gibi adlar ayraç içinde verilmelidir. "Bu konuda çeşitli araştırmalar yapılmıştır (Baker ve Carter 1972)". Yazarlar yabancı olsa dahi, yazı içerisinde "and" ve "et.al" sözcükleri yerine, iki yazar için "ve"

ikiden fazla yazar için "ve diğ." kullanılmalıdır. Kişisel konuşmalar metin içerisinde ayrıç içinde belirtilmeli ve kaynaklar bölümüne konulmalıdır.

Şekil ve çizelgelerin metin içinde yazılımı da yazar adlarının yazılımı ile aynıdır. İzleyen örneklerde olduğu gibi iki tür yazılım kullanılmalıdır. "Şekil 14'de salınımlı fonksiyonlar görülmektedir." ya da "Bu fonksiyonlar salınımlı bir yapı gösterir (Şekil 14)." Şekil ve çizelgeler yazı içerisinde geçiş sırasına göre numaralandırılmalıdır.

Matematik bağıntılarda kullanılan simgelerin, ilk geçişlerinde anlamları ve gerektiğinde birimleri verilmelidir. Metin içinde değinilen bağıntılar kesinlikle numaralandırılmalıdır. Tüm bağıntıların numaralandırılması yazara bağlıdır. Başkaları tarafından türetilen bağıntılar için kaynak verilmesine özen gösterilmelidir. Bağıntılar, paragraf başı yapılmadan (sola dayalı olarak) yazılmalıdır.

Birimlendirme SI Birim Sistemi'ne göre yapılmalıdır. Kısaltmalarda SI Birim Sistemi kurallarına uyulmalıdır. En sık görülen yanlış birim kısaltmalarında nokta kullanılmasıdır. Diğer tüm kısaltmalarda ise, ilk yazılıştan sonra ayrıç içinde kısaltmanın açık yazılımı verilmelidir. Örneğin, EM (elektromanyetik) gibi. Standart hale gelmiş simgeler dışında Yunan Harfleri kullanılmamalıdır. Genellikle, bu harfler el ile yazıldığından, basımevine kolaylık sağlamak için ilk geçişlerinde kurşun kalemle üstlerine okunuşu yazılmalıdır. (teta, kappa).

ŞEKİL VE ÇİZELGELER

Şekiller aydınlatıcı kağıdına çizilmeli ve yazıları şablon ile yazılmalıdır. Şekillerin küçültülmesi olası olduğundan, bu ydurdumda şekiller ve şekil üstündeki yazılar özelliğini kaybetmeyecek biçimde hazırlanmalıdır. Büyük boyuttaki şekiller tek sayfa boyutunda basılacağından, özellikle bu tür şekillerin hazırlanmasına özen gösterilmelidir. Basım için elverişli olabilecek bilgisayar çıktıları dışında, basımda güçlük çıkaracak türde hazırlanan şekil veya çizelgeler kabul edilmeyecektir.

Her şekil ve çizelgenin üstüne kurşun kalemle numarası yazılmalıdır. Şekil ve çizelgelerin alt yazıları Türkçe ve İngilizce olarak ayrıca daktilo edilmelidir. Yazı içerisinde şekil ve çizelge terimleri yerine başka terimler kullanılmamalıdır.

Şekil ve çizelgelerde bulunan açıklayıcı bilgilerin yanına veya altına ayrıç içinde İngilizceleri de yazılmalıdır.

KAYNAKLAR

Yazı içerisinde geçen bütün kaynaklar, yazı sonunda yazar soyadlarına göre alfabetik olarak verilmelidir. Aynı yazarın, aynı yılda birden fazla yazısı kaynak olarak gösterilmesi durumunda a, b, c şeklinde bir sıralama yıl sonuna eklenmelidir. Yazı içerisinde bir yazarın birden fazla yazısını belirtmek için yıllar virgülle ayrılarak verilmelidir. Örneğin (Koefoed 1979a, 1979b, 1980). Kaynaklar listesinde alt alta düşen aynı yazar adı için çizgi kullanılmamalıdır. Birden fazla yazar olduğunda makale Türkçe ise "ve", İngilizce ise "and" sözcüğü kullanılmalıdır.

Makalelerin kaynak verilmesinde, yazar soyadı, adın ilk harfi, yıl, makale adı, yayınlandığı dergi, cilt no, sayfa noları sırasına uyulmalıdır. Aşağıdaki örneklerin incelenmesiyle anlatılmaya çalışılan kalıp açıklıkla görülebilir:

Klein, J.D., Biegler, T. and Horne, M.D. 1984, Mineral interfacial processes in the method of induced polarization, *Geophysics* 49, 1105-1114.

Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978 a, Non linear impedance of mineral-electrolyte interface, Part I: Pyrite, *Geophysics* 43, 1222- 1234.

Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978b, Non linear impedance of mineral-electrolyte interfaces, Part II: Galena, Chalcopyrite and Graphite, *Geophysics* 43, 1235-1249.

Kitapların kaynak verilmesinde, yazar soyadı, adın ilk harfi, yıl, kitabın adı, yayıncı sırasına uyulmalıdır. Sayfa sayısı ise belirtilmemelidir. Kitap adının yazılışında kelimelerin ilk harfleri büyük harf olmalıdır. Tez, rapor ve benzeri yazılar için de aynı kural geçerlidir.

MacDonald, D.D. 1977, *Transient Techniques in Electrochemistry*, Plenum Press, New York.

Kitap içerisinde yayınlanan makalelerin kaynak gösterilmesi aşağıdaki biçimde olmalıdır.

Sluyters-Rehbach, M and Sluyters, J.H. 1970, Sine wave methods in the study of electrode processes in *Electroanalytical Chemistry* 4.J.A. Bard, (Ed.). Marcel Dekker, New York.

Smith, D.E. 1966, AC polarography and related techniques, in *Electroanalytical Chemistry I*, J.A.Bard. (ed.) Marcel Dekker, New York.

Dergi, kuruluş ve yayıncı adlarında kısaltma yapılmamalıdır.

ODA ÜYELERİ

2108 NURETTİN BULUT
 2109 ERDİNÇ YAYLALI
 2110 AYKUT GÖKKAYA
 2111 GÜRKAN YILDIZ
 2112 FAZİLET FIRINCI
 2113 BÜLENT PARLAK
 2114 ONUR DEMİRCİ
 2115 A.NAİL YILMAZ
 2116 ORHAN KESEMEN
 2117 ŞİH HASAN KARA
 2118 NEDİM ARSLAN
 2119 ULUBEY ÇEKEN
 2120 MÜFİDE KILINÇ
 2121 BEDRETTİN DURAN
 2122 SÜLEYMAN UYSAL
 2123 ALİ ÖZTÜRK
 2124 SERDAR BİLOL
 2125 OLCAY TAYLAN
 2126 TÜRKAN ÜNAL
 2127 RAUF ATILLA
 2128 HÜLYA KARA
 2129 CENGİZ SAVAŞ
 2130 ZEYNEL ÖZCAN
 2131 YAŞAR BAŞ
 2132 MEHMET KARA
 2133 TANNER BULAT
 2134 M.SAMİ ENSARİ
 2135 İLKER COŞKUN
 2136 VEYSEL ATILGAN
 2137 HÜLYA ŞENYÜREK
 2138 FATİH UYGURTAŞ
 2139 AKGÜL YÜCEL
 2140 ABDULLAH BAŞ
 2141 NAIL KIRAS
 2142 ZAFER GÜRBÜZ
 2143 K.SEVİL ÖZGÜNEL
 2144 ERDAL ŞAHAN
 2145 ÖZGÜR ÇALIŞ
 2146 YAŞAR KÜPELİKILIÇ
 2147 HALİL ÖZKÜTÜK
 2148 MEHMET SİVASLI
 2149 HATİCE KÜÇÜK
 2150 GÜLNUR AKAR
 2151 NİSA ÖZGÜ
 2152 OSMAN AVCI
 2153 MURAT TOPÇU
 2154 DERYA POLAT
 2155 MAHMUT PALUTOĞLU
 2156 TOLGA ŞİŞMANLAR
 2157 A.MURAT AKOĞLU
 2158 TACİSER ÇETİROL
 2159 BARIŞ KAYA

2160 ŞABAN KILIÇ
 2161 BÜLENT AKYAZ
 2162 YEŞİM ARTAR
 2163 ATAKAN AŞCI
 2164 ASLIHAN ŞAPAŞ
 2165 YALÇIN YAYLA
 2166 HAKAN YILMAZ
 2167 BANU TİMÜÇİN
 2168 NALAN KARADENİZ
 2169 LARA YAYLA
 2170 BÜLENT VAROL
 2171 YİĞİT TİTİZ
 2172 SİNAN BAHADIR
 2173 NURGÜL ERDEM
 2174 SELAHATTİN YERLİ
 2175 ŞEMSETTİN ÇELİK
 2176 BURHAN KARATAŞ
 2177 ALPER MAVİENGİN
 2178 ONUR POZAN
 2179 HALİL KÖSESOY
 2180 ARZU ÖTÜK
 2181 B.KÜRŞAD ALAGÖZ
 2182 CAN KIZILAY
 2183 ENVER SAYAROĞLU
 2184 ÖZGEN YAMANEL
 2185 ZEHRA DEDEBALI
 2186 İBRAHİM ALPARSLAN
 2187 KORAY MUTLU
 2188 GÜLTEN POLAT
 2189 YAVUZ GÜRBÜZ
 2190 YAKUP KARALIK
 2191 MELİH BÜYÜKARSLAN
 2192 CEM ÇETİN
 2193 AYHAN ATMACA
 2194 GAMZE YILMAZ
 2195 BUKET ARI
 2196 NESLİHAN EREN
 2197 YUSUF KARLI
 2198 EKREM ALTINEL
 2199 VİLDAN ERBAY
 2200 SAADET TOPRAK
 2201 DOĞA DÜŞÜNÜR
 2202 H.EBRU BOZDAĞ
 2203 SAVAŞ UYAR
 2204 MURAT KARABULUT
 2205 İLGİN ARI
 2206 SUPHİYE EKİNCİ
 2207 O.BERKAY BERKSOY
 2208 AYŞEGÜL GÜLHAN
 2209 SEDAT AKALIN
 2210 BURAK APAYDIN
 2211 EMEL ÇALI

ODA ÜYELERİ

2212	NİHAT GÖZÜTOK	2264	FİKRİ BİLGE
2213	UĞUR TÜRKKIYISI	2265	YÜKSEL YERLİ
2214	EMRE DAMCI	2266	DENİZ ÇUKUR
2215	N.MURAT TAMER	2267	M.DENİZ EKER
2216	A.HAKAN ÖZER	2268	YEŞİM ÇİMEN
2217	HAKAN GENÇASLAN	2269	MELTEM TÜRKOĞLU
2218	HAKKI ŞİMŞEK	2270	EREN TEPEUĞUR
2219	CANER ŞENER	2271	İLKER YÜKSEL
2220	SELDA GÜRPINAR	2272	E.ALİYE KOYLU AKTAŞ
2221	HÜLYA AKPINAR	2273	HASAN UZUN
2222	COŞKUN BULUT	2274	ZEYNEL ABİDİN SARIKAN
2223	ÜZEYİR TÜRKALİ	2275	MUKADDES AYDIN
2224	ÖZGÜR GÜNDOĞAN	2276	MURAT KARA
2225	CİHAT ELYILDIRIM	2277	METE KÜRŞAT KARAKAŞ
2226	CAN BECER	2278	CANAN HURMA
2227	BÜLENT TAŞKIRAN	2279	EROL ÖZEL
2228	DİLEK YILMAZ	2280	ECEVİT AKBABA
2229	ÖNDER BÜYÜKBAYRAK	2281	MESUT ÇETİN
2230	ALİ ÖZÇAM	2282	YÜCEL GÜMÜŞ
2231	Ö.İŞİLTAN İNCİ	2283	HACI FAZLI YAYĞAZ
2232	MUSTAFA SOYSAL	2284	LEVENT SÜRÜCÜ
2233	DENİZ YILDIRIM	2285	ERSAN BERBEROĞLU
2234	SERKAN IŞIK	2286	SAVAŞ KOVANCI
2235	AYBERK AKSAN	2287	İŞİLAY ERARSLAN
2236	MEHMET ACAR	2288	AHMET TOPAK
2237	MUZAFFER KÖGMEN	2289	MUSA SERKAN KOCACIK
2238	KEMAL ÇEBİ	2290	SEYFETTİN AKÇA
2239	H.GÜLHAN ÖZ	2291	MİTHAT AYDIN
2240	MENEKŞE TEKİN	2292	ÜLBEN EZEN
2241	İSKENDER TURAN	2293	EMİNE AKARSU
2242	TÜLİN ER	2294	MÜMTAZ KARA
2243	ATILLA ÖZTOP	2295	SEDA AKACAN
2244	AYŞE YILMAZ	2296	HAKAN ŞENGÖZ
2245	BERRİN TETİK	2297	İSMAİL KANIK
2246	CEMİL ACAR	2298	DAVUT BAYRAK
2247	KULU KAYA	2299	HÜLYA SÖNMEZ
2248	ATAKAN YÜKLÜ	2300	İLKAN SESLER
2249	ERCAN OSMANOĞLU	2301	SELİM UZUNTAYA
2250	ÖCAL CENGİZ	2302	GÖNÜL TALAY
2251	A.EBRU TUNA	2303	MÜSLÜM SATICI
2252	DENİZ KUNBUR	2304	ÖZDOĞAN YILMAZ
2253	MUSTAFA ÇETİNER	2305	SERİM SEMİH ERTUĞ
2254	DİLEK BATUM	2306	MİKAİL AYKAN
2255	ELİF HAMZAOĞLU	2307	EDA SİVRİ
2256	ŞEBNEM ARSLAN	2308	TOLGA AÇIKEL
2257	AYFER KAYA	2309	BURAK AKTAŞ
2258	DERYA TAŞKIRAN	2310	ŞEYMA İÇÖZ
2259	NAZAN BAŞKIR	2311	ÖZLEM ÇOBAN
2260	BETÜL IŞIKDENİZ	2312	RÜSTEM KILTAÇ
2261	BANU PAKSOY	2313	HAKAN TERZİOĞLU
2262	K.DEVRİM ATA	2314	TUGAY DİVRİKLİOĞLU
2263	TUĞRUL ÖZAL	2315	YASEMİN AKDAŞ

